

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Геофизический центр Российской академии наук

---

На правах рукописи

Лебедев Сергей Анатольевич

## **СПУТНИКОВАЯ АЛЬТИМЕТРИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

Специальность 25.00.29 – Физика атмосферы и гидросфера

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора физико-математических наук

Научный консультант;  
доктор физико-математических наук  
Костяной Андрей Геннадьевич

Москва – 2014

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение .....</b>	<b>8</b>
<b>Глава 1. Особенности гидрометеорологического и гидродинамического режимов Каспийского моря.....</b>	<b>18</b>
1.1 Физико-географические особенности.....	18
1.2 Водный баланс .....	20
1.3 Уровень моря .....	24
1.3.1 Многолетняя изменчивость уровня .....	24
1.3.2 Сезонные изменения уровня.....	26
1.3.3 Короткопериодные колебания уровня.....	28
1.4 Ветровой режим.....	29
1.5 Ветровое волнение.....	34
1.6 Ледовый режим.....	36
1.7 Течения .....	38
1.7.1 Циркуляция моря по данным наблюдений .....	38
1.7.1.1 Циркуляция Северного Каспия .....	38
1.7.1.2 Циркуляция Среднего и Южного Каспия .....	39
1.7.2 Моделирование циркуляции Каспия .....	41
1.7.2.1 Основные этапы развития.....	41
1.7.2.2 Циркуляция Северного Каспия .....	43
1.7.2.3 Циркуляция моря в целом.....	44
1.7.2.4 Основные модели циркуляции Каспийского моря.....	45
1.8 Инструментальные наблюдения.....	54
1.8.1 Уровень моря .....	54
1.8.1.1 Особенности измерений уровня на постах .....	55
1.8.1.2 Недостатки измерений уровня моря на постах.....	56
1.8.2 Ветровой режим.....	59
1.8.3 Ветровое волнение .....	61
1.9 Выводы к Главе 1 .....	65

<b>Глава 2. Метод спутниковой альtimетрии .....</b>	<b>67</b>
2.1 Развитие спутниковой альtimетрии .....	67
2.2 Геодезические и изомаршрутные программы .....	69
2.3 Геометрия метода .....	73
2.4 Физические основы метода.....	75
2.4.1 Рабочая частота альtimетра .....	75
2.4.2 Диаграмма направленности антенны альtimетра .....	76
2.4.3 Определение расстояния от альtimетра до подстилающей поверхности.....	78
2.4.4 Площадь сегмента отражения .....	79
2.5 Анализ формы отраженного импульса.....	82
2.6 Значимая высота ветровых волн .....	86
2.7 Скорость приводного ветра .....	90
2.8 Поправки на влияние атмосферы.....	93
2.8.1 «Сухая» тропосферная поправка.....	94
2.8.2 Поправка на влажность .....	95
2.8.3 Ионосферная поправка.....	96
2.9 Поправки на состояние подстилающей поверхности .....	97
2.9.1 Поправка на электромагнитное смещение.....	98
2.9.2 Поправка на асимметрию возвышений морской поверхности .....	101
2.10 Геофизические поправки .....	101
2.10.1 Поправка обратного барометра.....	101
2.10.2 Приливные поправки.....	102
2.10.2.1       Океанические приливы.....	102
2.10.2.2       Земные приливы.....	105
2.10.2.1       Полюсные приливы .....	106
2.10.2.2       Нагрузка на ложе океанов и морей.....	107
2.11 Поправка на отклонение от положения надира .....	108
2.12 Инструментальная поправка.....	110
2.13 Спутниковая альtimетрия в науках о Земле .....	110

2.13.1 Геодезия и гравиметрия .....	110
2.13.2 Батиметрия Мирового океана.....	112
2.13.3 Геология .....	114
2.13.4 Океанология .....	115
2.13.4.1       Динамика океана .....	115
2.13.4.2       Изменения уровня Мирового океана.....	117
2.13.5 Гляциология .....	119
2.13.6 Гидрология суши .....	120
2.13.7 Ландшафтоведение.....	121
2.14 Выводы к Главе 2	122
<b>Глава 3. Обработка данных спутниковой альtimетрии для региона Каспийского моря.....</b>	<b>124</b>
3.1 Выбор данных спутниковой альтиметрии.....	124
3.2 Обработка данных .....	126
3.2.1 Учет поправок на влияние атмосферы .....	126
3.2.1.1       «Сухая» тропосферная поправка .....	126
3.2.1.2       Поправка на влажность.....	131
3.2.1.3       Ионосферная поправка .....	137
3.2.2 Учет поправок на состояние подстилающей поверхности.....	141
3.2.3 Учет геофизических поправок .....	141
3.2.4 Учет систематической ошибки .....	141
3.2.5 Приведение данных к единому отсчетному эллипсоиду .....	146
3.3 Ретрекинг формы отраженного импульса .....	147
3.3.1 Особенности альтиметрии внутренних водоемов .....	148
3.3.2 Региональный адаптивный ретрекинг .....	149
3.3.3 Уровень воды в Горьковском водохранилище .....	154
3.3.3.1       Физико-географические особенности.....	154
3.3.3.2       Выбор и обработка данных .....	155
3.3.3.3       Кусочно-постоянная модель подстилающей поверхности .....	161

3.3.3.4	Расчет форм телеметрических импульсов .....	162
3.3.3.5	Критерий отбора телеметрических импульсов .....	165
3.3.3.6	Применение алгоритма регионального адаптивного ретрекинга .....	165
3.3.4	Уровень воды в Волжских водохранилищах .....	167
3.3.5	Уровень моря в прибрежной зоне Каспия.....	168
3.4	Выводы к Главе 3.....	169
<b>Глава 4. Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии .....</b>		<b>170</b>
4.1	Основные типы данных.....	170
4.1.1	Оперативные данные.....	170
4.1.2	Промежуточные данные .....	171
4.1.3	Окончательные данные .....	172
4.1.4	Данные о форме отраженного импульса .....	172
4.2	Базы данных спутниковой альтиметрии.....	172
4.2.1	Структура баз данных спутниковой альтиметрии.....	173
4.2.2	Базы исходных данных .....	174
4.2.3	Базы скорректированных высот морской поверхности и аномалий уровня моря .....	175
4.2.4	Другие базы данных спутниковой альтиметрии .....	176
4.2.5	Особенности баз данных спутниковой альтиметрии .....	178
4.3	Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии.....	179
4.3.1	Исходные данные .....	180
4.3.2	Результаты модельных расчетов .....	180
4.3.3	Дополнительная информация.....	181
4.3.4	Принцип интегрированности .....	183
4.4	Построение базы данных спутниковой альтиметрии для Каспийского моря (ИБДСА «Каспий») .....	183
4.5	Выводы к Главе 4.....	187

<b>Глава 5. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ .....</b>	<b>188</b>
5.1 Уровень моря .....	188
5.1.1 Многолетняя изменчивость уровня моря.....	188
5.1.2 Сравнительный анализ данных уровенных постов и данных спутниковой альтиметрии .....	193
5.1.3 Многолетняя изменчивость уровня залива Кара-Богаз-Гол.....	195
5.1.4 Сезонные изменения уровня.....	197
5.1.5 Короткопериодные колебания уровня.....	200
5.2 Ветровой режим.....	201
5.2.1 Верификация данных спутниковой альтиметрии.....	202
5.2.2 Синоптическая изменчивость.....	207
5.2.3 Сезонная изменчивость.....	210
5.2.4 Межгодовая изменчивость .....	215
5.3 Ветровое волнение.....	218
5.3.1 Верификация данных спутниковой альтиметрии.....	218
5.3.2 Синоптическая изменчивость.....	221
5.3.3 Сезонная изменчивость.....	223
5.3.4 Межгодовая изменчивость .....	229
5.4 Ледовый режим.....	232
5.5 Выводы к Главе 5.....	235
<b>Глава 6. Гидродинамический режим Каспийского моря .....</b>	<b>238</b>
6.1 Модель средней высоты морской поверхности.....	238
6.1.1 Особенности гравитационного поля.....	238
6.1.2 Модели средней высоты морской поверхности .....	242
6.1.3 Особенности гидрологического режима Каспийского моря .....	244
6.1.4 Используемые данные и методика их обработки .....	245
6.1.5 Изменчивость высоты морской поверхности вдоль трека.....	246
6.1.6 Пространственная неоднородность межгодовой изменчивости уровня .....	248

6.2 Течения .....	253
6.2.1 Поля аномалий уровня моря .....	253
6.2.2 Поля динамической топографии.....	254
6.2.3 Поля геострофических скоростей и завихренности .....	260
6.3 Продвижение паводка реки Волга по акватории моря .....	267
6.3.1 Пространственная неоднородность .....	267
6.3.2 Межгодовая изменчивость .....	269
6.4 Выводы к Главе 6.....	272
<b>Заключение .....</b>	<b>274</b>
<b>Список сокращений .....</b>	<b>280</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>282</b>
<b>Приложения.....</b>	<b>334</b>
<b>П.1        Список публикаций автора по теме диссертации .....</b>	<b>335</b>

## **ВВЕДЕНИЕ**

**Актуальность темы.** В настоящее время большое внимание уделяется комплексному изучению Каспийского моря. И связано это не только с интенсивным развитием добычи нефти (Зонн, Жильцов, 2008), но и с продолжающимися значительными колебаниями уровня Каспия. За время инструментальных наблюдений (с 1830 г.) амплитуда колебаний уровня Каспийского моря составила более 3 м. Самый низкий уровень наблюдался в 1977 г. и составил  $-29\text{ m}^1$ , что является самой низкой отметкой за последние 400–500 лет (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, Yablonskaya, 1994). К середине 1995 г. уровень вырос на 2,5 м, после чего стал снижаться (Kosarev et al., 2004; Kosarev, 2005).

Необходимость физически оправданного прогноза дальнейшей эволюции уровня моря, потенциальная возможность затопления прибрежных районов Российской Федерации и других государств, 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 Каспийского моря.

Учитывая, что ни минимальное значение уровня последних 35 лет ( $-29\text{ m}$  в 1977 г.), ни максимальное ( $-26,5\text{ m}$  в 1995 г.), ни смена знака изменений уровня в 1977 и 1995 гг. не были предсказаны существующими моделями и методами (Абузяров, 2004), то 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 станций 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 производят измерения вблизи береговой линии с разной точностью и временным разрешением в отсутствие единой высотной привязки. В боль-

---

<sup>1</sup> — Здесь и далее уровень Каспийского морядается в Балтийской системе высот относительно нуля Кронштадтского футштока.

шествие случаев существенное влияние на точность измерений оказывают как особенности рельефа суши, так и очертания береговой линии. На точность измерений уровня также оказывает влияние вертикальные движения земной коры в Каспийском регионе, которое вдоль побережья моря различается 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 изменчивость уровня Каспийского моря на всей его акватории.

Измерения высоты морской поверхности спутниковым альтиметром производятся 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 для внутренних водоемов (рек, водохранилищ и озер).

3. Создание специализированной базы данных спутниковой альтиметрии 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 анализа формы отраженных импульсов альтиметра (ретре-кинга) 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 альтиметрических 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 изменчивости 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 изменчивости 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 изменчивости, 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 особенностями гидрологического режима моря и гравитационного поля. Впервые построена карта вероятности максимального роста или падения уровня моря. Установлено, что зоны с максимальной из-

менчивостью 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, который апробировался не только в прибрежной зоне Каспийского моря, но и в акваториях пяти водохранилищ Волжского каскада (Рыбинского, Горьковского, Куйбышевского, Саратовского и Волгоградского), может использоваться для оценки изменчивости уровня в прибрежных зонах океанов, внутренних морей и внутренних 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 ФГБУН<sup>1</sup> Геофизического центра РАН (2003–2013); семинаре отдела исследований Земли из космоса ФГБУН Института космических исследований РАН (2012, 2013); заседаниях Ученого совета Физического направления ФГБУН Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (2005, 2013), семинарах ФГБУН Института вычислительной математики РАН (2007, 2008, 2011); семинаре Санкт-Петербургского отделения ФГБУ<sup>2</sup> Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова (2010); семинаре кафедры океанологии ФГБОУ ВПО<sup>3</sup> Российского государственного гидрометеорологического университета (2012); генеральных ассамблеях Международного геодезического и геофизического союза (International Union of Geodesy and Geophysics – IUGG) (2003, 2007); научных ассамблеях Международной ассоциации физических наук об океане (International Association for the Physical Sciences of the Oceans – IAPSO) (2001, 2005, 2009, 2013); научных ассамблеях Международной ассоциации геодезии (International Association of Geodesy – IAG) (2005, 2009); генеральных ассамблеях Европейского геофизического общества (European Geophysical Society – EGS) (2001, 2002, 2003); генеральных ассамблеях Европейского геофизического союза (European Geosciences Union – EGU) (2004–2007, 2008–2009); ежегодных ассамблеях Союза наук о Земле стран Азии и Океании (Asia Oceania Geosciences Society – AOGS) (2006, 2007, 2009); научных ассамблеях Комитета по космическим исследованиям (Committee on Space Research – 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 (International Symposium on Remote Sensing of Environment – ISRSE) (2003, 2005, 2007, 2009); Льеж-

---

<sup>1</sup> — Федеральное государственное бюджетное учреждение науки.

<sup>2</sup> — Федеральное государственное бюджетное учреждение.

<sup>3</sup> — Федеральное государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования.

ском международном коллоквиуме по динамике океана (International Liege Colloquium on Ocean Dynamics) (2003, 2004, 2008, 2012); Международном Каспийском экологическом форуме (2012); Международном форуме «Каспийский диалог» (2011); Международных семинарах «Спутниковая альtimетрия в прибрежной зоне» (Costal Altimetry Workshop – CAW) (2009–2012); Международном симпозиуме «Достижения в области баз данных и информационных систем» (Advances in Data Bases and Information Systems – ADBIS) (1997); Международном семинаре по вычислительным наукам и информационным технологиям (International Workshop on Computer Science and Information Technologies – 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 (International Workshop on Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography) (2002); Всероссийской научной конференции по промысловой океанологии (2002, 2005); Международной конференции по дистанционным методам в исследовании океанов (Pan Ocean Remote Sensing Conference – PORSEC) (2006, 2008, 2010), Международном семинаре по использованию спутниковой альтиметрии в исследовании прибрежной зоны и суши (International Workshop on Costal and Land Application of Satellite Altimetry) (2006); Международном симпозиуме «15 лет прогресса спутниковой альтиметрии» (15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium) (2006); Международной конференции «Итоги электронного геофизического года» (2009); Международном симпозиуме «20 лет прогресса спутниковой альтиметрии» (20 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium) (2012); ежегодной конференции Международной ассоциации водных технологий (International Water Technology Conference – IWTC) (2011–2013).

Материалы диссертации представлены в научно-технических отчетах по проектам Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), Федеральных целевых научно-технических программ (ФЦНТП), Международной ассоциации по содействию сотрудничеству с учеными Новых независимых государств бывшего Советского Союза (International Association for the Promotion of

Co-operation with Scientists from the New Independent States of the Former Soviet Union — INTAS) и «НАТО – Наука для мира и безопасности (NATO – Science for Peace Project)»: «Интегрированная база российских и зарубежных спутниковых альtimетрических данных для целей фундаментальных исследований в науках о Земле» РФФИ № 96-07-89315-в (1996–1998); «Система автоматизированной обработки спутниковых альtimетрических и геофизических данных с дистанционным доступом для фундаментальных и прикладных исследований в науках о Земле» РФФИ № 01-07-90106-в (2001–2003); «Исследование межгодовой и сезонной изменчивости гидрологического и гидродинамического режима Каспийского моря по данным дистанционного зондирования» РФФИ № 06-05-64871-а (2006–2008); «Исследование пространственно-временной динамики основных составляющих водного баланса в устьевой области Волги» РФФИ № 07-05-00415-а (2007–2009); «Спутниковая альtimетрия Горьковского водохранилища и реки Волга в Нижегородской области» РФФИ № 08-05-97016-р\_поволжье\_а (2008–2010); «Мелкомасштабные вихри и тонкая пространственная структура течений на морском шельфе» РФФИ № 10-05-00428-а (2010–2012); «Спутниковый мониторинг рельефа суши и уровня воды во внутренних водоемах на территории Нижегородской области и г. Нижнего Новгорода» РФФИ № 11-05-97037-р\_поволжье\_а (2011–2012); «Распределенный информационный ресурс коллективного пользования для комплексного анализа данных космического дистанционного зондирования в интересах исследования Мирового океана» РФФИ № 11-07-12025-офи-м-2011 (2011–2012); «Исследование изменчивости климатически значимых параметров крупных и средних внутренних водоемов Евразии с помощью мультиспутниковых методов» РФФИ № 13-05-01125-а (2013–2015); «Оценка изменчивости базовых термо-гидродинамических параметров вод Каспийского моря и ее влияния на эволюцию его экологического состояния» (2002–2004) и «Разработка технологий многоуровневого регионально-адаптированного экологического и геодинамического мониторинга морей Российской Федерации в первую очередь районов шельфа и континентального склона» (2005–2006) ФЦНТП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники на 2002–2006 гг.»; «Value

added satellite ALTImetry for COastal Regions (ALTICORE)» («Улучшение данных спутниковой альtimетрии для прибрежных акваторий») INTAS № 05-1000008-7927 (2006–2008); «Multidisciplinary Analysis of the Caspian Sea Ecosystem (MACE)» («Междисциплинарный анализ экосистемы Каспийского моря») NATO № SFP981063 (2006–2008).

**Личный вклад автора.** Соискателем лично:

– Разработан принцип интегрированности, который программно реализован при создании баз данных спутниковой альtimетрии 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 альtimетрии для акватории Каспийского моря, которая основана на оптимизации алгоритма расчета ряда обязательных поправок.

– Проведена обработка и анализ данных по уровню моря, скорости приводного ветра и высоте волн.

Алгоритм регионального адаптивного ретрекинга, разрабатывался совместно с коллегами из ФГБУН Института прикладной физики РАН и ФГБУН 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): «Спутниковая альtimетрия Каспийского моря» (2005) и «Комплексный спутниковый мониторинг морей России» (2011), 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 сбор-

никах трудов конференций (из них 6 российские конференции и 14 зарубежные конференции), а также более 50 тезисов докладов на научных конференциях.

Коллективной монографии «Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем», в которой опубликована глава «Моря», написанная С.А. Лебедевым со соавторами, решением Совета учебно-методического объединения по образованию в области гидрометеорологии присвоен гриф «Допущено Учебно-методическим объединением по образованию в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлениям «Гидрометеорология» и «Прикладная гидрометеорология».

**Структура и объем диссертации.** Работа состоит из введения, 6-ти глав, заключения, списка сокращений, списка использованных источников из 523 наименований (из них 302 на зарубежные источники) и приложения. В ней содержится 350 страниц, 24 таблиц и 150 рисунков.

# **ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО И ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

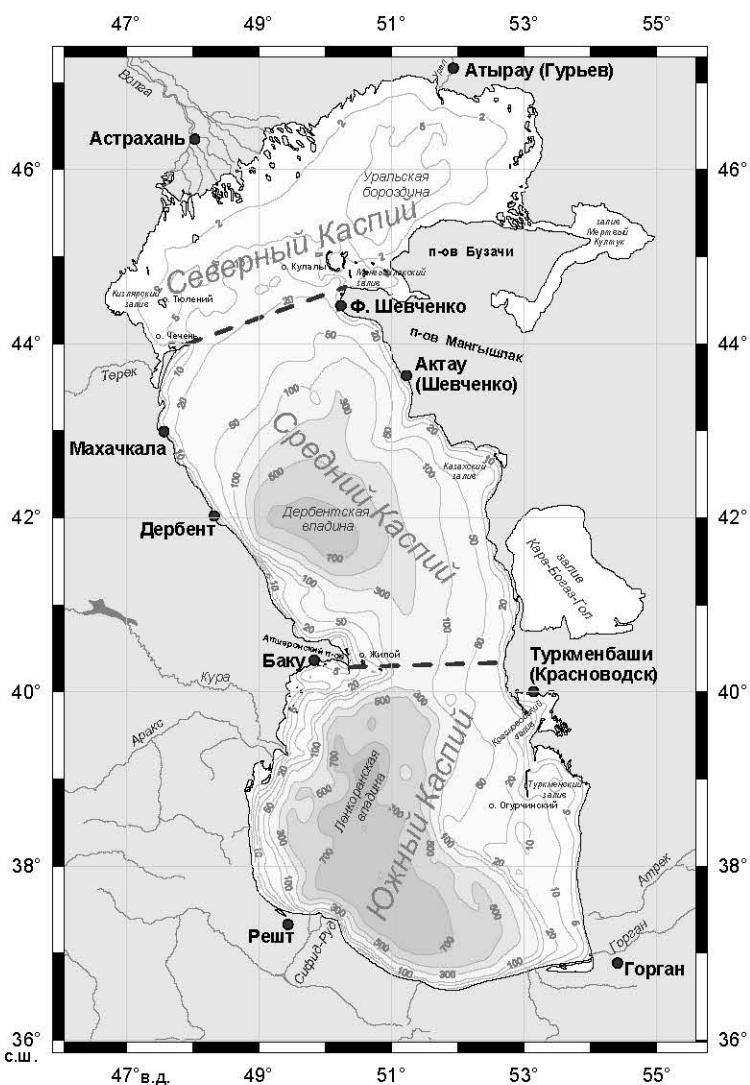
Каспий является внутренним морем, расположенным в обширной материевой депрессии на границе Европы и Азии. Это крупнейший замкнутый водоем мира, и только изоляция от Мирового океана отличает его от внутренних и окраинных морей. Все остальные признаки водоема: размеры, глубины, особенности термохалинной структуры и циркуляции вод — позволяют отнести его к типу глубоких внутренних морей (Косарев, 1975).

Одна из главных отличительных особенностей Каспийского моря — значительная изменчивость его гидрометеорологических и гидродинамических условий, на которую влияют как естественные, так и антропогенные факторы. Поэтому существует необходимость постоянного мониторинга его состояния и прогнозирования возможных тенденций изменения гидрометеорологического и гидродинамического режимов водоема.

## **1.1 Физико-географические особенности**

Каспийское море вытянуто по меридиану более чем на  $10^{\circ}$  (от  $36^{\circ}33'$  до  $47^{\circ}07'$  с.ш.), что составляет около 1 200 км, при средней ширине примерно 310 км. Площадь моря при отметке уровня -27,5 м составляет  $386\ 400\ km^2$  (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). В физико-географическом отношении, с учетом особенностей подводного рельефа, оно разделяется на три части: Северный, Средний и Южный Каспий (рис. 1.1). Условная граница между Северным и Средним Каспием проходит по линии о. Чечень — м. Тюб-Караган, а между Средним и Южным Каспием — по линии о. Жилой — м. Куули.

Северная часть моря мелководная, ее средняя глубина составляет всего 5–6 м, максимальные глубины 15–20 м расположены на границе со Средним Каспием.



**Рис. 1.1** Карта Каспийского моря<sup>1</sup>  
(Лебедев, Костянной, 2005).

Рельеф дна характеризуется наличием банок, островов и мелких впадин (рис. 1.1). В средней части Каспийского моря находится Дербентская впадина – впадины, смещенная к западному берегу, с наибольшей глубиной 788 м. Западный склон Дербентской впадины – узкий и крутой, восточный склон – более пологий, дно впадины представляет собой слабонаклоненную равнину с глубинами от 400 до 700 м. Средняя глубина этой части моря составляет 190 м. Южный Каспий отделен от Среднего Каспия Апшеронским порогом, глубина над которым не превышает 180 м. Наибольшая глубина для всего моря (1025 м) находится в Ленкоранской впадине, расположенной в юго-западной части Южного Каспия. Над дном впадины поднимаются несколько подводных хребтов высотой до 500 м (Kosarev, 2005).

<sup>1</sup> — Здесь и далее береговая линия соответствует 1934 г., когда отметка уровня моря составляла -26,46 м относительно Балтийской системы высот (от нуля Кронштадтского футштока).

Берег Каспийского моря в северной его части сильно изрезан заливами (Кизлярский, Аграханский, Мангышлакский), полуостровами (Аграханский, Бузачи, Тюб-Караган, Мангышлак) и множеством мелководных бухт. Наиболее крупными островами в северной части моря являются о. Тюлений и о. Кулалы. Обширная дельта реки Волга состоит из большого количества мелких островков и протоков, что делает береговую линию в этой части моря весьма изрезанной. Средний Каспий имеет более ровную береговую линию. На западном побережье далеко в море вклинивается Апшеронский п-ов, находящийся на границе Среднего и Южного Каспия. Мористее п-ова расположены острова и банки Апшеронского архипелага, из которых наиболее крупный о. Жилой. На восточном берегу выделяется залив Кара-Богаз-Гол и Казахский залив с бухтой Кендерли, а также несколько мысов: Песчаный, Ракушечный, Суэ. В Южном Каспии, южнее Апшеронского п-ова, располагаются о-ва Бакинского архипелага: Булла, Дуванный, Обливной, Свиной и др. На восточном берегу расположены заливы – Красноводский и Туркменский, а вблизи от него – о. Огурчинский (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

## 1.2 Водный баланс

Водный баланс Каспийского моря определяется: речным стоком, поступающим в море, с учетом потерь воды на испарение в дельтах рек, подземным притоком в море, атмосферными осадками, испарением или конденсацией и стоком морской воды в залив Кара-Богаз-Гол. Именно составляющие водного баланса определяют изменчивость уровня моря (Косарев, 1975; Каспийское море, 1986; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, Yablonskaya, 1994).

В общей сложности в Каспий впадают около 130 рек. Основной объем стока приносят реки Волга (80%), Урал (5%), Терек, Сулак, Самур (в сумме 5%) и Куря (6%). Сток рек иранского побережья, малых рек Кавказа и прочих составляет примерно 4%. В приходной части водного баланса речной сток составляет в среднем 74–85% (Каспийское море, 1986; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

По данным за 1900–1990 гг. среднемноголетний суммарный речной сток составил примерно  $300 \text{ км}^3/\text{год}$  (Смирнова, 1968; Шикломанов, 1976; Георгиевский, 1982). Разница между максимальным и минимальным годовым поверхностным притоком речных вод в море составила в прошлом столетии  $260 \text{ км}^3$ . Наибольший суммарный поверхностный приток – около  $460 \text{ км}^3$  – отмечался в 1926 г., а наименьший – около  $200 \text{ км}^3$  – в 1975 г. (Косарев, 1975; Каспийское море, 1986).

Внутригодовое распределение общего поверхностного притока в море, несмотря на различие физико-географических условий речных бассейнов и особенности годового стока отдельных рек, почти полностью соответствует внутригодовому распределению стока реки Волга. В сезонном ходе волжского стока выделяется максимум в мае–июне, в период прохождения пика половодья. В это время в море ежемесячно поступает от 13% до 26% годового объема стока. Меньше всего воды река Волга приносит в море в зимние месяцы (январь–февраль) — 3–7% годового стока.

Интенсивное использование водных ресурсов рек, начавшееся с 50-х годов XX века, привело к уменьшению величины поверхностного притока в море, его внутригодовому перераспределению и, как следствие, к дополнительному снижению уровня моря. В 70-х годах уменьшение величины волжского стока за счет безвозвратных изъятий на народнохозяйственные нужды составило уже около  $20 \text{ км}^3/\text{год}$  (Шикломанов, 1976). Всего с 1940 г. по 1982 г. море «недополучило» свыше  $800 \text{ км}^3$  речной воды, что соизмеримо с трехлетним стоком реки Волга в среднеклиматических условиях (Каспийское море, 1986).

Объем атмосферных осадков, выпадающих на поверхность моря, по сравнению с объемом речного стока незначителен. Среднемноголетнее количество осадков для Каспийского моря составляет 199 мм/год ( $80 \text{ км}^3/\text{год}$ ) (Современный и перспективный..., 1972). В многолетнем ходе атмосферных осадков с начала прошлого столетия, особенно в последние десятилетия, прослеживается тенденция их роста (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). Относительный вклад осадков в приходную часть водного баланса изменялся в соответствии с гидрометеорологическими условиями от 15% в начале прошлого столетия (1914–1917 гг.) до 26% в 1970-е годы (1970–1977 гг.). За рассматриваемый период времени наибольшее количество

атмосферных осадков – 326 мм (около 120 км<sup>3</sup>) – выпало в 1969 г., наименьшее – 122 мм (около 50 км<sup>3</sup>) – в 1944 г. (Каспийское море, 1986). В течение года наименьшее количество осадков выпадает в летние месяцы (июль–август).

Наиболее трудно определяемой и потому недостаточно изученной составляющей водного баланса Каспия является подземный сток. По данным разных авторов, подземный приток в Каспий варьируется от 0,3 км<sup>3</sup> до 49,3 км<sup>3</sup> в год (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). Большинство исследователей полагает, что в море поступает ежегодно 3–5 км<sup>3</sup> подземных вод (Месхетели, 1975). По сравнению с другими составляющими водного баланса роль подземного стока весьма незначительна, а величина стока находится на уровне ошибки сведения водного баланса моря.

Испарение с поверхности моря — основная расходная составляющая водного баланса Каспийского моря (Панин, 1987). В связи с изменением положения уровня моря и площади испаряющей поверхности происходит соответствующее уменьшение или увеличение объема испаряющихся вод. Ежегодное испарение с поверхности Каспийского моря в прошлом столетии изменялось от 920 мм до 1040 мм слоя, а в среднем море теряло до 970 мм слоя воды (около 375 км<sup>3</sup>) в год. Величина межгодовой изменчивости испарения составляла в среднем около 50 см слоя, или 190 км<sup>3</sup> воды. Отклонения годового значения от многолетней нормы достигали ±27% или ±20 см (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Значительная меридиональная протяженность моря и различные климатические условия приводят к существенным различиям в интенсивности процессов испарения, так, например, они наиболее развиты в Северном Каспии, где ежегодно испаряется в среднем 1000 мм слоя воды. С поверхности всего моря с июня по декабрь испаряется около 70% годового объема испарившихся вод, а с поверхности Северного Каспия с мая по сентябрь – 75% годового объема. Минимальные значения отмечаются в зимние месяцы и в начале весны (с января по март), максимальные – летом (в июне–августе). В районах Среднего и Южного Каспия процессы испарения наиболее развиты в августе–сентябре (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

К расходным составляющим водного баланса Каспийского моря относится сток морских вод в залив Кара-Богаз-Гол (Косарев, Костяной, 2005). До начала

30-х годов в залив Кара-Богаз-Гол ежегодно поступало 20–25 км<sup>3</sup> каспийских вод. По мере снижения уровня моря сток в залив сокращался и к концу 70-х годов составлял 5–10 км<sup>3</sup> (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

В марте 1980 г. пролив, соединяющий море с заливом, был перекрыт глухой плотиной. К концу 1982 г. площадь поверхности залива уменьшилась, а к середине лета 1984 г. завершился процесс усыхания поверхностных рассолов и превращения залива в «сухое озеро». В сентябре 1984 г. сток каспийских вод в залив был частично (объемом около 1,6 км<sup>3</sup>) возобновлен при помощи водопропускного сооружения. В середине 1992 г., когда уровень моря повысился на 2 метра по отношению к уровню 1978 г., дамбу разрушили. Сейчас в залив поступает более 16 км<sup>3</sup>/год (Лавров, 2000).

Межгодовые изменения основных компонентов водного баланса (речного стока, атмосферных осадков, испарения и стока в залив Кара-Богаз-Гол) за последнее столетие приведены в работе (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Фролов, 2003). Характерные периоды изменения уровня Каспия, по аналогии с естественными синоптическими периодами, могут быть названы естественными климатическими периодами, определяющими формирование элементов водного

**Таблица 1.1.** Влияние изменений среднемноголетних годовых значений составляющих водного баланса Каспийского моря на его уровень  
(Каспийское море, 1986; Михайлов, 2000; Абузяров, 2006)

Период, годы	Речной сток, км <sup>3</sup>	Подземный приток, км <sup>3</sup>	Атмосферные осадки, км <sup>3</sup>	Испарение, км <sup>3</sup>	Сток в залив Кара-Богаз-Гол, км <sup>3</sup>	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Изменения уровня, см
1900–1929	335,7	5,5	69,8	389,4	21,8	404	-20
1930–1941	268,6	5,5	72,9	394,8	12,4	394	-180
1942–1969	285,4	4,0	74,1	356,3	10,6	370	-70
1970–1977	240,5	4,0	87,6	374,9	7,1	360	-60
1978–1995 <sup>1</sup>	315,0	4,0	86,1	348,7	8,6	374	+245
1996–2002	285,6	4,0	61,6	351,0	10,5	382	-35
<b>1900–2002</b>	<b>285,5</b>	<b>4,0</b>	<b>75,4</b>	<b>369,2</b>	<b>11,8</b>	<b>380</b>	<b>-139</b>

<sup>1</sup> — В 1980 г. сток в залив Кара-Богаз-Гол был прекращен, а в 1992 г. – возобновлен

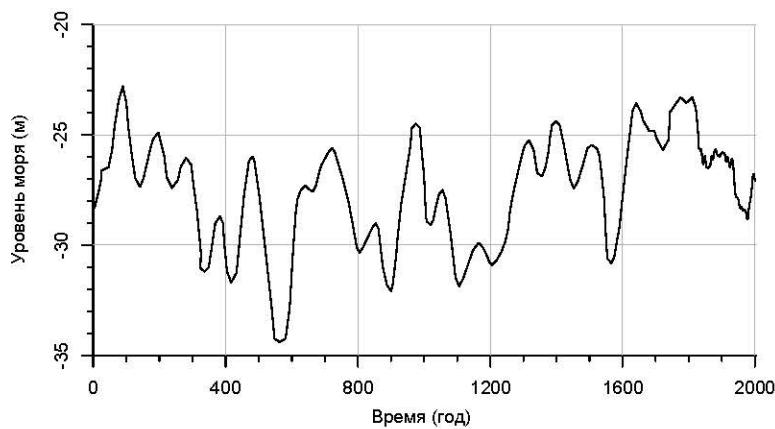
баланса моря. Сопоставление величин изменения уровня моря, вычисленных с помощью уравнения водного баланса, с фактическими значениями (табл. 1.1) показывает, что между ними имеет место довольно хорошее соответствие как по абсолютным значениям, так и по знаку изменения (повышения или понижения) уровня. Отсюда следует, что те синоптические процессы, которые оказывают превалирующее влияние на элементы водного баланса, определяют и уровенный режим Каспия.

### **1.3 Уровень моря**

За время инструментальных наблюдений (с 1830 г. по настоящее время) амплитуда изменений уровня Каспийского моря составила более 3 м. Самый низкий уровень наблюдался в 1977 г. и составил -29 м. Затем к 1995 г. уровень вырос почти на 2,5 м, до отметки -26,62 м. Начиная с 1996 г. уровень моря стал медленно снижаться (Татевян, 1997; Cazenave et al., 1997; Васильев и др., 2002; Лебедев, 2003; Фролов, 2003; Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, 2005; Лебедев, Костяной, 2005; Kostianoy, Lebedev, 2006; Lebedev, Kostianoy, 2006a, 2006b, 2008, 2010a, 2010б; Абузяров и др., 2011; Лаврова и др., 2011). Исследования современного подъема уровня отражены в работах ведущих специалистов по данной проблеме (Косарев, Макарова, 1988; Родионов, 1989; Голицын, Панин, 1989а, 1989б; Раткович, 1993, Абузяров, 2006; Косарев, Никонова, 2006; Тужилкин и др., 2011).

#### **1.3.1 Многолетняя изменчивость уровня**

Формирование Каспийского моря происходило в течение длительной геологической истории, на протяжении которой отмечалась неоднократная смена трансгрессивных (наступление) и регressiveных (отступление) фаз его уровня различной величины и продолжительности. Материалы геоморфологических исследований показывают (Федоров, 1957; Каспийское море, 1986; Болгов и др., 2007), что размах колебаний уровня Каспийского моря со временем сокращался: в плейстоцене (последние 700–500 тысяч лет) он превышал 100 м, в голоцене (последние 10000 лет)

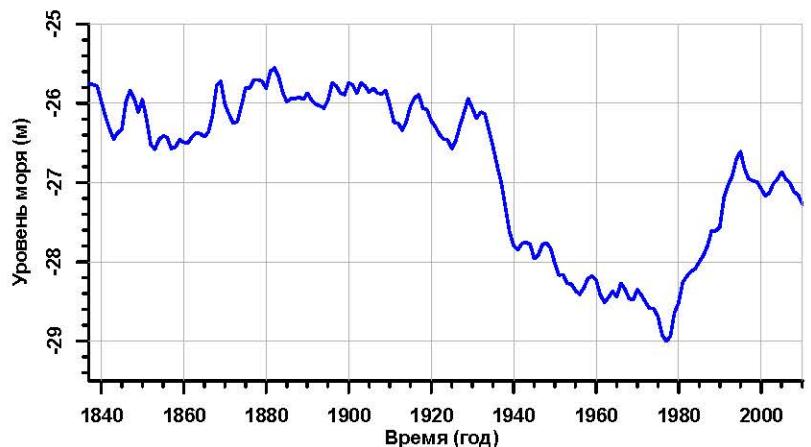


**Рис. 1.2** Межвековой ход уровня Каспийского моря с начала нашей эры (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

достигал 15 м (между отметками -20 м и -35 м), за последние 2000 лет – 12 м (рис. 1.2). За время инструментальных наблюдений (с 1830 г. по настоящее время) диапазон изменений уровня Каспийского моря составил примерно 3,5 м (рис. 1.3) (Георгиевский 1982; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Малинин, 1994).

В многолетнем ходе уровня Каспийского моря (см. рис. 1.3) можно выделить несколько характерных периодов: 1900–1929 гг., 1942–1969 гг. — относительно стабильного (или умеренного снижения) состояния уровня, 1930–1941 гг. и 1970–1977 гг. — резкого снижения, 1978–1995 гг. — резкого повышения, и умеренного снижения с 1996 г. по настоящее время.

Существует много гипотез по поводу межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Кафтан, Татевян, 1996; Абузяров, Красюк, 2003; Фролов, 2003; Соловьева, 2004; Панин и др., 2005; Косарев, Никонова, 2006; Абузяров, Нестеров, 2011; Тужилкин и др., 2011). С одной стороны, процесс формирования Каспия определялся глобальными геологическими



**Рис. 1.3** Изменчивость среднегодового уровня Каспийского моря за период инструментальных наблюдений.

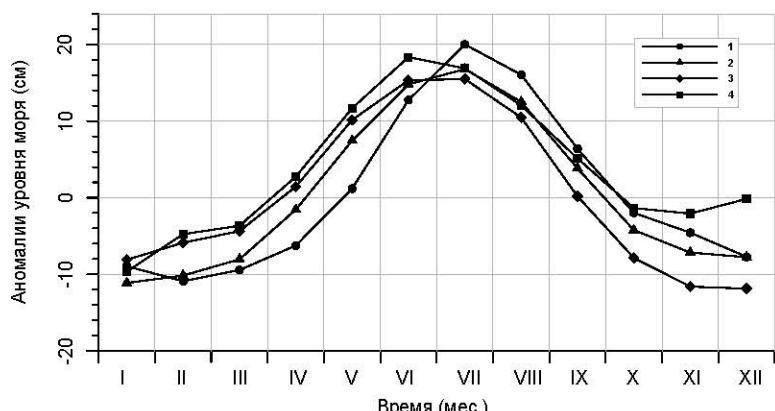
явлениями, с другой – региональными особенностями. Поэтому считается, что на колебания уровня Каспия в раннем неогене преобладающее влияние оказывали тектонические и горообразовательные процессы, в верхнем плиоцене – тектонические и климатические факторы, на современном этапе – климатические и антропогенные.

Согласно климатической гипотезе (Георгиевский, 1982; Малинин, 1994; Фролов, 2003; Панин и др., 2005; Косарев, Никонова, 2006; Тужилкин и др., 2011), колебания уровня Каспия вызваны протекающими как в бассейне моря, так и далеко за его пределами крупномасштабными гидрометеорологическими процессами, влияющими на формирование элементов водного баланса моря и приводящими к изменению соотношений между отдельными компонентами водного баланса, когда его приходная составляющая не равна расходной части, объем воды, а следовательно и уровень моря, повышается или понижается (табл. 1.1).

### **1.3.2 Сезонные изменения уровня**

Внутригодовые изменения уровня в основном обусловлены сезонной изменчивостью составляющих водного баланса. Поскольку они также подвержены значительной межгодовой изменчивости, то изменяется и их ежегодное соотношение, и роль в сезонном ходе уровня моря. Самое низкое положение уровня чаще всего наблюдается в декабре–феврале, затем в марте–июне он повышается, достигая максимума в июне–июле (рис. 1.4). В декабре–январе иногда наблюдается небольшой подъем уровня на 2–4 см, сменяющийся незначительным снижением в феврале на 1–3 см, после чего уровень снова начинает повышаться (Косарев, 1975; Каспийское море, 1986; Kosarev, Yablonskaya, 1994; Kosarev, 2005).

Сезонные колебания уровня Каспийского моря обусловлены, в первую очередь, речным стоком. Отклонения среднемесячных значений стока от среднемноголетних более существенны в период паводка (апрель–июнь), когда сток рек может колебаться от 15 до 90  $\text{km}^3$ , а в межень (декабрь–февраль) – от 5 до 29  $\text{km}^3$  (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). С апреля по июнь наибольший объем стока играет решающую роль в весенне-летнем подъеме уровня. Основное



**Рис. 1.4** Среднемноголетние сезонные колебания уровня Каспийского моря:

- 1 – 1942 – 1955 гг.,
- 2 – 1956 – 1969 гг.,
- 3 – 1970 – 1977 гг.,
- 4 – 1978 – 1984 гг.

(Каспийское море, 1986).

накопление воды в море происходит в июне–июле, поэтому в эти месяцы его уровень и достигает максимальных значений. Начиная с августа, в связи с уменьшением речного стока и увеличением испарения с поверхности моря, уровень постепенно понижается до зимнего минимума в декабре в Среднем и Южном Каспии и в декабре–феврале в Северном Каспии.

Роль атмосферных осадков в сезонных колебаниях уровня моря, по сравнению со стоком рек и испарением, менее существенна. Ежегодно на поверхность моря выпадает количество атмосферных осадков, соответствующее примерно 20 см слою моря (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). Отклонения количества осадков от нормы могут обусловить отклонения в сезонных колебаниях уровня в среднем  $\pm 3\text{--}7$  см, что составляет 10–15% амплитуды его внутригодовых колебаний (Каспийское море, 1986).

Большое влияние на сезонный ход уровня Каспийского моря оказывает испарение. Отклонение испарения от среднемноголетнего значения в отдельные годы достигает  $\pm 10\text{--}20$  см слоя, что соответствует примерно 30–50% амплитуды внутригодовых колебаний уровня. Ежегодно с поверхности моря испаряется в среднем 97 см слоя воды (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

При оценке влияния различных факторов на уровень моря определенное место отводится атмосферному давлению и ветру. При повышении давления (зимой) происходит соответствующее понижение уровня (изменение давления на 1 гПа соответствует изменению уровня моря на 1 см), а при понижении давления (летом) – его повышение.

В Северном Каспии, куда поступает большая часть речного стока (раздел 1.2), размах сезонных колебаний уровня намного больше. По многолетним данным в районе о. Кулалы он составляет около 34 см, а у о. Тюлений – 20 см. В отдельные годы эта величина может значительно меняться. Так, например, у о. Тюлений она составляла 20 см в 1968 г. и 71 см в 1959 г., а у о. Кулалы – 20 см в 1983 г. и 51 см в 1942 г. (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

### **1.3.3 Короткопериодные колебания уровня**

Под короткопериодными колебаниями уровня понимаются сгонно-нагонные, приливные и сейшевые колебания. Обширное мелководье, малые уклоны дна и суши и достаточно сильные ветра создают благоприятные условия для развития в Северном Каспии значительных сгонно-нагонных колебаний уровня. Огромная площадь прибрежных мелководий приводит к тому, что максимальная амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня здесь может достигать 5–7 м, что сопоставимо с глубиной моря. Можно выделить три района с наибольшими сгонно-нагонными колебаниями уровня: западное побережье и взморье реки Волга, северо-восточное и восточное побережье от устья реки Урал до п-ова Бузачи. Катастрофические нагоны наблюдались в 1877, 1910, 1952 и 1995 гг. (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Вербицкая и др., 2005).

В северной части Каспия также наблюдаются и правильные суточные колебания уровня, вызываемые бризами, с минимумом уровня утром и максимумом – вечером. Чаще всего они наблюдаются в июле, при этом высота бризовых колебаний уровня не превышает 10–20 см, но иногда может достигать и 40–50 см (Каспийское море, 1986). Кроме колебаний уровня с суточной периодичностью часто выделяются колебания с периодами, близкими к синоптическим процессам в атмосфере – от 4 до 12 суток (Герман, 1967).

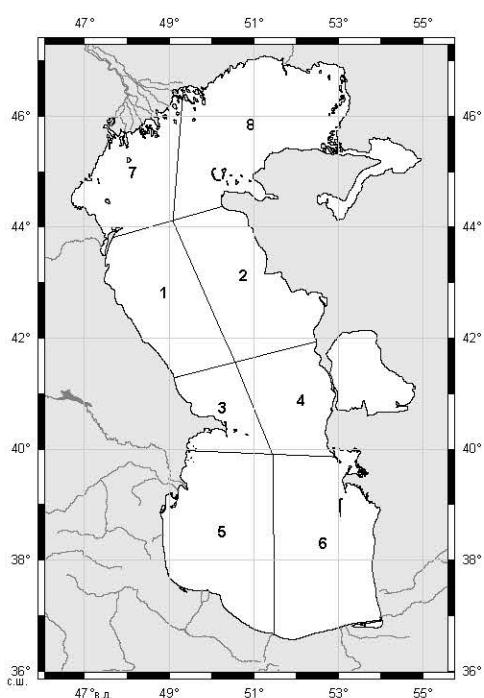
В Каспийском море прилив имеет полусуточный или неправильный полусуточный характер (Малиновский, 1926; Спидченко 1973, Kouraev et al., 2011). На побережье высота прилива не превышает 12 см, а в открытом море – 2 см, поэтому

многие исследователи считают Каспийское море не приливным. В спектре колебаний уровня также удается выделить повышенную плотность на периодах 9,1–9,5 ч и 4,4–4,7 ч (Герман, 1967). Первый пик соответствует продольной одноузловой сейшес, второй – двухузловой продольной и одноузловой поперечной сейшам. Они вполне совпадают с результатами расчетов, если не учитывать северную мелководную часть моря (Рабинович, 1973; Каспийское море, 1990). Наибольшая величина колебаний уровня, обусловленная сейшами, составляет 70 см (Доронин, 1986).

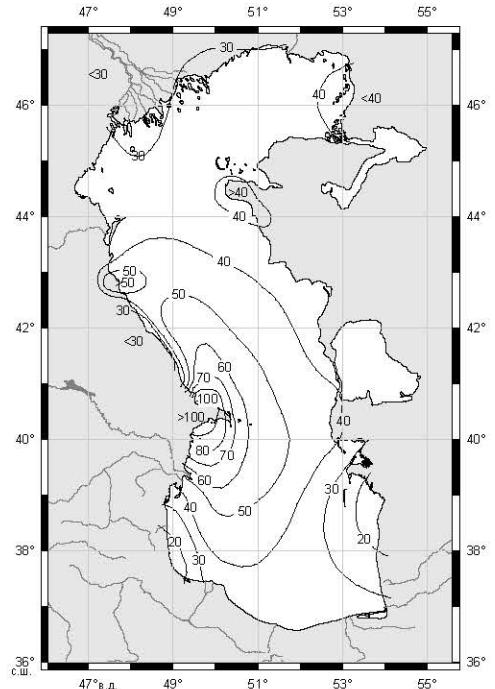
#### **1.4 Ветровой режим**

Разнообразие ветровых условий на Каспии обусловлено его большой меридиональной протяженностью, различиями в физико-географических условиях побережья и преобладанием различных типов атмосферной циркуляции в разных районах. Это приводит к тому, что для анализа ветровых условий на Каспийском море необходимо провести синоптико-климатическое районирование, т.е. выделить такие районы, в пределах которых при каждой из рассматриваемых синоптических ситуаций направление и скорость ветра изменяются в небольших пределах. Для Каспийского моря имеется несколько схем синоптико-климатического районирования – укрупненные, детализированные и специализированные (Каспийское море, 1986).

В работе (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992) на основе анализа характеристик ветра, сильных и жестких штормов приведено районирование Каспия по преобладающему ветру (рис. 1.5). Основным критерием для такого районирования моря по ветру послужила частота наблюдения скорости ветра 15 м/с (рис. 1.6) (чем сильнее ветер, тем ниже номер района). Режим сильных и штормовых ветров в конкретном районе формируется в зависимости от характера циркуляции атмосферы и рельефа местности. В Среднем и Южном Каспии наиболее сильные штормовые ветра наблюдаются в районах Апшеронского п-ова, Махачкалы и Форт-Шевченко, где особенно проявляются орографические эффекты. Реже отмечается штормовая деятельность на Северном Каспии, а также в



**Рис. 1.5** Районирование Каспия по ветровым условиям: 1 – район Махачкала – Дербент; 2 – район Форт-Шевченко – Кендерли; 3 – Апшеронский район; 4 – район Красноводск – залив Кара-Богаз-Гол; 5 – юго-западная часть моря; 6 – юго-восточная часть моря; 7 – западный район; 8 – восточный район (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).



**Рис. 1.6** Количество дней в году с сильным ветром, скорость которого более 15 м/с (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

южной части моря. Сильные шторма (скорость ветра более 25 м/с) над Каспийским морем характерны только для северо-западного, юго-восточного и северного (или северо-восточного) типов полей ветра (Мадат-заде, 1954; Иконникова, 1960; Кошинский, 1975).

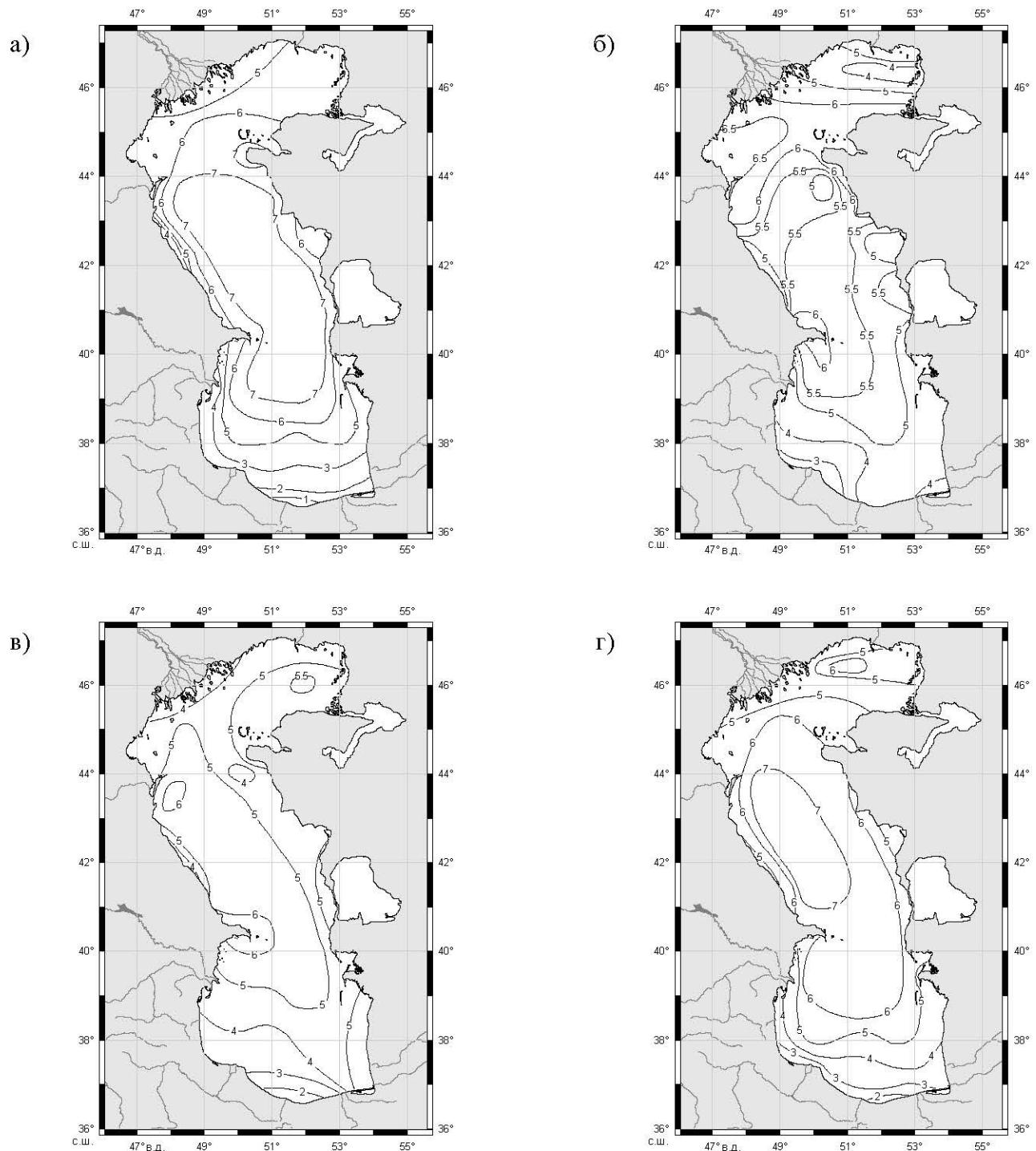
Для северной части моря характерно преобладание восточных и юго-восточных ветров большую часть года. В средней части господствуют ветра северо-западного и юго-восточного направлений, в районе Апшеронского п-ова, вследствие орографических эффектов, — ветра северного и южного направлений. В южной части моря, на юго-западе, преобладают северные и северо-восточные ветра, на крайнем юго-востоке зимой преобладают северо-западные ветра, летом

— юго-восточные. Над морем преобладают ветра со скоростью до 10 м/с (80–90%) (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Направление и сила ветров, дующих над Каспийским морем, определяются комбинацией следующих факторов: характером общей циркуляции атмосферы, локальными барико-циркуляционными условиями, термическими характеристиками подстилающей поверхности, а также рельефом берегов моря. Разнообразие ветровых условий на Каспии обусловлено большой меридиональной протяженностью моря, различными синоптико-климатическими условиями, а также различиями в физико-географических условиях побережья (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

По данным наблюдений, средняя многолетняя скорость ветра в пределах акватории Каспийского моря составляет 5,7 м/с. В Северном Каспии средняя за год скорость ветра составляет 6 м/с. Наибольшие скорости наблюдаются в Среднем Каспии, и в среднем за год они равны 6–7 м/с. В районе Апшеронского п-ова их величина составляет 8–9 м/с. К югу от него среднегодовая скорость ветра постепенно убывает до 2–3 м/с в самых южных районах моря (Каспийское море, 1986). На восточном побережье Среднего Каспия среднегодовые скорости составляют 5–6,3 м/с и увеличиваются от залива Кара-Богаз-Гол до п-ова Мангышлак (7 м/с). На западном побережье Среднего Каспия в районе Низовая Пристань–Дербент выделяется зона «относительного затишья», где в узкой прибрежной части моря средние скорости не превышают 3–3,5 м/с (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

В конце осени и зимой среднемесячные скорости ветра в Среднем Каспии и северной части Южного Каспия (южнее Апшеронского порога) достигают 7–7,5 м/с (рис. 1.7а, 1.7г). В центральной части Южного Каспия среднемесячные скорости ветра составляют 4–5 м/с. К восточному побережью они уменьшаются до 3,5–4 м/с, а на юго-востоке не превышают 2,5–3 м/с. Наименьшие величины среднемесячных скоростей ветра в этот период года наблюдаются на юго-западном и южном побережье Каспийского моря в иранских прибрежных водах (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).



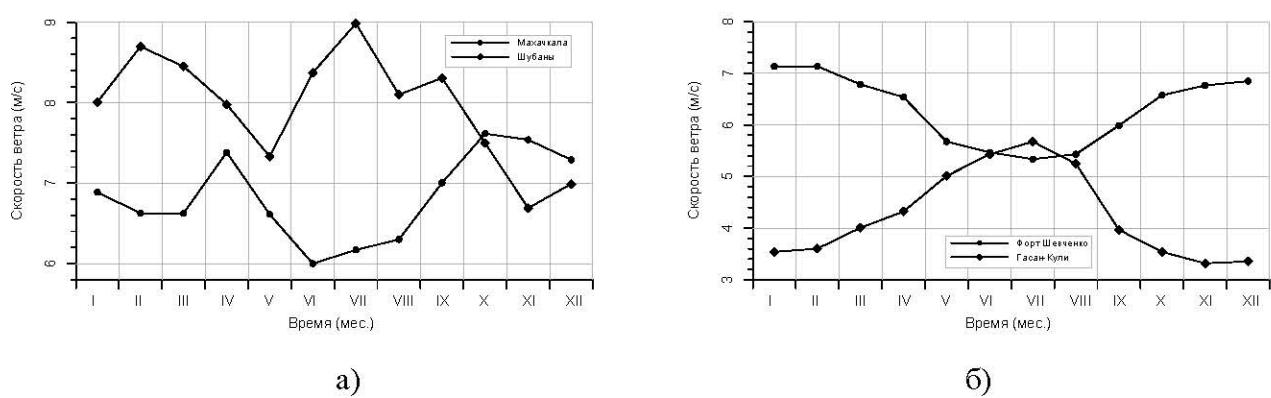
**Рис. 1.7** Средняя скорость ветра (м/с) по данным метеонаблюдений: (а) – январь, (б) – апрель, (в) – июль и (г) – октябрь (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1992).

В теплый сезон (апрель–сентябрь) среднемесячные скорости ветра увеличиваются в направлении с юга на север (рис. 1.7б, 1.7в). Однако различия между районами открытого моря и побережьем в этот период наименьшие. Над морем в Среднем Каспии и в районе к югу от Ашхеронского порога средние ско-

рости изменяются от 3 до 5,5 м/с, а на побережье – от 2 до 3 м/с. По-прежнему выделяется зона «относительного затишья» в районе Низовая Пристань–Дербент со скоростями 2,5–3 м/с. В Южном Каспии средние скорости снижаются до 1,5–3 м/с вблизи иранского побережья. Над Ашхеронским п-овом по-прежнему сохраняются повышенные среднемесячные скорости порядка 6–7 м/с. В Северном Каспии среднемесячные скорости ветра в этот период составляют 4–6 м/с. При этом в июле в восточной части наблюдается локальный максимум со скоростями более 5,5 м/с (рис. 1.7в) (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

В сезонной изменчивости скорости ветра на побережье и над акваторией Каспийского моря можно выделить следующие закономерности (рис. 1.8). Так, на северо-западном побережье Среднего Каспия (метеостанция Махачкала) и в северной и западной части Южного Каспия в сезонной изменчивости скорости ветра отчетливо выделяются два максимума: первый в конце зимы и второй в середине лета. Два минимума наблюдаются, соответственно, в конце весны и в конце осени (Кошинский, 1975). В районе Ашхеронского п-ова (метеостанция Шубаны) происходит смещение максимумов на середину весны и середину осени, а минимумов – на конец зимы и начало лета (рис. 1.8а). Аналогичная картина наблюдается и в районе залива Кара-Богаз-Гол.

Почти на всем побережье Северного Каспия (метеостанция Форт-Шевченко) в сезонном ходе скорости ветра выделяется только один максимум в середине зимы и



**Рис. 1.8** Сезонная изменчивость скорости ветра на побережье и над акваторией Каспийского моря по данным метеостанций в Махачкале и Шубаны (а); Форт-Шевченко и Гасан-Кули (б) (Гидрометеорология и гидрохимия, 1992).

один минимум летом (рис. 1.8б). Противоположная картина наблюдается на юго-восточном побережье Южного Каспия (метеостанция Гасан-Кули). Максимум в сезонном ходе скорости ветра в этом районе наступает летом, а минимум – зимой.

Подробный анализ характера сезонного хода средней скорости ветра на побережье и над акваторией Каспийского моря можно найти в работах (Комплексные гидрометеорологические атласы..., 1963; Атлас..., 1964; Атлас..., 1968; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

## 1.5 Ветровое волнение

Регулярные наблюдения за волнением на Каспии были начаты в 1916 г. на прибрежных и островных гидрометеорологических станциях (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). По данным наблюдениям построены функции распределения высоты, направления и периодов волн, рассчитаны сезонная и межгодовая изменчивость режима волнения, а также определены максимальные высоты волн, измеренные на Каспийском море (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

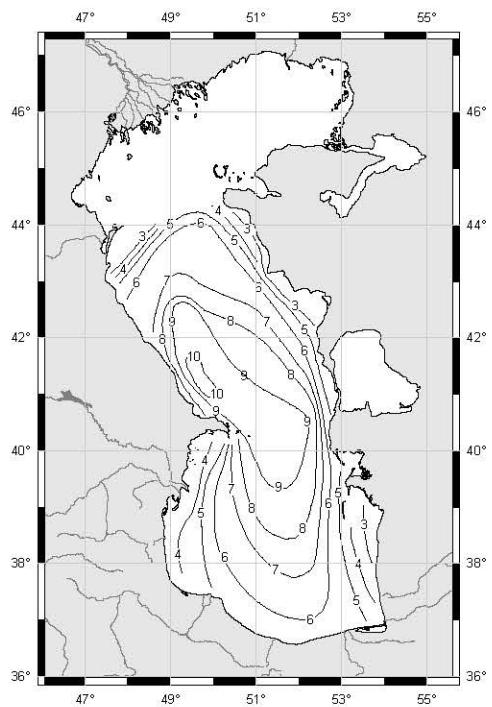
В Северном Каспии, в основном, наблюдается ветровое волнение, так как зыбь (приходящая, как правило, с юго-востока) развивается здесь редко. При скорости ветра 5–10 м/с волны на мелководье могут достигать своих предельных размеров: высота – 5 м, период – 10 с, длина – 85 м (Каспийское море, 1986). В районе свала глубин отмечаются волны высотой 2 м, южнее высота их увеличивается до 4 м и более. В западной части Северного Каспия (о. Тюлений) наибольшую повторяемость имеет волнение юго-восточного и восточного направления, в северо-восточной части (о. Зюйдвестовая Шалыга) – западного и восточного направления. В южных районах Северного Каспия преобладает восточное и северо-восточное волнение (Атлас..., 1964).

Наиболее слабое волнение наблюдается в мае–июле, при этом нередки случаи полного штиля на всей акватории северной части моря. Средняя повторяемость волн высотой менее 0,5 м составляет 58,6%; 0,5–1 м – 27,5%; 1–2 м – 13%; 2–3 м – 0,8% и более 3 м – 0,1% (Каспийское море, 1986).

Наиболее полно характеристика ветрового волнения в Среднем и Южном Каспии дана в Атласе волнения и ветра Среднего и Южного Каспия (1968) и в работах (Тамбовцева, 1966; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Пространственное распределение волн в Среднем и Южном Каспии хорошо согласуется с районированием Каспия по преобладающему ветру (рис. 1.5). Так, при северных ветрах в районе Махачкала–Дербент в прибрежной зоне преобладают волны высотой 2–3 м, а вдали от берега — 4–6 м. В этом районе при восточных ветрах наблюдается зыбь высотой более 3 м (Каспийское море, 1986). В районе Апшеронского архипелага область с максимальным волнением располагается к северо-западу от Нефтяных Камней. При сильных штормах (скорость ветра более 25 м/с) к северо-востоку от Апшеронского п-ова развиваются волны высотой 7,5–8 м, а в экстремальных штормовых условиях и до 9–10 м (рис. 1.9). В районе Форт-Шевченко наибольшая высота волн (более 4 м) наблюдается при юго-восточных штормовых ветрах.

У побережья юго-западной и юго-восточной части моря во время сильных ветров (10–15 м/с) преобладают волны высотой 2 м, при этом на отдельных прибрежных участках может наблюдаться только слабое волнение. При усилении ветра до 20 м/с высота волн возрастает до 3 м, а при сильном шторме (около



**Рис. 1.9** Обобщенное экстремальное поле высоты волн (м) 5%-ной обеспеченности для Среднего и Южного Каспия (Атлас..., 1968).

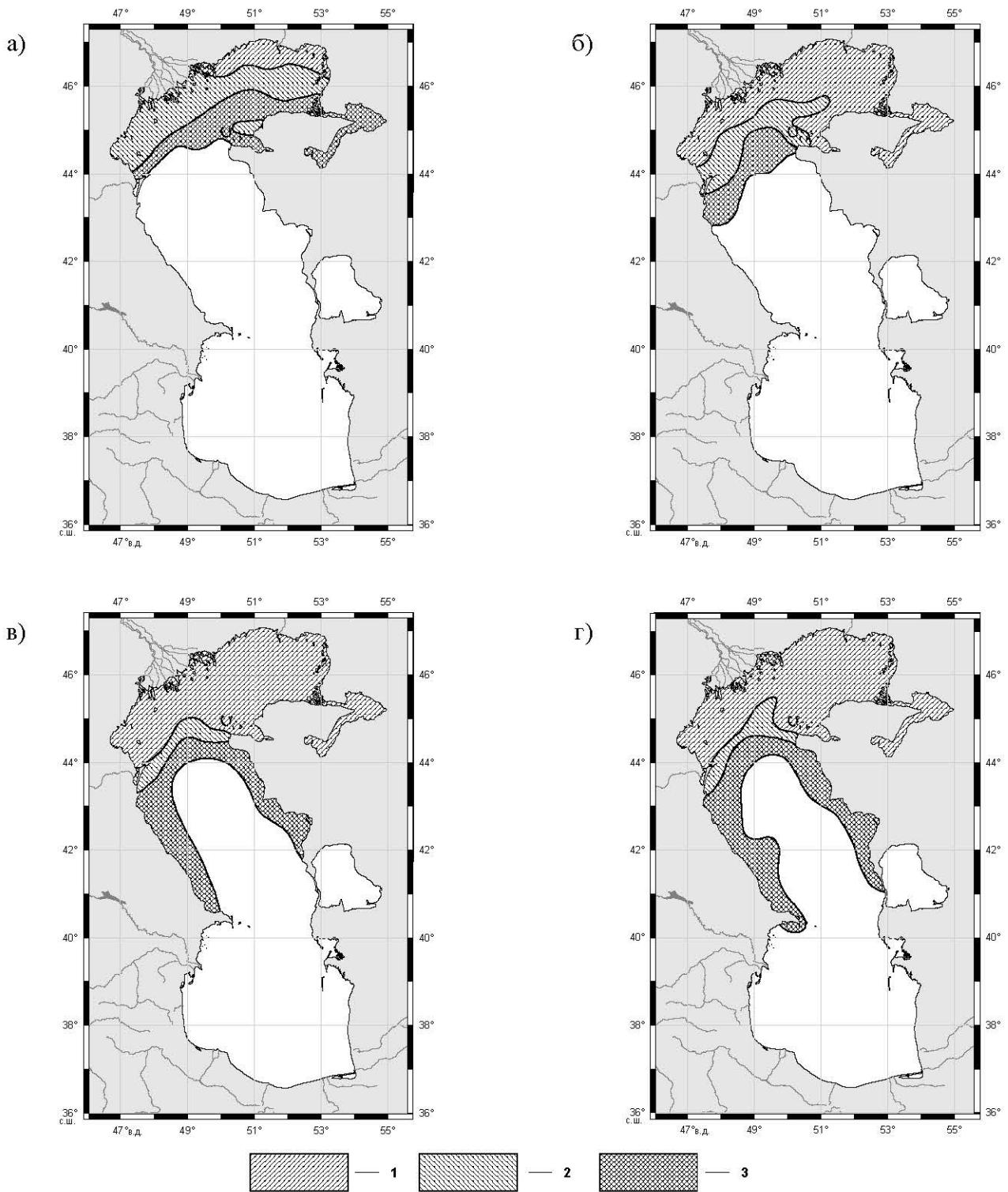
25 м/с) достигает 4 м и более. При этом в центральной части Южного Каспия высота волн примерно на 2–3 м выше, чем у побережья (рис. 1.9). У туркменского побережья штормовые ветры (16–20 м/с) вызывают волнение до 3 м, а сильные штормы (21–25 м/с) – до 4 м (Атлас..., 1968).

## 1.6 Ледовый режим

Каспийское море относится к морям с сезонным ледяным покровом и отличается большой пространственно-временной неоднородностью развития ледовых процессов. Разнообразие ледовых условий в разных частях моря обусловлено его большой меридиональной протяженностью и существенно различными климатическими условиями (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Каспийское море, 1986).

В Северном Каспии ежегодно устанавливается мощный и устойчивый ледяной покров. Уже в середине ноября лед появляется на северо-восточных мелководьях (рис. 1.10а), затем в северной прибрежной зоне и постепенно продвигается в мористые районы. Наибольшее распространение ледяной покров получает в феврале (рис. 1.10г), покрывая фактически всю северную часть моря. Таяние льда обычно начинается в марте и происходит более интенсивно, чем его нарастание. Характер ледовых условий меняется от года к году в зависимости от термодинамических факторов. В теплые зимы льдом покрывается только прибрежная часть, а в суровые зимы – вся северная часть моря (рис. 1.10). Динамический фактор (ветер, волнение, течения) существенно влияет на состояние ледяного покрова, поскольку происходит взлом неподвижного льда, в результате которого резко уменьшается площадь припая и увеличивается площадь плавучего льда (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Припай занимает сравнительно узкую полосу шириной 10–30 км. Его средняя толщина возрастает от 20 см на западе до 50 см на северо-востоке моря, но в аномально холодные зимы может достигать и 90 см (Косарев, 1975). Толщина дрейфующего льда несколько меньше, чем припая. Этот лед легко торосится, причем высота торосов может превышать 2 м. Интенсивное образование торосов может приводить к появлению т.н. «стамух», сидящих на грунте. Стамухи возвышаются над поверхностью льда на 2–4 м, а местами на 6 м и более (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).



**Рис. 1.10** Положение кромки льда в Каспийском море в мягкие (1), умеренные (2) и суровые (3) зимы для ноября (а), декабря (б), января (в) и февраля (г) (Каспийское море, 1986).

В экстремально ледовитые зимы часто происходит вынос плавучего льда из Северного Каспия в Средний вдоль западного побережья до Махачкалы и далее на юго-восток вплоть до Ашхерона.

## 1.7 Течения

Исследования течений Каспийского моря началось фактически одновременно с возникновением общего интереса к этому бассейну.

### 1.7.1 Циркуляция моря по данным наблюдений

Лишь после создания современной приборной базы (1950–1960 гг.) стало возможным проведение работ по изучению общих статистических закономерностей полей течений.

#### 1.7.1.1 Циркуляция Северного Каспия

Течения в Северном Каспии определяются ветровым полем, стоком рек Волга и Урал и распределением поля плотности воды. Они зависят от глубины, рельефа дна и конфигурации береговой линии моря.

Сравнение скоростей стоковых, плотностных, ветровых и компенсационных течений показывает доминирующую роль ветровых течений в динамике вод Северного Каспия, поскольку повторяемость штиля в этом районе мала (6–8%). Мелководность этой акватории обуславливает резкие изменения направления и скорости ветровых течений в связи с резкими изменениями ветровых условий. Это находит свое отражение и в пространственно-временной изменчивости уровня моря.

Схемы течений Северного Каспия, построенные по данным наблюдений, предлагались А.И. Михалевским (1931), Н.Н. Горским (1936), Н.М. Книповичем (1938), В.А. Ледневым (1943), А.К. Леоновым (1960) и др. На основании синхронных многосуточных наблюдений в Северном Каспии, проведенных в 1954–1956 гг., Н. А. Скриптунов составил схему стоковых и ветровых течений на взморье реки Волга (Скриптунов, 1970), в 1974 г.– схемы ветровых течений в западной части Северного Каспия (Скриптунов, 1974), а затем и для всего Северного Каспия (Скриптунов, 1984). Сходные схемы течений получены на основании материалов Астраханской гидрометеорологической обсерватории и Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова (ГОИН) (Шкудова, 1979). Более

подробно анализ течений этой части моря изложен в работах (Каспийское море, 1986; Каспийское море, 1990; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

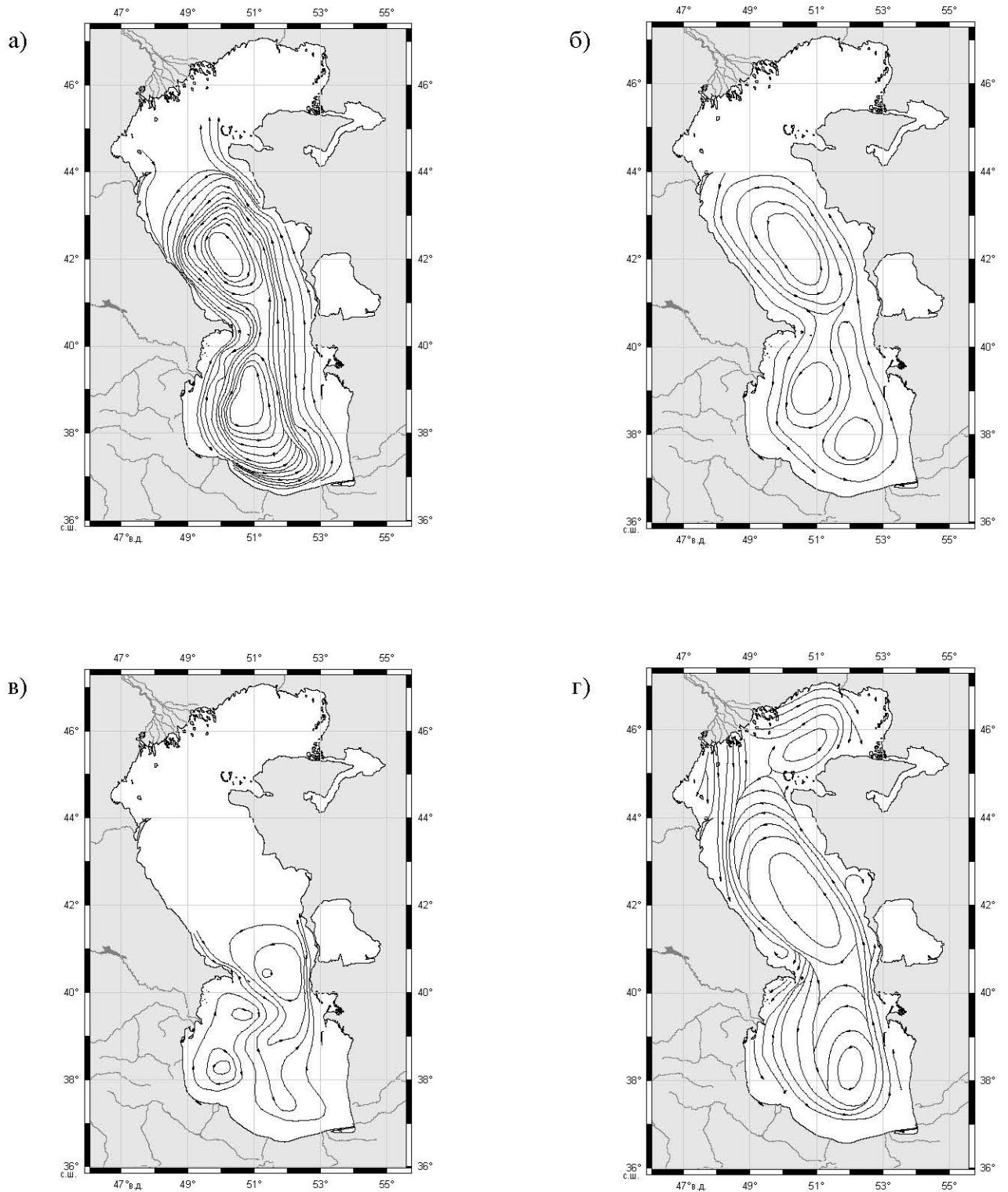
По материалам наблюдений, на плавмаяках и многосуточных станциях в Северном Каспии в среднем в 70% проявляются ветровые течения, в 12% преобладают градиентные течения, вызванные сгонно-нагонными колебаниями уровня моря, около 18% составляют слабые, неустойчивые течения (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Сложность и разнообразие факторов, определяющих систему течений Северного Каспия и ее изменчивость, затрудняют возможность построения адекватных схем течений этой акватории по данным натурных наблюдений. В силу ряда очевидных причин трудно выявить отдельную роль нестационарности ветрового воздействия, речного стока, термохалинной структуры вод, рельефа дна, береговой линии и островов и пр. Поэтому большое значение приобретает исследование режима течений Северного Каспия путем численного моделирования.

### ***1.7.1.2 Циркуляция Среднего и Южного Каспия***

В Среднем и Южном Каспии по данным натурных наблюдений установлено существование ветровых, плотностных, градиентных и стоковых течений (Книпович, 1921; Михалевский, 1931; Зайцев, 1935; Течения Каспийского моря, 1942; Леонов, 1960; Косарев, 1975; Каспийское море, 1986; Каспийское море, 1990). Изученность течений Среднего и Южного Каспия до сих пор остается явно недостаточной, что связано с малым количеством долговременных инструментальных измерений. Кроме того, наблюдения за течениями проводились, в основном, в мелководных прибрежных районах с глубинами менее 100 м.

На всех имеющихся в настоящее время схемах течения в Каспийском море представлены в виде общей циклонической циркуляции, охватывающей всю глубоководную часть моря и состоящей из двух циклонических круговоротов в Среднем и Южном Каспии (рис. 1.11) (Каспийское море, 1986; Каспийское море, 1990; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).



**Рис. 1.11** Схемы течений Каспийского моря: (а) – Н.М. Книповича (1914–1915 гг.) (1921),  
(б) – А.И. Михалевского (1931), (в) – Г.Н. Зайцева (1935) и (г) – В.Н. Зенина (1942)

(Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

В средней части Каспия, как зимой, так и летом, имеет место циклоническая циркуляция вод с движением их на юг у западного побережья и на север – у восточного. Скорости западной струи достигают на поверхности 25–30 см/с, а на восточной периферии круговорота уменьшаются до 10–20 см/с. Южнее Дербентской впадины от круговорота отходит струя со скоростью 10 см/с, направленная на юго-восток к Апшеронскому порогу, где среднекаспийские воды проникают в южную часть моря со скоростью 5–10 см/с (Косарев, 1975; Каспийское море, 1986; Каспийское море, 1990; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

В Южном Каспии циркуляция имеет также циклонический характер со слабыми скоростями и центром круговорота, смещенным к западному берегу. Вдоль восточного берега воды движутся по направлению к Апшеронскому порогу, где происходит конвергенция и перемешивание. Характерной особенностью течений Южного Каспия является наличие локального антициклонического круговорота, расположенного между Апшеронским п-овом и устьем реки Куры. Его существование было выявлено в работе (Цицарев, 1967) на основании анализа инструментальных наблюдений за течениями в 1961–1965 гг. Этот круговорот прослеживается и по результатам численного моделирования динамики вод (раздел 1.7.2.3).

## **1.7.2 Моделирование циркуляции Каспия**

Основные схемы течений Каспийского моря составлялись на основе осреднения разнородных материалов наблюдений или использования косвенных методов и не учитывали особенности ветровых полей над акваторией моря. До настоящего времени не было надежных натурных данных для построения схем течений Каспийского моря в открытых глубоководных районах, поэтому для них схемы течений строятся сейчас на основе численного моделирования.

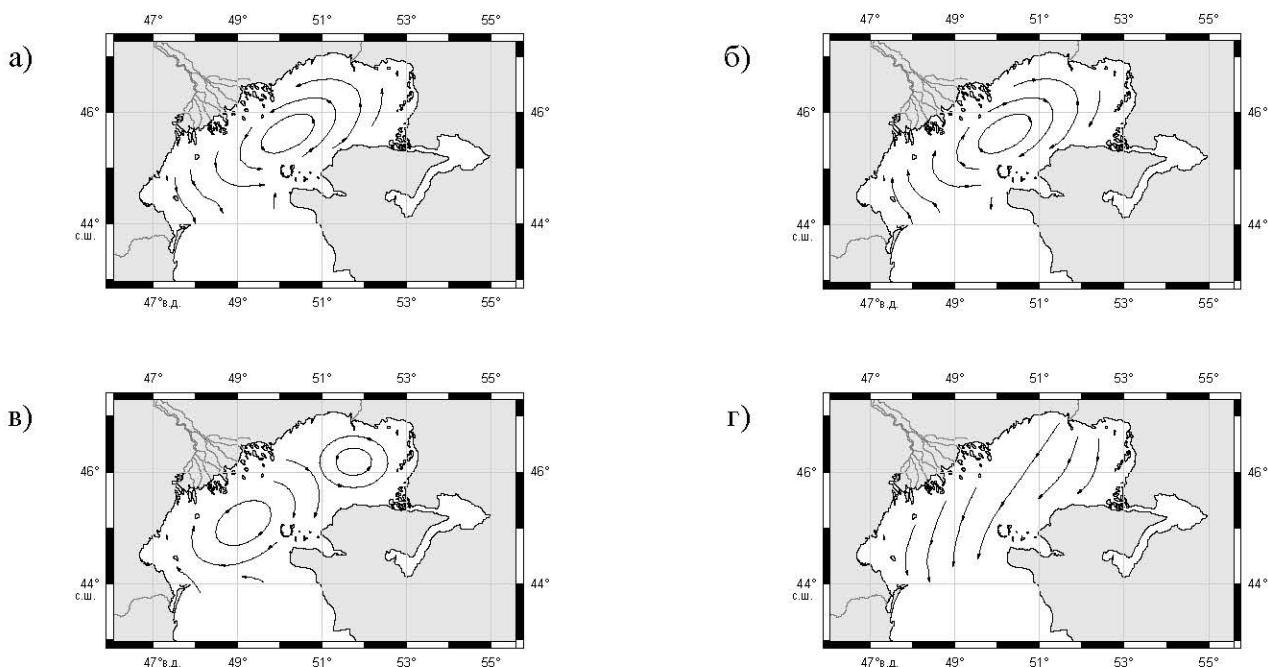
### **1.7.2.1 Основные этапы развития**

Модельные расчеты течений Каспийского моря проводятся с конца 50-х годов. Большинство существующих моделей можно разделить на два класса: моде-

ли Северного Каспия, основанные на уравнениях мелкой воды, и трехмерные модели всего моря.

В 1970-х годах для изучения циркуляции вод Каспийского моря впервые была использована диагностическая модель динамики бароклинного океана (Копшинский, 1975). Расчеты выполнялись для случая отсутствия ветра и для двух типов преобладающих ветров: северо-западного и юго-восточного. В 1976 г. в работе (Саркисян и др., 1976) были представлены результаты расчетов циркуляции вод Каспийского моря по диагностической модели динамики бароклинного океана для различных типов ветра и сезонов. Была выявлено значительное влияние ветра на формирование полей течений и показано, что влияние термохалинности проявляется больше летом, чем зимой.

Следующим шагом в развитии моделирования климатической циркуляции Каспийского моря стал методом гидродинамической адаптации или согласования полей температуры и солености (плотности) морской воды и скорости течений (Саркисян и др., 1986). На первом этапе проводится обычный диагностический расчет при фиксированных полях температуры и солености воды, завершающийся



**Рис. 1.12** Основные типы поверхностной циркуляции вод в Северном Каспии:  
 (а) – циклонический; (б) – антициклонический; (в) – смешанный; (г) – продольный при северном ветре (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

при выходе кинетической энергии на стационарный режим (этап диагноза). Полученные значения скорости течений и исходные поля температуры и солености воды служат начальными условиями для второго этапа – интегрирования по времени полной системы уравнений, включая уравнения переноса тепла и соли. Интегрирование проводится на сравнительно короткие сроки (от одной до нескольких недель), и момент его завершения определяется по поведению средней кинетической энергии и энстрофии (Саркисян и др., 1986).

### ***1.7.2.2 Циркуляция Северного Каспия***

Модельные расчеты течений Северного Каспия проводятся с конца 50-х годов по настоящее время (Линейкин, Фельзенбаум, 1955; Бахмалов, 1968; Шкудова, 1972; Гетман, Кутало, 1972; Казаков, 1976). Анализ полей течений, полученных в результате расчетов по модели (Белов, Филиппов, 1986), для наиболее повторяемых ветров позволяет выделить четыре основных типа циркуляции вод в северной части Каспийского моря (рис. 1.12).

Циклонический тип циркуляции формируется при восточном ветре с поперечно-неоднородной структурой поля скорости. Скорость ветра возрастает с юга на север от 9 до 19 м/с. Он представляет собой один обширный круговорот с движением вод против часовой стрелки, захватывающий всю акваторию Северного Каспия (рис. 1.12а). Наибольшие скорости течений (35 см/с) отмечаются на северной периферии, наименьшие (12 см/с) – на южной периферии круговорота.

Антициклонический тип циркуляции также формируется при восточном ветре с поперечно-неоднородной структурой поля скорости. В отличие от циклонического типа, скорость ветра возрастает с севера на юг от 12 до 26 м/с. Он представляет собой круговорот с движением вод по часовой стрелке (рис. 1.12б). Наибольшие скорости течений (50 см/с) отмечаются на южной, наименьшие (до 15 см/с) – на северной периферии круговорота.

Смешанный тип циркуляции формируется при юго-восточном ветре с поперечно-неоднородной структурой поля скорости. Скорость ветра возрастает с севе-

ро-востока на юго-запад от 6 до 20 м/с. Он представляет собой два круговорота: большой антициклонический в западной части Северного Каспия и небольшой циклонический – в его северо-восточной части (рис. 1.12в). Наибольшие скорости течений (60 и 30 см/с) отмечаются соответственно на южной периферии антициклонического и северной периферии циклонического круговоротов. Наименьшие скорости (до 12 и 15 см/с соответственно) – на северной периферии антициклонического и южной периферии циклонического круговоротов.

Продольный тип циркуляции формируется при продольных или поперечных неоднородных полях ветра. В верхнем слое течения направлены по ветру, в нижнем – против ветра. По сравнению с другими типами циркуляции, при которых скорости течений меняются в очень широком диапазоне (от 0 до 100 см/с), при данном типе циркуляции пространственная неоднородность поля течений относительно невелика. Например, при северном ветре (рис. 1.12г) с продольно-неоднородной структурой поля скорости (скорость ветра возрастает от 11 м/с на севере до 19 м/с на юге) скорость поверхностных течений на акватории изменяется от 30 до 50 см/с.

### **1.7.2.3 Циркуляция моря в целом**

Диагностические расчеты синоптических течений Каспийского моря по данным гидрологических съемок (Ахвердиев, Демин, 1989) показали сложный характер циркуляции в Южном Каспии (наличие двух антициклонических и одного циклонического круговоротов). Центр циклонического круговорота в Среднем Каспии расположен над самым глубоким местом этого района. У его восточного берега было выявлено наличие апвеллинга.

Результаты расчетов сезонная изменчивости климатической циркуляции (Trukhachev et al., 1995; Тужилкин и др., 1997) показали, что в Среднем Каспии существует система, состоящая из двух квазистационарных вихрей: циклонического вихря в северо-западной части и антициклонического вихря в юго-восточной. В Южном Каспии четко прослеживаются антициклонические вихри в северо-западной и в юго-восточной частях. Сезонная изменчивость циркуляции, по мне-

нию авторов (Trukhachev et al., 1995; Тужилкин и др., 1997), заключается в изменчивости пространственного положения и интенсивности указанных вихрей.

Дальнейшее развитие моделирование динамики Каспия нашло в работе (Бадалов, Ржеплинский, 1989), где представлена двухслойная модель, воспроизводящая нестационарные процессы динамики моря. Предполагается, что в море существуют два слоя, динамика которых различается пространственно-временными масштабами. Течения верхнего слоя моря (30 м в летний сезон и 100 м в зимний сезон), моделирующего верхний деятельный слой, описываются трехмерными нестационарными нелинейными уравнениями термогидродинамики. Динамика течений нижнего слоя описывается трехмерной стационарной диагностической моделью (Саркисян, 1991). Циркуляции вод Каспийского моря генерировалась под воздействием характерных ветровых ситуаций. Показано, что в Южном Каспии, где расположена зона слабых ветров, течения приспосабливаются быстрее к новой ветровой ситуации, чем в Среднем Каспии.

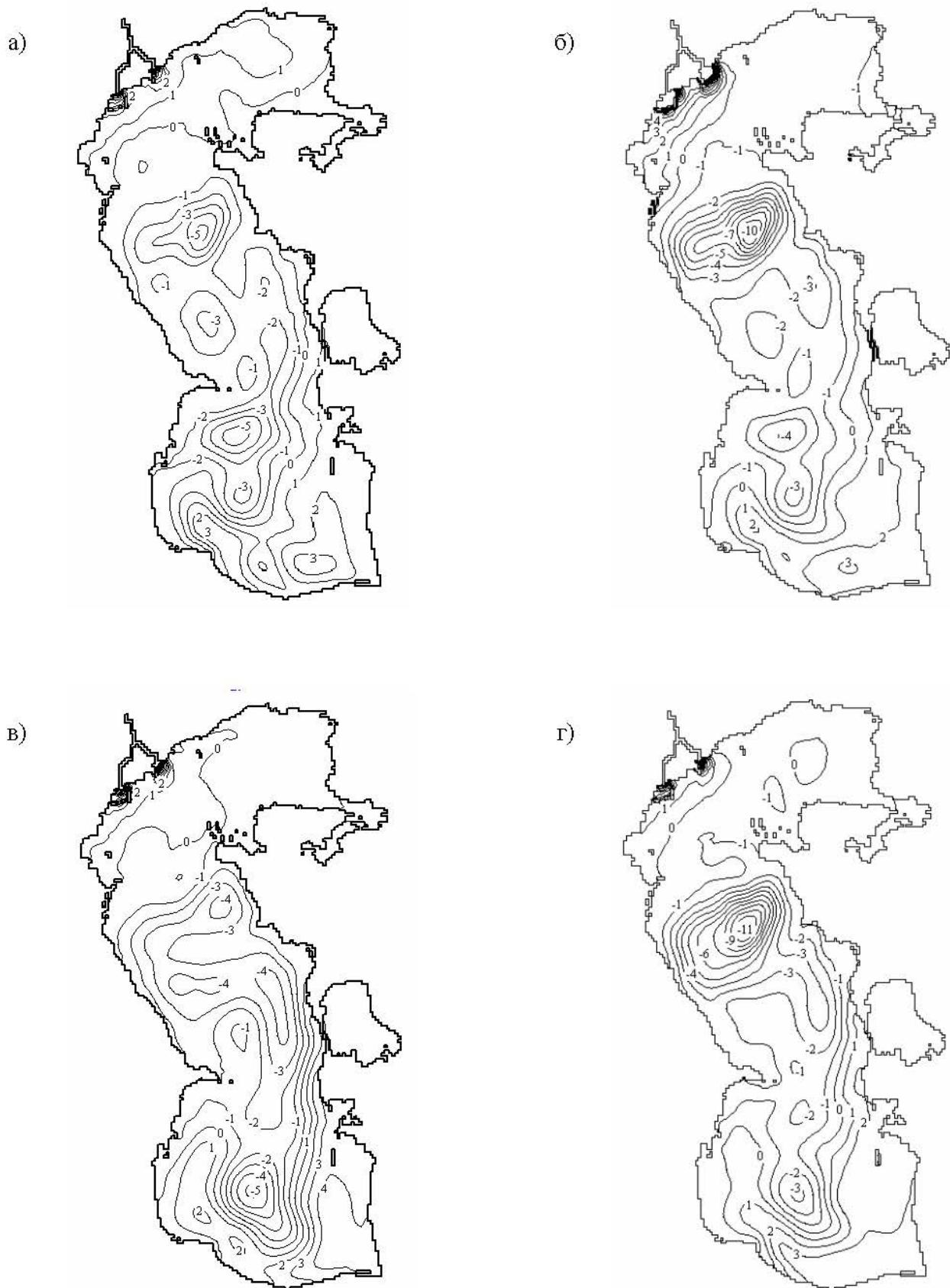
#### **1.7.2.4   *Основные модели циркуляции Каспийского моря***

Наиболее интересными на сегодняшний день являются расчеты, проведенные по трехмерной бароклинной гидродинамической модели со свободной поверхностью, разработанной в Лаборатории морских прикладных исследований (ЛМПИ) ФГБУ «Гидрометцентр России»<sup>1</sup> (Safronov, Zilberstein, 1996, Попов, 2004; Попов и др., 2009), в Федерального государственного бюджетного учреждения науки (ФГБУН) Институте вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) (Ибраев, 2008), а также модели с ассимиляцией климатических данных (Кныш и др., 2008б).

**Модель Гидрометцентра.** Для расчетов сезонной и климатической циркуляции Каспийского моря по аналогии с работами (Тужилкин и др., 1997; Ибраев, 2001) в модели ЛПМИ Гидрометцентра России (Попов, 2004; Попов и др., 2009) применяется метод гидродинамического диагноза и адаптации. Отличие подхода, реализованного в данных расчетах, состоит в том, что при расчетах термохалинных течений среднемесячный климатический ветер на поверхности моря не

---

<sup>1</sup> -       Далее Гидрометцентр.



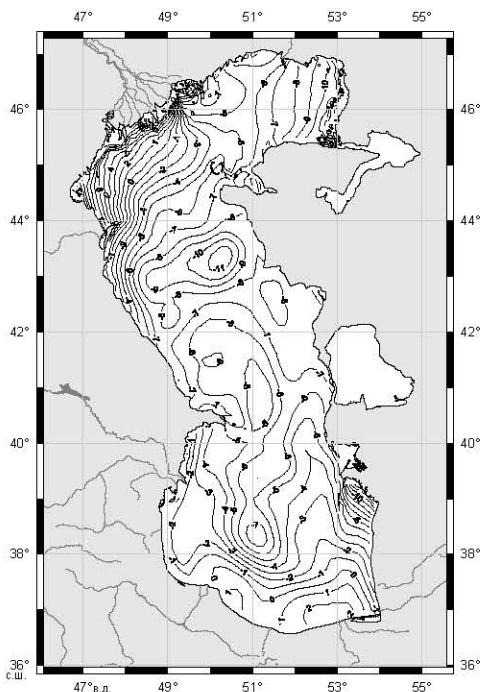
**Рис. 1.13** Уровень Каспийского моря (см) в феврале (а), апреле (б), августе (в) и ноябре (г) по данным адаптационных расчетов по модели ЛМПИ Гидрометцентра России (Попов, 2004).

задавался. Дополнительно учитывался сток реки Волга, так как он оказывает решающее влияние на режим Северного Каспия. На поверхности моря задавалось испарение, равномерное по всей площади Каспия, которое компенсировало поступление речной воды. Процесс ледообразования в модели не учитывался.

Анализ среднемесячных полей уровня, рассчитанного по данной модели, показывает (Попов, 2004; Попов и др., 2009), что в северной части Среднего Каспия для четырех характерных месяцев (февраль, апрель, август, ноябрь) наблюдается похожая циклоническая картина циркуляции (рис. 1.13). Вдоль всего восточного берега всегда существует направленное на север течение, а вдоль северной части западного берега течение направлено на юг. В юго-западной части Среднего Каспия севернее Ашхеронского п-ова расположен антициклический вихрь, который препятствует переносу вод на юг из Среднего Каспия в Северный. В Южном Каспии общим для всех месяцев является наличие циклонического круговорота в центре и направленного на север течения, начинающегося на восточной периферии этого круговорота. В западной части Южного Каспия в августе (рис. 1.13в) и ноябре (рис. 1.13г) расположен антициклический круговорот. В феврале (рис. 1.13а) и апреле (рис. 1.13б) в северо-западной части возникает циклонический круговорот, а антициклический круговорот в эти месяцы остается только в юго-западной части (Попов, 2004).

Полученный в результате расчетов среднеклиматический уровень Каспийского моря (рис. 1.14), обусловленный термохалинными течениями, наиболее точно отражает среднеклиматическую схему основных течений Каспийского моря.

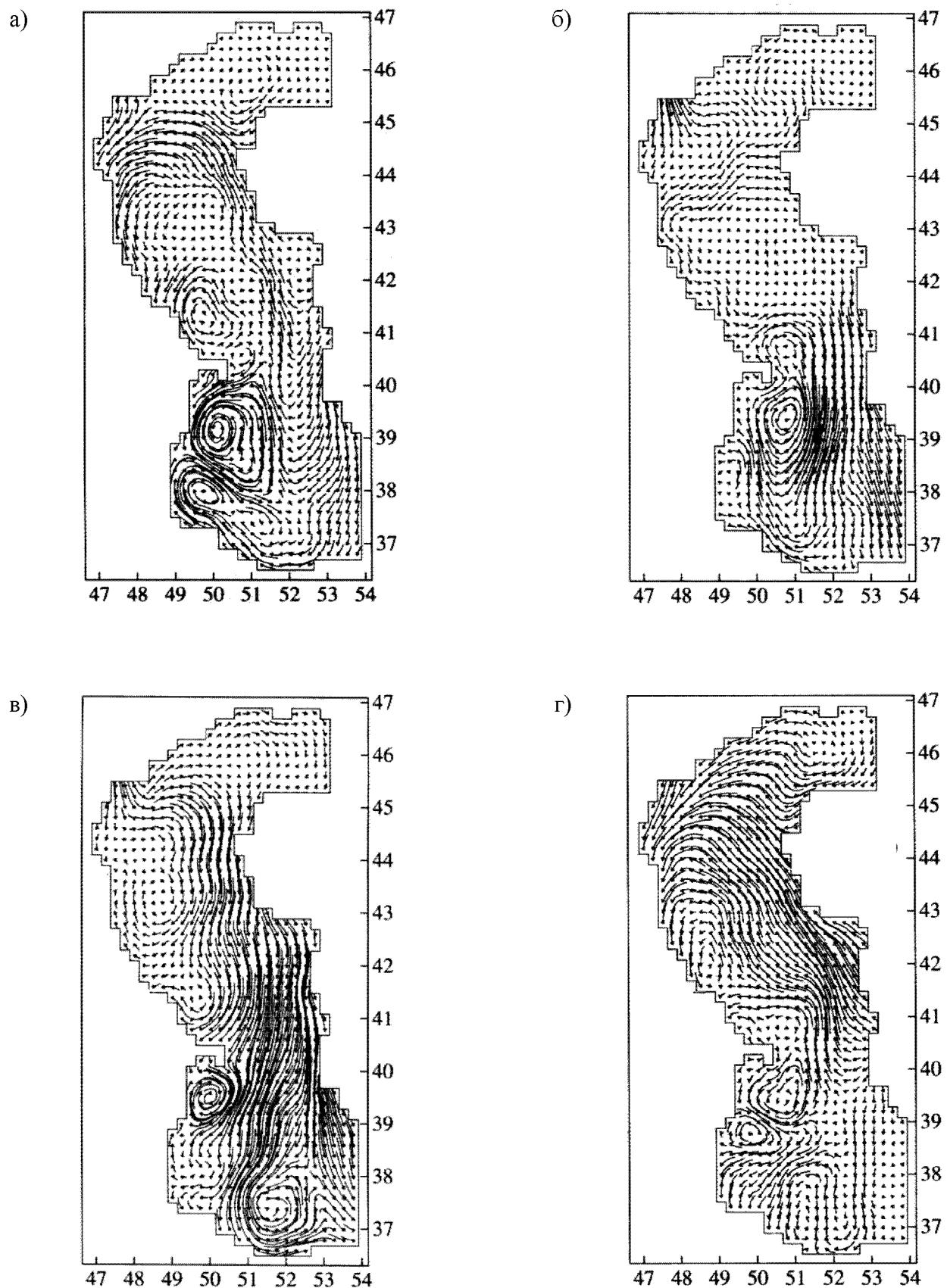
Модель ЛПМИ Гидрометцентра России применяется также и для краткосрочного прогноза штормовых нагонов и течений в Северном Каспии (Зильберштейн и др., 2001, Вербицкая и др., 2002; Вербицкая и др., 2005). Первоначально рассчитываются термохалинные течения, создающие фон, на котором под действием ветра возникают дрейфовые и градиентные течения на поверхности моря. Расчет ветровых течений на фоне полученной термохалинной циркуляции проводился по метеорологическим полям, рассчитанным по мезомасштабной модели COSMO-RU с 7-километровым пространственным разрешением и с 6-часовой дискретностью по времени (Ривин и др., 2012).



**Рис. 1.14** Среднеклиматический динамический уровень Каспийского моря (см), рассчитанный по модели ЛМПИ Гидрометцентра России  
(Попов, 2004, Попов и др., 2009)

**Модель ИВМ РАН.** Для реконструкции климатической циркуляции Каспийского моря в модели ИВМ РАН также применяется метод гидродинамической адаптации (Саркисян и др., 1986), заключающийся в динамической инициализации среднемноголетних или синоптических полей температуры и солености моделью динамики моря, основанной на полных уравнениях геофизической термогидродинамики. В отличие от модели ЛМПИ Гидрометцентра России, на поверхности моря задавались касательные напряжения тангенциального трения ветра, рассчитанные по данным о климатических среднемесячных полях результирующего ветра (Комплексные гидрометеорологические атласы..., 1979) по методике, описанной в работе (Ариель, Мурашова, 1981). Для потоков тепла и влаги через поверхность бассейна задавалось условие изоляции (Ибраев, Трухчев, 1996). Чтобы компенсировать речной приток (рассматривался только сток реки Волга в Северный Каспий) и обеспечить выполнение закона сохранения массы в модели, на поверхности моря задавалось равномерное значение вертикальной скорости, направленной вверх, имитирующей испарение. Процесс льдообразования в модели не учитывался.

В феврале (рис. 1.15а) в Среднем Каспии поверхностные течения вдоль изобаты 100 м образуют обширный циклонический круговорот. Севернее Апшеронского п-ова располагается циклонический вихрь, береговой сегмент которого составляет юго-



**Рис. 1.15** Климатические поля течений (см/с) в феврале (а), мае (б), августе (в) и ноябре (г) по данным адаптационных расчетов по модели ИВМ РАН (Ибраев и др., 2001).

западную периферию циклонического круговорота Среднего Каспия. В Южном Каспии доминирует циклонический вихрь в северо-западной части и антициклонический, расположенный южнее устья реки Куре в юго-западной части. В мае (рис. 1.15б) циклонический характер циркуляции в Среднем Каспии сохраняется с меньшей интенсивностью по сравнению с зимой. В Южном Каспии, где сила ветра меньше, чем в его центральной части, циклонический вихрь смещается к востоку, и интенсивность его уменьшается. Антициклонический вихрь в юго-восточной части Южного Каспия не наблюдается. В июле (рис. 1.15в) под действием сильных северных и северо-западных ветров в восточной половине Среднего и центральной части Южного Каспия происходит усиление течений соответственно в южном и юго-западном направлениях. В Среднем Каспии у восточного берега наблюдается апвеллинг вод. Антициклон, расположенный в Южном Каспии южнее Апшеронского п-ова, смещается ближе к берегу. У иранского побережья моря формируется интенсивный циклонический вихрь.

Смена направления ветра над морем в осенний сезон (рис. 1.15г) приводит к перестройке поверхностных течений всего моря. В Среднем Каспии происходит усиление течения вдоль восточного побережья, который является частью общей циклонической циркуляции этого региона. В юго-восточной части Южного Каспия южнее Апшеронского п-ова наблюдаются циклонический и антициклонический вихри меньшей интенсивностью по сравнению с зимой.

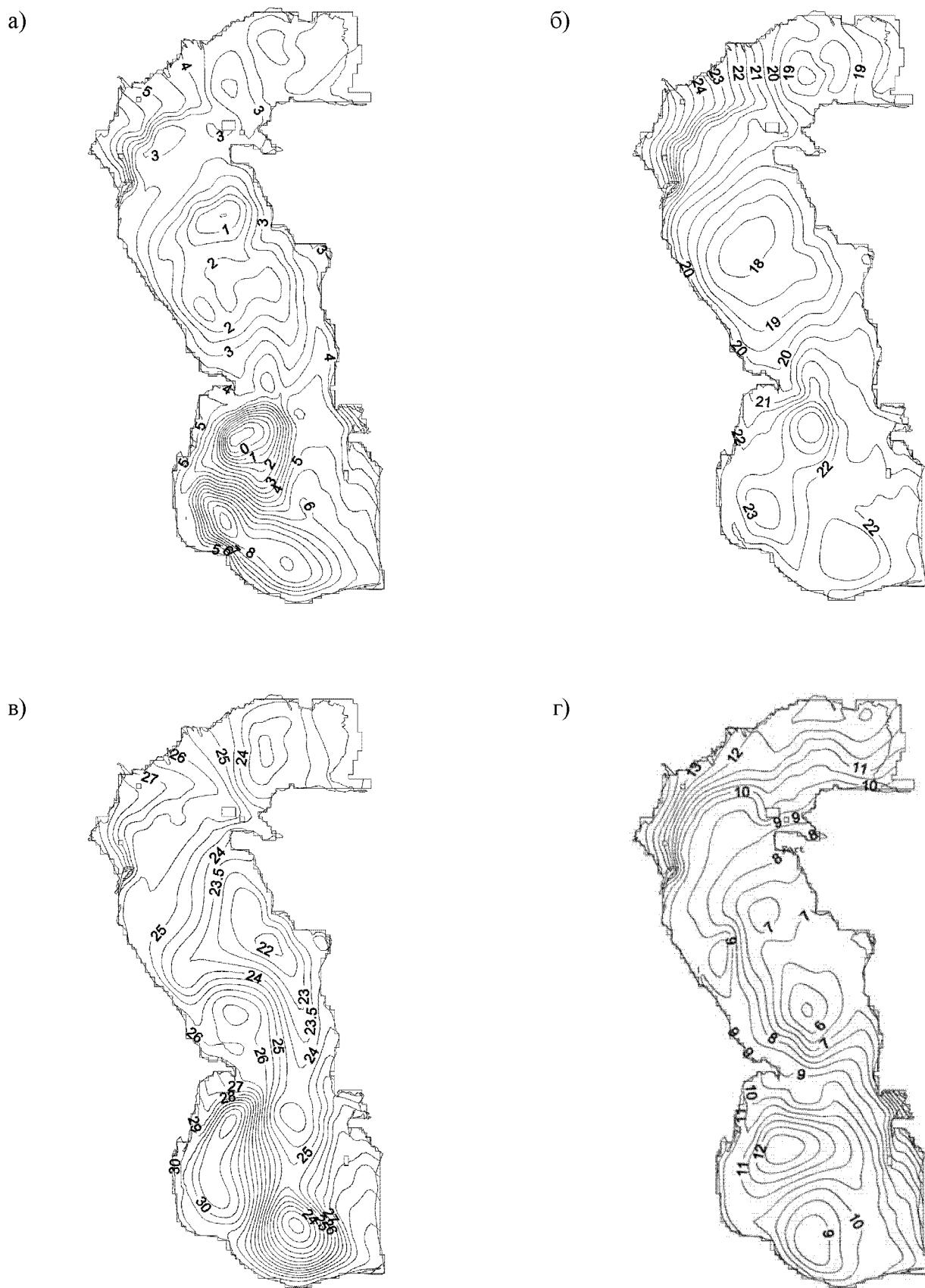
**Модель ассимиляции климатических данных.** Как уже отмечалось, метод гидродинамической адаптации (Саркисян и др., 1986) позволяет воспроизводить среднеклиматические и климатические сезонные поля температуры и солености (плотности) морской воды. Более эффективным методом реконструкции сезонных климатических полей является непрерывная по времени ассимиляция (усвоение) климатических данных о температуре и солености в термогидродинамической модели с переменными граничными условиями на поверхности (Кныш и др., 2002). При таком подходе роль усваиваемых в модели на каждом шаге по времени данных не должна быть завышенной, и ассимиляция данных должна осуществлять процесс быстрого (геострофического) согласования гидрофизических ролей. Предложенные в работах (Демышев и др., 2004; Демышев и др., 2006) методика

периодической ассилияции данных и алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза (Кныш и др., 2008а) позволяют воспроизвести взаимно согласованные климатические поля температуры и солености.

Для модели ассилияции климатических данных (Кныш и др., 2008б) климатические поля температуры и солености, полученные по среднемноголетним гидрологическим данным методом гидродинамической адаптации (Ибраев и др., 2001), использовались как начальные условия. На верхней границе моря использовались среднемесячные данные реанализа атмосферной циркуляции, выполненного в Европейском центре среднесрочного прогноза погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) для 1982 г., в котором наблюдалось наименьшее изменение среднегодового уровня Каспийского моря. Речной сток учитывался через боковые границы области. Среднемесячные значения стока для рек Волга, Урал, Терек и Кура задавались по данным 1982 г. Сток в залив Кара-Богаз-Гол отсутствовал из-за дамбы, возведенной в проливе между морем и заливом в 1980 г. Температура речной воды задавалась равной средней температуре воды за 1960–1990 гг., а соленость принималась равной 0‰.

Согласно полученным результатам, характерной особенностью поверхностных течений Северного Каспия в осенне-зимний период (рис. 1.16а) является сильное струйное течение. Оно направлено от дельты реки Волга на юго-запад к о. Чечень и Аграханскому п-ову. Поскольку пик половодья реки Волга приходится на конец мая начало июня, градиенты уровня мористее дельты реки в июле (рис. 1.16в) заметно меньше, чем в мае (рис. 1.16б). В восточной мелководной части Северного Каспия из-за циклонической завихренности ветра образуются два циклонических вихря (рис. 1.16в). Циркуляция поверхностных вод в мае (рис. 1.16б) в западной части Северного Каспия качественно не отличается от зимней (рис. 1.16а). В ноябре поверхностные течения в Северном Каспии направлены с востока на запад и юго-запад (рис. 1.16г). Максимальный перепад уровня здесь наблюдается несколько южнее о. Искусственный и о. Тюлений.

В Среднем Каспии фактически весь год наблюдается обширный циклонический круговорот. Лишь в феврале циклонический характер циркуляции вод нару-



**Рис. 1.16** Климатические поля уровня моря (см) в феврале (а), мае (б), июле (в) и ноябре (г)  
по данным модели ассимиляции климатических полей температуры и солености  
(Кныш и др., 2008).

шается (рис. 1.16а). В отличие от зимнего состояния, в мае циклонический круговорот охватывает весь Средний Каспий (рис. 1.16б). Направленное на юг вдоль восточного берега Среднего Каспия течение из-за усиления северной компоненты ветра заметно сильнее в мае по сравнению с февралем и имеет максимальную протяженность. Значительные изменения в топографии уровня моря Среднего Каспия по сравнению с другими месяцами происходят в июле (рис. 1.16в). Западное прибрежное течение, хотя и доходит до Апшеронского п-ова, но существенно слабее. В ноябре (рис. 1.16г) в Среднем Каспии наблюдаются западный антициклонический вихрь и смещенный от него на юго-восток циклонический вихрь. Возбуждаемое стоком реки Волга градиентное течение, направленное от о. Чечень на юг распространяется лишь до Махачкалы. В этот период в Среднем Каспии отсутствует ярко выраженный циклонический круговорот вод. В западной части Среднего Каспия прослеживается антициклонический мезомасштабный вихрь.

В феврале в Южном Каспии выделяются два вихря (рис. 1.16а): юго-западная область моря охвачена антициклоническим вихрем, а северо-западная, южнее Апшеронского порога — циклоническим вихрем. Это наиболее интенсивные структуры мезомасштабных течений не только Южного Каспия, но и всего моря. Отмеченные вихри разного знака вращения вод присутствуют в Южном Каспии почти в течение всего года. По сравнению с февралем в мае (рис. 1.16б) антициклонический вихрь смещается вплотную к Апшеронскому порогу, в то время как циклонический вихрь — к востоку. Характерной особенностью циркуляции Южного Каспия летом являются сильное прибрежное течение южного направления вдоль восточного побережья и два циклонических вихря, расположенные между Апшеронским п-овом и устьем реки Куре и вблизи иранского побережья, а также антициклонический вихрь северо-восточнее Апшеронского порога (рис. 1.16в). В ноябре в северной области Южного Каспия доминирует антициклонический вихрь, южнее которого расположен менее интенсивный циклонический вихрь. У восточного побережья возле Красноводского залива уровень моря понижен, что указывает на подъем вод в этом районе.

## 1.8 Инструментальные наблюдения

Для решения задач, связанных как с изучением гидрометеорологического режима моря, так и информационным обеспечением природохозяйственной деятельности на Каспии, используются данные инструментальных измерений на метеорологических станциях, уровенных и волномерных постах, расположенных вдоль побережья Каспийского моря. Эффективность получаемой информации во многом зависит от качества наблюдений. Анализ данных показывает, что во многих случаях качество этих наблюдений низкое. Это обусловлено отсутствием полной информации обо всех изменениях гидрометеорологического и гидродинамического режимов, несовершенством методики наблюдений и аппаратуры.

### 1.8.1 Уровень моря

Инструментальные наблюдения за уровнем Каспия начались в XIX в., сначала в Баку (с 1830 г.) и Астрабадском (Горганском) заливе<sup>1</sup> (с 1853 г.), а затем в Махачкале и Куули–Маяке (с 1900 г.), в Красноводске (Туркменбапи) (с 1915 г.), в Форт–Шевченко и заливе Кара-Богаз-Гол (с 1921 г.). После этого было открыто еще значительное число уровенных постов. Некоторые из них просуществовали недолго. Наибольшее число уровенных постов (порядка 78), которые располагались вдоль побережья Каспийского моря более или менее равномерно, действовало в 1920–1930-е годы. Затем их число по разным причинам сократилось почти в два раза (рис. 1.17).

В 2012 г. национальные гидрометеорологические организации – члены Координационного комитета по гидрометеорологии и мониторингу загрязнения Каспийского моря (КАСПКОМ), созданного в 1994 г. при поддержке Всемирной метеорологической организации – совместными усилиями завершили работу над Генеральным каталогом уровня Каспийского моря (Терзиев и др., 2008). В каталог включены таблицы максимальных, минимальных и средних месячных значений уровня моря по данным наблюдений на 22 постах и полное описание базы данных. 17-я Сессия КАСПКОМ

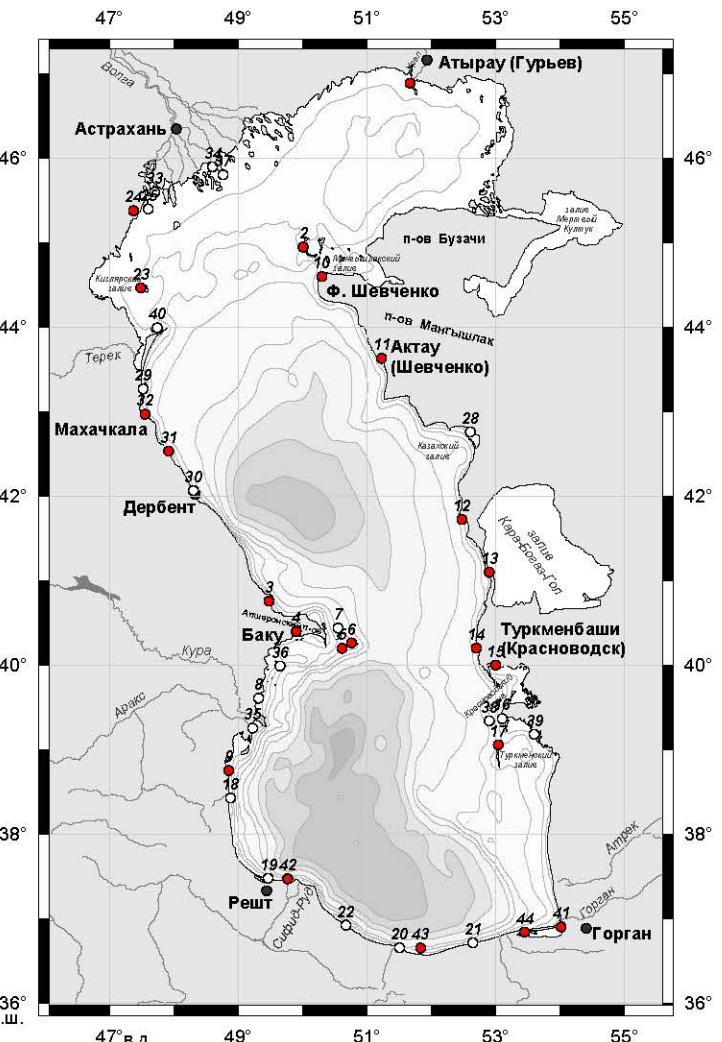
---

<sup>1</sup> — Крупнейший залив Каспийского моря в пределах береговой линии Ирана.

**Рис. 1.17 Сеть уровенных постов Каспийского моря:**

- 1 – о. Б. Пешные, 2 – Кулалы, 3 – Сумгait;
- 4 – Баку, 5 – Нефтяные камни,
- 6 – о. Жилой, 7 – о. Чилов, 8 – Нефтечала,
- 9 – Ленкорань, 10 – Ф. Шевченко,
- 11 – Актау, 12 – Бекдаш,
- 13 – Кара-Богаз-Гол,
- 14 – Куули-маяк, 15 – Туркменбashi (Красноводск), 16 – Челекен,
- 17 – Огурчинский, 18 – Астара,
- 19 – Бандар Анзали, 20 – Ноушехр,
- 21 – Баболсар, 22 – Рамсар,
- 23 – о. Тюлений, 24 – Лагань,
- 25 – Искусственный, 26 – Жамбай,
- 27 – Каламкас, 28 – Фетисово, 29 – Сулак,
- 30 – Дербент, 31 – Изберг, 32 – Махачкала,
- 33 – Вышка, 34 – Тишково,
- 35 – Зюйд–Остовый Кулпук;
- 36 – о. Свиной, 37 – Двенадцатая Огневка,
- 38 – Челекен-эстакада, 39 – Аладжа,
- 40 – о. Чечень, 41 – Ашураде, 42 – Энзели,
- 43 – Ноушахр, 44 – Нека (Костянной и др., 2012).

Красным отмечены посты, измерения которых включены в Генеральный каталог уровня Каспийского моря 2012 (Терзиев и др., 2008).



приняла решение разместить на сайте КАСПКОМ<sup>1</sup> таблицы средних значений уровня моря по всем постам и раз в три года дополнять каталог новыми данными.

### 1.8.1.1 Особенности измерений уровня на постах

Данные об уровне моря публиковались в Водном кадастре и в Морском гидрологическом ежегоднике, но в разных высотных системах отсчета (использовались Черноморская, Балтийская, условная, местная системы высот) (Основные гидрометеорологические сведения о морях СССР, 1940; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). В 1961 г. результаты наблюдений в 31 пункте были сведены в Каталог в единой системе высот реперов. Был установлен единый «нуль» поста Каспийского моря – на 28 м ниже нуля Кронштадтского футштока (Каталог...,

<sup>1</sup> URL:<http://www.caspcom.com>

1964). В 1975–1980 гг. реперы уровенных постов повторно привязывались к Государственной системе высот (1977 г.). Результатом нивелирования реперов в регионе Каспийского моря (западное побережье) стало изменение высотных отметок относительно 1950 г. в пределах от 7 до 11 см (Победоносцев и др., 2004).

В то же время на восточном побережье Каспийского моря по разным причинам в 1970-е годы нивелирование не проводилось. Поэтому в настоящее время на Каспийском море для расчета уровня моря существует две системы высот: система высот 1950 г. для восточного побережья и система высот 1977 г., введенная с 1 января 1979 г., для западного побережья. Отсутствие единой системы высот на Каспийском море приводит к различиям между средними годовыми высотами уровня восточного и западного побережий (иногда до 30 см) (Победоносцев и др., 2004).

Сложное положение с системой уровенных наблюдений на Каспии сложилось в последнее десятилетие, что связано не только с распадом СССР и последующими за этим экономическими трудностями на постсоветском пространстве, но и современным аномальным повышением среднего уровня моря, что повлекло за собой затопление ряда постов или перенесение их в новые места. Это, естественно, привело к прерыванию рядов наблюдений или нарушению их однородности (Генеральный каталог..., 2010).

### **1.8.1.2 Недостатки измерений уровня моря на постах**

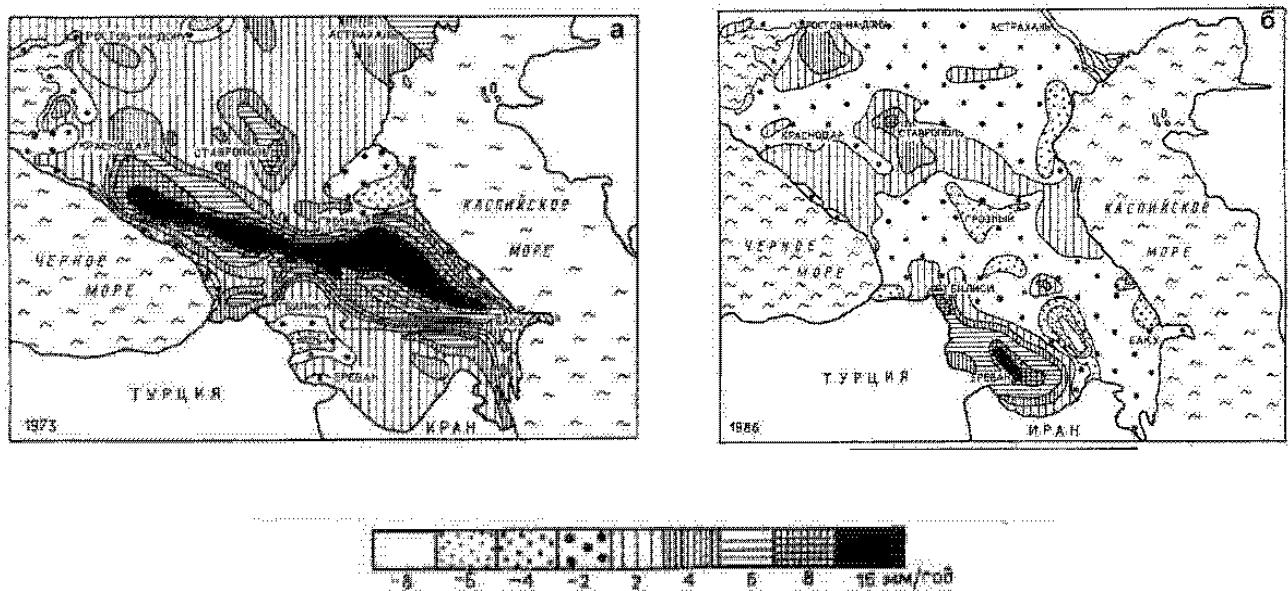
Проведение систематических измерений уровня Каспийского моря связано со значительными затруднениями, обусловленными физико-географическими, гидрофизическими и гидродинамическими условиями прибрежной зоны. Это и большая осушка, и открытый берег, и большие скорости течений, и перенос твердых частиц, и ледовые явления, и разрушение берегов, и обрастанье измерительных приборов и т.п.

Оценка изменчивость уровня моря на уровнях постах по данным измерений не является тривиальной задачей. Из данных наблюдений должны быть исключены влияние сгонно-нагонных явлений, сейшевые колебания, влияние изменения атмосферного давления и ряда других факторов, а также тектонические вертикальные смещения земной коры (побережья) или современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК).

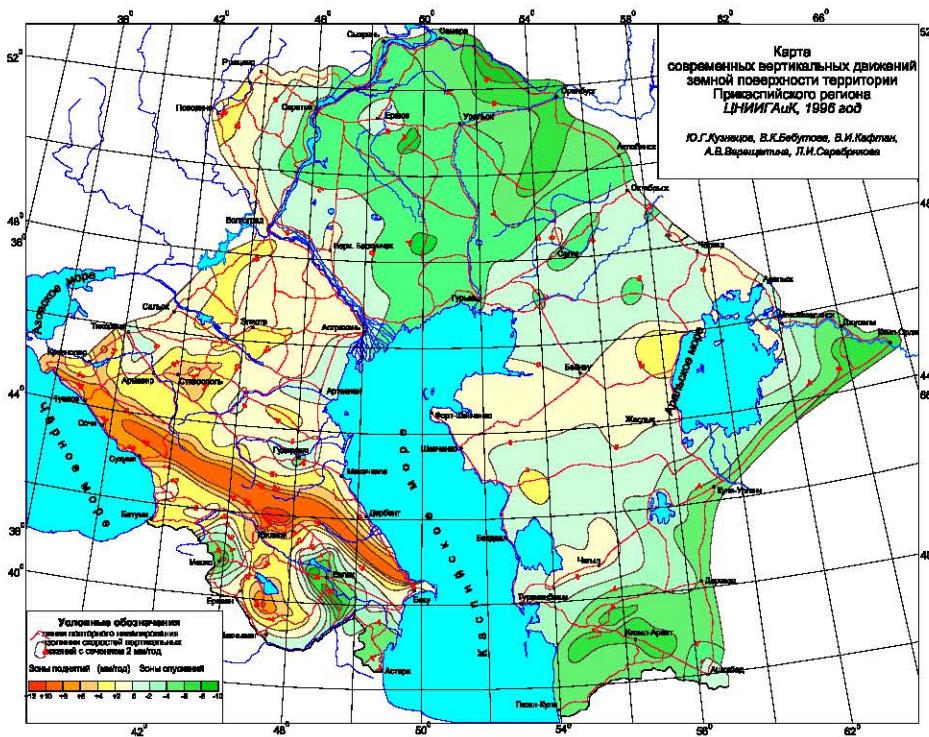
На основе многолетнего изучения пространственно-временных особенностей СВДЗК в пределах практически всех геодинамических полигонов бывшего СССР, а также за рубежом, установлены три основные закономерности проявления современной геодинамики (Магницкий, 1976; Лилиенберг, Сетунская, 1980). СВДЗК обладают колебательно-волновой природой. Отмечается взаимосвязь медленных вертикальных и быстрых (сейсмических) движений земной коры; аномальные изменения параметров СВДЗК наблюдаются непосредственно над зонами разрывных нарушений различного ранга.

На рисунке 1.18 приведены фрагменты карт СВДЗК по данным высокоточного нивелирования, проведенного в 1973 и 1986 гг. в пределах Кавказа и Предкавказья. Можно наблюдать региональную инверсию СВДЗК со сменой знака движения, приходящегося приблизительно на 1975–1978 гг. (Касьянова, 2001).

По данным 1971 г. (рис. 1.18а) почти все побережье Северного Каспия, включая дельту реки Волга, поднимается со скоростью от +2 до +6 мм/год за исключением южного побережья Кизлярского залива, где скорость СВДЗК изменяется от -2 до -4 мм/год по направлению к Аграханскому п-ову. В Среднем Каспии западное побережье опускается от Сумгайта до Дербента со скоростью -2 мм/год,



**Рис. 1.18** Карты скоростей современных вертикальных тектонических движений земной коры в пределах Кавказа и Предкавказья по данным 1973 г. (а) и 1986 г. (б) (Касьянова, 2001).



**Рис. 1.19** Карта современных вертикальных движений земной поверхности Прикаспийского региона. Интервал наблюдений  $1952 \pm 12 - 1982 \pm 6$  (Кузнецов и др., 1997).

а от Махачкалы до Аграханского п-ова — от -4 до -2 мм/год. Побережье между Дербентом и Махачкалой поднимается со скоростью +2 мм/год. В Южном Каспии побережье Азербайджана поднимается со скоростью от +2 до +4 мм/год, а Апшеронский п-ов опускается со скоростью -2 мм/год.

По данным 1986 г. (рис. 1.18б) наблюдается другая картина СВДЗК. Каспийское побережье Азербайджана и России опускается в среднем со скоростью -2 мм/год, за исключением участка побережья Дагестана от Дербента до Аграханского п-ова, где наблюдается подъем со скоростью +2 мм/год.

Согласно последним данным повторного нивелирования I и II классов для интервалов наблюдения  $1952 \pm 12 - 1982 \pm 6$ , на большей части каспийского побережья скорости СВДЗК варьируют в пределах от -2 до +5 мм/год (рис. 1.19) (Кафтан и др., 1995; Кузнецов и др., 1997). В Северном Каспии почти вдоль всего побережья от Кизлярского залива до залива Комсомолец наблюдается опускание земной коры со скоростью -2 мм/год, а от дельты реки Волга до реки Урал — -4 мм/год. Западное побережье этой части Каспийского моря от Кизлярского залива до Аграханского п-ова и восточное побережье от залива Комсомолец до Форта-Шевченко поднимается со скоростью +2 мм/год. Вдоль всего западного побережья Среднего Каспия и восточного по-

бережья от Форт-Шевченко до Казахского залива наблюдается подъем земной коры со средней скоростью +2 мм/год. Максимальная скорость более +12 мм/год наблюдается в районе Сумгайта. Часть восточного побережья Среднего Каспия от Казахского залива до Красноводского залива опускается со скоростью до -2 мм/год. Побережье Южного Каспия в основном опускается со скоростью от -2 до -6 мм/год за исключением южного побережья Апшеронского п-ва восточнее и западнее Баку, где наблюдается подъем со скоростью не более +2 мм/год.

### **1.8.2 Ветровой режим**

Среди всех явлений погоды наблюдения за скоростью и направлением ветра в море занимают первое место по важности.

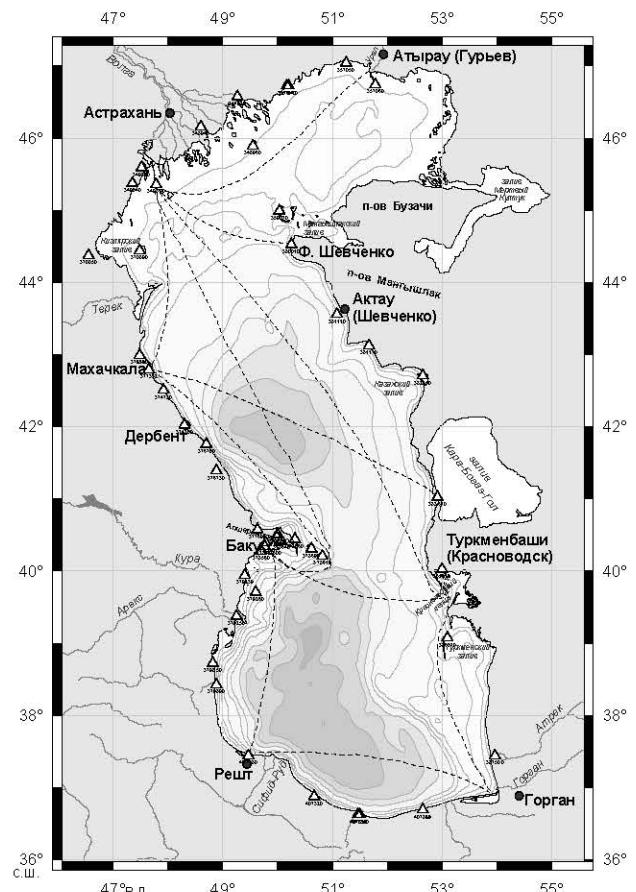
Основными источниками метеоинформации являются наблюдения на: гидрометеорологических станциях сети Всемирной метеорологической организации; радиотехнических постах Каспийской флотилии; автономных гидрометеорологических станциях и буях; судах различных министерств и ведомств; плавучих буровых установках; нефтедобывающих платформах.

Вдоль побережья Каспийского моря расположено 42 гидрометеорологических станций (Россия – 8, Азербайджан – 13, Казахстан – 11, Туркменистан – 6, Иран – 4), 20 из которых расположены на расстоянии менее 1 км от побережья моря (рис. 1.20).

Каспийская флотилия располагает 5 радиотехническими постами на побережье моря (Чечень, Махачкала, Каспийск, Сулак, Избербаш).

Первая автономная гидрометеорологическая передвижная станция АПС-1 на свайном основании была установлена на Каспийском море в 1964 г. на расстоянии около 100 км от берега. В настоящее время в прибрежной зоне Казахстана, Туркменистана и России планируется установка морских автономных гидрометеорологических станций. Два метеобуя у Иранского побережья уже находятся в эксплуатации.

Попутные судовые метеорологические наблюдения в основном проводятся вдоль судоходных трасс (рис. 1.20). Помимо измерений направления и скорости ветра они включают измерения температуры воздуха и поверхности моря, давления, облачности, горизонтальной видимости, волнения моря, ледовых характеристик.

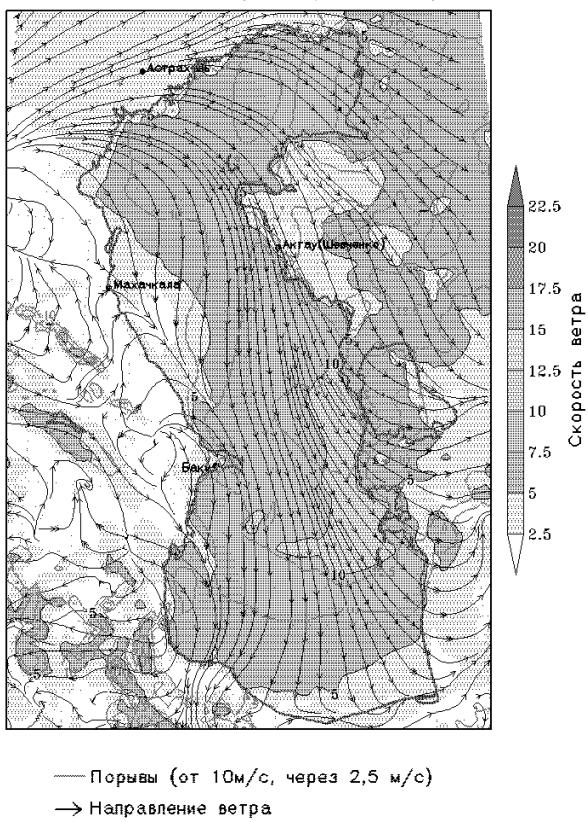


**Рис. 1.20** Сеть гидрометеорологических станций на побережье Каспийского моря.

По данным международного нефтегазового Интернет-ресурса Trend<sup>1</sup>, в Каспийском море в 2012 г. находилось 28 плавучих буровых установок, из них 17 активных, 7 – в режиме длительной консервации, 1 – в режиме готовности к работе, 3 – в стадии строительства. Из общего числа плавучих буровых 20 дислоцировано в азербайджанском секторе Каспия. 17 из них установлены, в основном, в мелководной части Ашхеронского порога. На 10 в настоящее время проводится бурение, остальные находятся в режиме длительной консервации. Остальные буровые установки работают в Казахстанском (2), Туркменском (2), Иранском (1) и Российском (2) секторах.

Недостатком инструментальных наблюдений за полем ветра на метеостанциях и радиотехнических постах является тот факт, что они проводятся на удалении от береговой линии, при этом ветер на побережье существенно отличается от ветра в открытом море. Попутные судовые измерения и измерения на буровых установках и нефтедобывающих платформах соответственно привязаны к основным судоходным трассам или местам разведки и добычи нефти и носят эпизодический характер.

<sup>1</sup> – URL:<http://www.trend.az/capital/analytical/2070750.html>



**Рис. 1.21** Прогноз порывов, направления и скорости ветра на высоте 10 м на 06:00 6 сентября 2013 г. по мезомасштабной модели COSMO-RU с 7-километровым пространственным разрешением  
(URL:<http://www.meteoinfo.ru/cosmo-maps/>).

В последнее время наблюдается прогресс в развитии мезомасштабных и региональных моделей атмосферы с шагом по пространству от 3 до 7 км, которые могут стать новым источником информации о метеорологических параметрах на акватории Каспийского моря (рис. 1.21). С мая 2010 г. по март 2011 г. в Гидрометцентре были проведены испытания негидростатической модели атмосферы COSMO-RU (Вильфанд и др., 2010а; Вильфанд и др., 2010б) с горизонтальным разрешением 7 км заблаговременностью прогнозов до 78 часов. По результатам испытаний (Ривин и др., 2012) на основании решения Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам от 13 апреля 2011 г. эта модель внедрена в оперативную практику в качестве базовой для численного прогнозирования приземной температуры воздуха, точки росы, осадков и скорости ветра на высоте 10 м.

### 1.8.3 Ветровое волнение

Из существующих на сегодняшний день источников глобальной информации о ветровых волнах наиболее развитыми являются: попутные судовые наблю-

дения; волномерные посты; автономные волнографы и мареографы; синоптические карты погоды.

Наибольшую историю имеют попутные судовые наблюдения. Они обеспечивают данными о высоте и периоде ветровых волн. Однако визуальные наблюдения за волнами характеризуются высоким уровнем погрешностей в оценках отдельных параметров волнения, которые достигают 30–50% по высотам волн, несколько секунд по периодам и большими погрешностями по длинам волн.

В дальнейшем попутные судовые наблюдения за ветровым волнением были дополнены наблюдениями на волномерных постах, размещенных на эстакадах, платформах и отдельных свайных основаниях. Применялись различные методы наблюдений: визуальные по рейке и волномеру-перспектометру, отсчеты по максимальным рейкам, киносъемка волн по рейке, стереофотосъемка взведенной поверхности, регистрация волн с помощью волномеров и волнографов различных конструкций, а также с применением радиолокации, лазерной техники, эхолота и других технических средств (Коровин, Чверткин, 1988).

В последнее время, в виду надежности и достоверности информации о волновом режиме в открытом море, широкое распространение получили волнографы, измеряющие пульсации давления, индуцированные поверхностными волнами, и доплеровские измерители. Однако, как правило, измерение характеристик волнения производится на небольших глубинах, башен или со дна, когда заглубление датчиков под поверхность моря не превышает 20–30 м (Коровин, Чверткин, 1988).

Радиолокационный метод измерения высот волн обеспечивает измерение колебаний морской поверхности на площади, размеры которой определяются длительностью излучаемого импульса, шириной диаграммы направленности антенны в горизонтальной плоскости и временем задержки строба, которым задается расстояние до площадки, на которой ведется измерение. Однако радиолокационный метод не измеряет параметров отдельной волны, в отличие от волнографов, а дает осредненные сведения о характеристиках групп волн.

По инструментальным наблюдениям строятся функции распределения высоты, направления и периодов волн, рассчитываются сезонная и межгодовая измен-

чивость режима волнения, а также определены максимальные высоты волн, измеренные на Каспийском море (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Недостатком инструментальных наблюдений за ветровым волнением на волномерных постах является тот факт, что число постов в открытом море незначительно, и измерения проводятся в основном на эстакадах, конструкции которых оказывают сильное влияние на точность измерений. Использование в открытом море автономных волнографов ограничено глубиной 20–30 м, что позволяет проводить измерения в небольшой прибрежной зоне Среднего и Южного Каспия. В основном такие измерения носят эпизодический характер. Точность попутных судовых измерений очень низка, и они привязаны к основным судоходным трассам.

В открытом море для описания волнового режима в качестве исходной информации также используются синоптические карты погоды. Для обработки этих данных существуют две методики. В рамках первого метода расчет параметров волн осуществляется для однородных в синоптическом отношении районов на основе анализа всех синоптических карт за промежуток времени не менее 10 лет. Второй метод основан на анализе наиболее сильных штормовых (волновых) ситуаций за несколько десятков лет в каждом районе моря. В качестве критерия штorma (пороговой скорости ветра) выбирается скорость 15 м/с. Вероятность появления волноопасных ситуаций с названной скоростью ветра составляет примерно 5–10%, поэтому неосвещенным остается режим относительно слабого волнения (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

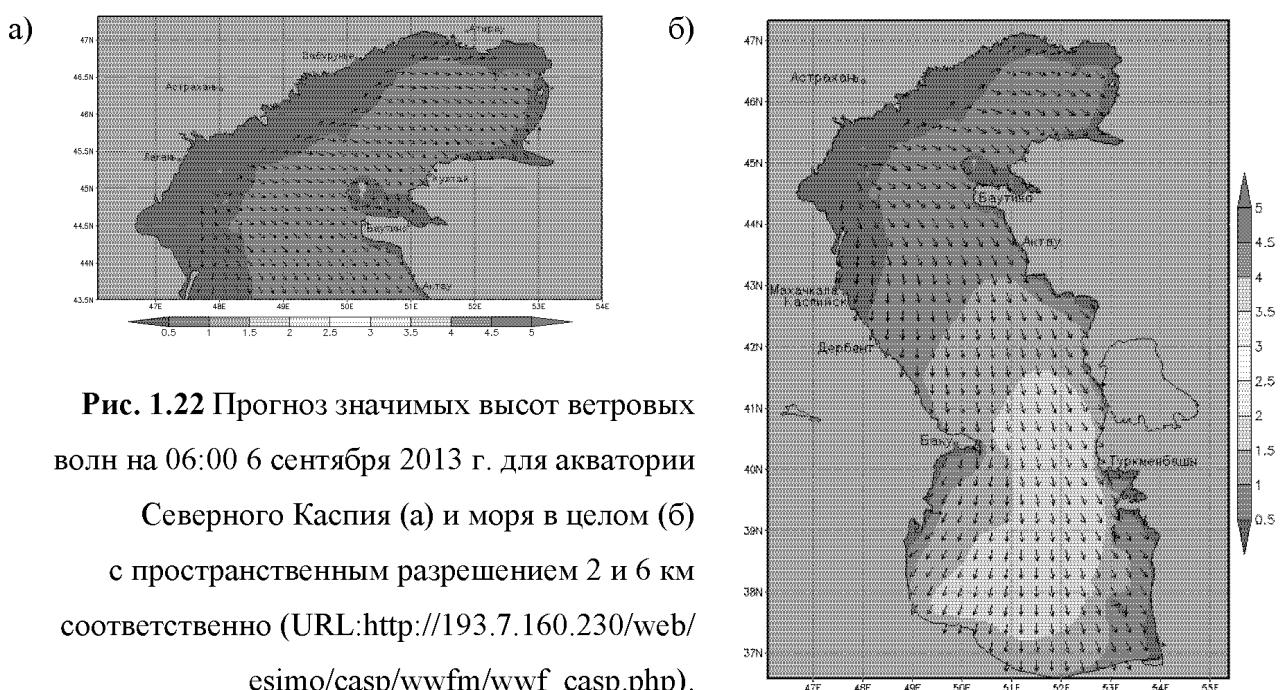
В настоящее время самым мощным средством для решения задач диагноза ветрового волнения являются математические модели, описывающие развитие ветро-волновых процессов на глубокой воде и мелководье (Лавренов, 1998). При этом успешное решение задачи расчета ветрового волнения зависит от качества физической модели, способов ее численной реализации и от точности задания поля ветра.

В мировой практике в области моделирования ветрового волнения применяются несколько десятков волновых моделей. Их можно разделить на четыре группы: спектральные дискретные, спектральные параметрические, интегральные параметрические, прочие (эмпирические, энергетические, монохроматические и различные их

комбинации) (Абузяров, 1981; Проблемы исследования..., 1995). Дискретные модели подразделяются на поколения. Различие в поколениях заключается в степени подробности описания механизма нелинейного взаимодействия в спектре ветровых волн.

Наиболее известными из зарубежных моделей являются спектральная дискретная модель WAM с ее модификациями (The WAMDI Group., 1988), применяемая в ECMWF, и модель WaveWatch III (WW3) (Tolman, 1989), по которой даются прогнозы волнения Службой погоды США. В России это спектрально-параметрическая модель AARI-PD2 и Российская атмосферно-волновая модель (РАВМ) (Абузяров, Нестеров, 2009), которые применяются в оперативной практике Гидрометцентра.

С 2010 г. в Гидрометцентре осуществляется поэтапное введение в эксплуатацию системы оперативного прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и в морях России на основе спектральной модели ветрового волнения WW3 (версия 3.14). Она должна обеспечивать прогноз характеристик ветрового волнения (значимых высот волн, среднего направления распространения, средней длины, среднего периода, высоты и направления распространения ветровых волн, высоты и направления распространения волн зыби) на сроки до 5 суток. В настоящее время осуществляется прогноз характеристик ветрового волнения для акваторий Азовского, Черного и Каспийского морей.



**Рис. 1.22** Прогноз значимых высот ветровых волн на 06:00 6 сентября 2013 г. для акватории Северного Каспия (а) и моря в целом (б) с пространственным разрешением 2 и 6 км соответственно ([URL:\[http://193.7.160.230/web/esimo/casp/wwfm/wwf\\\_casp.php\]\(http://193.7.160.230/web/esimo/casp/wwfm/wwf\_casp.php\)](http://193.7.160.230/web/esimo/casp/wwfm/wwf_casp.php)).

В качестве входной информации для прогнозирования характеристик волнения используются прогностические поля скорости ветра, температуры воды и воздуха, сведения о ледовом покрове (сплошности морского льда). Прогнозы метеорологических полей берутся из двух глобальных прогностических моделей, а также из мезомасштабной модели COSMO–RU с более высоким пространственным разрешением.

Для Каспийского моря прогноз осуществляется на 120 часов с дискретностью 3 часа и пространственным разрешением 6 км для моря в целом и 2 км для Северного Каспия (рис. 1.22) (Струков и др., 2013).

## 1.9 Выводы к Главе 1

За время инструментальных наблюдений (с 1830 г.) амплитуда колебаний уровня Каспийского моря составила примерно 3,5 м. Самый низкий уровень наблюдался 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, после чего стал снижаться. Такие резкие тенденции не были предсказаны существующими моделями, по этой причине особое значение имеет оперативный контроль уровня моря.

Устарелое оборудование и отсутствие единой системы высот на Каспийском море приводят к различиям между средними годовыми высотами уровня, измеренными на уровенных постах, восточного и западного побережий. Последняя нивелировка постов на побережье Каспийского моря проводилась в 1982 г. Отсутствие современных привязки реперов уровенных постов в Системе глобального позиционирования (Global Positioning System – GPS) или в Глобальной навигационной спутниковой системе (ГЛОНАСС) и регулярных GPS–ГЛОНАСС измерений на уровенных постах при условии существенных современных вертикальных движений земной коры в данном регионе усложняют обработку данных постов. Данные об инструментальные измерения уровня воды в заливе Кара-Богаз-Гол просто отсутствуют.

За последние 25 лет значительно уменьшился объем регулярных гидрологических работ в море, а также объем информации с метеостанций и постов Гидрометслужбы. Сеть станций и уровнемерных постов на Каспии стремительно со-

кращается (в 1960 г. их было 79, в 1972 г. — 51, в 1992 г. — 36), а после распада СССР затруднен и обмен данными между государствами Каспийского региона.

Гидрометеорологические измерения скоростней ветра и характеристик волнового волнения на акватории моря носят эпизодический характер, а некоторых частях моря отсутствуют.

Недостатки инструментальных измерений уровня моря, скорости приводного ветра и высот ветровых волн остро ставят вопрос о привлечении дистанционных методов для мониторинга состояния основных гидрометеорологических параметров Каспийского моря

## **ГЛАВА 2. МЕТОД СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ**

Спутниковая альtimетрия относится к одному из активных методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) с борта космического аппарата. Не вдаваясь в детали устройства самого альtimетра, остановимся на основах этого метода зондирования подстилающей поверхности. Более подробно ознакомиться с методом спутниковой альtimетрии можно в работах (Chelton al., 2001; Rees, 2001; Remote sensing..., 2003; Robinson, 2004; Seelye, 2004; Лебедев, Костяной, 2005; Cracknell, Hayes; 2007; Медведев и др., 2010; Robinson, 2010; Лаврова и др., 2011).

### **2.1 Развитие спутниковой альtimетрии**

Развитие спутниковой альtimетрии условно можно разделить на три этапа (Лебедев, Костяной, 2005; Егоров, 2011; Лаврова и др., 2011; Benveniste, 2011; Пустовойтенко, Запевалов, 2012; Пустовойтенко и др., 2012).

Первый этап (с 1974 г. по 1980 г.) — это спутниковые программы Skylab–IV, GEOS–3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite) и SEASAT (SEAfaring SATellite), связанные с исследованием потенциальной возможности использования спутниковой альtimетрии, в первую очередь в геодезии.

Второй этап (с 1985 г. по 1992 г.) — проведение целенаправленных спутниковых экспериментов GEOSAT (GEOdetic SATellite) и ГЕОИК (ГЕО ИнтерКосмос) для решения геодезических программ и исследования возможностей применения спутниковых альtimетрических измерений в других науках о Земле (например, океанологии, гляциологии, гидрологии и т.д.).

Третий этап (с 1992 г. по настоящее время) — проведение постоянного мониторинга водной поверхности Мирового океана, окраинных и внутренних морей (спутники ERS–1/2 (European Remote Sensing Satellite), TOPEX/Poseidon (TOPOgraphy EXperiment) (T/P), GFO–1, Jason–1/2 (J1/2), ENVISAT (ENVIronment SATellite), HY–(HaiYang), SARAL (Satellite with ARgos and ALtika) и др.), а также для изучения полярных льдов и поверхности Земли (спутники ICESat (Ice, Cloud and Land Elevation Satellite) и CryoSat–1/2).

Параметры орбит и общие характеристики основных программы спутниковых альtimетрических измерений приведены ниже в таблице 2.1, а будущих программ – в таблице 2.2.

**Таблица 2.1** Основные программы спутниковых альtimетрических измерений

Программа	Время активной работы, месяц/год	Масса, кг	Параметры орбиты			
			Высота, км	перигей	апогей	Наклонение, градусы
Skylab-IV (орбитальная станция)	05/1973 – 02/1974	20847	422	437	130,0	–
GEOSS-3	04/1975 – 12/1978	341	817	858	115,0	–
SEASAT	07/1978 – 09/1978	2300	761	765	108,0	17
	09/1978 – 10/1978					3
GEOSSAT	геодезическая программа	635	775	779	108,1	~23
	изомаршрутная программа					17
ГЕОИК 1 <sup>2</sup> (Космос-1660)	07/1985 – 10/1986	1500	1482	1525	73,6	–
ГЕОИК 2 <sup>2</sup> (Космос-1732)	03/1986 – 03/1986	1500	1480	1525	73,6	–
ГЕОИК 3 <sup>2</sup> (Космос-1803)	12/1986 – 12/1987	1500	1497	1504	82,6	–
ГЕОИК 4 <sup>2</sup> (Космос-1823)	03/1987 – 10/1987	1500	1479	1524	73,6	–
ГЕОИК 5 <sup>2</sup> (Космос-1950)	06/1988 – 07/1990	1500	1484	1522	73,6	–
ГЕОИК 6 <sup>2</sup> (Космос-2037)	09/1989 – 09/1990	1500	1485	1524	73,6	–
ГЕОИК 7 <sup>2</sup> (Космос-2088)	08/1990 – 03/1993	1500	1484	1524	73,6	–
ERS-1	фаза А	2384	774	775	98,5	3
	фаза В					3
	фаза С					35
	фаза D					3
	фаза E <sup>1</sup>					~168
	фаза F <sup>1</sup>					~168
	фаза G					35
TOPEX/ Poseidon	фаза А	2402	1331	1344	66,04	9,9156
	фаза В					
ГЕОИК 8 <sup>2</sup> (Космос-2226)	01/1993 – 07/1993	1500	1479	1525	73,6	–
ГЕОИК 9 <sup>2</sup> (Гео-ИК)	12/1994 – 07/1995	1500	1481	1526	73,6	–
ERS-2	04/1995 – 06/2002	2516	784	785	98,6	35
GFO-1	02/1998 – 09/2008	410	786	788	108,1	17
Jason-1	фаза А	500	1337	1343	66,042	9,9156
	фаза В					9,9156
	геодезическая программа					~406

<sup>1</sup> — для изомаршрутных программ.

<sup>2</sup> — геодезические программы (для российских программ в скобках указан спутник-носитель).

**Таблица 2.1** Основные программы спутниковых альtimетрических измерений (*продолжение*)

Программа	Время активной работы, месяц/год	Масса, кг	Параметры орбиты			
			Высота, км	перигей	апогей	Наклонение, градусы
ENVISAT	03/2002 – 04/2012	7991	783	785	98,6	35
ICESat-1 <sup>2</sup>	01/2003 – 06/2010	1000	593	610	94,0	~183,8
CryoSat-1 <sup>2</sup>	10/2005 – потерян при выводе на орбиту	650		720	92,0	~369
Jason-2 (OSTM)	06/2008 – настоящее время	525	1324	1335	66,04	9,9156
CryoSat-2 <sup>2</sup>	04/2010 – настоящее время	650		720	92,0	~369
ГЕОИК-2 №11	02/2011 – ошибка в выводе на расчетную орбиту	1400		1000	99,4	–
HY-2A	изомаршрутная программа	513	963,6	965	99,3	14
	геодезическая программа			973		~168
SARAL	02/2013 – настоящее время	405	786	814	98,55	35

## 2.2 Геодезические и изомаршрутные программы

Основные программы спутниковой альтиметрии можно условно разделить на два типа (Лебедев, Костяной, 2005; Лаврова и др., 2011).

Первые направлены на решение геодезических задач: уточнение формы и высот геоида и гравитационного поля Земли. Они получили название *геодезических программ*. Вторые — на осуществление мониторинга изменчивости высоты морской поверхности (ВМП). Круг задач, которые могут решаться в рамках этих программ, достаточно широк — от различных океанологических задач до исследований глобальных изменений климата. Эти программы получили название *изомаршрутных*.

Для решения геодезических задач параметры орбиты подбираются таким образом, чтобы плотность покрытия подспутниковыми трассами (треками)

<sup>1</sup> — для изомаршрутных программ.

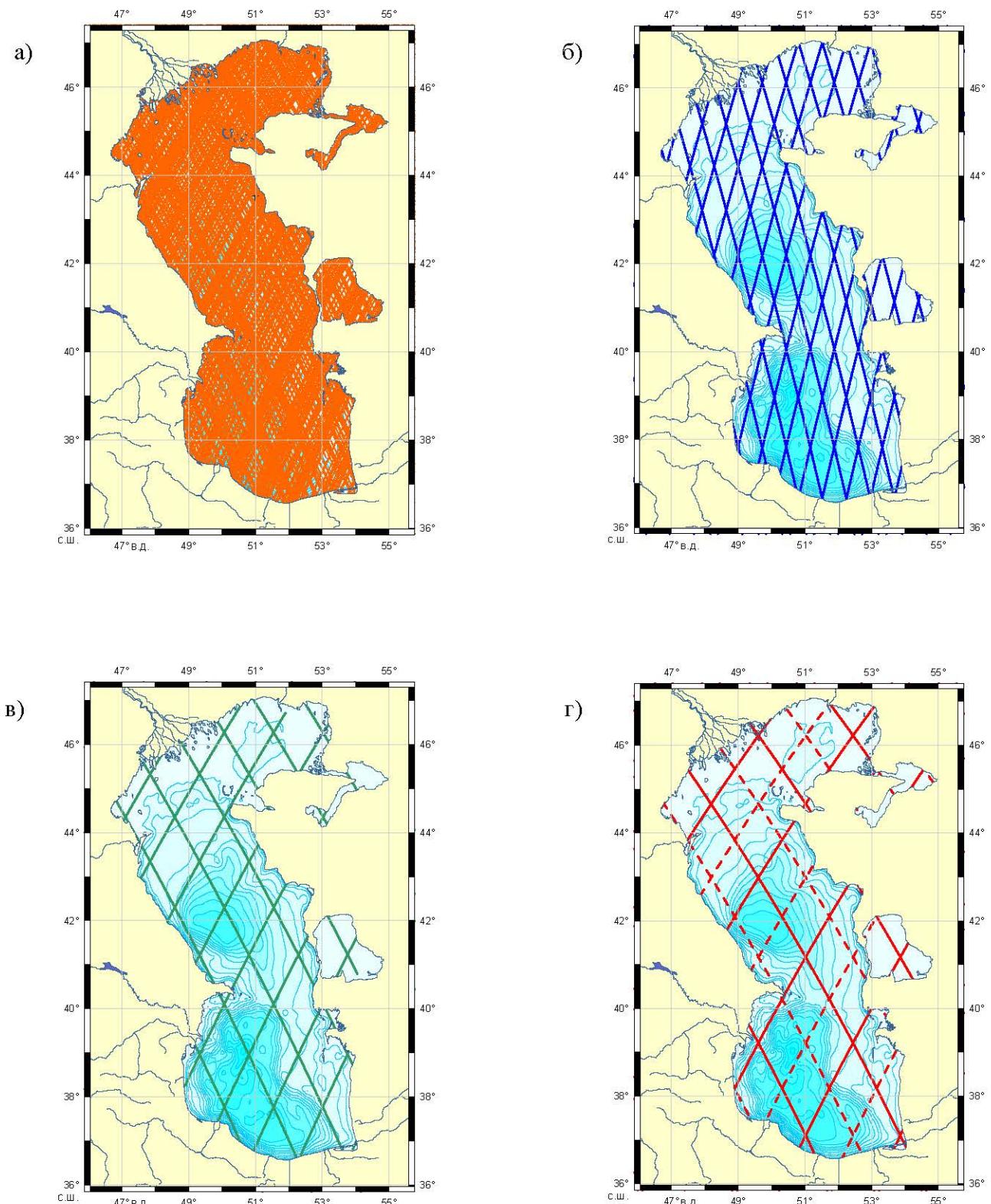
**Таблица 2.2** Будущие программы спутниковых альtimетрических измерений

Программа	Время активной работы, месяц/год	Масса, кг	Параметры орбиты				
			Высота, км	Перигей	Апогей	Наклонение, градусы	Период повторяемости, сутки
ГЕОИК-2 №12	планируется на 2013	1400	1000		99,4		—
Sentinel-3A – Ocean	планируется на 2014	1250	815		98,6		27
HY-2B	геодезическая программа	планируется на 2013	500	973	99,3	14	
	изомаршрутная программа						~168
Jason-3	планируется на 2014	500	1336		66,0		10
ГЕОИК-2 №13	планируется на 2015	1400	1000		99,4		—
HY-2C	геодезическая программа	планируется на 2016	500	973	99,3	14	
	изомаршрутная программа						~168
ICESat-2 <sup>2</sup>	планируется на 06/2016	1000	593	610	94,0		~91
Jason-CS	планируется на 2017	500	1336		66,0		10
HY-2D	геодезическая программа	планируется на 2019	500	973	99,3	14	
	изомаршрутная программа						~168
SWOT	планируется на 2020	500	970		78,0		24
Sentinel-3C/D	планируется на 2021	2300	693		98,6		35
GFO-2	планируется на 2021	410	786	788	108,1		17

Мирового океана была максимальной – в пределах нескольких километров (рис. 2.1а). К геодезическим программам относятся:

- одноименная программа спутника GEOSAT (март 1985 г. – ноябрь 1986 г.);
- фазы E и F программы спутника ERS-1 (соответственно апрель 1994 г. – сентябрь 1994 г. и сентябрь 1994 г. – март 1995 г.)
- геодезическая часть программы спутника J1 (май 2012 г. – июль 2013 г.)
- программы российских спутников серии ГЕОИК, которые работали исключительно по геодезической программе с июня 1985 г. по июль 1995 г.

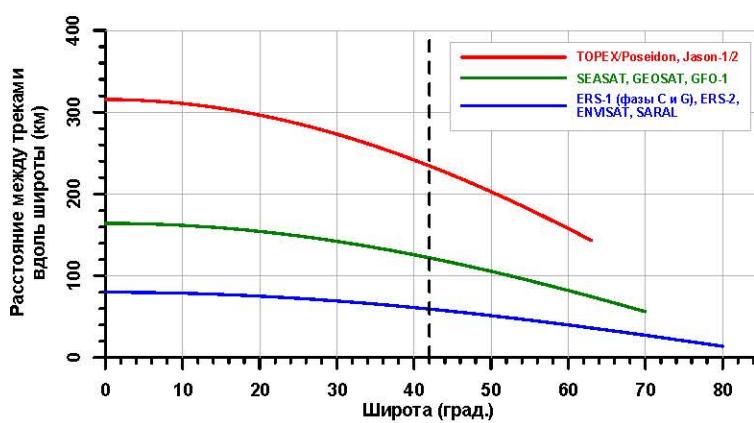
<sup>1</sup> — для изомаршрутных программ.



**Рис. 2.1** Расположение треков на акватории Каспийского моря (а) – геодезической программы спутника GEOSAT; (б) – изомаршрутных программ спутников ERS–1/2 и ENVISAT (период повторяемости 35 суток); (в) – изомаршрутных программ спутников GEOSAT и GFO–1 (период повторяемости 17 суток) и (г) – T/P и J1/2 (период повторяемости 10 суток, сплошная линия – Фаза А, штриховая линия – Фаза В).

Изомаршрутные программы предполагают повторяемость трасс в пределах  $\pm 1$  км через определенный период (цикл) времени (рисунки 2.1б–2.1г). Они позволяют реализовать режим повторных измерений по сетке равномерно расположенных по поверхности Земли треков. Изомаршрутные программы направлены в первую очередь на решение задач мониторинга пространственно-временной изменчивости ВМП. Среди основных изомаршрутных программ следует выделить соответствующие:

- с периодом повторения 35 суток (рис. 2.1б):
  - фаза С и G спутника ERS-1 (соответственно апрель 1992 г. – декабрь 1993 г. и апрель 1995 г. – июнь 1996 г.),
  - программа спутника ERS-2 (соответственно апрель 1992 г. – декабрь 1993 г. и апрель 1995 г. – июнь 1996 г.),
  - программа спутника ENVISAT (март 2002 г. – апрель 20012 г.),
  - программа спутника SARAL (февраль 2013 г. – настоящее время);
- с периодом повторения 17 суток (рис. 2.1в):
  - программа спутника GEOSAT (ноябрь 1986 г. – декабрь 1989 г.),
  - программа спутника GFO-1 (февраль 1998 г. – сентябрь 2008 г.);
- с периодом повторения 10 суток (рис. 2.1г):
  - фаза А и В программы спутника Т/Р (соответственно сентябрь 1992 г. – август 2002 г. и сентябрь 2002 г. – январь 2006 г.),
  - фаза А и фаза В программы спутника J1 (соответственно декабрь 2001 г. – январь 2009 г и февраль 2009 г. – февраль 2012 г.),
  - программа спутника J2 (июнь 2008 г. – настоящее время).



**Рис. 2.2** Зависимость расстояния между треками одного типа вдоль параллелей от широты для различных изомаршрутных программ спутников Т/Р и J1/2 (период повторяемости около 10 суток); SEASAT, GEOSAT и GFO-1 (17 суток) и ERS-1 (фазы С и G), ERS-2, ENVISAT и SARAL (35 дней).

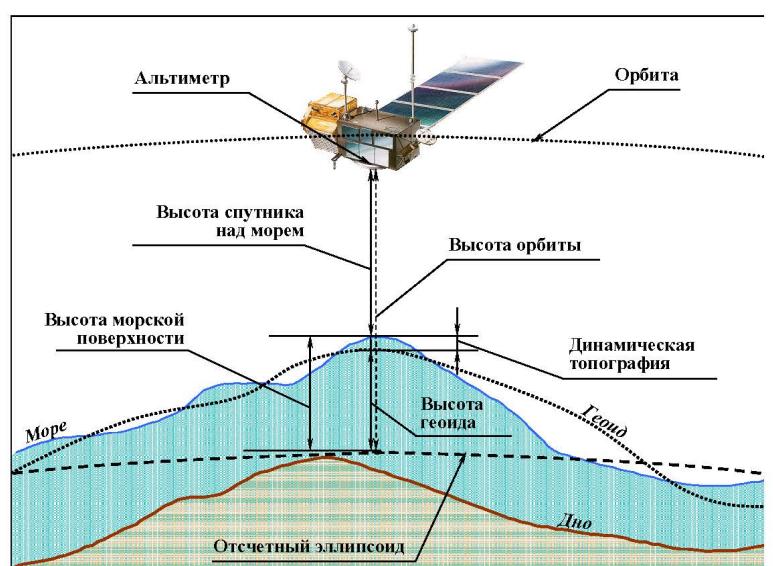
Штриховой линией показана широта 42° с.ш., соответствующая середине Каспийского моря.

Подспутниковые трассы для различных изомаршрутных программ имеют различные расстояния между восходящими или нисходящими<sup>1</sup> треками в зависимости от широты места (рис. 2.2).

### 2.3 Геометрия метода

Геометрия измерений, проводимых альтиметром или радиовысотомером, представлена на рисунке 2.3, на котором показаны различного рода поверхности, определяющие суть данного метода ДЗЗ из космоса.

Поверхность, относительно которой определяются все остальные поверхности, называется *отсчетным эллипсоидом*. Он представляет собой эллипсоид вращения, который определяется большой и малой полуосями или экваториальным радиусом –  $\alpha$  и коэффициентом сжатия –  $f$  (ГОСТ Р 52572–2006). Для спутников Т/Р и J1/2 параметры отсчетного эллипса соответствуют параметрам Мировой геодезической системы WGS–84 (Rapp, 1984)  $\alpha = 6378,1363$  км и  $f = 1/298,257$ . Для российских спутников серии ГЕОИК параметры отсчетного эллипса соответствовали национальной геодезической системы ПЗ–90 (Параметры ..., 1991; Галазин и др., 1998; Непоклонов, 2010)  $\alpha = 6378,136$  км и  $f = 1/298,257839303$ . Сравнение эти систем приведено в работах (Boucher, Altamimi, 2001; Кафтан, 2008а; Кафтан, 2008б).



**Рис. 2.3** Принципиальная схема альтиметрических измерений и основные поверхности, связанные с ними.

<sup>1</sup> – Восходящими треками называются треки, вдоль которых спутник движется по направлению на север, нисходящими – по направлению на юг.

Одной из основных поверхностей, играющих решающую роль в геодезии, является *геоид*, который по определению является эквипотенциальной (уровенной) поверхностью гравитационного поля Земли, совпадающей с невозмущенной поверхностью океана (Мориц, 1983; Пеллинен, 1985).

Уточнение высот геоида  $h_{geoid}$  в открытом океане (или его формы) является одной из основных задач, решать которые призвана спутниковая альtimетрия.

*Высота морской поверхности* (ВМП) относительно отсчетного эллипсоида рассчитывается по *высоте спутника над морем*  $h_{alt}$ , полученной в результате обработки данных спутниковой альтиметрии, и по *высоте орбиты*  $h_{orb}$  самого спутника  $h_{ssh} = h_{orb} - h_{alt}$ .

Помимо ВМП для решения многих задач используются *аномалии высоты морской поверхности*  $h_{ssha} = h_{ssh} - h_{mss}$ , которые определяются как отклонение от *средней высоты морской поверхности*  $h_{mss}$ .

Средняя высота морской поверхности (СВМП) рассчитывается путем осреднения данных, полученных в результате альтиметрических измерений одного или нескольких спутников (Tapley, Kim, 2001; Лебедев, Костяной, 2005). Она максимально приближена к невозмущенной поверхности океана или геоиду. Теоретически в ней содержится информация о средней циркуляции океана.

Отклонение морской поверхности  $h_{ssh}$  от геоида в силу его определения (как невозмущенная поверхность океана) называется динамической топографией  $h_{dyn} = h_{ssh} - h_{geoid}$ . В океанографии существует аналогичное понятие – *уровень океана или моря*. Он определяется как отклонение поверхности воды от невозмущенной поверхности океана, за которую при математическом моделировании динамики океана принимают поверхность сферы (Саркисян, 1977; Кочергин, 1978; Педлюски, 1984; Марчук, Саркисян, 1988).

Для более корректного расчета ВМП необходимо учитывать ряд поправок  $dh$ , связанных с прохождением радиосигнала через атмосферу, инструментальными ошибками и состоянием подстилающей поверхности  $h'_{ssh} = h_{orb} - h_{alt} - \sum dh$ .

Часто для решения многих задач требуется из данных спутниковой альтиметрии исключить высоты морских приливов  $h_{tide}$ . Для этого используют понятие уровня моря  $h_{sl}$ , которое определяется как  $h_{sl} = h_{ssh} - h_{tide}$ . Данное определение уровня моря отличается от того, которое принято в океанологии. Первый рассчитывается относительно отсчетного эллипсоида, второй — относительно невозмущенной поверхности океана  $z = 0$  (Саркисян, 1977; Кочергин, 1978; Педлоски, 1984; Марчук, Саркисян, 1988).

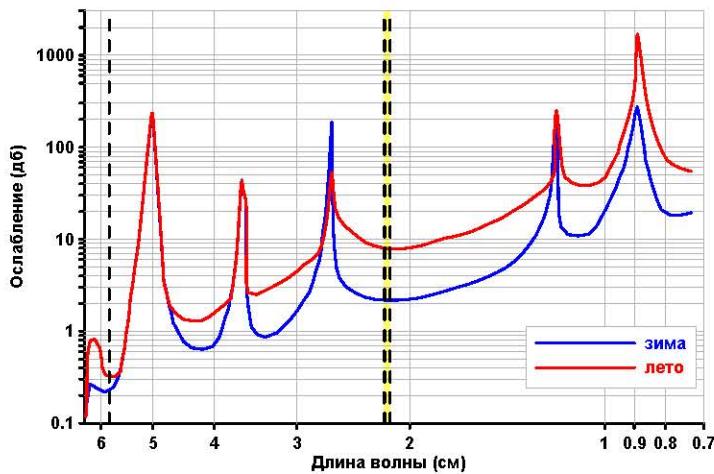
## 2.4 Физические основы метода

Основные преимущества зондирования подстилающей поверхности в микроволновом диапазоне связаны с высокой проникающей способностью радиоволн через атмосферу в результате чего наблюдения могут проводиться в любое время суток, практически в любую погоду, при наличии в воздухе достаточно высоких концентраций аэрозолей. Это справедливо не только для спутниковой альтиметрии, но и для других активных методов ДЗЗ.

### 2.4.1 Рабочая частота альтиметра

Выбор диапазона рабочей частоты альтиметра определяется особенностями распространения радиоволн в атмосфере. При зондировании из космоса нижняя граница диапазона определяется частотой  $f_{alt}$ , которая ограничена снизу максимальной плазменной частотой ионосферы  $f_0$ , связанной с максимальной концентрацией электронов  $N_{max}$  соотношением  $f_{alt} \geq f_0 = 9 \cdot 10^3 \sqrt{N_{max}}$  (Гинзбург, 1967).

Максимальная концентрация электронов в атмосфере равна  $N_{max} = 2 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ , поэтому минимально возможная частота зондирующего радиоимпульса превышает величину  $f_{alt} \geq 1,2 \cdot 10^7 \text{ Гц}$ , что соответствует длине волны  $\lambda \approx 25 \text{ м}$ . Верхняя граница диапазона зондирования из космоса ограничена частотной характеристикой водяного пара. Несмотря на то, что водяной пар имеет линии поглощения, соответст-



**Рис. 2.4** Зависимость ослабления электромагнитного излучения атмосферой от длины волны (Поляков, 1995). Вертикальными пунктирными линиями показаны длины волн и рабочие частоты, а желтым цветом – интервал длин волн и рабочих частот современных альтиметров (см. табл. 2.3).

вующие длинам волн  $1,35 \text{ см}$ ,  $0,163 \text{ см}$ ,  $0,092 \text{ см}$  (рис. 2.4), его считают плохо прозрачным на частотах более  $3 \cdot 10^{11} \text{ Гц}$  (Поляков, 1995). Таким образом, электромагнитный диапазон волн ДЗЗ из космоса определяется неравенством  $0,1 < \lambda < 10^3 \text{ см}$ . В этот диапазон попадают и волны, соответствующие линиям поглощения других газов, например кислорода ( $\lambda \approx 0,5 \text{ см}$ ).

В сантиметровом диапазоне при нормальной влажности (порядка  $7,5 \text{ г}/\text{м}^3$ ) имеется несколько окон прозрачности атмосферы, в которых поглощение энергии радиоимпульса минимально (рис. 2.4). Рабочие частоты, а также основные технические характеристики альтиметров, разработанных на настоящий момент времени частично представлены в работе (Dumont et al., 2006) и более полно в таблице 2.3.

#### 2.4.2 Диаграмма направленности антенны альтиметра

Задача мониторинга водной поверхности Мирового океана потребовала от радиоальтиметров пространственного разрешения не более  $5 \text{ км}$ , что составляет  $1/10$  от характерного радиуса деформации Россби в океане для умеренных широт (Монин, Жихарев, 1990; Chelton et al., 2007) или в полтора – два раза меньше этого параметра для Каспийского моря (Каспийское море, 1986).

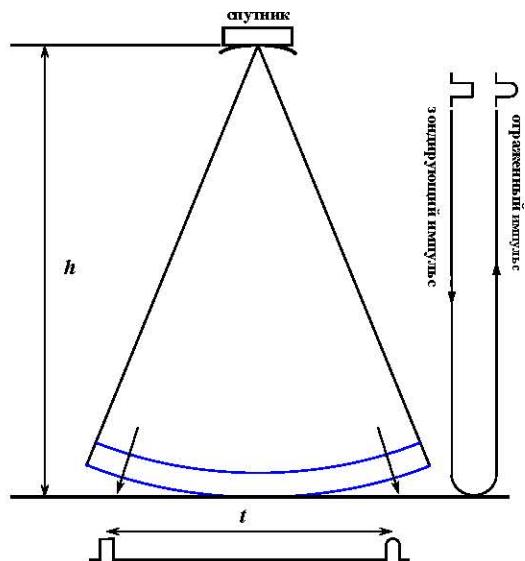
Такое разрешение могло быть достигнуто за счет уменьшения ширины диаграммы направленности антенны альтиметра. Оценки показывают, что разрешение  $5 \text{ км}$  достигается при длине волны зондирующего импульса  $2 \text{ см}$ , высоте спутника

**Таблица 2.3 Технические характеристики основных радиоальтиметров и точность расчета ВМП**

Альтиметр	Рабочая частота, Гц	Длительность импульса, нс	Частота повторения импульсов, МГц	Диаметр антенны, м	Угловое разрешение антенны, град	Спутник носитель	Высота орбиты, км	Точность расчета ВМП, см
GEOSAT	13,5	3,125	500	1,3	1,2	GEOSAT	800	10
RA	13,8	12,121 <sup>1</sup> 3,030	1020	1,2	1,3	ERS-1 ERS-2	780	5,5
TOPEX NRA	13,575	3,125	4200	1,5	1,1	TOPEX/ Poseidon	1336	1,7
	5,3	10 3,125	1220		2,7			
Poseidon-1	13,65	3,125	1718	1,2	1,1			3
GFO-RA	13,5	3,125	500	1	2	GFO-1	880	3,5
Poseidon-2	13,575	3,125	2060	1,2	1,28	Jason-1	1336	1,7
	5,3	10 3,125			3,4			
	3,2	3,125 12,5 50 6,25			1,29 5,5			
RA2	13,575	1795,33	1,5	1,29 5,5	ENVISAT	800	1,8 4,5	
Poseidon-3	13,575	3,125	2060	1,2	1,28	Jason-2	1336	1,7
	5,3	10 3,125			3,4			
	3,2	6,25			1,29 5,5			
SADKO-2	13,5	3,125	2060	1,2	1,28	ГЕОИК- 2 №11	1000	–
	5,3	10 3,125			3,4			
	3,2	6,25			1,3 3,4			
RA-1	13,58	1400	1,4	1,0	HY-2A	963	~4	
AltiKa	13,75	2	3800	1,0	1,3	SARAL	780	4,2

1000 км и большом диаметре антенны 5 м. При этом ширина диаграммы направленности антенны мала, составляет около  $0,004^\circ$ , что дает большие погрешности, связанные с определением положения точки надира. Так, отклонение антенны на  $0,04^\circ$  дает ошибку в определении высоты 20 см (Chelton et al, 1989). Эти недостатки устраняются за счет применения радиоальтиметров со сравнительно широкой диаграммой направленности ( $1\text{--}2^\circ$ ). При этом высокое пространственное разрешение достигается за счет использования малой длительности зондирующих импульсов (табл. 2.3).

<sup>1</sup> — Первая для профилирования морских льдов и ледников Гренландии и Антарктиды, вторая – для измерения высоты морской поверхности



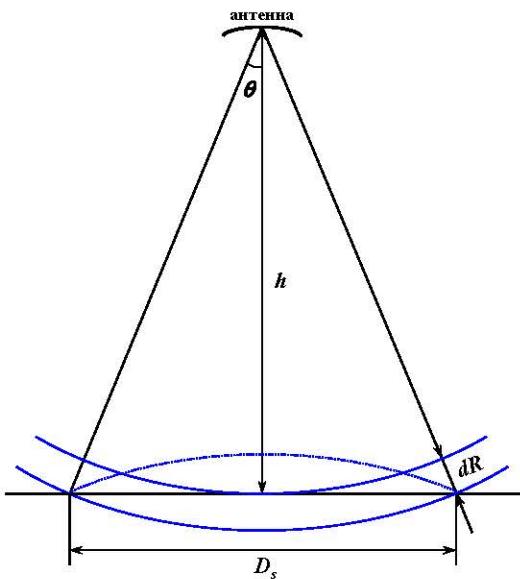
**Рис. 2.5** Принципиальная схема работы альтиметра ( $h$  – высота спутника над подстилающей поверхностью,  $t$  – время между пуском зондирующего импульса и возвратом отраженного сигнала).

### 2.4.3 Определение расстояния от альтиметра до подстилающей поверхности

Физические основы метода спутниковой альтиметрии достаточно просты. Зондирующий импульс, фронт которого является сферическим, посыпается вертикально вниз, отражается от подстилающей поверхности (вода, суша или лед) и возвращается назад к антенне альтиметра (рис. 2.5). По разнице времени между моментом посылки радиоимпульса и его возврата  $t$  рассчитывается высота спутника над подстилающей поверхностью  $h = ct/2$ , где  $c$  – скорость света.

Согласно данной формуле, время, за которое импульс альтиметра достигает антенны, определяется как  $t = 2h/c$ .

Так, например, для спутников Т/R и J1/2 средняя высота над подстилающей поверхностью на экваторе составляет  $h = 1336$  км (см. табл. 2.2). Время, за которое зондирующий импульс достигает подстилающей поверхности (или время возврата отраженного импульса), составляет  $t = 8,91 \cdot 10^{-3}$  с. Следовательно, время посылки зондирующего импульса и возврата отраженного сигнала должны быть определены с точностью не менее  $10^{-8}$  с. В свою очередь, точность спутниковых часов должна быть лучше, чем  $0,5 \cdot 10^{-9}$  с (Smith et al., 1994).



**Рис. 2.6.** Схема зондирования подстилающей поверхности импульсами ( $h$  – высота спутника над подстилающей поверхностью,  $\theta$  – угловое разрешение антенны альтиметра,  $D_s$  – диаметр сегмента отражающей поверхности,  $dR$  – расстояние между передним и задним фронтами зондирующего импульса). Штриховой линией показан передний фронт отраженного радиоимпульса.

Для океанологических исследований отклонение ВМП  $dh_{ssh}$  должно определяться с точностью не менее 3 см. Исходя из этого, длительность зондирующих импульсов  $\tau$  должна удовлетворять условиям  $\tau \leq 2h_{ssh}/c$  и  $\tau \leq 2 \cdot 10^{-10}$  с (Chelton et al., 2001; Seelye, 2004).

#### 2.4.4 Площадь сегмента отражения

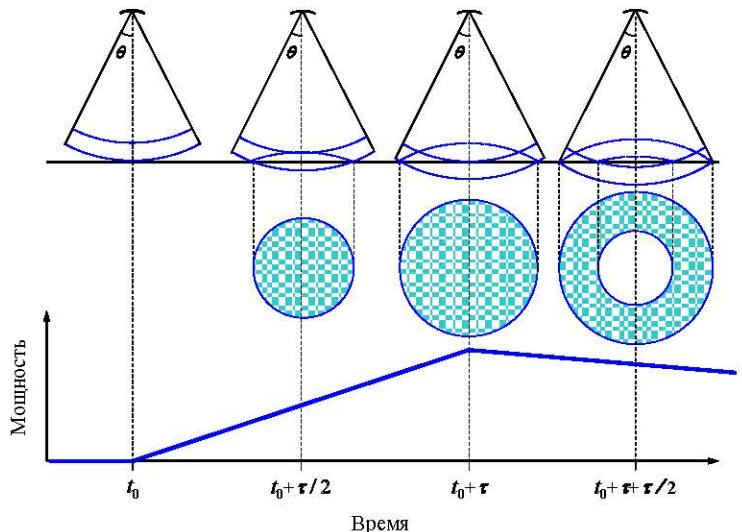
В силу сферичности формы фронта зондирующего импульса, его отражение от зеркальной поверхности происходит с сегмента, имеющего форму круга, максимальный диаметр которого  $D_s$  (рис. 2.6) определяется как  $D_s = 2h \sin \theta$ , где  $\theta$  – угловое разрешение антенны альтиметра, зависимость которого от диаметра антенны альтиметра ( $D_a$ ) и длины волны радиоимпульса ( $\lambda$ ) определяется как  $\sin \theta = 1,22(\lambda/D_a)$ .

Таким образом, максимальный диаметр сегмента подстилающей поверхности можно определить следующим образом:

$$D_s = 2.44 h (\lambda/D_a). \quad (2.1)$$

Так, для альтиметров TOPEX NRA, Poseidon–2/3, расположенных на борту спутников Т/P и J1/2 (табл. 2.3) для рабочей частоты 13,575 ГГц длина волны составляет  $\lambda = 2,208$  см, а диаметр антенны этого спутника  $D_a = 1,5$  м. Следователь-

**Рис. 2.7** Зависимость формы и площади сегмента подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс альтиметра от времени ( $t_0$  – время касания поверхности зондирующего импульса,  $\tau$  – длительность зондирующего импульса). Форма отраженного сферического сигнала соответствует зеркальному отражению.

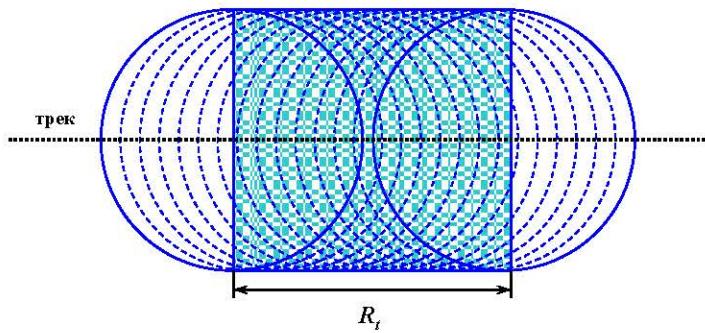


но, максимальный диаметр сегмента, с которого отражается одиночный импульс, в соответствии с (2.1) не превышает  $D_s = 48,1$  км.

Практически зондирование подстилающей поверхности производится импульсом с длительностью  $\tau$ . Поэтому размеры сегмента подстилающей поверхности, от которого отражается радиоимпульс, определяются не только расстоянием от спутника до поверхности, но и временем  $t_0$ , когда передний фронт зондирующего импульса касается поверхности, и временем  $t_0 + \tau$ , когда задний фронт импульса достигает поверхности (рис. 2.7). В этом случае диаметр сегмента  $D_s$  отражающей поверхности определяется как  $(D_s/2)^2 + h^2 = (h + dR)^2 = h^2 + dR^2 + 2hdR$ , где  $dR$  – расстояние между передним и задним фронтами зондирующего импульса, которое определяется через длительность зондирующего импульса  $dR = c\tau$ . Учитывая, что величина  $dR^2 \ll h^2$ , получаем:

$$D_s = 2\sqrt{2hdR} = 2\sqrt{2hct\tau}. \quad (2.2)$$

После касания зондирующим импульсом подстилающей поверхности в момент времени  $t_0$  происходит расширение сферического сегмента, с которого происходит отражение. По этой причине на практике площадь сегмента отражающей поверхности определяется по времени, соответствующему половине амплитуды отраженного сигнала (Chelton et al., 2001; Remote sensing..., 2003). В случае



**Рис. 2.8** Изменение площади сегмента подстилающей поверхности, с которого поступает информация, за счет осреднения по времени  $t_{avr}$  ( $R_t$  – расстояние, пролетаемое спутником вдоль трека за время осреднения).

зеркального отражения оно равно  $t_0 + \tau/2$ . Это время и считается временем отражения зондирующего импульса от подстилающей поверхности. Таким образом, выражение (2.2) принимает вид:

$$D_s = 2\sqrt{hc\tau} \quad (2.3)$$

Для альтиметров спутников Т/Р и J1/2 длительность зондирующего импульса составляет  $\tau = 3,125$  нс. В соответствии с выражением (2.3), диаметр сегмента подстилающей поверхности, от которого происходит отражение радиоимпульса, получается равным  $D_s = 228,18$  м. А его площадь для одиночного импульса соответственно составляет  $716,86$  м<sup>2</sup>, что значительно меньше максимальной величины, определяемой соотношением (2.2), т.е. конструкцией самого альтиметра.

Дальнейшая обработка данных альтиметра проводится осреднением форм отраженного импульса за различные интервалы времени. Это приводит к увеличению площади сегмента подстилающей поверхности, с которой альтиметр получает информацию (рис. 2.8).

В базах данных альтиметрических измерений спутников Т/Р (TOPEX/Poseidon..., 1991; AVISO, 1996; Benada, 1997), J1 (Picot et al., 2008) и J2 (Dumont et al., 2011) представлены данные с односекундным осреднением и ряды с интервалами осреднения 0,1 с для первого спутника (является стандартным для всех других) и 0,05 с для других. За это время спутник пролетает соответственно 96,66; 9,66 и 4,83 м. При таком осреднении суммарная площадь, с которой получена информация, соответственно составляет  $22,78 \cdot 10^3$ ,  $2,92 \cdot 10^3$  и  $1,82 \cdot 10^3$  м<sup>2</sup>.

## 2.5 Анализ формы отраженного импульса

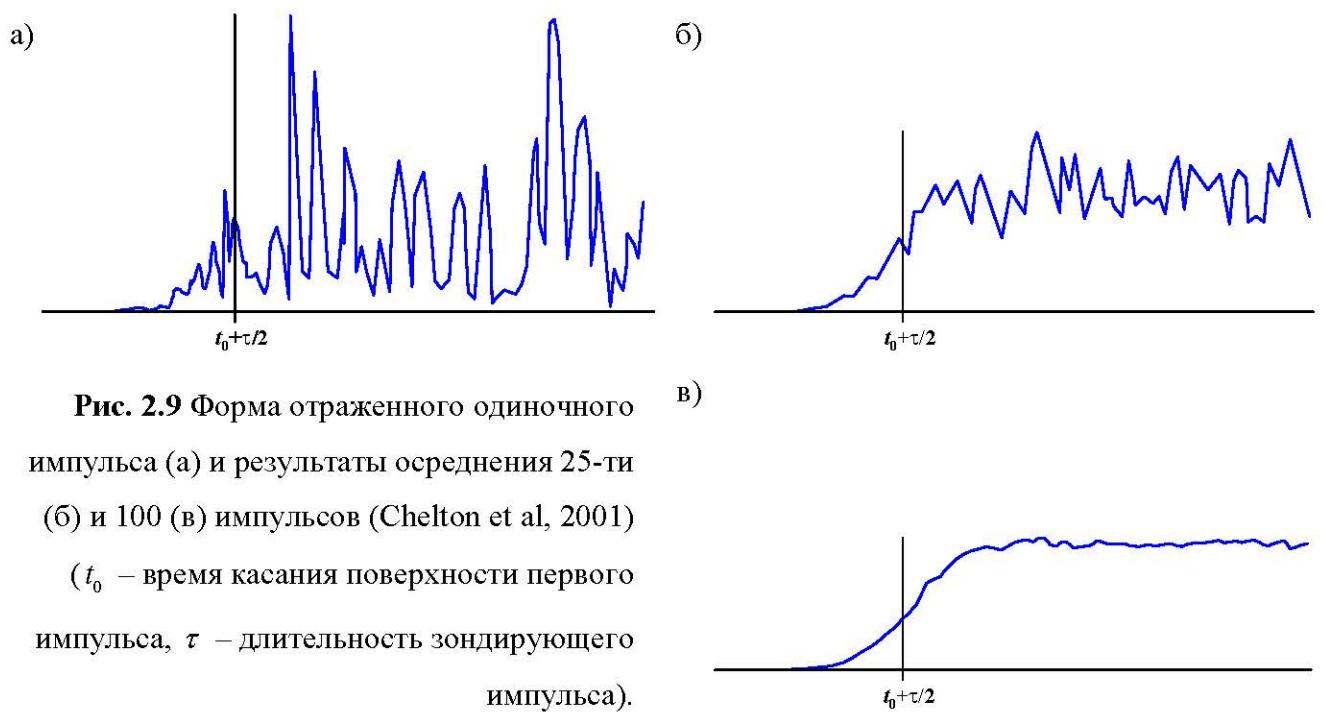
Отражение радиолокационного сигнала альтиметра можно разделить на следующие типы: зеркальное отражение от больших объектов и случайное (Moore, Williams, 1957; Поляков, 1995).

Зеркальное отражение имеет место, когда отражающая поверхность представляет собой плоскость или зеркало. В этом случае форма отраженной волны идентична форме излученной волны. Отражение от больших объектов соответствует случаю, когда отражающая поверхность представляет собой несколько различных участков, от которых происходит зеркальное отражение. Для обработки данных спутниковых альтиметров эти модели отражения требуют учета нелинейных эффектов (Мельник и др., 1980).

Модель случайного отражения отвечает диффузионному (некогерентному) отражению. Она применима к местности со случайным расположением рельефа, причем среднеквадратичные перепады высот должны быть значительно больше длины волны зондирующего импульса. Классическим примером подстилающей поверхности для такого типа отражения могут служить лесные массивы. Для морской поверхности модель случайного отражения применима в предположении, что среднеквадратичные высоты морских волн значительно больше длины волны радиоимпульса, радиус корреляции меньше, чем размеры облучаемой зоны и величина обратного углового отражения и облучения симметричны по азимуту (Miller, 1979).

Отражаясь от морской поверхности, фронт волны деформируется и некогерентно (по мощности) рассеивается обратно в направлении спутника (Басс, Фукс, 1972). Таким образом, принимаемые альтиметром сигналы оказываются нерегулярными. Осреднение большого количества независимых импульсов позволяет уменьшить эти ошибки (Chelton et al., 2001) (рис. 2.9). При большом осреднении форма отраженного импульса соответствует отражению от почти гладкой поверхности.

Точность определения расстояния от морской поверхности до альтиметра, характеристик морской поверхности, а также характеристик обратного рассеяния зависит от того, насколько правильно описывается форма отраженного радиоимпульса.



**Рис. 2.9** Форма отраженного одиночного импульса (а) и результаты осреднения 25-ти (б) и 100 (в) импульсов (Chelton et al, 2001) ( $t_0$  – время касания поверхности первого импульса,  $\tau$  – длительность зондирующего импульса).

При малых отклонениях оси антенны от положения надира среднюю форму принятого альтиметром отраженного сигнала  $P(t)$  можно описать сверткой (Moore, Williams, 1957), вывод которой базируется на модели некогерентного (по мощности) рассеяния радиоволн шероховатой поверхностью,

$$P(t) = P_{FS}(t) * s_r(t) * q_s(t), \quad (2.5)$$

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 вероятностей точек зеркального отражения или плотность вероятности возвышений подстилающей поверхности; символ  $*$  – означает свертку.

В работе (Brown, 1977) были проанализированы предположения и ограничения, используемые при реализации данного подхода, и предложена модель, получившая по имени ее автора название модель Брауна.

Модель Брауна построена в рамках следующих предположений:

- отражающая поверхность содержит достаточно большое число независимых отражающих элементов;
- статистики возвышений поверхности являются постоянными в пределах освещаемой радаром поверхности;

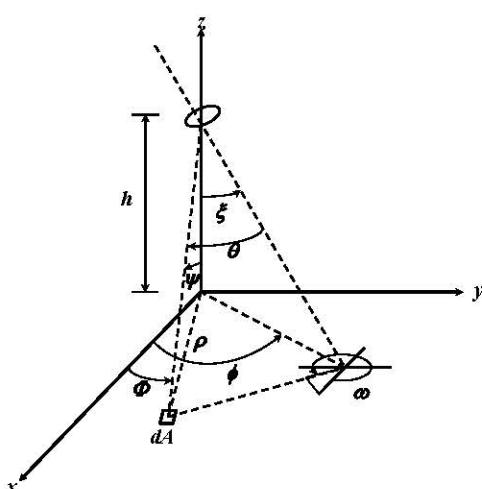
- отражение является скалярным процессом без эффектов поляризации;
- нормированное сечение обратного рассеяния является постоянным для всей освещаемой площади, т.е. в пределах диаграммы направленности не зависит от угла падения;
- эффектом Допплера можно пренебречь.

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

$$P_i(t) = P_0 \iint_{\text{illuminated area}} \frac{G^2(\theta) \sigma(x, y, \theta)}{r^4} dA \int_{-\infty}^{\infty} p\left(t_1 - \frac{2r}{c}\right) q\left(x, y, \frac{c}{2}(t-t_1)\right) dt_1 \quad (2.6)$$

где  $G(\theta)$  – диаграмма направленности антенны,  $\theta$  – угол между осью антенны и направлением на элемент поверхности  $dA$  (рис. 2.10),  $r$  – расстояние от антенны до элементарной области  $dA$  на поверхности,  $p(t)$  – форма зондирующего импульса,  $h$  – среднее расстояние от спутника до поверхности,  $\sigma(x, y, \theta)$  – сечение обратного рассеяния на единицу площади,  $q(x, y, t)$  – плотность вероятности высоты зеркальных (рассевающих) точек.

Проведенные в работах (Brown, 1977; Троицкая и др., 2010) преобразования выражения (2.6) для случая малого углового разрешения антенны альтиметра ( $\theta \ll 1$ ) и малого отклонения оси антенны от положения надира ( $\xi \ll 1$ ) (рис. 2.10), а также модельных выражений для диаграммы направленности антенны



**Рис. 2.10.** Геометрия задачи отражения зондирующего импульса от плоской поверхности (Brown, 1977)

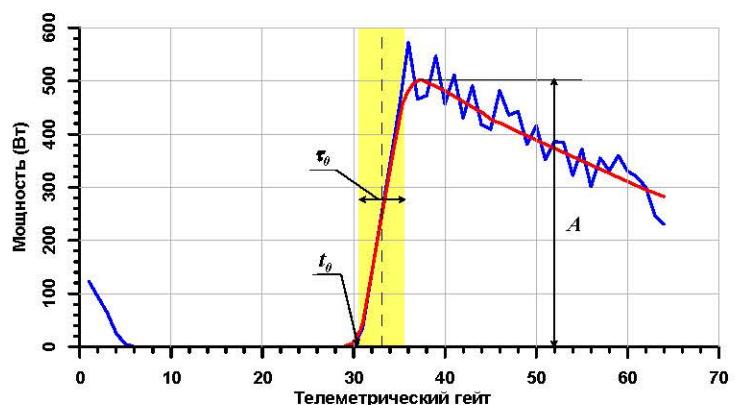
$G(\theta) = \exp(-2\sin^2 \theta / \gamma)$ , плотности вероятности распределения высоты зеркальных точек соответствует распределению Гаусса  $q(z) = \exp(-z^2 / 2s^2) / \sqrt{2\pi s^2}$ , сечение обратного рассеяния  $\sigma = \sigma^0 \cdot \exp(-\alpha t g^2 \theta)$  и формы зондирующего импульса  $p(t) = \exp(-t^2 / 2\tau_i^2) / \sqrt{2\pi\tau_i^2}$ , также соответствует распределению Гаусса. Таким образом, форма сигнала, отраженного от безграничной подстилающей поверхности, принимает вид:

$$\begin{aligned} P\left(t - \frac{2h}{c}\right) &= \frac{P_0 \sigma^0}{2h^4} \exp\left[-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha\right)\frac{(ct - 2h)}{h}\right] \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{(ct - 2h)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2\tau}}\right)\right] \times \\ &\times \exp\left[-\frac{4}{\gamma} \sin^2 \xi - \frac{c}{h} \left(t - \frac{2h}{c}\right) \left(\frac{4}{\gamma} \cos^2 \xi + \alpha\right)\right] I_0\left(\frac{4}{\gamma} \sin 2\xi \sqrt{\frac{c}{h} \left(t - \frac{2h}{c}\right)}\right), \end{aligned} \quad (2.7)$$

где:  $h$  – среднее расстояние от спутника до поверхности,  $\gamma$  – эффективная ширина диаграммы направленности антенны,  $\alpha$  – эффективная ширина диаграммы рассеяния,  $s$  – средняя высота шероховатости подстилающей поверхности,  $\tau$  – длительность зондирующего импульса.

На рисунке 2.11 показана форма импульса, описываемого преобразованной формулой Брауна (2.7), которая обычно используется для аппроксимации сигнала, отраженного водной поверхностью в условиях открытого океана в стандартных

**Рис. 2.11** Форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхности, аппроксимированная по формуле (2.7) (красная линия) и осредненная за 1 с форма отраженного импульса для условий открытого океана (синяя линия). Желтой областью выделена ширина переднего фронта отраженного импульса  $\tau_0$ ;  $t_0$  – время касания поверхности зондирующего импульса;  $A$  – амплитуда мощности отраженного импульса.



выделена ширина переднего фронта отраженного импульса  $\tau_0$ ;  $t_0$  – время касания поверхности зондирующего импульса;  $A$  – амплитуда мощности отраженного импульса.

алгоритмах ретрекинга (Dumont et al., 2001). На этом рисунке один телеметрический гейт<sup>1</sup> для альтиметров TOPEX NRA и Poseidon-2/3 соответствует временному интервалу 3,125 нс. При стандартном алгоритме обработки формы отраженного импульса время возврата отраженного сигнала на борт спутника лежит в интервале 31–33 гейт данного графика

Путем аппроксимации формы отраженного импульса формулой Брауна в рамках соответствующих алгоритмов ретрекинга определяются его основные параметры:  $\tau_0$  – ширина переднего фронта,  $t_1 = t_0 + (\tau_0/2)$  – среднее время задержки импульса, отраженного от подстилающей поверхности,  $A$  – амплитуда мощности отраженного импульса (рис. 2.11) и  $s$  – средняя высота шероховатости подстилающей поверхности. Они позволяют найти соответственно высоту спутника над поверхностью воды  $h = t_0 c / 2$ , сечение обратного рассеяния  $\sigma$ , которое, в случае морской поверхности, зависит в основном от скорости приводного ветра и значимую высоту ветровых волн<sup>2</sup>  $h_{swh} = 2s$ .

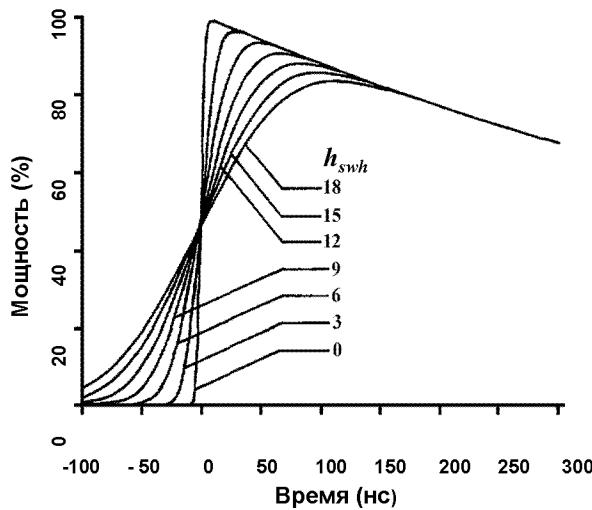
## 2.6 Значимая высота ветровых волн

Первые результаты обработки данных альтиметрических измерений спутника GEOS-3 показали, что ширина (а значит и крутизна) переднего фронта отраженного импульса зависит от значимой высоты ветровых волн (Monnard, Lago, 1979; Chelton, 1988) (рис. 2.12).

Как отмечалось выше форма отраженного от морской поверхности радиоимпульса описывается моделью Брауна (2.5), представляющей собой свертку трех функций, 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 (Queffeuilou, 2004; Gomes-Enri et al., 2007). Успех в решении подобной

<sup>1</sup> — Телеметрический гейт — временной интервал равный длительности зондирующего импульса.

<sup>2</sup> — Значимая высота волны – это среднее арифметическое высот волн, которые выше одной трети самой высокой волны.



**Рис. 2.12** Зависимость идеальной формы переднего фронта отраженного импульса альтиметра спутника SEASAT от значимой высоты волн  $h_{swh}$ . Расчетная длительность зондирующего импульса  $\tau_0 = 1,327$  нс (Hayne, 1980).

обратной задачи зависит от корректности моделей плотности вероятностей, описывающей взволнованную морскую поверхность (Давидан и др., 1978).

Первой моделью поля морских поверхностных волн стала *линейная модель*. В рамках этой модели поле волн представляют в виде суммы большого числа независимых синусоидальных составляющих, амплитуды которых являются случайными переменными, а фазы случайно распределены с равной вероятностью в интервале  $(0, 2\pi)$ . Согласно центральной предельной теореме (Лонге-Хиггинс, 1962) подобная модель возвышения поверхности или уклона поверхности подчиняется распределению Гаусса:

$$P_G(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi D_\eta}} \exp\left(-\frac{\eta^2}{2D_\eta}\right), \quad (2.8)$$

где  $\eta$  – возвышение морской поверхности, а  $D_\eta$  – его дисперсия.

Значимая высота волны  $h_{swh}$  связана с дисперсией возвышения морской поверхности  $D_\eta$  соотношением  $h_{swh} = 4D_\eta$  (Пирсон, 1962; Janssen, 2004). С учетом предположения (2.8) зависимость между  $t_0$ ,  $t_1$  и  $h_{swh}$  можно записать в виде:  $t_1^2 = (t_0 + \tau_0)^2 + (h_{swh}^2/c^2) \ln 2$  (Sandwell, Smith, 2001).

Отклонения реальных распределений уклонов морской поверхности от распределения Гаусса невелики, однако они существенно влияют на характеристики поля рассеянных радиоволн (Liu et al., 1997; Chapron et al., 2000; Plant, 2003; Walsh et al., 2008).

Некоррелированные с изменением скорости ветра изменения асимметрии и эксцесса уклонов морской поверхности приводят к дополнительной погрешности в определении скорости приводного ветра средствами ДЗЗ (Запевалов и др., 2006; Запевалов, 2009).

Исследования последних десятилетий показали необходимость учитывать нелинейные эффекты в поле морских поверхностных волн, приводящие к отклонению распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса (Rodriguez, 1988; Liu et al., 1997; Chapron et al., 2000;). В рамках гауссовой модели также нельзя объяснить различие в значениях нормированного сечения обратного рассеяния при радиозондировании морской поверхности навстречу и вдоль направления ветра (Walsh et al., 2008) и ряд других эффектов (Plant et al., 1999; Essen, 2000).

Ограничение применения линейной модели, описывающей распределение Гаусса, при расчёте дисперсии, асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской поверхности при обработке данных спутниковой альтиметрии потребовало разработку новых нелинейных моделей: модели Грама-Шарлье (Huang, Long, 1980), комбинированной модели (Запевалов, Пустовойтенко, 2010) и модели Хоу (Hou et al., 2006).

Модель Грама-Шарлье (Huang, Long, 1980) описывает плотность вероятностей в слабо нелинейном волновом поле, распределение которого можно отнести к квазигауссовым распределениям. В настоящее время данная модель является основной моделью, описывающей влияние нелинейных эффектов в поле морских поверхностных волн на рассеяние электромагнитного излучения (Hayne, 1980).

В общем виде плотность вероятностей для распределения Грама-Шарлье записывается в виде (Кендалл, Стьюарт, 1966):

$$P_{G-C}(\eta) = \sum_{n=0}^{\infty} a_n H_n\left(\frac{\eta}{\sqrt{D_\eta}}\right) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{\eta^2}{D_\eta}\right)$$

где  $H_n$  – ортогональные полиномы Чебышева-Эрмита  $n$ -го порядка;  $a_n$  – коэффициенты ряда, которые рассчитываются по кумулянтам  $\eta$  случайной величины (Баскаков, Морозов, 1998);  $D_\eta$  – дисперсия случайной величины.

Модель Грама-Шарлье позволяет описывать плотность вероятностей возвышений морской поверхности только в ограниченной области изменения возвышений морской поверхности (Пустовойтенко, Запевалов, 2012):

$$|\eta| \leq 2,5 \text{ м.} \quad (2.9)$$

За пределами указанной области возникают значительные искажения, возможно появление отрицательных значений функции  $P_{G-C}(\eta)$  (Кендалл, Стьюарт, 1966).

Комбинированная модель (Запевалов, Пустовойтенко, 2010) в области (2.9) соответствует распределению Грама-Шарлье, а за её пределами – распределению Гаусса (2.8). Общими требованиями, которым должна удовлетворять комбинированная модель, являются следующие: унимодальность, наличие не более двух точек перегиба и неотрицательность. Модель имеет вид:

$$P_C(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{\eta^2}{2}\right) \cdot \left[1 + F(\eta) \sum_{n=3}^m a_n H_n(\eta)\right]$$

где функция  $F(\eta)$  выполняет роль весовой функции (или фильтра), который близок к единице в области (2.9) и стремится к нулю за пределами этой области.

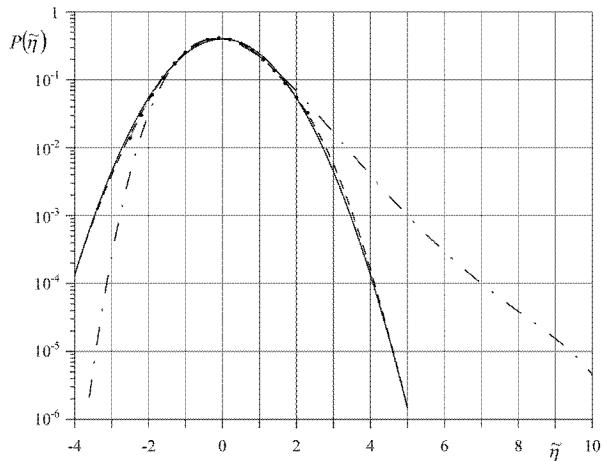
При построении модели Хоу (Hou et al., 2006) использовался подход, в рамках которого статистическое описание случайного процесса сочетается с решением динамических уравнений. Модель Хоу имеет вид:

$$P_H(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} |1 - \delta \eta| \cdot \exp(-\delta \eta) \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \eta^2 \exp(-2\delta \eta)\right)$$

где параметр  $\delta$  связан соотношением  $\delta = 2\pi\sqrt{\bar{\eta}^2/\lambda_0}$  со средним уклоном морской поверхности, создаваемым доминантными волнами, где  $\lambda_0$  – длина доминантных волн. При стремлении параметра  $\delta$  к нулю модель Хоу приближается к модели Гаусса (2.8), при  $\delta = 0$  получаем  $P_H(\eta) = P_G(\eta)$ .

Три рассмотренные выше модели плотности вероятности возвышений морской поверхности представлены на рисунке 2.13, а их сравнение можно найти в работах (Запевалов, Показеев, 2011; Запевалов, Пустовойтенко, 2012; Пустовойтенко, Запевалов, 2012).

**Рис. 2.13** Плотности вероятностей возвышений взволнованной поверхности  $P(\eta)$ , рассчитанные для модели Хоу (штрихпунктирная линия), модели Грама-Шарлье (пунктирная линия), комбинированной модели (штриховая линия), модель Гаусса (сплошная линия) (Пустовойтенко, Запевалов, 2012).



Сравнение результатов расчета значимых высот волн по данным односекундного осреднения отраженного импульса альтиметра с буйковыми измерениями (табл. 2.4) представлено в работе (Queffeuilou, 2004). Данные спутниковой альтиметрии осреднялись вдоль трека, участок которого располагался на расстоянии менее 50 км от буйковой станции. Данные измерений высот волн на буйковой станции осреднялись для области радиусом 50 км за временной интервал 30 минут.

В целом можно констатировать, что точность расчета значимых высот волн по данным альтиметрии в среднем составляет 5–10% или 20–45 см (Chelton et al., 2001).

## 2.7 Скорость приводного ветра

Короткие ветровые и капиллярные волны, причиной которых является ветер вблизи водной поверхности, влияют не только на форму отраженного импульса, но и

**Таблица 2.4** Результаты сравнения значимых высот волн (м), рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии, с данными буйковых измерений (Queffeuilou, 2004).

Альтиметр	Спутник	Число измерений	Среднее значение разности измерений	Среднеквадратичное отклонение	Коэффициенты линейной регрессии		Среднеквадратичное расстояние
					$h_{swh}^{buoy} = ah_{swh}^{alt} + b$	$a$	
RA	ERS-2	12070	-0,1194	0,2776	1,0642	0,0006	0,1894
TOPEX NRA	TOPEX/	7826	0,0025	0,2470	1,0237	-0,0476	0,1736
Poseidon-1	Poseidon	752	0,0274	0,2478	0,9914	-0,0103	0,1750
Poseidon-2	Jason-1	2853	-0,0542	0,2680	1,0072	0,0392	0,1894
RA2	ENVISAT	1280	0,1105	0,2729	1,0327	-0,1830	0,1906

**Таблица 2.5** Модели расчета скорости приводного ветра на высоте 10 м по данным коэффициента обратного рассеяния.

№	Формула	Значения коэффициентов	Интервал расчетов		Источник
			$\sigma^0$ , дБ	$U_{10}$ , м/с	
1	$U_{10} = \exp \left[ \left( 10^{-(0,21+\sigma^0/10)} - B \right) / A \right]$	$A = 0,080074$ $B = -0,124651$	$\sigma^0 < 10,12$	$2 \leq U_{10} \leq 18$	(Brown, 1979)
		$A = 0,039893$ $B = -0,031996$	$10,12 \leq \sigma^0 \leq 10,9$		
		$A = 0,01595$ $B = 0,017215$	$\sigma^0 \geq 10,9$		
2	$U_{10} = 0,943 \cdot 10^{[(\sigma^0/10-A)/B]}$	$A = 1,502$ $B = -0,468$	$10,9 \leq \sigma^0 \leq 10,12$	$3 \leq U_{10} \leq 14$	(Chelton, McCabe, 1985)
3	$U_{10} = \sum_{n=0}^5 A_n (\sigma^0)^n$	$A_0 = -15,383$ $A_1 = 16,077$ $A_2 = -2,305$ $A_3 = 0,09896$ $A_4 = 0,00018$ $A_5 = -0,00006414$	$8 \leq \sigma^0 \leq 15$	$2 \leq U_{10} \leq 18$	(Witter, Chelton, 1991a)
4	$U_{10} = A_1 - B_1 \sigma^0$	$A_1 = 46,5$ $B_1 = 3,6$	$\sigma^0 \leq 10,917$	$2 \leq U_{10} \leq 20$	(Abdalla, 2012)
	$U_{10} = A_2 \exp(-B_2 \sigma^0)$	$A_2 = 1690$ $B_2 = 0,5$	$\sigma^0 < 10,917$		
5	$U_{10} = A \sigma^0 + B$	$A = -6,4$ $B = 72$	$\sigma^0 \leq 8,12$	$U_{10} \geq 20$	(Young, 1993)

изменяют обратное рассеяние зондирующего сигнала. Основываясь на этом эффекте, за прошлые два десятилетия было разработано несколько алгоритмов расчета скорости ветра по данным альtimетрических измерений. Они подразделяются на *теоретические модели* (Barrick, 1974; Jackson et al., 1992), *полуэмпирические модели* (Brown, 1979; Mognard, Lago, 1979; Brown et al., 1981) и *эмпирические зависимости* (Chelton, McCabe, 1985; Chelton, Wentz, 1986; Dobson et al., 1987; Witter, Chelton, 1991a).

Основные полуэмпирические и эмпирические модели расчета скорости приводного ветра на высоте 10 м от поверхности моря представлены в таблице 2.5.

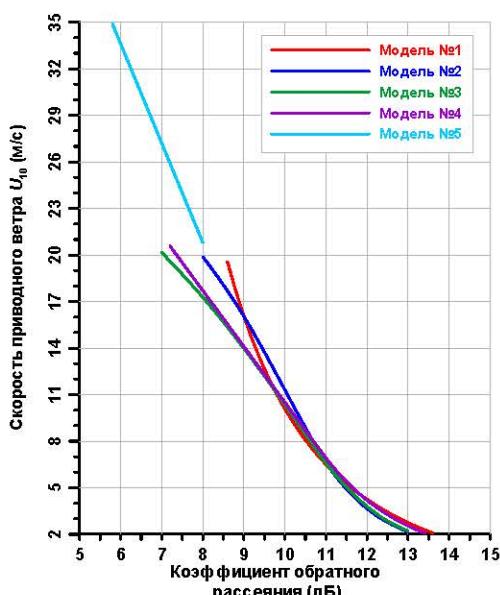
Первая полуэмпирическая модель зависимости скорости приводного ветра на высоте 10 м от поверхности моря от коэффициента обратного рассеяния была предложена в работе (Brown, 1979), где эмпирические коэффициенты отличаются для различных диапазонов  $\sigma^0$  (модель 1 в таблице 2.5). Дальнейшее развитие этой функциональной зависимости было предложено в работах (Chelton, Wentz, 1986; Chelton, McCabe, 1985).

Более сложная зависимость  $U_{10}$  от  $\sigma^0$  была предложена в работе (Chelton, Wentz, 1986), которая была позднее модифицирована (Witter, Chelton, 1991a). Значения полиноминальных коэффициентов  $A_n$  можно найти в работах (Chelton, Wentz, 1986; Witter, Chelton, 1991a) или в таблице 2.5.

В работе (Abdalla, 2012) предложен алгоритм расчета скорости приводного ветра  $U_{10}$  в виде кусочно-непрерывной функции (модель 4 в таблице 2.5) где коэффициенты подбираются таким образом, чтобы сохранялась непрерывность самой функции и ее первой производной. С учетом этих требований полученные значения коэффициентов представлены в таблице 2.5.

Для двухчастотных альтиметров (см. табл. 2.3) в работе (Chen et al., 2002) предложен более сложный алгоритм расчета скорости приводного ветра по данным коэффициентов обратного рассеяния на двух частотах  $C$ -диапазона (4–8 ГГц) и  $Ku$ -диапазона (12–18 ГГц)  $U_{10} = a_i(\sigma_C^0)\sigma_{Ku}^0 + b_i\sigma_C^0$ .

Все предложенные алгоритмы работают в интервале  $U_{10} \leq 20$  м/с. Для случаев тропических ураганов или превышения порога скорости приводного ветра в 20 м/с в работе (Young, 1993) предложена линейная эмпирическая модель  $U_{10} = A\sigma^0 + B$  (модель 5 в таблице 2.5). Более подробно различия между основными моделями расчета скорости приводного ветра по данным коэффициента обратного рассеяния представлены на рисунке 2.14.



**Рис. 2.14.** Зависимость скорости приводного ветра  $U_{10}$  на высоте 10 м от коэффициента обратного рассеяния  $\sigma^0$  для наиболее широко используемых алгоритмов, представленных в таблице 2.5.

В целом можно констатировать, что точность расчета скорости приводного ветра по данным альтиметрии в среднем составляет 1,5 м/с для скоростей приводного ветра менее 20 м/с (Chelton et al., 2001).

## 2.8 Поправки на влияние атмосферы

На прохождение радиоимпульса альтиметра сильно влияет состояние атмосферы (электронное и молекулярное рассеяние и поглощение) (Chelton et al., 2001), которое выражается в увеличении времени возврата зондирующего сигнала, что приводит к ошибке определения положения спутника над поверхностью океана.

Запаздывание сигнала связано с тем, что вследствие влияния атмосферы, происходит частичное рассеяние и поглощение радиоимпульса. Таким образом, скорость ( $c$ ), с которой распространяется радиоимпульс, не равна скорости света в вакууме ( $c_0$ ) и изменяется с высотой. Поэтому расстояние от спутника до подстилающей поверхности определяется как  $h = \int_0^{t_0} c \, dt$ .

Действительная скорость импульса связана с коэффициентом рефракции  $\eta$ , обусловленного электронным и молекулярным рассеянием и поглощением. Таким образом, высота  $h$  рассчитывается как:  $h = \int_0^{t_0} \frac{c}{\eta} \, dt$ .

В силу того, что  $\eta \ll 1$ , фактическая высота спутника над подстилающей поверхностью больше, чем значение, полученное при отсутствии атмосферной

рефракции  $h_0 = \int_0^{t_0} c_0 \, dt$  на величину

$$dh = h_0 - h = \int_0^{t_0} \frac{c_0}{\eta} (\eta - 1) \, dt \quad (2.10)$$

Коэффициент рефракции  $\eta$  связан с концентрацией частиц  $N = (\eta - 1) \cdot 10^6$ , ответственной за нее.

Интегрирование по времени в выражении (2.10) можно заменить интегрированием по высоте  $dz = c_0/\eta dt$ . В этом случае ошибка в расчете высоты

$$dh \text{ определяется как } dh = 10^6 \int_0^{h_0} N(z) dz .$$

Таким образом, ошибка в определении высоты спутника над подстилающей поверхностью зависит от плотности частиц, на которых происходит рассеяние и поглощение радиоимпульса в атмосфере.

Явление рефракции радиоимпульса в атмосфере можно разделить на следующие виды: рассеяние молекулами воздуха (в первую очередь это обусловлено наличием молекул кислорода в составе атмосферы), поглощение водяным паром и облаками и рассеяние на свободных электронах в ионосфере.

Рассмотрим поправки, обусловленные каждым из этих явлений, отдельно: поправку на «сухую» тропосферу  $dh_{dry}$ , поправку на влажность  $dh_{wet}$  и ионосферную поправку  $dh_{iono}$ .

### 2.8.1 «Сухая» тропосферная поправка

«Сухая» тропосферная поправка обусловлена рассеянием радиоимпульса молекулами газов, входящих в состав воздуха, и в первую очередь кислородом. Называется она «сухой» по той причине, что молекулы воды (или водяной пар) в процессе рассеяния радиоимпульса не участвуют. Для них более присущее поглощение электромагнитного излучения.

Концентрация молекул газа в атмосфере, на которых происходит рассеяние  $N_{dry}$ , определяется с точностью 0,2 % соотношением (Smith, Weintraub, 1953):

$$N_{dry}(z) = 7.76 \cdot 10^{-2} P(z)/T(z) \quad (2.11)$$

где  $P(z)$  – атмосферное давление (мбар),  $T(z)$  – температура (°К).

Используя закон идеального газа (Матвеев, 1984)  $P(z) = R T(z) \rho(z)/\mu$ , где  $R = 8,314 \cdot 10^3$  Дж/(кг·моль·К) – универсальная газовая постоянная,  $\rho(z)$  – плотность воздуха в атмосфере,  $\mu = 28,964$  – молекулярный вес воздуха (Letestu, 1968).

Для сухого воздуха  $P(z) = R_a T(z) \rho(z)$ , где  $R_a = R / m = 2,8705 \cdot 10^2$  Дж/(кг·К). Согласно этому выражению (2.11) можно записать как  $N_{dry}(z) = 7,76 \cdot 10^{-2} R_a \rho(z)$ . Та-

ким образом, «сухая» поправка определяется как  $dh_{dry} = 7,76 \cdot 10^{-2} R_a \int_0^h \rho(z) dz$ .

Согласно уравнению гидростатики, она может быть аппроксимирована через атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности океана  $P_{surf}$  (мбар) и силу тяжести  $g$  (м/с<sup>2</sup>) как  $dh_{dry} = 7,76 \cdot 10^{-2} R_a P_{surf} / g$  или для величины  $g = 9,807$  м/с<sup>2</sup>  $dh_{dry} = 2,277 P_s$ .

Толщина атмосферы Земли имеет явно выраженную широтную зависимость. Она максимальна на экваторе и минимальна на полюсах (Хргиан, 1988). Следовательно, при расчете «сухой» атмосферной поправки необходимо учитывать ее зависимость от широты ( $\varphi$ )  $dh_{dry} = 2,277 \cdot P_{surf} (1 + 0,0026 \cos(2\varphi))$  (Saastamoinen, 1972). Величина поправки на «сухую» атмосферу изменяется в диапазоне от 2 до 3 м. В среднем она составляет 2,3 м.

## 2.8.2 Поправка на влажность

Введение данной поправки обусловлено влажностью столба атмосферы под спутником, в котором имеет место поглощение электромагнитного излучения водяным паром. Учет поправки на влажность весьма существенен, особенно для тропических зон и у экватора, где ее величина достигает почти 1 м.

Концентрация молекул воды в атмосфере, на которых происходит рассеяние  $N_{wet}$ , определяется с точностью 0,5 % соотношением (Smith, Weintraub; 1953)  $N_{wet}(z) = 3,73 \cdot 10^5 e(z) / T^2(z)$ , где  $T(z)$  – температура (°К),  $e(z)$  – парциальное давление водяного пара (мбар), которое, в свою очередь, зависит от плотности водяного пара  $V(z)$  (г/см<sup>3</sup>) и температуры  $e(z) = 4,619 \cdot 10^3 V(z) / T(z)$ .

Исходя из этого, величина поправки на влажность  $dh_{wet}$  (см) определяется

как  $dh_{wet} = 1,723 \cdot 10^3 \int_0^h \frac{V(z)}{T(z)} dz$ .

Плотность водяного пара с высотой уменьшается почти по экспоненте. Основное количество его сконцентрировано в нижнем двухкилометровом слое тропосферы (Staelin et al., 1976; Liu, 1984; Хргиан, 1988). Вводя понятие эффективной температуры нижнего слоя атмосферы  $T_{eff}$  ( $^{\circ}$ К), которая в первом приближении может аппроксимироваться температурой подстилающей поверхности, величину  $dh_{wet}$  можно выразить как  $dh_{wet} = W(1,723/T_{eff})$  (Chelton et al., 1988), где  $W$  – интегральная влажность или влагосодержание атмосферы ( $\text{г}/\text{см}^2$ ).

По оценкам, приведенным в работе (Chelton et al., 1981), она изменяется в интервале  $1\text{--}6 \text{ г}/\text{см}^2$  и имеет ярко выраженную географическую и временную зависимость.

### 2.8.3 Ионосферная поправка

В верхних слоях атмосферы происходит рассеяние радиоимпульса альтиметра свободными электронами и ионами (Альперт, 1972), что приводит к задержке времени возврата радиоимпульса и ошибке в определении высоты спутника над подстилающей поверхностью. В первую очередь это связано с диэлектрическими свойствами ионосферы. Для электромагнитного излучения с частотами более  $1 \text{ ГГц}$  коэффициент рефракции  $\eta$  определяется как (Дэвис, 1973):

$$\eta = (1 - f_p^2/f^2)^{1/2} \quad (2.12)$$

где  $f$  – частота зондирующего сигнала или рабочая частота альтиметра,  $f_p$  – частота плазмы, которая представляет собственную частоту колебания электронов и ионов в ионосфере. Частота плазмы зависит только от плотности электронов  $N$ , которая определяется как (Гинзбург, 1967)  $f_p^2 = \alpha N$  через константу  $\alpha = 80,6 \cdot 10^6 \text{ см}^3/\text{с}^2$ . Так, для нормальной атмосферы с плотностью электронов  $E = 10^6 \text{ см}^{-3}$  частота плазмы составляет приблизительно  $f_p = 9 \text{ МГц}$ .

Используя биномиальное разложение, коэффициент рефракции для высоких частот (2.12) может быть аппроксимирован следующим выражением  $\eta \approx 1 - f_p^2/2f^2 = 1 - \alpha E/2f^2$ .

Для группы импульсов коэффициент рефракции  $\eta'$  будет определяться следующим соотношением  $\eta' = 1 + f \cdot \partial\eta/\partial f$  или  $\eta' = 1 + f \cdot \alpha N / 2f^2$ . Это значит, что скорость распространения радиоимпульсов  $c'$  в ионосфере будет медленнее чем в вакууме  $c' = c/\eta'$ , что приводит к увеличению высоты спутника  $h$  над подстилающей поверхностью, рассчитанной по времени возврата зондирующего импульса альтиметра, на величину

$$dh_{iono} = \int_0^h \frac{\alpha N(z)}{2f^2} dz = \frac{40,3}{f^2} TEC,$$

где  $TEC$  – общее количество электронов на пути прохождения зондирующего импульса альтиметра,  $f$  – рабочая частота альтиметра (ГГц). Средняя величина  $TEC$  находится в интервале от  $10^{12}$  до  $10^{14}$  (Davies et al., 1977; Soicher, 1986).

Большинство свободных электронов и ионов, на которых происходит рассеяние зондирующих импульсов, находится в верхних слоях атмосферы в пределах от 50 до 2000 км, с максимальной концентрацией на высоте около 300 км (Rush, 1986). Ионизация этой области главным образом обусловлена ультрафиолетовым излучением Солнца. Поэтому концентрация свободных электронов имеет суточную, широтную и сезонную изменчивость (Davies, 1980). Она также имеет зависимость от 11-ти летнего цикла солнечной активности.

Величина ионосферной поправки для рабочих частот альтиметров 13,5–13,6 ГГц (табл. 2.2) изменяется в интервале 0,2–20 см (Callahan, 1984; Imel, 1994).

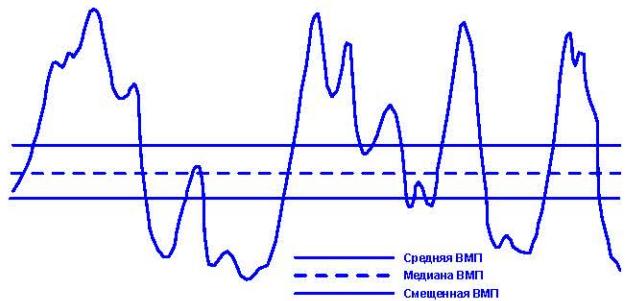
## 2.9 Поправки на состояние подстилающей поверхности

Помимо учета влияния атмосферы на расчет высоты спутника относительно подстилающей поверхности, для более корректной обработки данных спутниковой альтиметрии необходимо учесть еще одну поправку, связанную с состоянием подстилающей поверхности<sup>1</sup>, которая имеет три составляющих (Gomez-Enri et al., 2006).

---

<sup>1</sup> — В англоязычной литературе *sea-state bias*.

**Рис. 2.15** Различие между средней ВМП, ее медианой и измеряемой альтиметром величиной, смещенной за счет электромагнитного смещения  $dh_{emb}$  (Chelton et al., 2001).



### 2.9.1 Поправка на электромагнитное смещение

Первая из поправок, связанных с состоянием подстилающей поверхности, получила название *электромагнитного смещения* (electromagnetic bias – EMB). Она обусловлена тем, что интенсивность отражения радиоволн меняется вдоль профиля длинных поверхностных волн. Гребни волны отражают зондирующий радиоимпульс слабее, чем впадины (Chelton et al., 2001). Это приводит к смещению ВМП, рассчитанной по данным спутниковой альтиметрии, от ее среднего значения, полученного путем осреднения взволнованной водной поверхности по площади отражения зондирующего радиоимпульса (рис. 2.15).

Впервые этот эффект наблюдался при тестировании радара альтиметра со стационарной платформы, расположенной в Чесапикском заливе Атлантического океана на расстоянии 15 миль от города Вирджиния-Бич (Yaplee al., 1971).

Физическим механизмом, ответственным за этот эффект, является гидродинамическая модуляция энергии коротких волн вдоль профиля длинной волны (Rodriguez, Martin. 1994).

При квазивертикальном зондировании отражение радиоволн морской поверхностью описывается в приближении геометрической оптики, которое справедливо, если радиус кривизны отражающей поверхности много больше длины падающей радиоволны. Нормированное сечение обратного рассеяния при падении на шероховатую поверхность с конечной проводимостью описывается выражением (Басс, Фукс, 1972):

$$\sigma^0 = \pi \sec^4 \theta |R_0|^2 P_{2D}(\xi_\uparrow, \xi_\perp) \Big|_{\xi_\uparrow = \operatorname{tg} \theta, \xi_\perp = 0}, \quad (2.13)$$

где  $R_0$  – коэффициент Френеля;  $P_{2D}$  – двумерная плотность вероятностей укло-

нов;  $\xi_{\uparrow}$  – уклон морской поверхности в плоскости зондирования;  $\xi_{\perp}$  – уклон морской поверхности в ортогональной плоскости. Чтобы учесть диффузное рассеяние в выражении (2.13), коэффициент Френеля обычно заменяют эффективным коэффициентом отражения (Басс, Фукс, 1972).

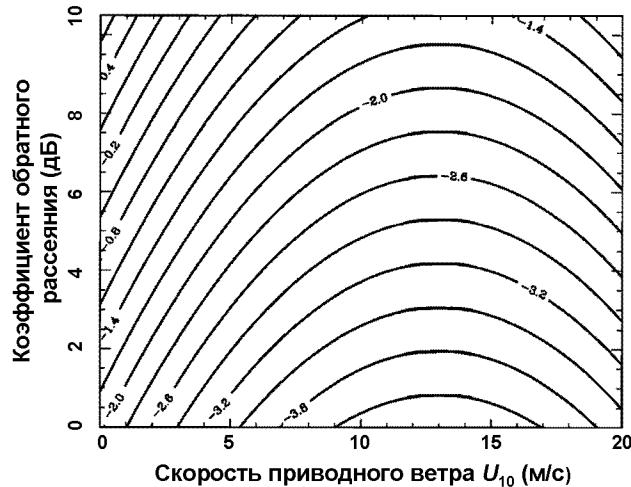
Согласно (2.13) дисперсия уклонов морской поверхности в окрестности гребня выше, чем во впадине, что приводит к более высокой интенсивности отражений от участков поверхности, расположенныхных во впадине, чем от участков, расположенныхных на гребне.

Таким образом, величина электромагнитного смещения  $dh_{emb}$  в соответствии с теорией (Jackson, 1979; Glazman, Srokosz, 1991) зависит от значимой высоты волн  $h_{swh}$  как  $dh_{emb} = \varepsilon h_{swh}$ , где  $\varepsilon$  – безразмерный коэффициент, лежащий в диапазоне от 0,01 до 0,06 (Walsh et al., 1989; Chelton et al., 1989; Melville et al., 1991).

В дальнейшем на основании этой зависимости был разработан целый ряд эмпирических моделей (Glazman et al., 1988; Fu, Glazman, 1991; Melville et al., 1991; Ray, Koblinsky, 1991; Chelton, 1994) (табл. 2.6). Значения эмпирических коэффициен-

**Таблица 2.6** Модели расчета величины электромагнитного смещения.

№	Формула	Значения коэффициентов	Источник
1	$dh_{emb} = \alpha (gh_{swh}/U_{10})^b$	$\alpha = 3,21$ $b = 0,62$	(Glazman et al., 1988)
2	$dh_{emb} = \alpha h_{swh} (gh_{swh}/U_{10}^2)^{-b}$	$-0,01 < \alpha < -0,02$ $-0,5 < b < 1,5$	(Fu, Glazman, 1991)
3	$dh_{emb} = \alpha_0 + \alpha_1 U_{10} + \alpha_2 h_{swh}$	$\alpha_0 = -0,0146$ $\alpha_1 = -0,00215$ $\alpha_2 = -0,00389$	(Melville et al., 1991)
4	$dh_{emb} = \alpha_0 + \alpha_1 / (\sigma^0)^2 + \alpha_2 h_{swh}$	$\alpha_0 = -0,0163$ $\alpha_1 = -2,15$ $\alpha_2 = -0,0029$	(Melville et al., 1991)
5	$dh_{emb} = \alpha_0 + \alpha_1 h_{swh} + \alpha_2 h_{swh} U_{10}$	$\alpha_0 = 0$ $\alpha_1 = -0,66$ $\alpha_2 = -0,15$	(Ray, Koblinsky, 1991)
6	$dh_{emb} = \alpha_0 + \alpha_1 U_{10} + \alpha_2 U_{10}^2$	$\alpha_0 = -0,0029$ $\alpha_1 = -0,0038$ $\alpha_2 = 1,55 \cdot 10^{-4}$	(Chelton, 1994)



**Рис. 2.16** Зависимость электромагнитного смещения (в % от значимой высоты волны  $h_{swh}$ ) от скорости приводного ветра на высоте 10 м и коэффициента обратного рассеяния  $\sigma^0$  (Gaspar et al., 1994).

тов для моделей, представленных в таблице 2.6 для разных рабочих частот альтиметра, можно найти в работе (Glazman et al, 1994).

Более сложная функциональная зависимость  $dh_{emb}$  от скорости приводного ветра  $U_{10}$  на высоте 10 м и коэффициента обратного рассеяния  $\sigma^0$  представлена в работах (Rodriguez et al., 1992; Gaspar et al., 1994)  $dh_{emb} = F_1(h_{swh}, U_{10}) \approx F_1(h_{swh}, \sigma^0)$  (рис. 2.16).

Расчеты электромагнитного смещения по экспериментальным данным, полученным со стационарных платформ или бортовых альтиметров (Walsh et al., 1989, 1991; Melville et al., 1991; Hevizi et al., 1993), не согласовываются с данными, полученными с альтиметров спутникового базирования (Born et al., 1982; Douglas, Agreen, 1983; Ray, Koblinsky, 1991; Witter, Chelton, 1991a, Witter, Chelton, 1991b; Fu, Glazman, 1991). Это связано со следующими факторами: данные со стационарных платформ или бортовых альтиметров не являются репрезентативными для условий открытого океана; неточность в расчете поправок на влияние атмосферы и ионосферы могут иметь географическую корреляцию с электромагнитным смещением; ошибка в параметризации электромагнитного смещения.

Сравнение различных подходов к расчету величины электромагнитного смещения показало, что точность этих методов лежит в пределах 0,5 см (Glazman et al, 1994).

Величина поправки на электромагнитное смещение для обработки данных альтиметрических измерений изменяется в диапазоне от 1 до 4 см.

## 2.9.2 Поправка на асимметрию возвышений морской поверхности

Поправка на асимметрию возвышений морской поверхности (skewness bias – SB)  $dh_{SB}$  обусловлена отклонением распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса (2.8) (Barrick, Lipa 1985; Rodriguez, 1988) (раздел 2.6). Асимметрия распределения возвышений морской поверхности приводит к тому, что медиана ВМП отражающей поверхности лежит ниже среднего значения (рис. 2.15). По предварительным оценкам погрешность  $dh_{SB}$  в определении расстояния от спутника до уровня невозмущенной поверхности может достигать величин порядка 10 см (Rodriguez, 1988).

## 2.10 Геофизические поправки

Помимо вышеперечисленных поправок, влияющих на точность расчета ВМП, учет которых является обязательным, рассмотрим поправки, позволяющие исключить из данных спутниковой альtimетрии изменения ВМП, обусловленные различными физическими явлениями.

### 2.10.1 Поправка обратного барометра

Данная поправка необходима для учета изменений ВМП, обусловленных барическим воздействием атмосферы, и рассчитывается через атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности  $P_s$  (мбар) как  $dh_{inv} = -9,948(P_s - P_0)$ , где  $P_0 = 1013,3$  мбар – нормальное атмосферное давление, соответствующее невозмущенной поверхности океана.

Аналогичная процедура существует и в океанологии. При численном моделировании термогидродинамики Мирового океана или его отдельных акваторий и морей вместо физического уровня моря рассматривают так называемый «приведенный уровень» (см., например, (Саркисян, 1977; Кочергин, 1978; Педлоски, 1984; Марчук, Саркисян, 1988)).

Величина данной поправки может достигать 3 м.

## 2.10.2 Приливные поправки

Данный класс поправок обусловлен воздействием приливообразующих сил на водную (Зубов, 1956; Марчук, Каган, 1991) и твердую оболочки Земли (Мельхиор, 1968; Каган, 1977). Они соответствуют высотам океанических приливов, приливов земной коры, полюсных приливов и нагрузки на ложе океанов и морей. Учет этих явлений также необходим при расчете высоты орбиты спутника (Гусев, Лебедев, 2012).

### 2.10.2.1 Океанические приливы

Высоты океанических приливов традиционно предвычисляются по котидальным картам, на которых даны амплитуды и фазы каждой компоненты приливной волны, полученные методом гармонического анализа (Марчук, Каган, 1991).

Выделяют три способа расчета котидальных карт: на основе *эмпирических данных*, по результатам расчетов по *гидродинамическим моделям* и на основе результатов расчетов по *гидродинамическим моделям с усвоением эмпирических данных* (Le Provost, 2001, Гусев, Лебедев, 2012).

Первая в истории учения о приливах котидальная карта Мирового океана была построена Уэйвеллом (Whewell, 1833). Современные эмпирические котидальные карты (*эмпирические модели*) (табл. 2.7) строятся разложением данных прямых измерений уровня в океанах и морях на гармонические составляющие для каждой приливной волны. При этом не требуется информация о рельефе дна, очертании береговой линии, учета законах диссиpации приливной энергии, коэффициенте придонного трения и т.д. Прямые измерения уровня производятся главным образом на береговых и сравнительно немногочисленных островных уровнях постах, дающих точность измерения уровня моря порядка 1–2 см (Костяной и др., 2012). На сегодня накоплено более  $10^4$  непрерывных рядов ежечасных измерений на уровнях постах продолжительностью более 50 лет (Океанология..., 1978). Несмотря на столь внушительный объем информации, ее явно не хватает, в силу крайне неравномерного распределения данных по акватории Мирового

**Таблица 2.7** Глобальные модели океанических приливов в Мировом океане  
(Гусев, Лебедев, 2012)

Модель	Число приливных волн	Диапазон широт	Пространственное разрешение по широте и долготе	Используемые данные		Источник
				Спутниковая альtimетрия	Уровенные посты	
<i>Эмпирические модели</i>						
Sch80	11	$-90^\circ - +90^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	—	да	(Schwiderski, 1980a; Schwiderski, 1980b)
CR91	60	$-69^\circ - +69^\circ$	$1,0^\circ \times 1,5^\circ$	GEOSAT	—	(Cartwright, Ray 1990)
CSR2.0	60	$-90^\circ - +90^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	—	—	(Eanes, 1994)
Knudsen	4	$-65^\circ - +65^\circ$	$1,0^\circ \times 1,5^\circ$	—	—	(Knudsen, 1994)
OMP2	8	$-66^\circ - +66^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	—	да	(Mazzega et al., 1994)
MSET94	11	$-66^\circ - +66^\circ$	$3,0^\circ \times 3,0^\circ$	TOPEX/ Poseidon	—	(Ma et al., 1994)
RSC94	60	$-68^\circ - +68^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	—	—	(Ray et al. 1994)
SR95.0/.1	5	$-65^\circ - +65^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	—	—	(Schrama, Ray, 1994)
N34 (OSU)	4	$-70^\circ - +70^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	—	—	(Wang, Rapp, 1994)
GSFC94A	8	$-77^\circ - +69^\circ$	$2,0^\circ \times 2,0^\circ$	—	—	(Sanchez, Palvis, 1995)
AG95.1	60	$-82^\circ - +82^\circ$	$0,75^\circ \times 0,75^\circ$	ERS-1, TOPEX/Poseidon	—	(Andersen, 1995)
DW95.0	60	$-66^\circ - +66^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	TOPEX/Poseidon	—	(Desai, Wahr, 1995)
CSR3.0	8	$-78^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	—	—	(Eanes, Bettadput, 1996)
GOT99.2b	8	$-90^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	—	—	(Ray, 1999)
GOT00.2	8	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	ERS-1/2, TOPEX/Poseidon	—	(Ray, 1999)
CSR4.0	8	$-90^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	TOPEX/Poseidon	—	(Eanes, 2002)
EOT08a	10	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$	TOPEX/Poseidon, Jason-1, ERS-1/2, ENVISAT, GFO-1	—	(Savcenko, Bosch, 2008)
EOT10a	10	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$	—	—	(Savcenko, Bosch, 2010):
EOT11a	10	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$	—	—	(Savcenko, Bosch, 2012):
DTU10	12	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$	—	—	(Cheng, Andersen, 2011)
<i>Гидродинамические модели</i>						
Sailer91	10	$-90^\circ - +90^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	—	—	(Sailer, 1991)
FES94.1	8	$-90^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	—	—	(Le Provost et al., 1994)
<i>Гидродинамические модели с ассилинацией данных</i>						
TRXO.2	8	$-80^\circ - +70^\circ$	$0,58^\circ \times 0,70^\circ$	TOPEX/Poseidon	—	(Egbert et al., 1994)
Kantha.1/2	8	$-80^\circ - +66^\circ$	$0,2^\circ \times 0,2^\circ$	—	да	(Kantha, 1995a; Kantha, 1995b)
ORI96	8	$-90^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	—	—	(Matsumoto et al., 1995)
Zahel96	8	$-90^\circ - +90^\circ$	$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	—	да	(Zahel, 1995)
TPXO.3	8	$-80^\circ - +70^\circ$	$0,58^\circ \times 0,70^\circ$	—	—	(Egbert, 1997)
TPXO.5	10	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	—	—	(Egbert, 1997)
FES95.2.1	8	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	—	—	(Le Provost et al., 1998)
CCAR4	8	$-80^\circ - +66^\circ$	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	—	да	(Tierney et al., 2000)
FES98	8	$-90^\circ - +90^\circ$	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	—	—	(Lefèvre et al., 2000)
NAO.99b	16	$-83^\circ - +90^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	TOPEX/Poseidon	—	(Matsumoto et al., 2000)
FES99	8	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	—	—	(Lefèvre et al., 2002)
TPXO.6.2	10	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	TOPEX/Poseidon	да	(Egbert, Erofeeva, 2002)
TPXO.7.0/.2	10	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	TOPEX/Poseidon, Jason-1	—	(Egbert, Erofeeva, 2002)
FES2004	17	$-86^\circ - +90^\circ$	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$	—	—	(Lyard et al., 2004)

океана. Выход из создавшейся ситуации можно видеть в использовании данных альтиметрических измерений ВМП с искусственных спутников Земли. Однако данные спутниковой альтиметрии не лишены недостатков. Точность выделения приливного сигнала по данным альтиметрических измерений зависит от априорной информации об океанских приливах (Le Provost, 2001).

*Гидродинамические модели* (табл. 2.7) основаны исключительно на решении системы гидродинамических уравнений без привлечения какой-либо эмпирической информации, кроме сведений о потенциале приливообразующих сил, рельфе дна, очертаниях береговой линии и диссипативных факторах (Океанология..., 1978; Марчук, Каган, 1991). Котидальные карты для каждой приливной волны строятся, как и в предыдущем методе, разложением результатов численных расчетов методом разложения по гармоническим составляющим для каждой приливной волны.

Развитие математических методов решения системы гидродинамических уравнений с учетом данных о потенциале приливообразующих сил (Agoshkov, 2005; Agoshkov et al., 2008; Assovskii, Agoshkov, 2011; Agoshkov et al., 2012) позволяет повысить точность расчета высот приливов данным методом.

В настоящее время активно развивается третий подход к построению котидальных карт – использование результатов расчетов по *гидродинамическим моделям с ассимиляцией (усвоением) данных наблюдений* на уровнях постах и данных спутниковой альтиметрии (табл. 2.7) (Le Provost, 2001).

В таблице 2.7 приведены наиболее известные глобальные модели океанических приливов в Мировом океане, начиная с известной модели Свидерского (Schwiderski, 1980а; Schwiderski, 1980б). Сравнение моделей глобальных приливов можно найти в работах (Shum et al., 1997; Le Provost, 2001; Zahran et al., 2006).

Суммарную высоту прилива обычно рассчитывают по четырем главным приливным волнам  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  или по восьми –  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ .

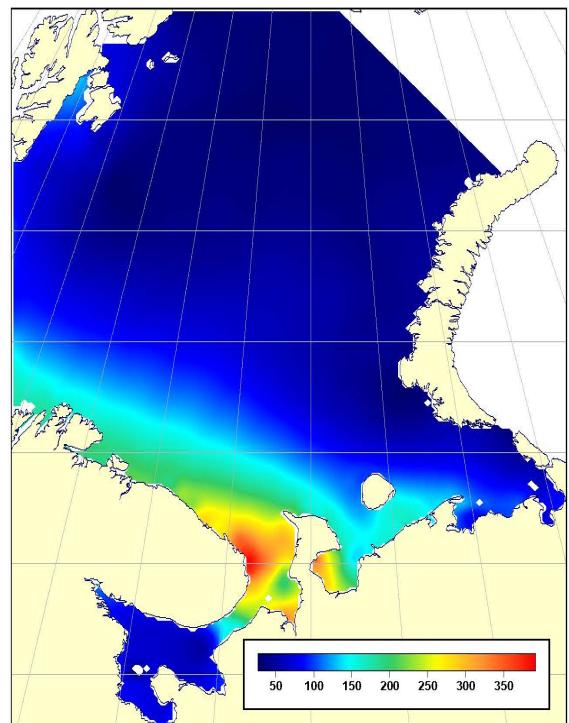
Величина прилива для открытого океана не превышает 20 см. Самые высокие приливы в мире можно наблюдать в бухте Фанди (15,6–18 м), которая находится на восточном побережье Канады между Нью-Брансуиком и Новой Шотландией. На Европейском континенте самые высокие приливы (до 13,5 м)

наблюдаются в Бретани у города Сен-Мало (Франция). В России самые высокие приливы случаются в Пенжинской губе Охотского моря (до 12,9 м). Это точка самых высоких приливов на всём Тихом океане.

По этой причине для предвычисления приливов во внутренних и окраинных морях используют региональные модели. Так, например, для Белого и Баренцева морей разница в высотах приливной волны  $M_2$ , рассчитанных по глобальной модели приливов GOT00.2 (Ray, 1999) и региональной модели (Зильберштейн и др., 1990; Зильберштейн и др., 2000; Popov et al., 2000) для акваторий Баренцева и Белого морей, в воронке Белого моря составила более 40 см (рис. 2.17) (Lebedev et al., 2003; Lebedev et al., 2008). Это связано с нелинейными эффектами взаимодействия приливных волн между собой, очертаниями береговой линии и рельефом дна (Каган, Романенков, 2007; Май, 2007; Май, 2008; Lebedev et al., 2011)

### **2.10.2.2 Земные приливы**

Земные приливы – это деформации твердого тела Земли, возникающие под действием гравитационных полей Солнца и Луны. Периодическое изменение гравитационного потенциала в любой выбранной точке земной поверхности определяется



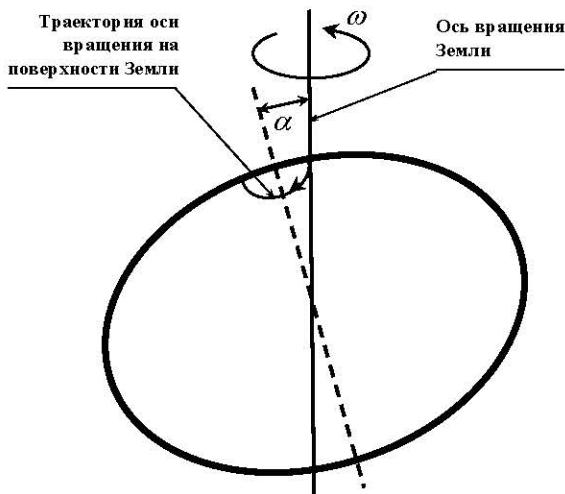
**Рис. 2.17** Разница в высотах приливной волны  $M_2$ , рассчитанных по глобальной модели приливов GOT00.2 (Ray, 1999) и региональной модели (Popov et al., 2000) для акваторий Баренцева и Белого морей (Lebedev et al., 2008).

вращением Земли в гравитационном поле Луны и Солнца. Поэтому существуют суточные и полусуточные приливы с периодами, близкими соответственно к 24 и 12 часам. Эти периоды более чем в 10 раз превышают наибольший период собственных колебаний Земли (Стейси, 1972). Следовательно, приливные деформации можно рассматривать как статические деформации твердой Земли под действием сил, хорошо известных из астрономических наблюдений. Наблюдения над приливами дают сведения об упругости Земли в целом (Tomaschek, 1957). Наиболее полное изложение теории земных приливов и наблюдений над ними содержится в книге (Мельхиор, 1968).

Под действием лунных приливов земная кора совершает упругие, без запаздывания, полусуточные колебания со средней амплитудой порядка 20 см. Солнечный прилив на поверхности Земли примерно вдвое слабее лунного. Для земной коры почти такое же и даже несколько большее значение имеет сочетание лунных и солнечных приливов, величина которых составляет  $5/11$  от лунных приливов. В сизигиях колебания коры на 9 см больше, а в квадратурах на 9 см меньше средних колебаний (Мельхиор, 1968).

### **2.10.2.1   Полюсные приливы**

Под полюсным приливом понимают отклонение водной или твердой оболочки Земли, вызванное колебаниями положения ее полюса, которые обусловлены свободной эйлеровской прецессией. В геофизической литературе это явление обычно называют свободной нутацией, или чандлеровским колебанием (по имени ее открывателя) (Chandler, 1894). Колебания полюса Земли возникают из-за того, что ось вращения Земли слегка наклонена к оси наибольшего момента инерции. Полный момент количества движения остается постоянным по величине и направлению, а Земля движется так, что полюс описывает на ее поверхности круг с центром в точке пересечения оси наибольшего момента инерции с поверхностью Земли (рис. 2.18). Чандлеровское колебание полюса выражается в периодических вариациях широты полюса с периодом 430–435 суток (примерно 14 месяцев) и переменной амплитудой, составляющей в среднем  $0,14''$ . Оно накладывается на 12-ти месячные (сезонные) вариации положения широты полюса с амплитудой



**Рис. 2.18** Чандлеровское колебание

полюса. Периодические изменения широты связаны с тем, что Земля движется как единое целое, и ее ось вращения, оставаясь неподвижной в пространстве, описывает конус с раствором  $2\alpha$  вокруг оси наибольшего момента инерции (Стейси, 1972).

того же порядка величины (Мельхиор, 1968; Стейси, 1972). Подробный разбор колебаний полюсов содержится в книге (Манк, Макдональд, 1964).

Высота полюсного прилива  $dh_{pole}$  (мм), которая используется как часть геофизической поправки при обработке данных спутниковой альtimетрии, для местности с широтой  $\varphi$  и долготой  $\lambda$  рассчитывается как (Wahr, 1985):

$$dh_{pole} = A \sin(2\varphi) [(x - \bar{x}) \cos(\lambda) - (y - \bar{y}) \sin(\lambda)],$$

где  $x$  и  $y$  – координаты (в угловых секундах) положения полюса на время расчета, а  $\bar{x}$  и  $\bar{y}$  – координаты его среднего положения,  $A = -69,435 \cdot 10^{-3}$  м – амплитуда полюсного прилива. Данные о положении полюса обновляются каждые 4–5 дней Международной службой вращения земли (International Earth Rotation Service – IERS) (IERS, 2004).

Величина данной поправки может достигать 15 см (Desai, 2002).

### 2.10.2.2 Нагрузка на ложе океанов и морей

Приливные возвышения уровня океана приводят к возрастанию массы столба воды единичного сечения и, как следствие, к появлению дополнительной нагрузки на дно океана и его прогибу (эффект нагрузки). Кроме того, избыточная масса воды сама притягивает Землю (эффект самопритяжения) и тем самым вызывает дополнительные деформации земной коры.

Эффекты нагрузки и самопрятяжения приводят к изменению высоты прилива в океане, подстилаемом эластичным дном (Agnew, Farrell; 1978). Для океана, полностью покрывающего Землю, оно составляет около 25% от высоты прилива в океане (Марчук, Каган, 1991) и 0,1–0,5% для океана реальных очертаний (Farrell; 1972).

Для обработки данных спутниковой альtimетрии поправка на нагрузку на ложе океанов и морей  $dh_{load}$  (мм) рассчитывается как сумма нагрузок для всех рассматриваемых компонент приливных волн ( $i = 1, N$ ) (Cartwright et al., 1991) как

$$dh_{load} = \sum_{i=1}^N [C_i(\varphi, \lambda) \cos(\varphi) + D_i(\varphi, \lambda) \sin(\varphi)],$$

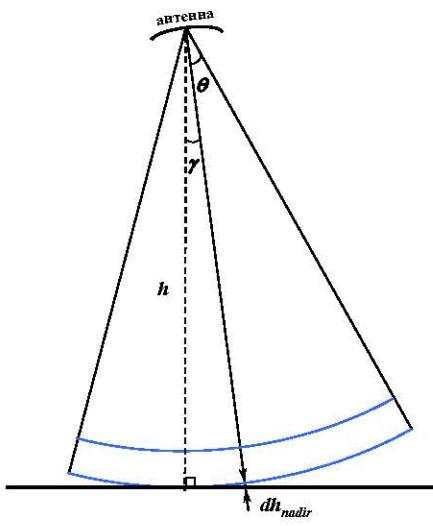
где  $C_i(\varphi, \lambda)$  и  $D_i(\varphi, \lambda)$  – коэффициенты разложения по сферическим функциям поправки геопотенциала на эффекты самопрятяжения и нагрузки, билинейно интерполированные в точку положения альтиметра с широтой  $\varphi$  и долготой  $\lambda$ .

Такой подход был впервые реализован при обработке данных альтиметрических измерений спутника GEOSAT и модифицирован для обработки данных других спутников (Ray, Sanchez, 1989; Francis, Mazzega, 1990; Cartwright et al., 1991). Верификация этих моделей с использованием данных GPS измерений показала точность расчета поправки на нагрузку  $dh_{load}$  от 2,3 до 4,6 мм (Urschl et al., 2005).

Величина самой поправки может достигать величины 30 см.

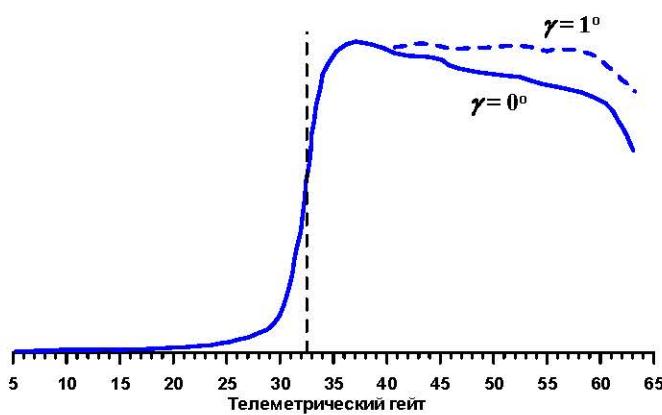
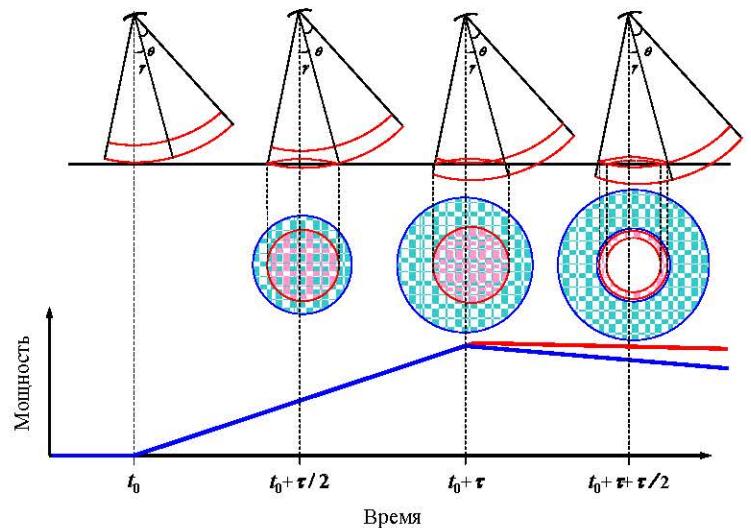
## **2.11 Поправка на отклонение от положения надира**

Отклонение альтиметра от положения надира (рис. 2.19) при условии, что угол отклонения  $\gamma$  меньше углового разрешения антенны  $\theta$ , не изменяет геометрию отражения сигнала от подстилающей поверхности (рис. 2.7), а уменьшает  $\theta$  (рис. 2.20). Это приводит к изменению формы отраженного импульса и коэффициента обратного рассеяния  $\sigma^0$  (рис. 2.21). Согласно работе (Chelton, McCabe, 1985), отклонения антенны альтиметра спутника SEASAT на угол  $\gamma = 0,2^\circ$  привело к уменьшению коэффициента обратного рассеяния  $\sigma^0$  на 0,4 дБ. Это в свою очередь может привести к ошибке расчета скорости приводного ветра (раздел 2.7) и поправки на электромагнитное смещение (раздел 2.9.1). При условии  $0,2 \leq \gamma^2 \leq 0,64$



**Рис. 2.19** Схема отклонения альтиметра от положения надира ( $h$  – высота спутника над подстилающей поверхностью,  $\theta$  – угловое разрешение антенны альтиметра,  $\gamma$  – угловое отклонение альтиметра от положения надира,  $dh_{nadir}$  – ошибка в высоте спутника, обусловленная отклонением альтиметра от положения надира).

**Рис. 2.20** Зависимость от времени формы и площади сегмента подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс альтиметра при отклонении антенны от положения надира на угол  $\gamma$  (красная линия). Синим цветом показаны формы и площади при антенне в положении надира (см. рис. 2.7).



**Рис. 2.21** Форма отраженного импульса при положении альтиметра в надире  $\gamma = 0^\circ$  (сплошная линия) и при отклонении его от положения надира на  $\gamma = 1^\circ$  (штриховая линия) (Chelton et al, 1988).

данные коэффициента обратного рассеяния и рассчитанные скорости приводного ветра и поправки на электромагнитное смещение можно считать, что ошибки их расчета лежат в пределах самого метода (Parsons, Walsh, 1989).

## **2.12 Инструментальная поправка**

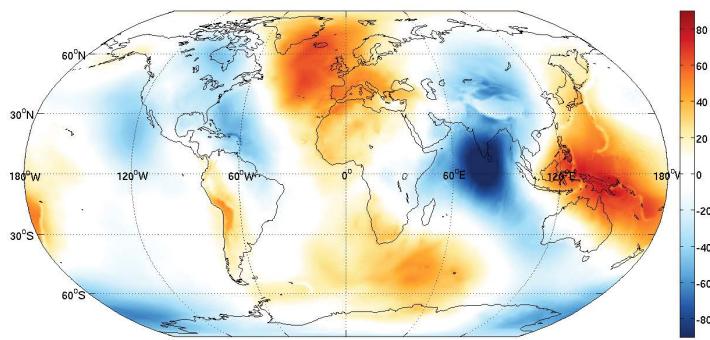
Инструментальная поправка (tracker bias – ТВ) связана с предварительной обработкой данных альтиметра на борту спутника. Ошибки возникают в результате неточного согласования формы реального радиосигнала с моделью отраженного радиоимпульса, расхождением аппаратурных характеристик альтиметра (например, таких как диаграмма направленности антенны, форма зондирующего радиоимпульса и т.д.) с характеристиками, используемыми при расчетах (Gomes-Enri et al., 2007). Данная поправка рассчитывается отдельно для каждого альтиметра.

## **2.13 Спутниковая альтиметрия в науках о Земле**

В настоящее время спутниковая альтиметрия по праву заняла свое место среди методов ДЗЗ из космоса. Область применения спутниковой альтиметрии постоянно растет. Помимо ставших уже классическими задач геодезии данные спутниковой альтиметрии активно применяются в многих науках о Земле (Satellite Altimetry..., 2001, Лебедев, 2013).

### **2.13.1 Геодезия и гравиметрия**

Современное методическое и техническое состояние спутниковой альтиметрии позволяет успешно использовать данные ДЗЗ при решении различных геодезических задач. В их число входят: уточнение геоцентрической системы координат, вывод глобальных моделей геопотенциала, определение детальных характеристик гравитационного поля Земли в Мировом океане в виде цифровых моделей высот геоида (рис. 2.22), уклонений отвесных линий, аномалий силы тяжести (рис. 2.23), установление и поддержание общеземной системы высот (Медведев, 1980).

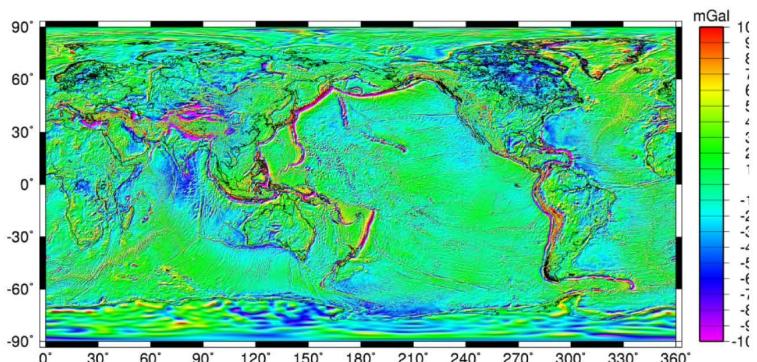


**Рис. 2.22** Высота геоида (м), рассчитанная по модели EGM2008 (Pavlis et al., 2012) с разложением на сферические функции до 500 степени.

Существенным ограничением использования спутниковой альtimетрии в изучении гравитационного поля Земли является тот факт, что он принципиально не работает на суше и над акваториями, покрытыми льдом. Вследствие этого для получения глобального покрытия земного шара измерениями гравитационных аномалий данные спутниковой альтиметрии в океанах необходимо комбинировать с данными гравиметрической съемки на суше и море (Seeber, 2003).

Анализ принципиальных основ и опыта использования спутниковой альтиметрии показал, что основным преимуществом данного метода по сравнению с традиционными методами изучения гравитационного поля и фигуры Земли, в частности гравиметрической съемкой, можно считать потенциально высокую точность измерения гравитационных аномалий в сочетании с высокой оперативностью (Медведев, 1980; Tapley, Kim, 2001).

По теоретическим оценкам спектральных плотностей сигнала и шума, разрешающая способность систем спутниковой альтиметрии по длинам волн аномалий силы тяжести находится на уровне 30 км, а точность составляет 8 мГал (Дробышев и др., 2005). По этим оценкам, метод спутниковой альтиметрии в 8–10 раз уступает современным средствам морской гравиметрической съемки в плане точности и детальности



**Рис. 2.23** Аномалии силы тяжести ( $\text{мГал} = 10^{-3} \text{ м/с}^2$ ), рассчитанные по модели EGM2008 (Crossley et al., 2013).

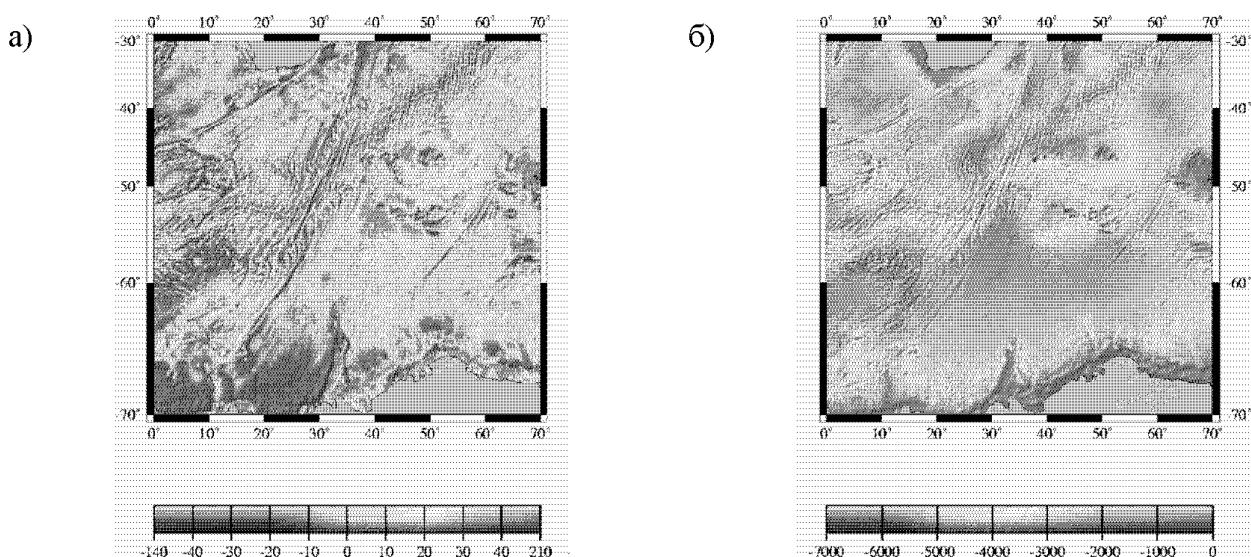
определения гравитационных аномалий. Однако, как показали результаты сравнения реальных данных спутниковой альtimетрической и морской гравиметрической съемки, теоретические оценки не в полной мере соответствуют действительности. Фактически современные данные спутниковой альтиметрии вполне могут рассматриваться в качестве альтернативного источника информации для картографирования аномалий силы тяжести в масштабе 1:1 000 000 с сечением 10 мГал (Железняк, Конешов, 1995). Более того, комплексное использование данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии, потенциально позволяет на значительной части акватории Мирового океана обеспечить определение аномалий силы тяжести с точностью около 5 мГал и разрешением не хуже 20 км (Дробышев и др. 2004; Дробышев и др. 2005).

В настоящее время уровень точности определения гравитационных аномалий по данным спутниковой альтиметрии позволяет исключить необходимость выполнения трудоемкой и дорогостоящей площадной гравиметрической съемки на большей части акватории Мирового океана (Пешехонов и др. 1989; Македонский и др. 1992).

Наиболее точная на сегодняшний день гравитационная модель Земли EGM2008 (Pavlis et al., 2012) (рис. 2.22, 2.23) в качестве исходных данных использует наземные и морские гравиметрические измерения, альтиметрические данные и данные международных гравиметрических космических проектов GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) и CHAMP (CHAllenging Minisatellite Payload). Она имеет пространственное разрешение 2,5' x 2,5' по пространству с разложением по сферическим гармоникам до 2159 степени и содержит дополнительные сферические гармонические коэффициенты до степени 2190. Точность вычисления ключевых параметров гравитационного поля Земли: высоты геоида и уклонения отвесных линий в целом по Земле оценивается на уровне 11 см и 1" соответственно (Пигин, Березина, 2008; Баранов, Королевич, 2011; Crossley et al., 2013).

### **2.13.2 Батиметрия Мирового океана**

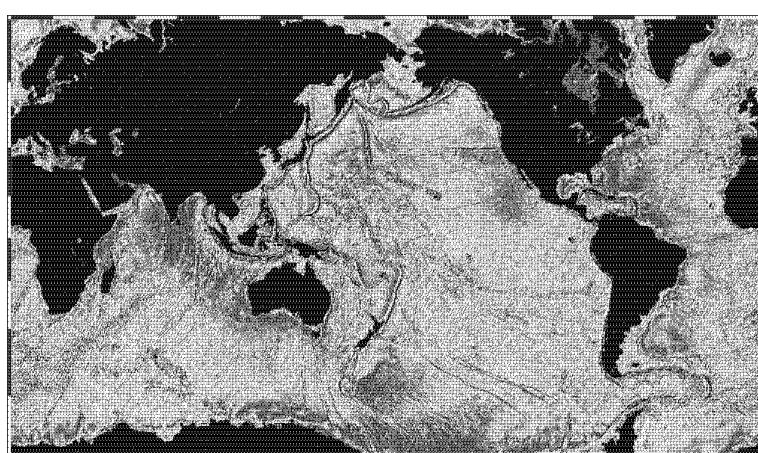
Метод спутниковой альтиметрии позволил существенно уточнить батиметрию или «топографию» дна Мирового океана, так как аномалии силы тяжести,



**Рис. 2.24** Связь (а) аномалий силы тяжести (мГал), рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии, и (б) предполагаемого рельефа дна (м) южной части Атлантического и Индийского секторов Южного океана в районе Капской котловины, котловины Агульяс, Африканско-Антарктического хребта и Африканско-Антарктической котловины.

рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии, отображают особенности рельефа океанического дна (рис. 2.24).

В работе (Smith, Sandwell, 1994) на основе карт аномалии силы тяжести представлена карта нового типа *предполагаемого* рельефа дна (Predict Topography). Карта наглядно отражает крупные структурные формы дна, особенно такие формы, как хребты, разломы, поднятия, цепи гор и даже отдельные вулканические горы (рис. 2.25). Она полезна при интерпретации геолого-геофизических данных.



**Рис. 2.25** Карта «предполагаемого» рельефа дна Мирового океана, рассчитанного по данным спутниковой альтиметрии (Smith, Sandwell, 1997).

Особая ее ценность в том, что в малоисследованных районах она отражает ещё «неоткрытые» формы рельефа, подсказывая наиболее перспективные районы дальнейших исследований.

Сравнение карты *предполагаемого* рельефа с физиографической картой Мирового океана (Heezen, Tharp, 1977), построенной по данным эхолотовых съёмок, показывает насколько провидческой была комплексная интерпретация батиметрических и геолого-геофизических данных, выполненных авторами в 1960–1970 гг. Дальнейшие исследования рельефа дна и их сопоставление с картой предполагаемого рельефа подтвердили, что характерные формы рельефа дна, приведенные на карте (Heezen, Tharp, 1977), существуют, а детальные съёмки помогают уточнить строение рельефа, положение и простирание отдельных форм.

Так судовые измерения рельефа дна Мирового океана подтвердили существование неизвестных ранее абиссальных холмов, подводных гор и цепей вулканических хребтов. В настоящее время наиболее полная база данных по подводным горам Тихого океана, созданная на основе анализа данных спутниковой альтиметрии, содержит информацию о примерно 150 000 подводных гор высотой более 1 км (Wessel, 2001).

### **2.13.3 Геология**

Спутниковые альтиметрические измерения стали одним из новых методов в выявлении общих закономерностей геологического строения дна Мирового океана, так как аномалии силы тяжести и высот морского геоида весьма чувствительны к обширным неоднородностям гравитационного поля Земли (Cazenave, Okal, 1986).

Поле высот геоида на акватории Мирового океана, построенное по данным спутниковой альтиметрии с пространственным разрешением 5' (Smith, Sandwell, 1997), позволило изучать внутреннее строение Земли по его аномалиям. В основе такой интерпретации лежит частотный анализ. Если поле высот геоида разложить по сферическим функциям, то гармоники 2–4 порядка отображают топографию границы ядро–мантия, 4–10 – аномалии плотности в нижних частях мантии. Гармоники 10–14 порядка соответствуют аномалиям плотностей средней мантии на глубинах

600–2000 км. Гармоники более высокого порядка (14–18) связаны с плотностными изменениями в верхней мантии и на нижней границе литосферных плит, расположенной на глубинах до 300 км. Коротковолновые аномалии геоида (гармоники 18–22 порядка) представляют интерес для изучения верхнего слоя земной коры и топографии дна океана (Cazenave, Royer, 2001).

Таким образом, численные модели высот геоида Мирового океана, построенные по данным альtimетрических измерений, представляют собой прекрасный материал для изучения внутреннего строения Земли под океаном. Они выявили крупномасштабные проявления тектоники плит, срединно-океанических хребтов, преобразование разломов и вулканических цепей (Ilk et al, 2004).

#### **2.13.4 Океанология**

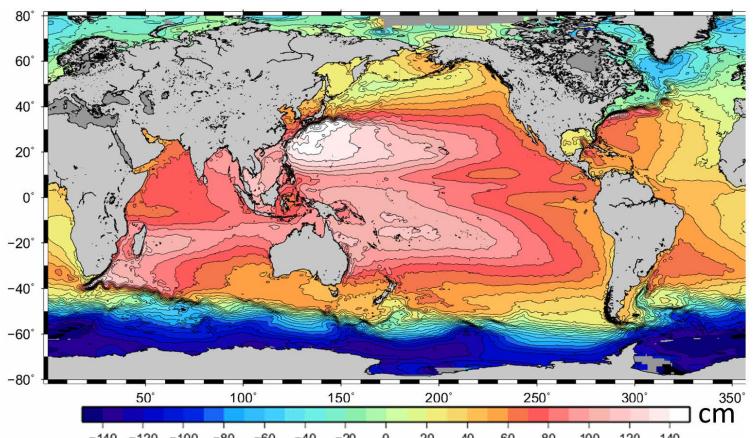
Создаваемая для решения геодезических задач спутниковая альtimетрия нашла широкое применение также в океанологии (Satellite Altimetry..., 2001; Fu, Le Traon, 2006). Она позволила исследовать синоптическую изменчивость крупномасштабной динамики Мирового океана, уточнить глобальные модели приливов (см. раздел 2.10.2.1), исследовать синоптические вихри и меандры сильных струйных течений, планетарные волны, волны цунами, морские льды и многое другое.

В настоящее время наблюдается тенденция к переходу от исследования крупномасштабных явлений в Мировом океане к исследованиям отдельных акваторий, внутренних и окраинных морей (Costal altimetry, 2011).

##### **2.13.4.1 Динамика океана**

Исследование динамики Мирового океана, внутренних и окраинных морей проводится на основе анализа динамической топографии (ДТ) (раздел 2.3).

Спутниковая альtimетрия – единственный тип данных ДЗЗ, позволяющий вне зависимости от погодных условий на регулярной основе создавать карты динамической топографии морской поверхности. Сегодня точность альtimетров достигла такого уровня (см. табл. 2.2), что дает возможность рассчитывать по

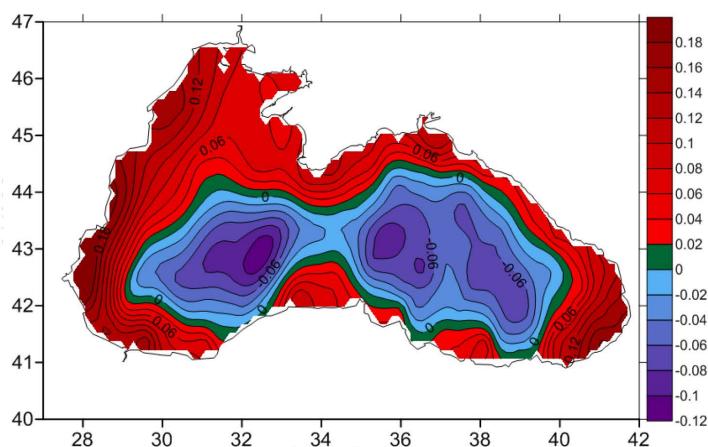


**Рис. 2. 26** Среднеклиматическая динамическая топография (см) Мирового океана CNES–CLS09 (Rio et al., 2011).

градиентам уровня моря поля поверхностных геострофических течений (Сирота и др., 2004; Кошляков и др., 2007).

Различают два вида динамической топографии (ДТ): *среднюю* (или *среднеклиматическую*) и *синоптическую*. Среднеклиматическая ДТ определяется как отклонение СВМП от высоты морского геоида. Она рассчитывается по данным спутниковой альtimетрии, дрейфующих буев и результатам расчетов по термогидродинамическим моделям (Tapley, Kim, 2001). Различают глобальные (рис. 2.26) (Лебедев, Костяной, 2005) и региональные (рис. 2.27) (Rio et al., 2006; Kubryakov, Stanichny, 2011; Кубряков, Станичный, 2011) модели среднеклиматической ДТ. Синоптическая динамическая топография определяется как суперпозиция среднеклиматической ДТ и аномалий уровня моря, рассчитанных по данным спутниковой альtimетрии (Сирота и др., 2004; Лебедев, Сирота, 2004)

Альtimетрические измерения ВМП на регулярной основе проводятся более 20 лет, поэтому можно изучать как внутригодовую, так и межгодовую изменчивость



**Рис. 2. 27** Среднеклиматическая динамическая топография (м) Черного моря (Kubryakov, Stanichny, 2011).

уровня и ДТ Мирового океана, отдельных его акваторий, внутренних и окраинных морей и анализировать факторы, вызывающие эту изменчивость (Сирота и др., 2004).

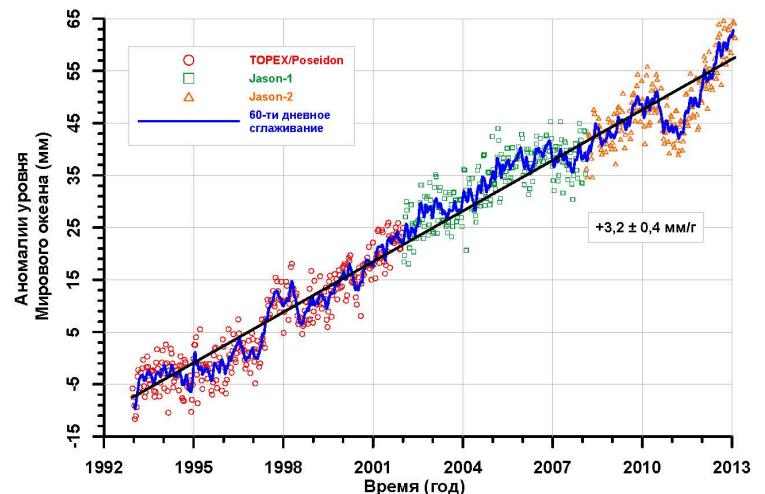
Поле синоптической ДТ позволяет анализировать пространственно-временную изменчивость положения океанских фронтов (Костяной и др., 2003; Kostianoy et al., 2004a; Sirota et al., 2004; Фукс, 2009; Тараканов, Гриценко, 2011), положения сильных струйных течений (Lebedev, 2006; Lebedev, Sirota, 2007, Лебедев, Шауро, 2011) и переноса воды и тепла на основе поля геострофических скоростей, рассчитанных по градиенту ДТ (Мысленков, 2011), а также вихревую активность (Fu, Le Traon, 2006) и изменчивость планетарные градиентно-вихревые волны (Белоненко и др., 2004; Cipollini et al., 2010).

#### ***2.13.4.2 Изменения уровня Мирового океана***

На протяжении многих десятилетий стандартные измерения уровня Мирового океана (УМО) производятся на уровнях береговых постах. В настоящее время сеть береговых постов насчитывает более 1 700 объектов, которые Межправительственной океанографической комиссией при ЮНЕСКО объединены в Глобальную систему наблюдений за уровнем моря (Global Sea Level Observing System).

Данные колебаний УМО на уровнях постах включают, как минимум две трудно вычисляемые погрешности, которые определяются геодинамическими движениями самих футштоков, обусловленными вертикальными движения земной коры, и изменениями уровня, связанными с береговыми эффектами, не характерными для открытого моря (Костяной и др., 2012). Спутниковая альтиметрия дает измерения ВМП или уровня моря относительно отсчетного эллипсоида, связанного с центром масс Земли, поэтому вертикальные движения земной коры исключены из измерений.

Изменения УМО представляют собой сложный процесс, формируемый совокупностью различных по своей природе факторов: эвстатических, стерических и деформационных (Клиге, 1985; Клиге и др., 2009; Клиге и др., 2012; Малинин, 2012). Эвстатические колебания обусловлены изменениями компонент водного и ледового балансов: осадки, испарение, приток речных вод, айсберговый сток и т.д.

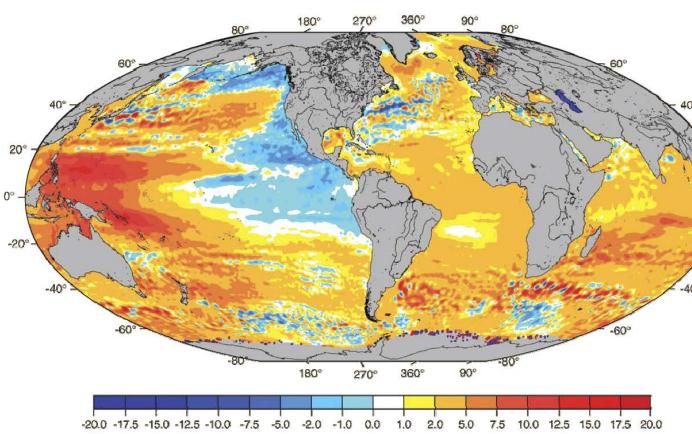


**Рис. 2.28** Межгодовая изменчивость УМО по данным альtimетрических измерений спутников Т/Р и J1/2.

Стерические (плотностные) колебания обусловлены изменениями плотности морской воды, прежде всего за счет изменения ее температуры. К деформационным колебаниям относятся: вертикальные движения земной коры и донное осадконакопление. Отметим, что роль отдельных компонент в суммарных колебаниях УМО существенно различна (Малинин, Шевчук, 2008; Глок, Малинин, 2011).

Спутниковая альтиметрия дает информацию об изменчивости уровня, которая включает в себя все три составляющих изменчивости УМО. За период с 1993 по 2012 гг. по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 наблюдался подъем УМО со скоростью  $3,2 \pm 0,4$  мм/г (Nerem et al., 2010) (рис. 2.28). Однако на этом временном интервале скорость изменения УМО была неравномерной как по времени (рис. 2.28), так и по акватории Мирового океана (рис. 2.29).

Максимальная скорость подъема уровня наблюдалась в Тихом океане восточнее Филиппинских о-ов, а падения – в тихоокеанском секторе Южного океана



**Рис. 2.29** Пространственная изменчивость скорости изменения УМО (мм/г) за период 1993–2012 гг. по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 (Technical Considerations..., 2010).

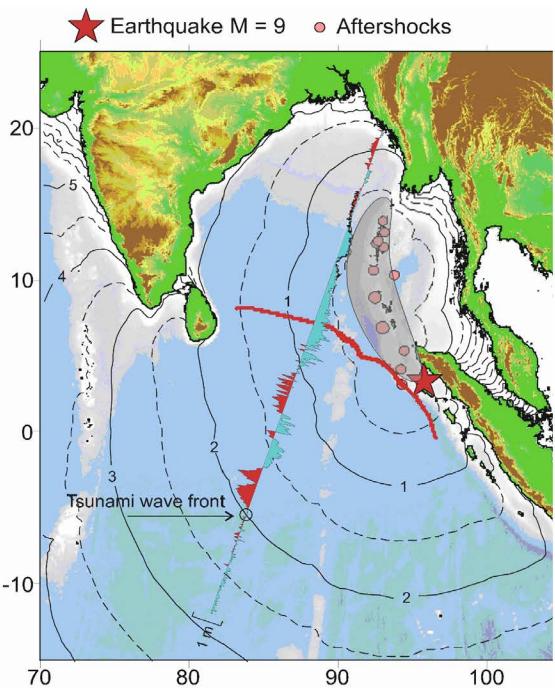


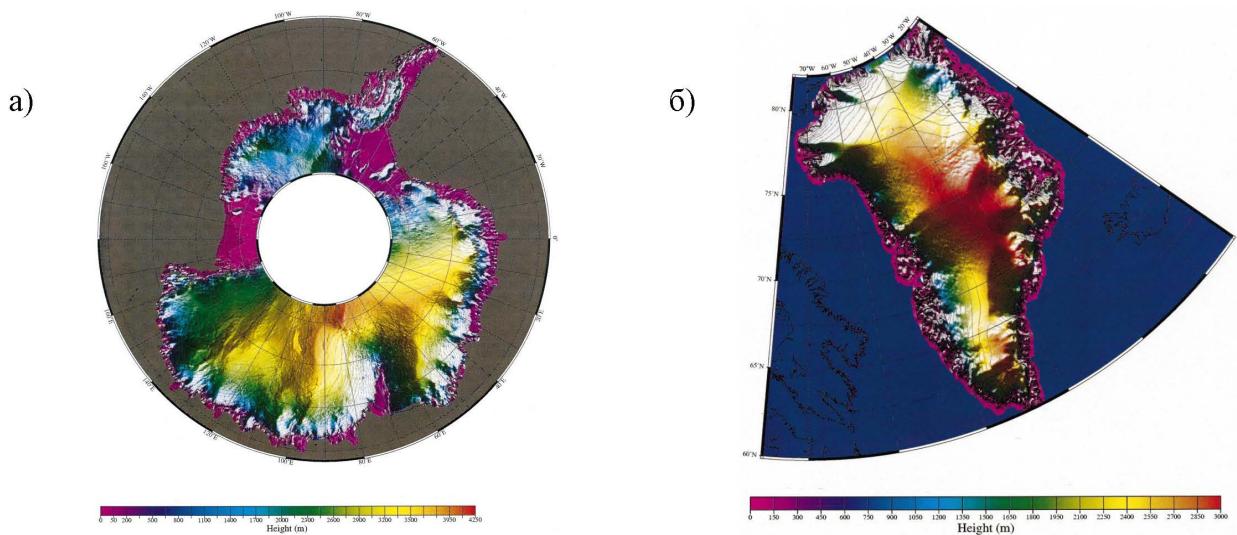
Рис. 2.30 Карта северо-восточной части Индийского океана с изохронами, показывающими вычисленные положения фронта цунами 24 декабря 2004 г., и изменчивость уровня моря вдоль 109 трека спутника J1 (Левин, 2010).

(Лебедев, 2006; Lebedev, 2007; Лебедев, 2011). Большие скорости подъема и понижения УМО наблюдаются в районе сильных струйных течений Гольфстрим и Куросио (рис. 2.29).

Данные об уровне океанов, полученные с борта спутников, дают уникальную возможность наблюдать распространение волн цунами по акватории океанов (Зайченко и др., 2005; Куликов др., 2005; Troitskaya, Ermakov, 2006) (рис. 2.30).

### 2.13.5 Гляциология

Точные сведения о топографии ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии являются фундаментальной основой для гляциологических исследований (рис. 2.31). Цифровые модели топографии необходимы для гляциодинамического моделирования скорости и направления движения ледников, для реконструкции эволюции ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии и оценок прошлых и будущих изменений их массы. Повторные высокоточные определения высоты поверхности ледника позволяют оценить баланс массы льда, что вызывает особый интерес в условиях изменения климата.



**Рис. 2.31** Карта ледникового щита Антарктиды (а) и Гренландии (б) с разрешением 2" по данным геодезической программы спутника ERS–1 (Remy et al., 1999).

К классическим методам определения высот поверхности ледникового щита относится геометрическое и тригонометрическое нивелирование. Однако использование этих наземных методов эффективно только на небольших расстояниях. Альtimетрические данные спутника ERS–1 имели большое значение для создания цифровых моделей высот ледникового щита Антарктиды и Гренландии с высоким пространственным разрешением (Remy, Parouty, 2009; Wingham, 1995; Davis et al., 2000).

Спутниковая альтиметрия показала, что динамическое истончение быстroredвижущихся прибрежных ледников сейчас широко распространено на всех широтах. В период между 2003 и 2007 гг. ледники Гренландии перемещались быстрее, чем на 100 м в год, утончаясь в среднем на 0,84 м в год (Pritchard et al., 2009). Данные альтиметрии по семи ледниковым комплексам Шпицбергена показали, что за период 1996–2002 гг. они в среднем утончались на 0,19 м в год, т.е. в 1,6 раза быстрее, чем по балансовым оценкам за более длительный 19-ти летний период (Кренке и др., 2012).

### 2.13.6 Гидрология суши

Изучение гидрологического режима крупных озер и рек планеты важно как для оценки запасов пресной воды, изучения водного баланса внутренних морей и т.д., так

и для анализа произошедших климатических и антропогенных изменений, прогноза их гидрологического режима и оценки вероятности природных катализмов.

Для некоторых озер и рек гидрологическую информацию об их уровне часто трудно получить из-за недоступности области исследований (бассейн реки Амазонки и некоторых рек Африки, высокогорные озера Тибета и т.д.), малочисленности или отсутствия уровенных постов или запаздывания передачи данных в центр обработки. В этом случае спутниковая альтиметрия имеет огромный потенциал в исследовании временной изменчивости высоты водной поверхности озер, водохранилищ и рек (Koblinsky et al., 1993; Birkett, 1995; Birkett, 1998; Benveniste, Berry, 2004; Kostianoy et al., 2004б; Birkett, Beckley, 2010; Cretaux et al., 2011а; Birkett et al., 2011; Лебедев, Костяной, 2013).

К настоящему времени проведены исследования гидрологического режима более 200 озер<sup>1</sup>, 60 водохранилищ<sup>2</sup> и 25 рек и их бассейнов<sup>3</sup>. Создано три интернет ресурса: «Geodesy, Oceanography et Hydrologie from Space (GOHS)»<sup>4</sup> (Cretaux et al., 2011); «USDA Global Reservoir and Lake Monitor»<sup>5</sup> (Birkett et al., 2011) и «River and Lake»<sup>6</sup> (Benveniste, Berry, 2004), на которых собраны результаты исследования временной изменчивости уровня воды по данным спутниковой альтиметрии.

Единственным ограничением данных спутниковой альтиметрии для исследования гидрологического режима вод суши является фиксированное расположение треков изомаршрутных программ (раздел 2.2) на поверхности Земли и минимальная ширина водного объекта (более 1 км) (Troitskaya et al., 2012; Rybushkina et al., 2012).

### **2.13.7 Ландшафтovedение**

Регулярные альтиметрические измерения, оптимизированные для океанов и морей, также проводятся во время полета над сушей. Отраженный от поверхности

<sup>1</sup> — 11 озер расположены в Европе и на Ближнем Востоке; 91 – в Азии, из которых 63 озера на Тибете; 17 – в Африке; 28 – в Северной Америке и 17 в Южной Америке.

<sup>2</sup> — 15 водохранилища расположены в Европе и на Ближнем Востоке; 9 – в Азии; 5 – в Африке; 22 – в Северной Америке и 12 в Южной Америке.

<sup>3</sup> — 3 реки и их бассейнов расположены в Европе и на Ближнем Востоке; 10 – в Азии; 4 – в Африке; 1 – в Северной Америке и 3 в Южной Америке.

<sup>4</sup> — URL:<http://www.legos.obs-mip.fr/soa/hydrologie/hydroweb/index.html>

<sup>5</sup> — URL:[http://www.pecad.fas.usda.gov/cropexplorer/global\\_reservoir/](http://www.pecad.fas.usda.gov/cropexplorer/global_reservoir/)

<sup>6</sup> — URL:<http://tethys.eaprs.cse.dmu.ac.uk/RiverLake/shared/main>

сушки радиоимпульс имеет более сложную форму и требует разработки специализированных алгоритмов обработки сигнала (ретрекинга). Однако и стандартные алгоритмы ретрекинга позволяют проводить анализ шероховатости подстилающей поверхности сушки. Коэффициент обратного рассеяния дает информацию о том покрыта подстилающая поверхность сушки снегом, растительностью или затоплена водой.

Анализ сезонных аномалий коэффициента обратного рассеяния по данным спутника Т/Р показал, что значительные колебания наблюдаются в регионах, которые покрыты зимой снегом (выше  $55^{\circ}$  с.ш.), или на которые оказывает существенное влияние сезон дождей (экваториальные районы и Индия) (Papa et al., 2003).

Совместное использование данных спутниковой альтиметрии и спутниковой радиометрии (большинство спутников, выполняющих альтиметрические измерения, оснащены радиометрами подспутникового следа) дает уникальную возможность мониторинга лесов, пустынь, тростниковых зарослей в дельтах рек (Zakharova et al, 2007); продолжительности устойчивого снежного покрова; толщины снега, состояния растительного покрова в зависимости от сезона (Papa et al., 2002); обводненности территории (Papa et al., 2006; Zakharova et al, 2009; Колмакова и др., 2012). В последние годы эта новая область применения спутниковой альтиметрии приобретает все большее значение как дополнение к другим методам ДЗЗ.

## **2.14 Выводы к Главе 2**

За двадцать лет своего развития спутниковая альтиметрия шагнула далеко за рамки классических геодезических задач, которые были поставлены перед ней на первом этапе ее становления. Уточненное по данным спутниковой альтиметрии гравитационное поле Земли повысило точность расчета как высот орбит спутников, так и точность самих альтиметрических измерений, которая достигла величины нескольких сантиметров.

В настоящее время в связи с повышением точности как самих альтиметрических измерений, так и новых методов обработки (ретрекинга) формы отраженных импульсов в использовании спутниковой альтиметрии наблюдается переход

от решения задач, связанных с исследованием Мирового океана, к проблемам внутренних и окраинных морей, а также крупных озер, водохранилищ и рек.

Спутниковая альтиметрия стала незаменимым инструментом в исследовании климатических изменений уровня Мирового океана, внутренних морей и толщины и площади крупнейших ледовых щитов Гренландии и Антарктики. Новой областью применения данных спутниковой альтиметрии стало ландшафтovedение.

Свободный доступ к исходной и обработанной альтиметрической информации позволяет мониторинг практически любого водного объекта как экспертами в области спутниковой альтиметрии, так и не специалистами в области дистанционного зондирования Земли из космоса.

Разработка и вывод на орбиту новых альтиметров позволит не только повысить точность альтиметрических измерений, но и существенно расширит круг задач, решаемых с использованием этого типа данных ДЗЗ.

# ГЛАВА 3. ОБРАБОТКА ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ РЕГИОНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

## 3.1 Выбор данных спутниковой альтиметрии

Для анализа гидрологического и гидродинамического режимов Каспийского моря наиболее оптимальными являются данные спутников TOEX/Poseidon (T/P) и Jason-1/2 (J1/2). Это обусловлено следующими причинами.

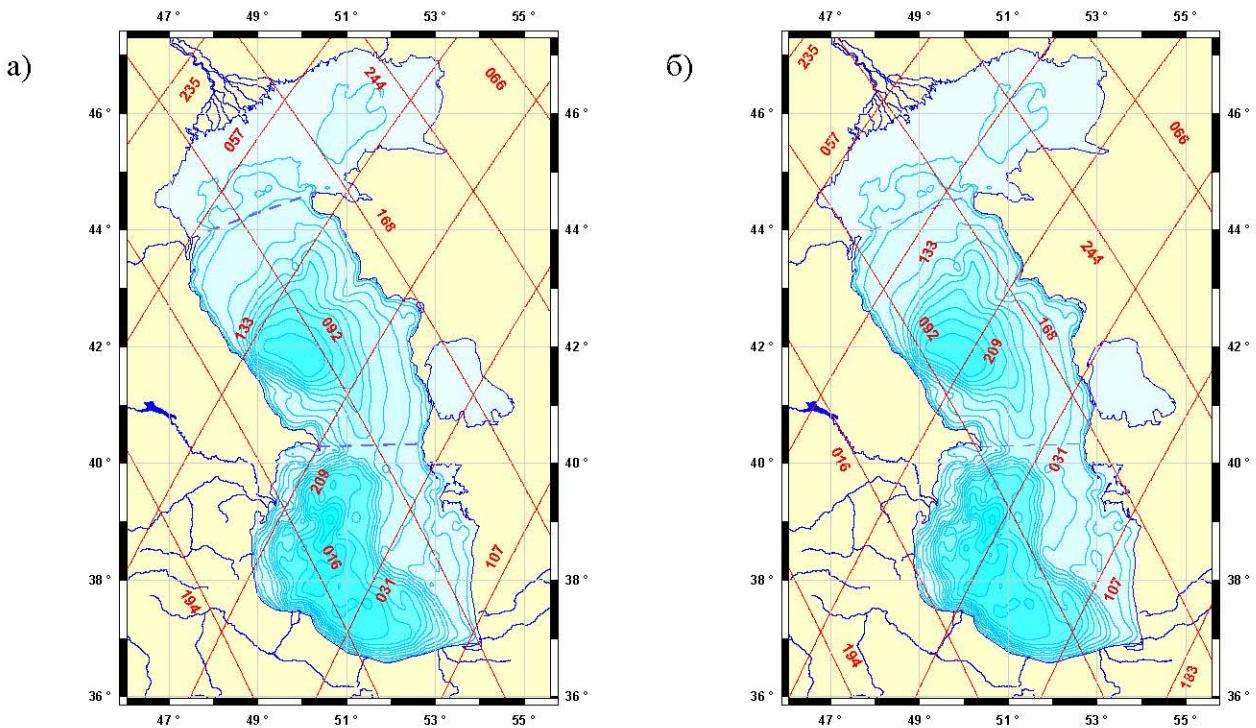
- Точность измерения высоты спутника над морской поверхностью для этой программы составляет 1,7 см (Fu, Pihos, 1994), а расчет самой ВМП относительно отсчетного эллипсоида для открытого океана – 4,2 см (Chelton et al., 2001), что является наилучшей характеристикой по сравнению с другими программами альтиметрических измерений.
- Внутри каждого 10-суточного цикла на акватории Каспийского моря расположено 4 нисходящих (четные номера) и 4 восходящих (нечетные номера) трека (рис. 3.1а).
- Временной масштаб повторения измерений вдоль трека – 9,916 суток (т.е. примерно 3 раза в месяц) – наиболее приемлем для исследования синоптической и сезонной изменчивости уровня Каспийского моря.
- Массив данных спутника T/P<sup>1</sup> (Benada, 1997) представляет собой непрерывный и наиболее длинный по времени ряд измерений с возможностью его продления данными спутника J1<sup>2</sup> (Picot et al., 2008) и J2<sup>3</sup> (Dumont et al., 2011). Расположение треков последнего полностью совпадает с расположением треков спутников T/P и J1 до совершения ими маневра коррекции орбиты соответственно 19 августа 2002 г. и 26 января 2009 г. (рис. 3.1).

---

<sup>1</sup> – Фаза А – с сентября 1992 г. по август 2002 г. или с 1 по 364 цикл).

<sup>2</sup> – Фаза А – с января 2002 г. по январь 2009 г. или с 1 по 259 цикл.

<sup>3</sup> – Фаза А – с августа 2008 г. по настоящее время.



**Рис. 3.1** Положение на акватории Каспийского моря треков фазы А программы спутников Т/Р и J1/2 (а) и фазы В программы спутников Т/Р и J1. Восходящий трек соответствует нечетному номеру, нисходящий трек – четному

Задача мониторинга водной поверхности Каспийского моря пространственное разрешения спутниковой альtimетрии должно быть характерного радиуса деформации Россби.

Рассмотрим двухслойную аппроксимацию внутреннего радиуса деформации  $R_d = \sqrt{g'h_b/f}$ , где  $g' = (\Delta\rho/\rho)g$  ( $\Delta\rho$  – перепад плотности между верхним и нижним слоем,  $\rho$  – средняя потенциальная плотность;  $g$  – ускорение силы тяжести);  $f$  – параметр Кориолиса;  $h_b$  – эффективная глубина моря, которая вычисляется из соотношения толщина верхнего  $h_1$  и нижнего  $h_2$  слоев как  $h_b = h_1h_2/(h_1 + h_2)$ ). Для характерных летних условий Среднего Каспия получаем:  $h_1 = 20$  м,  $h_1 = 600$  м,  $g' = 2,5$ ,  $f = 9,72 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ , что дает оценку радиуса деформации Россби  $R_d \approx 7,5 - 10$  км (Каспийское море, 1986). Это в два раза больше пространственного разрешения альтиметров TOPEX NRA, Poseidon-1, Poseidon-2 и Poseidon-3 для

односекундного осреднения формы отраженного импульса (раздел 2.1.4), а для одиночных импульсов – в 8–10 раз.

## 3.2 Обработка данных

Обработка данных спутниковой альтиметрии в первую очередь требует учет различных поправок (разделы 2.8 – 2.10). Подробно остановимся на особенностях учета поправок при обработке с данных спутниковой альтиметрии на акватории Каспийского моря

### 3.2.1 Учет поправок на влияние атмосферы

Как отмечалось в разделе 2.8 на прохождение радиоимпульса альтиметра сильно влияет состояние атмосферы (электронное и молекулярное рассеяние и поглощение), которое выражается в увеличении времени возврата зондирующего сигнала, что приводит к ошибке определения расстояния от спутника до подстилающей поверхности. Поэтому при обработке данных спутниковой альтиметрии необходим учет соответствующих поправок на «сухую» атмосферу, влажность и ионосферную поправку. Ниже подробно рассматриваются методика расчета этих поправок для акватории Каспийского моря

#### 3.2.1.1 «Сухая» тропосферная поправка

Эксперты рекомендуют для расчетов «сухой» тропосферной поправки  $dh_{dry}$  использовать выражение:

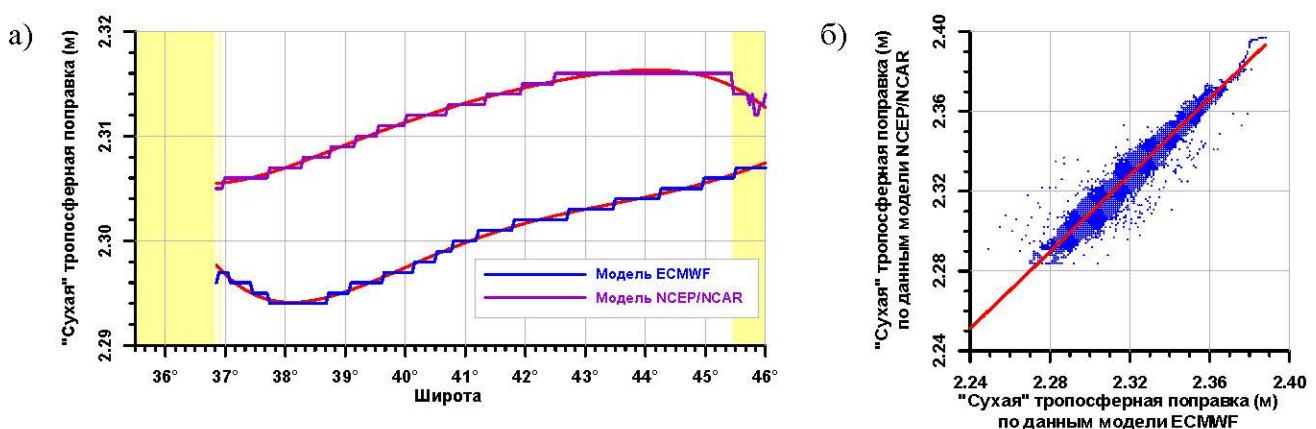
$$dh_{dry} = 2,277 \cdot P_{surf} \left( 1 + 0,0026 \cos(2\varphi) \right) \quad (3.1)$$

где  $P_{surf}$  – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности,  $\varphi$  – широта точки надира.

В качестве исходной информации рекомендуется использовать данные о  $P_{surf}$ , рассчитанные по модели ECMWF (Uppala et al., 2005) или совместной модели На-

ционального центра прогноза окружающей среды (National Centers for Environmental Prediction – NCEP) и Национального центра атмосферных исследований (National Center for Atmospheric Research – NCAR) (Kalnay et.al, 1996; Kistler et.al, 2001). Модельные расчеты проводятся на регулярной сетке с шагом  $0,5^\circ$  для моделей ECMWF и NCEP/NCAR через каждые 6 часов. Оба варианта данной поправки содержатся во всех базах данных альтиметрических измерений всех спутников.

Особенностью изменчивости вдоль трека величины «сухой» поправки, рассчитанных по моделям ECMWF и NCEP/NCAR, является ступенчатый характер. Это обусловлено тем, что в точку, где проводятся альтиметрические измерения, осуществляется интерполяция по пространству значений атмосферного давления на уровне подстилающей поверхности, а по времени выбирается  $P_{surf}$ , ближайшее ко времени измерений. Помимо этого базы данных альтиметрических измерений содержат величину  $dh_{dry}$  только для данных с осреднением 1 с. Поэтому для данных с осреднением 0,1 с (T/P) и 0,05 с (J1/2) изменчивость величины поправки на влажность вдоль трека имеет ступенчатый характер (рис. 3.2а). Для корректного учета  $dh_{dry}$  необходимо иметь данные модельных расчетов атмосферного давления на уровне подстилающей поверхности и проводить интерполяцию в



**Рис. 3.2** (а) – Изменчивость величины «сухой» поправки (м) вдоль 092 трека спутника J2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл), рассчитанной по данным моделей ECMWF и NCEP/NCAR. (б) – Диаграмма рассеяния этой поправки для 092 трека за интервал времени сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г.. На (а) желтым цветом выделены области суши, красные линии – аппроксимация ступенчатой функции величин «сухой» поправки.

точку, где проводятся альтиметрические измерения, как по пространству, так и по времени. Либо аппроксимировать ступенчатую функцию изменчивости величины «сухой» поправки вдоль трека гладкой функцией для каждого трека (рис. 3.2а).

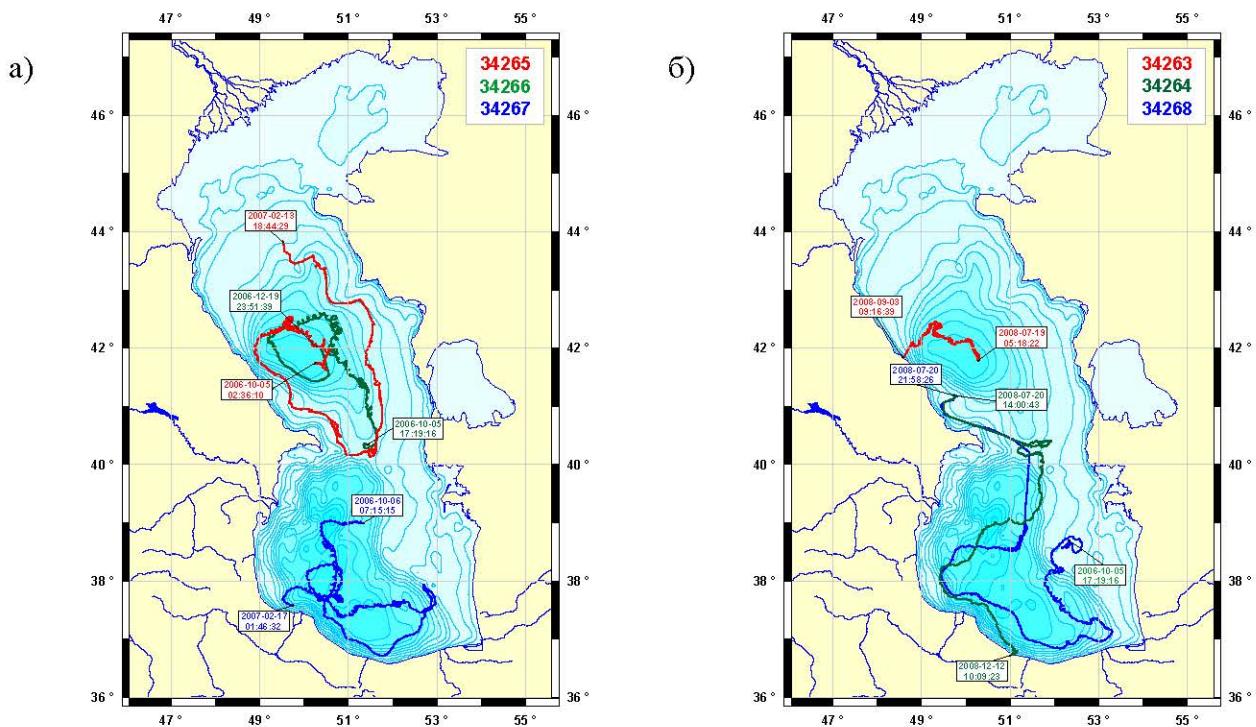
Средняя величина разницы в расчетах «сухой» поправки по данным моделей ECMWF и NCEP/NCAR для акватории Каспийского моря составляет  $9,68 \pm 1,83$  см, а коэффициент корреляции – 0,962 (рис. 3.2б).

Для оценки точности расчета поправки  $dh_{dry}$  проводилось сравнение результатов расчета по данным моделей ECMWF и NCEP/NCAR с результатами расчетов по данным дрифтерного эксперимента, стартовавшего в 2006 г. в рамках международного проекта «Междисциплинарный анализ экосистемы Каспийского моря» (Multidisciplinary Analysis of the Caspian Sea Ecosystem – MACE), целью которого было исследование верхнего слоя Каспийского моря и приводной атмосферы (Иванов и др., 2011). Эксперимент обеспечивался шестью дрейфующими буями типа SVP–BT, представляющими собой модификацию стандартного лагранжевого трассера, который помимо датчиков температуры поверхности моря и атмосферного давления оборудованы дополнительным датчиком температуры воды, расположенным на глубине около 12 м.

Эксперимент проводился в два этапа. На первом этапе в октябре 2006 г. были развернуты три дрифтера, на втором – в июле 2008 г. еще три дрифтера. В таблице 3.1 приведены основные сведения об эксперименте, а на рисунке 3.3 показаны точки развертывания и траектории дрейфов буев.

**Таблица 3.1.** Основные данные о каспийском эксперименте с дрейфующими буями SVP–BT (Иванов и др., 2011)

Этап	Номер дрифтера	Развертывание		Дата окончания работы (обрыва паруса)	Время работы, сутки
		Дата	Координаты		
1	34265	05.10.2006	41°45'07" с.ш., 50°14'45" в.д.	20.02.2007	138
	34266	05.10.2006	40°20'01" с.ш., 51°25'09" в.д.	05.01.2007	92
	34267	05.10.2006	38°59'10" с.ш., 51°19'24" в.д.	24.02.2007	142
2	34263	19.07.2008	41°47'17" с.ш., 50°16'27" в.д.	02.09.2008	45
	34264	20.07.2008	40°19'55" с.ш., 51°24'47" в.д.	12.12.2008 (09.08.2008)	144 (19)
	34268	21.07.2008	38°59'39" с.ш., 51°20'28" в.д.	03.12.2008	135

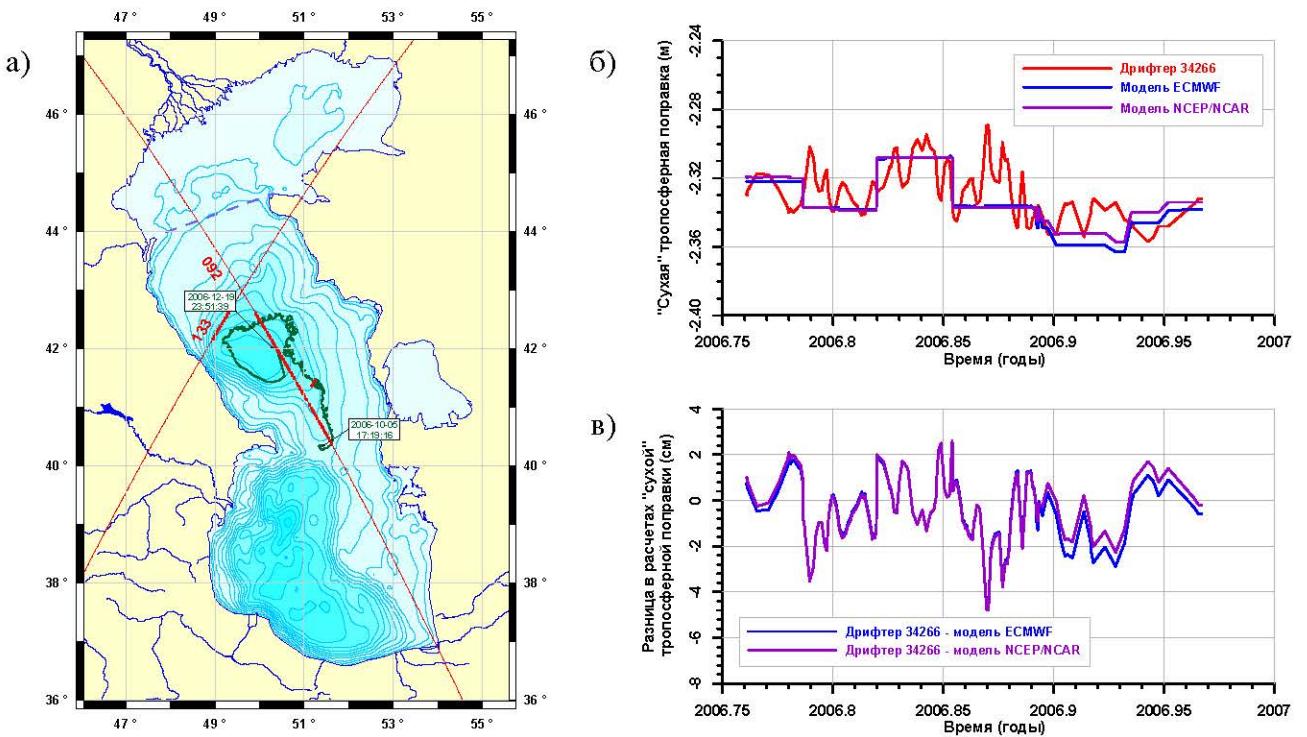


**Рис. 3.3** Траектории дрейфов буев SVP–ВТ по акватории Каспийского моря по данным  
(а) первого этапа проекта MACE 2006–2007 гг. и (б) второго этапа 2008 г.

Для сравнения результатов расчета «сухой» тропосферной поправки по данным моделей ECMWF и NCEP/NCAR с результатами расчетов по данным дрифтерного эксперимента MACE. Из базы данных альтиметрических измерений спутника J1 выбирались точки вдоль 016, 031, 092, 133 и 209 треков, расположенных

**Таблица 3.2.** Различие между расчетами «сухой» тропосферной поправки,  
расчитанной по модельным данным и данным дрифтерных измерений

Дрифтер	Разница в расчетах, см						Средне-квадратичное отклонение, см	
	минимум		максимум		средняя величина			
Модель	ECMWF	NCEP	ECMWF	NCEP	ECMWF	NCEP	ECMWF	NCEP
34265	-5,0	-4,3	5,0	4,5	-0,10	0,02	3,86	3,35
34266	-4,8	-4,8	2,6	2,6	-0,50	-0,40	2,25	2,29
34267	-6,4	-5,6	4,9	4,6	0,40	0,80	2,94	2,65
34263	-5,2	-4,1	4,9	4,7	-0,13	-0,02	2,74	3,13
34264	-4,7	-4,8	3,6	4,6	0,35	0,41	3,22	2,78
34268	-5,4	-4,6	3,9	4,7	-0,34	0,45	3,03	2,43



**Рис. 3.4** Траектории дрейфа буя № 32266 проекта MACE по акватории Каспийском море (а). Временная изменчивость «сухой» тропосферной поправки, рассчитанной по данным моделей ECMWF и NCEP/NCAR и по данным измерений дрифтера (а), и разница между ними (в).

ные на минимальном расстоянии от положения дрифтера. По времени отбирались дрифтерные данные, соответствующие времени прохождения спутников вдоль указанных треков (рис. 3.4а). Анализ результатов сравнения показал (табл. 3.2, рис. 3.4б, 3.4в), что ошибка в расчетах поправки на «сухую» атмосферу изменяется от 2,43 до 3,86 см (Kouraev et al., 2011; Lebedev, 2012б, Лебедев, 2012).

Ступенчатый характер временной изменчивости величины «сухой» тропосферной поправки, рассчитанной по данным моделей ECMWF и NCEP/NCAR, является основной причиной ошибки в расчетах по этим данным. Это обусловлено большим шагом по пространству этих глобальных моделей атмосферы, а также отсутствием интерполяции по времени к моменту проведения альтиметрических измерений.

Решением этой проблемы может стать использование в расчетах величины  $dh_{dry}$  данных об атмосферном давлении на уровне подстилающей поверхности, полученных из мезомасштабной модели, например COSMO-RU, или корректировать величину  $P_{surf}$  с использованием данным близлежащих метеостанций.

Наиболее приемлемым является вариант расчета величины «сухой» тропосферной поправки (3.1) по данным об атмосферном давлении на уровне подстилающей поверхности с прибрежных метеостанций с обязательной интерполяцией по времени к моменту проведения альtimетрических измерений. Именно такой подход осуществлялся при обработке данных спутниковой альtimетрии для акватории Каспия.

### **3.2.1.2 Поправка на влажность**

Поправка на влажность атмосферы может быть рассчитана по данным многоканального микроволнового радиометра, рабочие частоты которого лежат вблизи частоты 22,2356 ГГц, соответствующей основной частоте поглощения электромагнитного излучения водяным паром или по данным модельных расчетов.

Эксперты по спутниковой альtimетрии рекомендуют использовать в первую очередь поправку  $dh_{wet}$ , рассчитанную по данным сканирующего вдоль трека многоканального радиометра, который входит в комплекс бортовой аппаратуры всех спутников, работающих в настоящее время.

Согласно работе (Tapley et al., 1982a) поправка на влажность может быть рассчитана как:

$$dh_{wet} = (0,331 - 53,3 \ln(1 - 32,5/T_{air}))W \quad (3.2)$$

или

$$dh_{wet} = 6,36W, \quad (3.3)$$

где  $T_{air}$  – температура атмосферы на уровне моря ( $^{\circ}\text{К}$ ),  $W$  – интегральная влажность или влагосодержание атмосферы ( $\text{г}/\text{см}^2$ ). Точность определения поправки на влажность в этом случае не превышает 5 см (Tapley et al., 1982b).

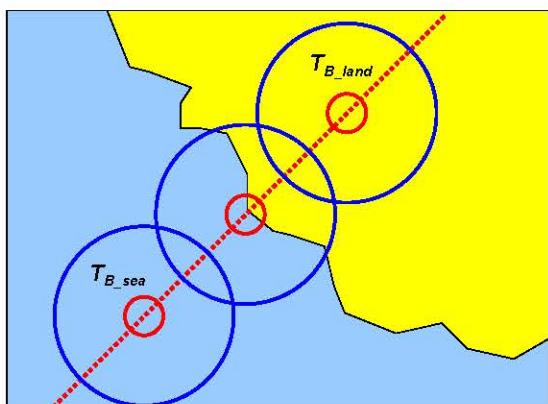
Величина влагосодержание атмосферы может быть получена по результатам модельных расчетов. Интегральная влажность атмосферы, входящая в выражения (3.2) и (3.3), определяется также по данным микроволнового радиометра. Например, в работе (Rosenkranz, 1982) предложено следующее соотношение:

$$W = 0,0011 \left( \sum_{i=1}^N A_i (T_{Bi} - T_{0j}) \right)^2 + 0,1 \left( \sum_{i=1}^N A_i (T_{Bi} - T_{0j}) \right) + 2, \quad (3.4)$$

где  $T_{Bi}$  – радиояркостная температура по данным  $i$ -го канала радиометра,  $A_i$  и  $T_{0j}$  – константы для  $i$ -го канала,  $N$  – число каналов радиометра с учетом поляризации каждого канала. Значения коэффициентов можно найти в работе (Chang et al., 1984). Точность этих расчетов составляет  $0,3 \text{ г/см}^2$  (Tapley et al., 1982a; Alishouse, 1983; Chang et al., 1984), что приводит к ошибке в расчетах поправки на влажность около 2 см.

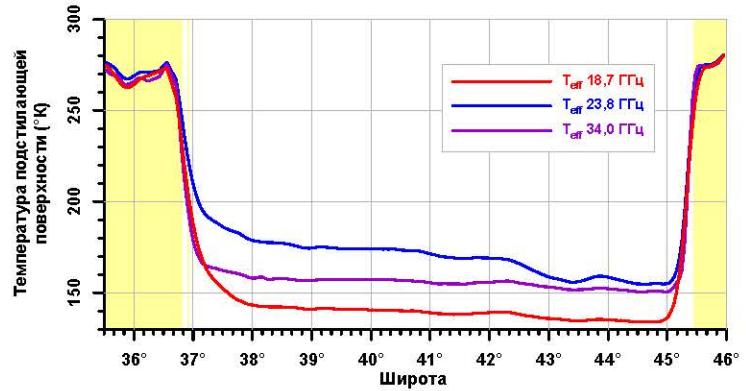
Размер сегмента подстилающей поверхности, с которого микроволновый радиометром принимается излучение составляет 20–50 км в диаметре в зависимости от частоты канала<sup>1</sup> (Janssen et al., 1995)), что больше чем в 20 раз для альтиметра. При приближении к берегу радиометр измеряет сигнал как с водной поверхности, так и с суши (рис. 3.5). Разница в радиояркостной температуре воды и суши может достигать сотен градусов. Так для акватории Каспийского моря по данным микроволнового радиометра спутника J2 для 092 трека на 1 августа 2012 г. (150 цикл) эта разница составила от 90 до  $140^\circ\text{K}$  (рис. 3.6) в зависимости от частоты канала.

По этой причине применение  $dh_{wet}$ , рассчитанной по данным сканирующего вдоль трека микроволнового радиометра, не возможно при обработке данных спутниковой альтиметрии для внутренних водоемов и в прибрежной зоне морей. По данным работы (Obligis et al., 2011) точность расчета поправки на влажность зависит от соотношения площадей вода–суша. Так при расстоянии от точки надира до побережья менее 15 км точность расчета  $dh_{wet}$  составляет 0,8 см., а при расстоянии 10 км – 1,0 см, 5 км – 1,2 см.



**Рис. 3.5** Положение в разные моменты времени за- свеченоной области для микроволнового радиометра (синяя окружность) и альтиметра (красная окруж- ность). ( $T_{B\_land}$  – радиояркостная температура суши,  $T_{B\_sea}$  – радиояркостная температура моря.) Желтая область – суши, голубая область – море.

<sup>1</sup> – Разрешение микроволнового радиометра для частот 18,7, 23,8 и 34,0 ГГц составляют соответственно 43,4, 36,4 и 22,9 км.



**Рис. 3.6** Изменчивость радиояркостной температуры ( $^{\circ}$ К) вдоль 092 трека спутника J2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл), рассчитанной по трем каналам микроволнового радиометра.

Для повышения точности расчета поправки на влажность в прибрежных районах разработано несколько методик. Так в работе (Desportes et al., 2007) предложено  $dh_{wet}$  рассчитывать по  $T_B$  радиояркостной температуре всех каналов микроволнового радиометра

$$h_{wet} = \beta_0 + \sum_{i=1}^N \beta_i \ln(280 - T_{Bi}), \quad (3.5)$$

где  $T_{Bi}$  – радиояркостная температура по данным  $i$ -го канала,  $\beta_i$  – коэффициенты для каждого канала, зависящие от скорости приводного ветра, значения которых можно найти в работах (Keihm et al., 1995; Desportes et al., 2010). При этом предлагаются проводить коррекцию  $T_{Bi}$ , входящих в выражение (3.5), в виде

$$dT_{Bi}(l) = \frac{T_{Bi\_land} - T_{Bi\_sea}}{2} \left( 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{l}{S_i(l)} \right) \right), \quad (3.6)$$

где  $l$  – расстояние вдоль трека от точки пересечения его с береговой линией,  $T_{Bi\_land}$  – радиояркостная температура суши по данным  $i$ -го канала радиометра,  $T_{Bi\_sea}$  – радиояркостная температура моря,  $S_i(l)$  – функция зависимости соотношения площадей суши–море от расстояние вдоль трека, построенная на основании численной модели рельефа или положения береговой линии (рис. 3.5). Точность расчета  $dh_{wet}$  (3.5) – (3.6) сильно зависит от температуры суши и изменяется в пределах 0,8–1,0 см (Desportes et al., 2007)

В работе (Fernandes et al., 2010) предлагается рассчитывать поправку на влажность с использование данных стационарных GPS или ГЛОНАСС. Точность расчета  $dh_{wet}$  в этом случае составляет  $\sim 1$  см.

Измерения радиояркостной температуры микроволновым радиометром, расположенным на борту спутника, имеют линейный тренд, который необходимо учитывать при расчете  $dh_{wet}$ . Так для бортового радиометра спутника Т/Р для частотных каналов 18 и 37 ГГц величина этого тренда соответственно составила -0,27 и -0,13°К/г, а для бортового радиометра спутника J1 для частотного канала 34 ГГц – -0,4°К/г (Ruf, 2000; Scharroo et al., 2004). Это приводит к ошибкам в расчетах поправки на влажность, которые учитывать. В работе (Scharroo et al., 2004) для спутников Т/Р и J1 предлагается учитывать следующие поправки в расчетах  $dh_{wet}$  соответственно как:

$$\Delta dh_{wet} = -5,0\Delta T_{18} + 7,3\Delta T_{21} - 0,9\Delta T_{37} \quad \text{и} \quad \Delta dh_{wet} = -3,7\Delta T_{18,7} + 6,7\Delta T_{23,8} - 1,8\Delta T_{34}$$

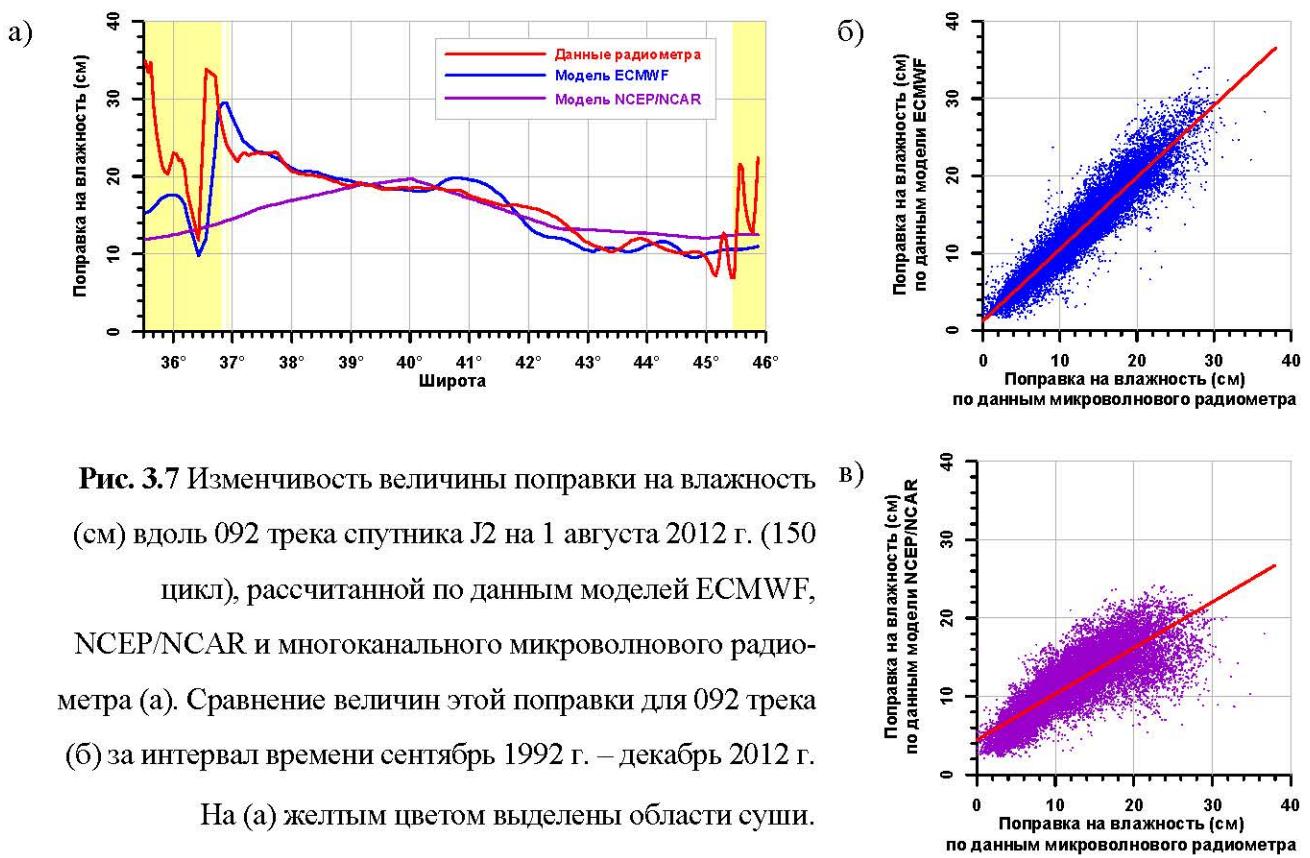
где  $T_i$  – радиояркостная температура по данным  $i$ -го канала радиометра.

В случае отсутствия величины поправки на влажность, эксперты по спутниковой альtimетрии рекомендуют использовать поправку, рассчитанную по модельным результатам (Mercier, Zanife, 2006).

$$dh_{wet} = - \left( 1,11645410^{-3} \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} q \, dP + 17,66543928 \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} \frac{q}{T} \, dP \right) (1 + 0,0026 \cos(\varphi)) \quad (3.7)$$

где  $\varphi$  – широта,  $q$  – удельная влажность (кг/кг),  $T$  – температура воздуха (К),  $P_{surf}$  – давление на уровне подстилающей поверхности (гПа),  $P_{sat}$  – атмосферное давление на высоте спутника (гПа).

Изменчивость величины поправки на влажность вдоль трека для акватории Каспийского моря, рассчитанных по данным микроволнового радиометра и по результатам модельных расчетов, и представленных в базах данных спутников Т/Р и J1/2 показана на рисунке 3.7. В прибрежной зоне она резко увеличивается по сравнению с открытым морем. Так для 92 трека спутника J2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл) величина  $dh_{wet}$  у южного побережья Каспия возрастает на 6,4 см, а у северного побережья наблюдается сначала увеличение на 4,7 см, а затем уменьшение примерно на такую же величину (рис. 3.7а). Поправки, рассчитанные по моделям ECMWF и NCEP/NCAR ведут себя более гладко, однако разница между ними у южного побережья составляет 14,5 см, а у северного – около 2 см. Такая же разница наблюдается и в открытом море. Средняя величина разницы в расчетах по данным микроволнового радиометра и результатам



**Рис. 3.7** Изменчивость величины поправки на влажность (см) вдоль 092 трека спутника J2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл), рассчитанной по данным моделей ECMWF, NCEP/NCAR и многоканального микроволнового радиометра (а). Сравнение величин этой поправки для 092 трека (б) за интервал времени сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г.

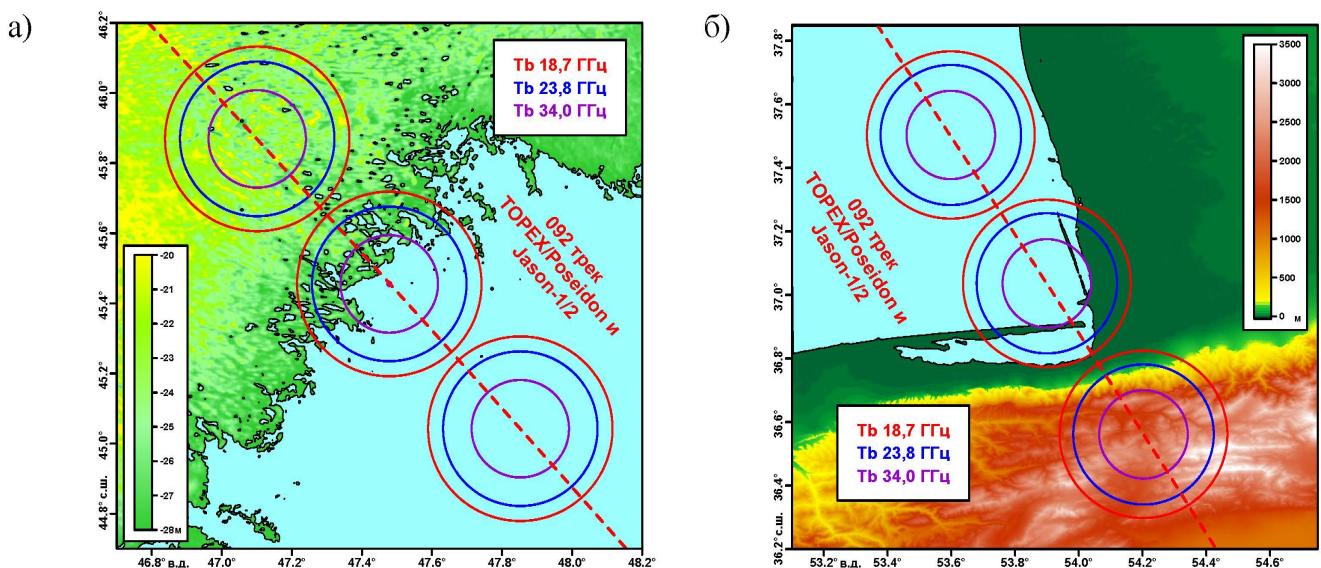
На (а) желтым цветом выделены области суши.

расчетов по моделям ECMWF и NCEP/NCAR для акватории Каспийского моря составляет  $1,22 \pm 2,75$  и  $4,44 \pm 4,94$  см соответственно. Минимальная и максимальная величина составила -15,6 и 14,6 см для модели ECMWF и -24,5 и 16,1 см – для модели NCEP/NCAR. Коэффициенты корреляции с результатами расчетов по данным микроволнового радиометра соответственно составили 0,930 и 0,587 (рис. 3.7б, 3.7в).

При обработке данных спутниковой альtimетрии для акватории Каспийского моря поправка на влажность, рассчитывалась по данным многоканального микроволнового радиометра в соответствии с (3.5). В прибрежной зоне, расположенной на расстоянии менее 30 км от береговой линии  $dh_{wet}$  корректировалась в соответствии с (3.6).

Для этого для каждого трека строились кусочно-гладкие модели подстилающей поверхности по данным цифровой модели рельефа SRTM-4 (Shuttle Radar Topographic Mission) (Rodriguez et al., 2005) с пространственным разрешением 90 м или 3" (рис. 3.8), полученной в результате радиолокационной топографической миссии шаттла «Индевор» (Endeavour<sup>1</sup>) (Farr et al., 2007).

<sup>1</sup> — В пер. с англ. — «стремление».



**Рис. 3.8** Топография южного (а) и северного (б) побережья Каспийского моря по данным SRTM-4 (Rodriguez et al., 2005), пересекаемых 092 треком спутников Т/Р и J1/2. Окружности – границы областей разрешения микроволнового радиометра для частот 18,7 ГГц – 43,4 км (красная линия), 23,8 ГГц – 36,4 км (синяя линия) и 34,0 ГГц – 22,9 (фиолетовая линия).

Программа SRTM проводилась в период с 11 по 22 февраля 2000 г. Выбранные параметры полета (высота орбиты 233 км, наклонение  $57^{\circ}$ , период обращения 89,2 мин) обеспечивали выполнение радиолокационной съемки 85% поверхности Земли, заключенной между  $60^{\circ}$  с.ш. и  $54^{\circ}$  ю.ш. Цифровая модель SRTM имеет разрешение около 30 м или  $1''$  для территории США и 90 м или  $3''$  для территорий других стран, в том числе для Российской Федерации. Высоты рельефа отсчитываются относительно поверхности геоида EGM-96 и округляются до одного метра. Различают предварительную версию данных SRTM-2 (2003 г.) и окончательную SRTM-4 (февраль 2005 г.). Причем данные 2005 г. прошли дополнительную обработку, заключающуюся в выделении береговых линий, водных объектов, фильтрацию ошибок (Rodriguez et al., 2005; Vrscaj et al., 2007). Пример использования этих данных для создания топографической модели впадины Каражор, расположенной в северо-западной части пустыни Каракумы (Туркменистан)<sup>1</sup>, представлен в работе (Kostianoy, Lebedev, 2014).

<sup>1</sup> — Во впадине, путём сброса коллекторно-дренажных вод, происходит заполнение озера Алтын-Асыр, первая очередь которого, была введена в эксплуатацию в 2009 г.

### 3.2.1.3 Ионосферная поправка

Как отмечалось в разделе 2.8.3 величина ионосферной поправки зависит от общего количества электронов  $TEC$  на пути прохождения зондирующего импульса альтиметра и рабочей частоты альтиметра  $f$

$$h_{iono} = \frac{40,3}{f^2} TEC. \quad (3.8)$$

$TEC$  определяется по результатам модельных расчетов, данным системы DORIS или по данным альтиметра, имеющих две рабочих частоты  $f_C$  и  $f_{Ku}$  в разных частотных диапазонах ( $C$  –диапазон — 4–8 ГГц) и  $Ku$  –диапазон — 12–18 ГГц).

Эксперты по спутниковой альтиметрии рекомендуют применять  $dh_{iono}$ , рассчитанную по радарным измерениям альтиметра на двух частотах, так как ионосферная поправка зависит только от рабочей частоты альтиметра. Измерения ВМП на двух частотах  $h_{ssh\_f_c}$  и  $h_{ssh\_f_{Ku}}$  позволяют определить как общее количество электронов, так и величину  $dh_{iono}$  из решения следующей системы (Monaldo, 1993)

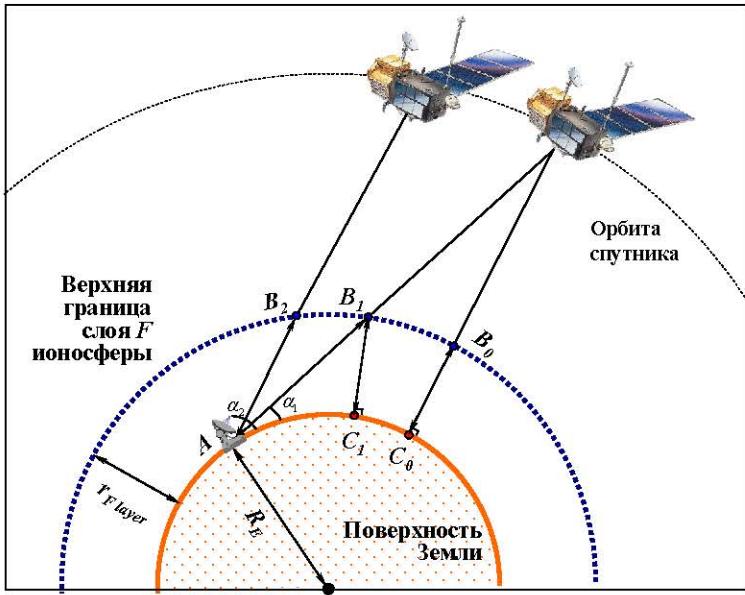
$$\begin{cases} h_{ssh\_f_c} = h_{ssh} - \frac{40,3}{f_c^2} TEC \\ h_{ssh\_f_{Ku}} = h_{ssh} - \frac{40,3}{f_{Ku}^2} TEC \end{cases}. \quad (3.9)$$

Согласно (3.9) ионосферная поправка для измерений на частотах  $f_c$  и  $f_{Ku}$

составляет  $dh_{iono\_f_c} = \frac{f_{Ku}^2}{f_{Ku}^2 - f_c^2} (h_{ssh\_f_{Ku}} - h_{ssh\_f_c})$  и  $dh_{iono\_f_{Ku}} = \frac{f_c^2}{f_{Ku}^2 - f_c^2} (h_{ssh\_f_{Ku}} - h_{ssh\_f_c})$ . В этом случае погрешность ионосферной поправки имеет среднеквадратичное отклонение порядка 0,5 см (Imel, 1994; Chelton, 1988).

Общее количество электронов на пути прохождения зондирующего импульса альтиметра можно рассчитывать по данным системы DORIS. Датчики системы работают на двух частотах 400 мГц и 2 ГГц, поэтому  $TEC$  можно определить из системы (3.9).

Однако это будет общее количество электронов на пути прохождения радиоволн вдоль линии между спутником и станцией слежения  $TEC_{s\_ABi}$  (рис. 3.9),



**Рис. 3.9** Геометрия измерений системы DORIS.  $A$  – положение станции слежения.  $B_i$  – точки на верхней границе слоя  $F$  ионосферы.  $C_i$  – точки на поверхности Земли, соответствующие положению надира для точек  $C_i$ .  $R_E$  – радиус Земли.  $\alpha_i$  – угловое расстояние от станции слежения до спутника.

а для расчета ионосферной поправки необходимо знать общее количество электронов на пути прохождения радиоволн вдоль линии надира  $TEC_{s-B_iC_i}$  (рис. 3.9). Согласно (Garner et al., 2008) она определяется как

$$TEC_{s-B_iC_i} = TEC_{s-AB_i} \frac{\sqrt{(R_E + r_{F\_lay}) - R_E^2 \cos^2(\alpha)}}{R_E + r_{F\_lay}} \quad (3.10)$$

где  $R_E$  – радиус Земли,  $r_{F\_lay}$  – высота верхней границе слоя  $F$  ионосферы,  $\alpha$  – угловое расстояние от станции слежения до спутника (рис. 3.9). Высота верхней границе слоя  $F$  ионосферы является азимутальной высотой слоя максимальной плотности электронов (Брюнелли, Намгаладзе, 1988). В первом приближении можно принять  $r_{F\_lay} = 350$  км. Используя (3.8) и (3.10) находится ионосферная поправка.

В силу того, что расстояние от станции слежения до точки надира может быть очень большим применяю метод расчета  $dh_{iono}$  по данным нескольких измерений DORIS  $dh_{iono}^i$ , проводимых на одной станцией на  $i$ -той частоте (Fleury et al., 1991)

$$dh_{iono}^i = \frac{40,22c}{t_{i+1} - t_i} \times \frac{K_i TEC_{s-AB_i} - K_{i+1} TEC_{s-AB_{i+1}}}{f^2} \quad (3.11)$$

где  $R_E$  – радиус Земли,  $r_{F\_lay}$  – высота верхней границе слоя  $F$  ионосферы,  $\alpha$  – угловое расстояние от станции слежения до спутника (рис. 3.9). Коэффициенты  $K_i$  определяются как  $K_i = r_{F\_lay} / \sqrt{r_{F\_lay}^2 - R_E^2 \cos^2(\alpha)}$ , где  $R_E$  – радиус Земли,  $r_{F\_lay}$  – вы-

сота верхней границе слоя  $F$  ионосферы,  $\alpha$  – угловое расстояние от станции слежения до спутника (рис. 3.9).

Среднеквадратичное отклонение расчетов по данным DORIS составляет 1–3 см. Однако для некоторых районов, например, таких как западная часть Тихого океана и экваториальная часть Атлантического океана, она значительно превышает результаты модельных расчетов (Picot et al., 2008).

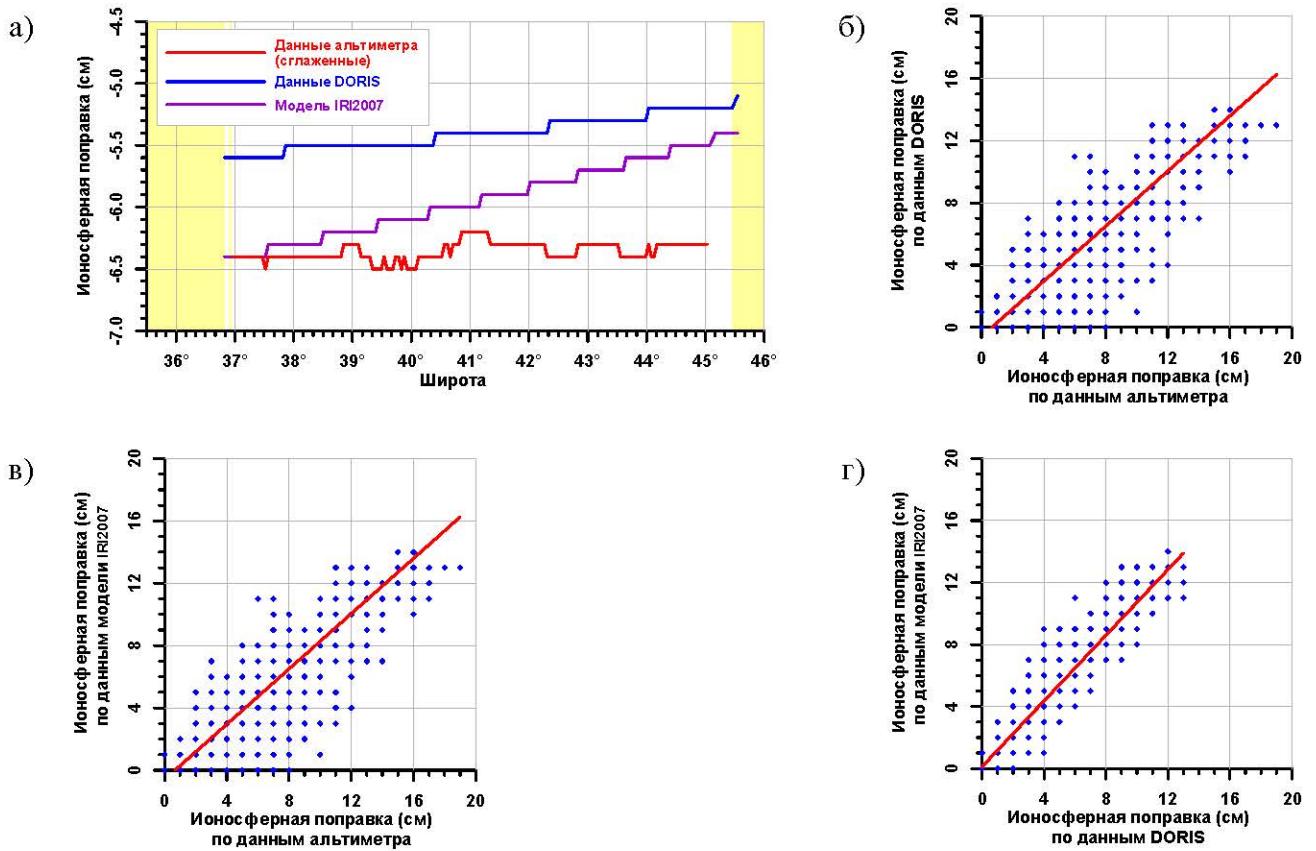
Ионосферную поправку так же можно рассчитывать по данным GPS или ГЛОНАСС с использование (3.8), (3.10) и (3.11) (Fleury et al., 1991). Точность этих расчетов не превышает точности расчетов по данным системы DORIS.

Общее количество электронов, необходимое для расчета  $dh_{iono}$  (3.8), может быть получено из результатов модельных расчетов. Известны различные модели ионосферы (Иванов-Холодный, Михайлов, 1980): теоретические, эмпирические и полуэмпирические. Теоретические модели требуют больших вычислительных затрат (как по ресурсам, так и по времени расчета). От этого недостатка не свободны и полуэмпирические модели, хотя они сочетают в себе достоинства теоретических и эмпирических моделей. Поэтому в последнее время в прогнозировании большое распространение получили эмпирические модели ионосферы.

Наибольшую известность имеет совершенствующаяся международная модель ионосферы IRI (International Reference of Ionosphere – Международная справочная модель ионосферы). Последняя версия – IRI2007 (Bilitza, Reinisch, 2008) является глобальной медианной моделью ионосферы (т.е. позволяет проводить расчеты в любой точке земного шара). В IRI2007 используются данные мировой сети ионозондов, радаров некогерентного рассеяния, спутников и ракет. Модель рассчитывает плотность и температуру электронов; температуру и состав ионов ( $O^+$ ,  $H^+$ ,  $He^+$ ,  $NO^+$ ,  $O_2^+$ ), ионный дрейф, интегральную плотность электронов в диапазоне высот от 50 до 1500 км.

Анализ изменчивости вдоль трека величины ионосферной поправки для акватории Каспия, рассчитанных по данным альtimетра, системы DORIS<sup>1</sup> и результатам модельных расчетов и представленных в базах данных спутников Т/P, J1/2, показал

<sup>1</sup> - Акваторию Каспийского моря охватывает одна станция слежения системы DORIS, расположенная в Китабе (Узбекистан).



**Рис. 3.10** Изменчивость величины ионосферной поправки (см) вдоль 092 трека спутника J2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл), рассчитанной альтиметра, системы DORIS и по данным модели IRI2007 (а). Диаграмма рассеяния этой поправки для 092 трека (б–г) за интервал времени сентябрь 1992 г.–декабрь 2012 г. На (а) желтым цветом выделены области суши.

следующее (рис. 3.10). Величина  $dh_{iono}$ , рассчитанная по данным альтиметра изменяется в пределах от -7 до -5 см и сильно изменяется вдоль трека. В работе (Imel, 1994) рекомендуется проводить сглаживание величины ионосферной поправки с окном не менее 100 км. В этом случае величина  $dh_{iono}$  изменяется в диапазоне 0–19 см. Для расчетов ионосферной поправки по данным системы DORIS и результатами модельным расчетов характерно ступенчатая изменчивость вдоль трека, что обусловлено пространственным разрешением моделей и отсутствием интерполяции  $dh_{iono}$  по времени к моменту измерений, проводимых альтиметром (рис. 3.10). Диапазон изменчивости  $dh_{iono}$  составляет 0–16 см. Коэффициент корреляции между расчетами по данным альтиметра, данными системы DORIS и результатами расчетов по модели IRI2007 составляет: альтиметр–DORIS – 0,867 и альтиметр–IRI2007 – 0,887, а DORIS–IRI2007 – 0,940.

Следуя советам экспертов для акватории Каспийского моря используется величина ионосферной поправки, рассчитанная по данным альтиметра, и сглаженная с окном 25 км.

### **3.2.2 Учет поправок на состояние подстилающей поверхности**

В соответствии с теорией (Jackson, 1979; Glazman, Srokosz, 1991) поправок на состояние подстилающей поверхности  $dh_{emb}$  зависит от значимой высоты волн  $h_{swh}$ . Базы данных спутников Т/Р и J1/2 содержат величину поправки на состояние подстилающей поверхности, рассчитанные по формуле

$$dh_{emb} = h_{swh} \left( a + b h_{swh} + c U + d U^2 \right), \quad (3.12)$$

где  $h_{swh}$  – значимая высота волн,  $U$  – модуль скорости ветра, рассчитанный по данным альтиметра (раздел 2.9). Коэффициенты  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и  $d$  зависят от рабочей частоты альтиметра. Их можно найти в соответствующих разделах описаний баз данных для каждого спутника или в работе (Glazman et al, 1994).

### **3.2.3 Учет геофизических поправок**

В Каспийском море прилив имеет полусуточный или неправильный полусуточный характер (Малиновский, 1926; Спидченко 1973, Kouraev et al., 2011). На побережье высота прилива не превышает 12 см, а в открытом море – 2 см, поэтому многие исследователи считают Каспийское море не приливным, т.е. поправка на морские приливы и нагрузка на морское ложе для данного региона не учитывалась в отличии от поправок на земные приливы и полусуточные приливы (раздел 2.10.2.2–2.10.2.3).

Поправка обратного барометра (раздел 2.10.1) также не учитывалась.

### **3.2.4 Учет систематической ошибки**

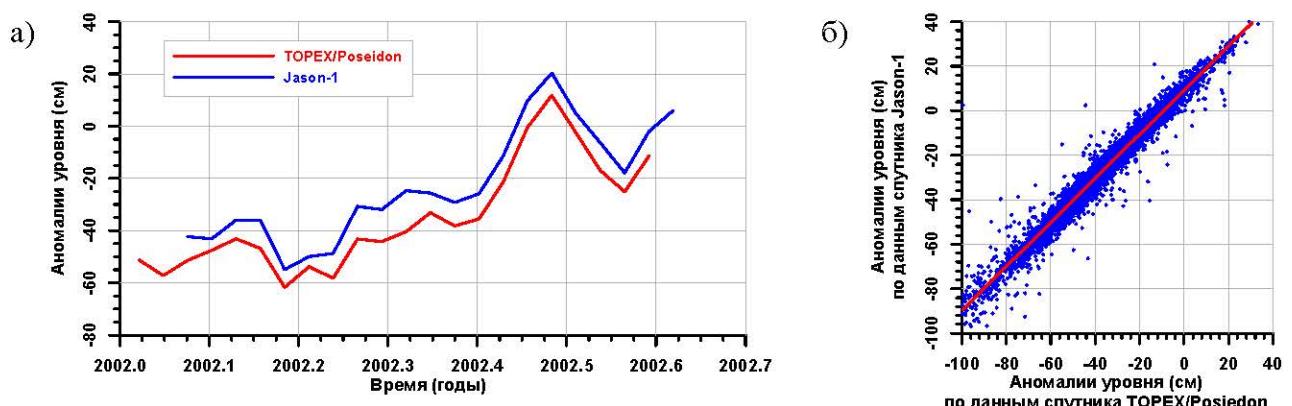
Объединение данных спутников Т/Р и J1/2 в единый ряд альтиметрических измерений требует проведения анализа данных за временной интервал работы

спутников в режиме тандема. Такой режим работы предполагал, что спутники имеют одинаковые параметры орбиты, треки спутников совпадают, а разница по времени в пролете одного спутника за другим минимальна. Для спутников J1 и T/P и спутников J1 и J2 эта разница в среднем 70 с.

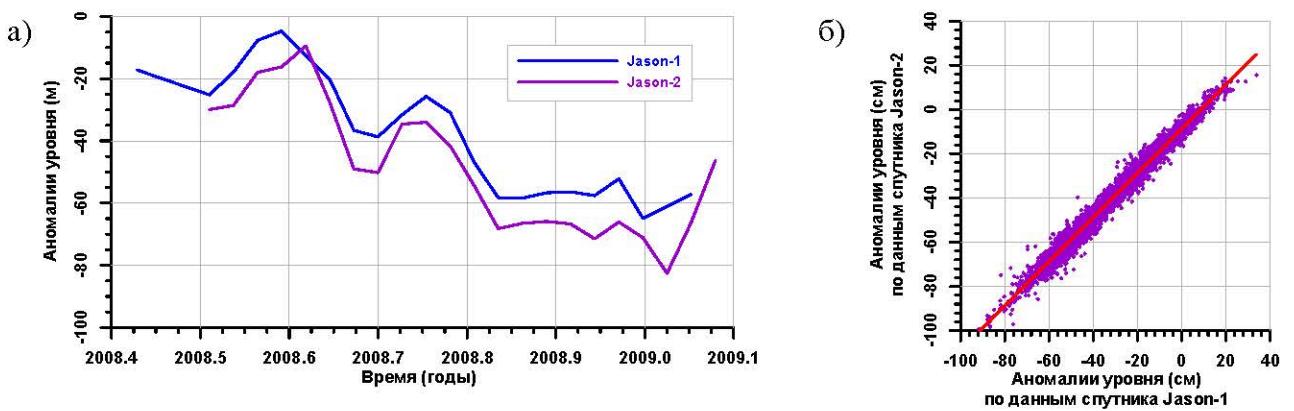
Спутники T/P (344–364 циклы) и J1 (1–21 циклы) работали в тандеме с января по август 2002 г., а спутники J1 (239–259 циклы) и J2 (0–20 циклы) — с августа 2008 г. по январь 2009 г.

Систематическая ошибка между альtimетрическими измерениями **высоты морской поверхности** спутниками T/P и J1 для Мирового океана в среднем составила 3 см. В тропических широтах она составила 2 см, а в умеренных широтах – 4 см (Ponte et al., 2007). Для Каспийского моря анализ показал, что измерения ВМП, проводимые альтиметром спутника J1, превышают измерения спутника T/P в среднем на  $9,19 \pm 1,48$  см (рис. 3.11а). Коэффициент корреляции между данными составил 0,990 (рис. 3.11б).

Для Мирового океана систематическая ошибка между альтиметрическими измерениями ВМП спутниками J1 и J2 в среднем составила 17 см (Dumont et al., 2011). Измерения ВМП, проводимые альтиметром спутника J1, на акватории Каспийского моря превышают измерения спутника J2 в среднем на  $8,85 \pm 0,84$  см (рис. 3.12а), а коэффициент корреляции между данными составляет 0,999 (рис. 3.12б).



**Рис. 3.11** Временная изменчивость аномалий уровня (см) Каспийского моря (а) в точке ( $50^{\circ}49'56,7''$  в.д. и  $41^{\circ}26'5,7''$  с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J1 (а) и диаграмма рассеяния ВМП для всей акватории моря (б) за интервал времени совместной работы в режиме тандема.



**Рис. 3.12** Временная изменчивость аномалий уровня (см) Каспийского моря (а) в точке ( $50^{\circ}49'56,7''$  в.д. и  $41^{\circ}26'5,7''$  с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альtimетрических измерений спутников J2 и J1 (а) и диаграмма рассеяния измерений ВМП для всей акватории моря (б) за интервал времени совместной работы в режиме тандема.

При обработке данных альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 для акватории Каспийского моря учет этих систематических ошибок обязателен для объединения данных ДЗЗ в единый временной ряд.

Для расчетов **скорости приводного ветра** на высоте 10 м скорости  $U_{10}$  по коэффициенту обратного рассеяния  $\sigma^0$ , рассчитанному по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р используется алгоритм, предложенный в работе (Chelton, Wentz, 1986), который был позднее модифицирован (Witter, Chelton, 1991a):

$$U_{10} = \sum_{n=0}^4 A_n (\sigma_{cor}^0)^n, \quad (3.13)$$

где  $\sigma_{cor}^0 = \sigma^0 - 0,63$  – скорректированный коэффициент обратного рассеяния,  $A_n$  – эмпирические коэффициенты, которые отличаются для различных диапазонов  $\sigma_{cor}^0$  (табл. 3.3). В случае, когда  $\sigma_{cor}^0 > 19,6$  дБ расчеты скорости приводного ветра не проводятся.

Расчет скорости приводного ветра по данным альтиметрических измерений спутников J1 и J2 проводился по коэффициенту обратного рассеяния  $\sigma^0$  и значимой высоте волн  $h_{swh}$  как

$$U_{10} = f(\sigma^0, h_{swh}). \quad (3.14)$$

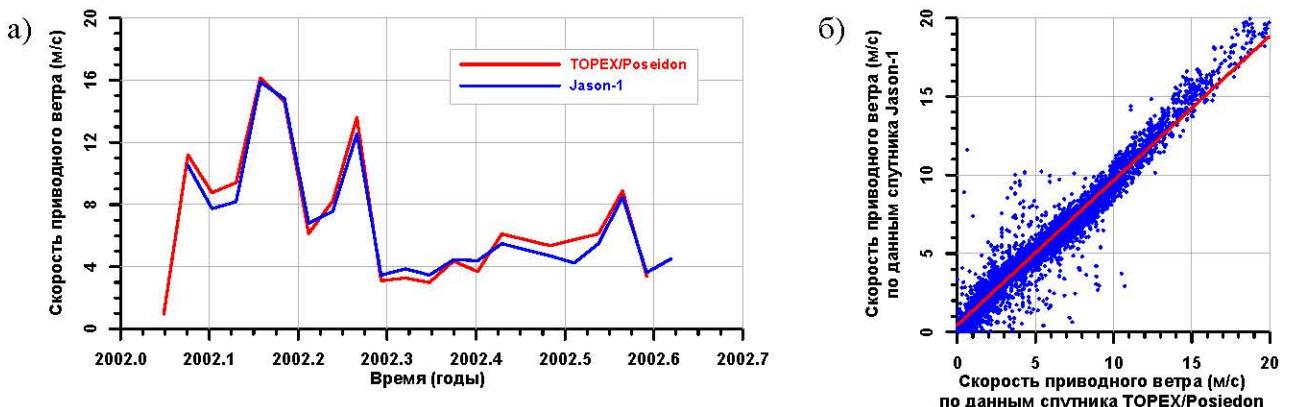
**Таблица 3.3** Значения эмпирических коэффициентов для расчета  $U_{10}$  по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р (AVISO/Altimetry, 1996).

Эмпирические коэффициенты	<b>Интервалы изменения скорости приводного ветра</b>	
	$U_{10} > 7,30, \text{ м/с}$	$0,01 \leq U_{10} \leq 7,30, \text{ м/с}$
	<b>Интервалы изменения коэффициента обратного рассеяния</b>	
	$\sigma_{cor}^0 < 10,8, \text{ дБ}$	$10,8 \leq \sigma_{cor}^0 \leq 19,6, \text{ дБ}$
$A_0$	51,045307042	317,474299469
$A_1$	-10,982804379	-73,507895088
$A_2$	1,895708416	6,411978035
$A_3$	-0,174827728	-0,248668296
$A_4$	0,005438225	0,003607894

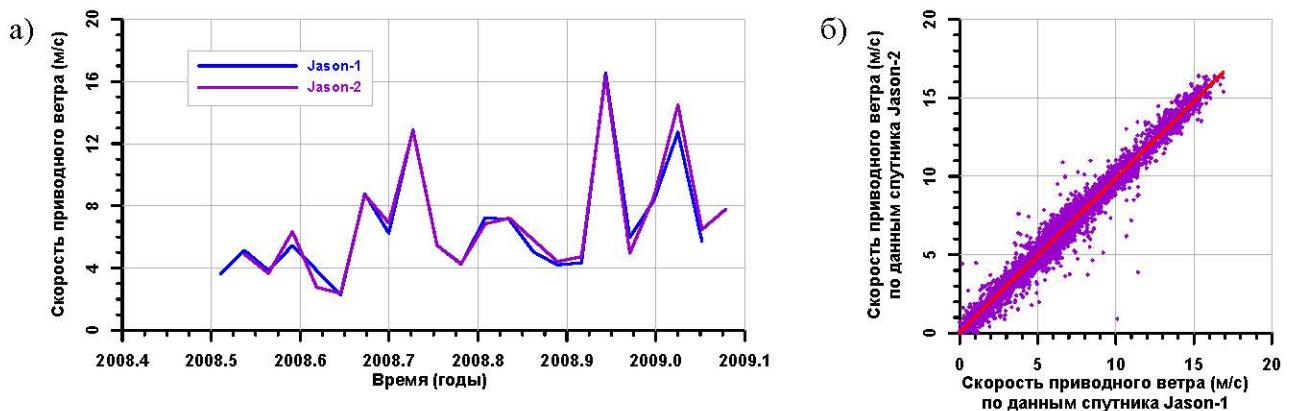
Алгоритмы поиска и расчета соответствующих эмпирических коэффициентов параметризации функции (3.14) предложены соответственно в работах (Elfouhaily et al., 1998) и (Gourrion et al., 2002).

Таким образом для объединения данных спутников Т/Р и J1 в единый временной ряд сравнительный анализ скоростей приводного ветра для времени работы спутников в режиме тандема особенно актуален.

Систематическая ошибка между расчетами  $U_{10}$  по альтиметрическими измерениями спутника J1, превышают расчеты по данным спутника Т/Р в среднем

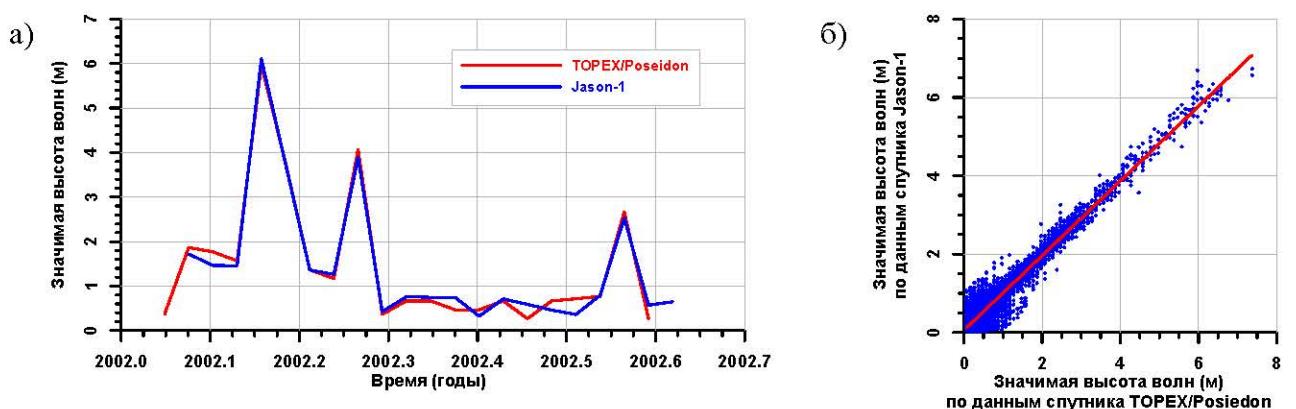


**Рис. 3.13** Временная изменчивость скорости приводного ветра (м/с) (а) в точке ( $50^{\circ}49'56,7''$  в.д. и  $41^{\circ}26'5,7''$  с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1 (а) и диаграмма рассеяния  $U_{10}$  для всей акватории моря (б) за интервал времени совместной работы в режиме тандема.

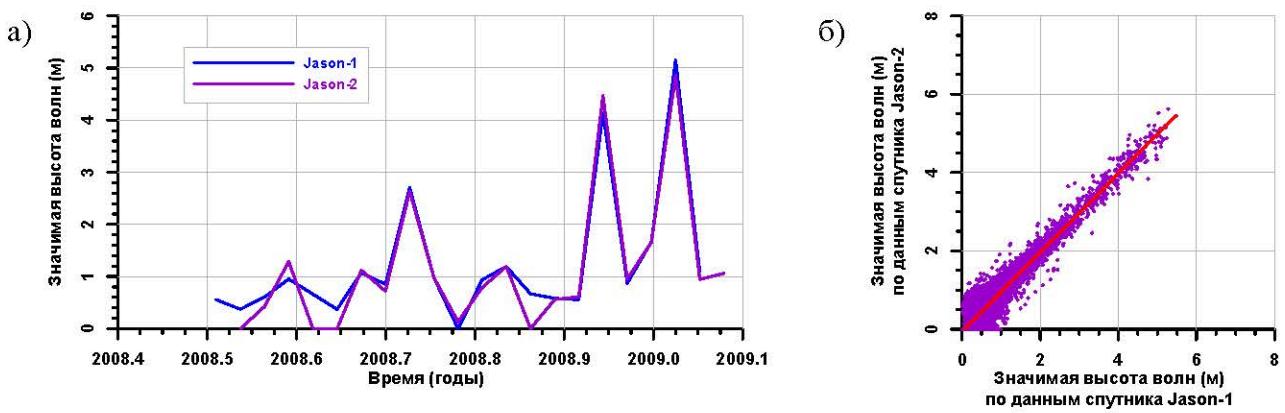


**Рис. 3.14** Временная изменчивость скорости приводного ветра (м/с) (а) в точке ( $50^{\circ}49'56,7''$  в.д. и  $41^{\circ}26'5,7''$  с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников J1 и J2 (а) и диаграмма рассеяния  $U_{10}$  для всей акватории моря (б) за интервал времени совместной работы в режиме тандема.

на  $0,43 \pm 0,49$  м/с (рис. 3.13а), что не превышает точность расчета скорости приводного ветра на высоте 10 м для скоростей приводного ветра менее 20 м/с (Chelton et al., 2001) (раздел 2.7). Коэффициент корреляции между данными составил 0,9212 (рис. 3.13б). Расчеты  $U_{10}$  по данным спутников J1 и J2 на акватории Каспийского моря совпадают с точностью  $0,05 \pm 0,23$  м/с (рис. 3.14а), а коэффициент корреляции между данными составляет 0,981 (рис. 3.14б).



**Рис. 3.15** Временная изменчивость высоты морских волн (см) Каспийского моря (а) в точке ( $50^{\circ}49'56,7''$  в.д. и  $41^{\circ}26'5,7''$  с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников ТОPEX/Poseidon и J1 (а) и диаграмма рассеяния  $h_{swh}$  для всей акватории моря (б) за интервал времени совместной работы в режиме тандема.



**Рис. 3.16** Временная изменчивость высоты морских волн (см) Каспийского моря (а) в точке ( $50^{\circ}49'56,7''$  в.д. и  $41^{\circ}26'5,7''$  с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альtimетрических измерений спутников J2 и J1 (а) и диаграмма рассеяния  $h_{swh}$  для всей акватории моря (б) за интервал времени совместной работы режиме тандема.

Таким образом объединение временных рядов  $U_{10}$ , 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 (Chelton et al., 2001).

Для Каспийского моря анализ показал, что расчеты **высот ветровых волн**, проводимые по данным альтиметрических измерений спутника J1, превышают расчеты  $h_{swh}$  по данным спутника Т/Р и J2 в среднем соответственно на  $0,05 \pm 0,04$  м (рис. 3.15а, рис. 3.16а). Коэффициент корреляции между данными соответственно составили 0,953 (рис. 3.15б) и 0,993 (рис. 3.16б).

### 3.2.5 Приведение данных к единому отсчетному эллипсоиду

Поверхность, относительно которой определяются все остальные поверхности, называется *отсчетным эллипсоидом*. Он представляет собой эллипсоид вращения, который определяется большой и малой полуосами или экваториальным радиусом –  $\alpha$  и коэффициентом сжатия –  $f$  (ГОСТ Р 52572–2006).

Для спутников Т/Р и J1/2 параметры отсчетного эллипса соответствуют параметрам Мировой геодезической системы WGS–84 (Rapp, 1984)  $\alpha = 6378,1363$  км и  $f = 1/298,257$ . Основные модели средних высот морской поверхности также рассчи-

Таблица 3.4 Параметры отсчетного эллипсоида для основных программ альtimетрических измерений.

Спутник	Экваториальный радиус, км	Коэффициент сжатия
GEOSAT	6378.1370	1/298.257223563
GFO-1	6378.1363	1/298.257000000
ГЕОИК-1/.../9	6378.1360	1/298.257839303
ERS-1/2	6378.1370	1/298.257223563
ENVISAT		
TOPEX/Poseidon	6378.1363	1/298.257000000
Jason-1		
Jason-2		

тываются относительно данной системы. Для других спутников параметры отсчетного эллипсоида отличаются от параметров WGS-84 (табл. 3.4)

В случае различия параметров отсчетного эллипсоида для разных спутников или для моделей СВМП, относительно которых рассчитываются аномалии уровня (раздел 2.3) необходимо свести все данные к единому отсчетному эллипсоиду. Для этого можно воспользоваться дифференциальной формулой (Герасимов, 1996):

$$h_2 = h_i - (a_2 - a_1) \left( 1 - \frac{e_1^2}{2} \sin^2 \varphi \right)^{1/2} + \frac{(e_2 - e_1)^2}{2} a_1 \sin^2 \varphi \left( 1 - \frac{e_1^2}{2} \sin^2 \varphi \right),$$

где  $h_i$  – высота относительно  $i$ -го отсчетного эллипсоида с параметрами  $a_i$  (экваториальным радиусом),  $f_i$  (коэффициент сжатия) и  $e_i = 2f_i - f_i^2$  (эксцентриситет),  $\varphi$  – широта, или провести это через прямоугольную систему координат (Морозов, 1979).

Так как для Каспийского моря нами были выдраны данные альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2, параметры отсчетного эллипсоида которых совпадают (табл. 3.4), то процедура приведение данных измерений к единому отсчетному эллипсоиду не проводилась.

### 3.3 Ретрекинг формы отраженного импульса

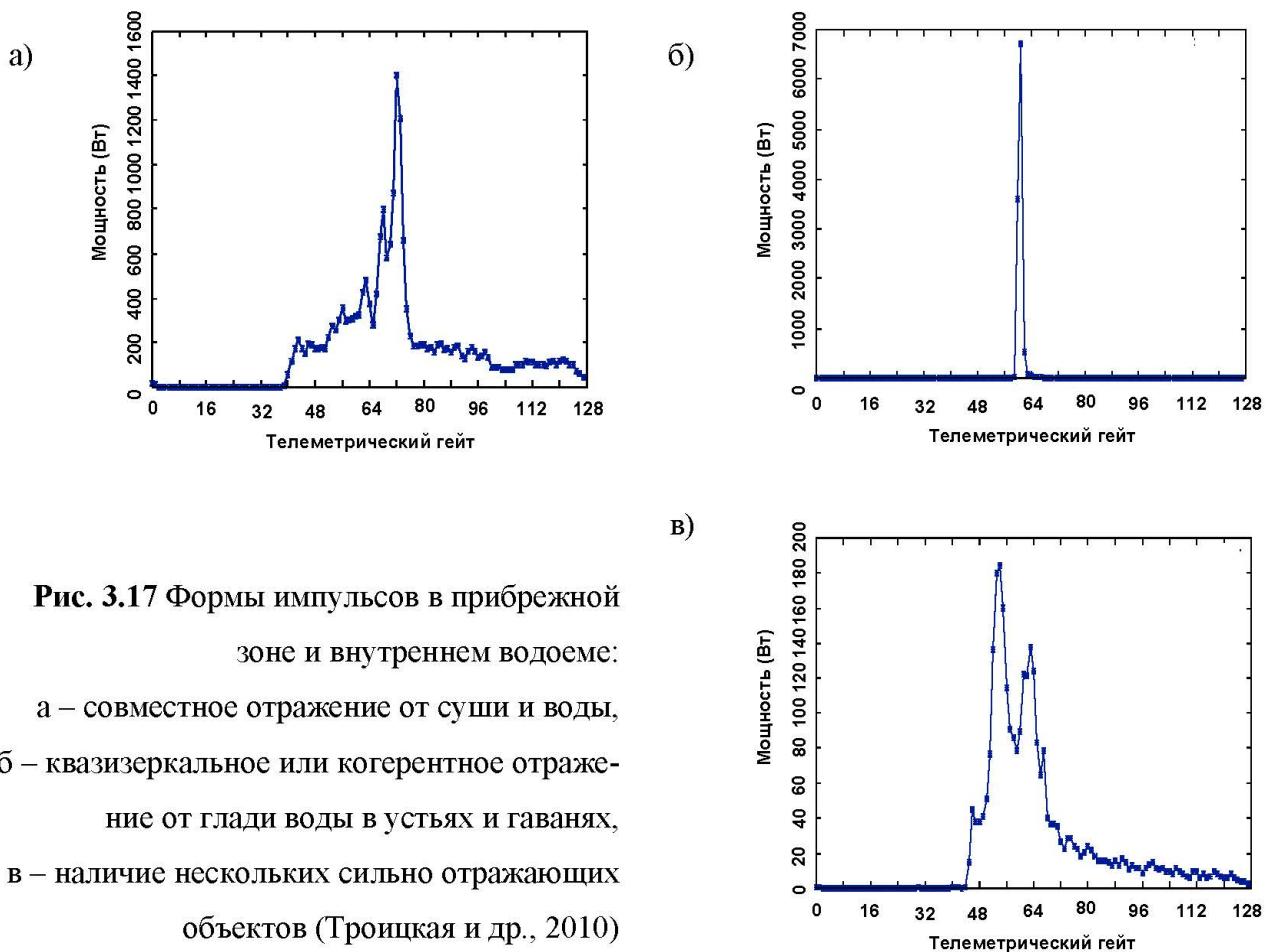
Проблемы обработки данных спутниковой альтиметрии для внутренних и окраинных морей очень схожи с теми, которые возникают при попытке монито-

ринга прибрежной зоны океана, и в первую очередь связаны с искажением телеметрического сигнала при отражении от поверхности суши (Garlick et al., 2004).

### 3.3.1 Особенности альтиметрии внутренних водоемов

В прибрежной зоне формы телеметрических импульсов, принимаемых антенной альтиметра, существенно отличаются от импульсов, формирующихся в открытом океане. Это связано с влиянием отражения от суши. На рисунке 3.17 показаны примеры телеметрических импульсов, формирующихся за счет совместного отражения от суши и воды (рис. 3.17а), квазизеркального или когерентного отражения от глади воды в устьях и гаванях (рис. 3.17б) и других сильно отражающих объектов (прибрежных строений, сливков большой площади и т. п.) – см. рисунок 3.17в.

При наличии дополнительных пиков форма импульса плохо аппроксимируется формулой Брауна, что приводит к ошибке в определении положения перед-

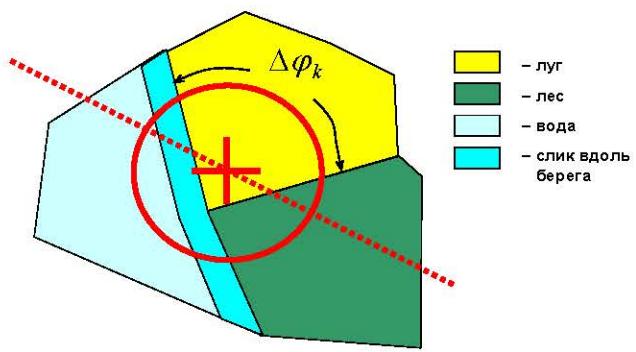


**Рис. 3.17** Формы импульсов в прибрежной зоне и внутреннем водоеме:  
а – совместное отражение от суши и воды,  
б – квазизеркальное или когерентное отражение от глади воды в устьях и гаванях,  
в – наличие нескольких сильно отражающих объектов (Троицкая и др., 2010)

него фронта импульса, а следовательно, к неправильному нахождению высоты спутника над поверхностью воды, уровня водной поверхности. При этом неверно определяются и другие величины, например скорость ветра и высота волнения. В связи с этим в последние годы активно развиваются специальные алгоритмы, применимые для обработки альтиметрической информации в прибрежной зоне (Anzenhofer et al., 1999; Deng, Featherstone, 2006; Guo et al., 2010), на крупных реках (Koblinsky et al., 1993; Birkett, 1998; Alsdorf et al., 2001; Campos et al., 2001; Birkett et al., 2002; Maheu et al., 2003; Kouraev et al., 2004b) и озерах (Kostianoy et al., 2004; Berry et al., 2005; Cretaux, Birkett, 2006; Cretaux et al., 2011a; Cretaux et al., 2011b; Лебедев, Костяной, 2013; Kostianoy et al., 2014), однако до настоящего времени не создана единая регулярная методика, позволяющая использовать ДЗЗ для успешного нахождения уровня воды в условиях, когда отражение от суши существенно влияет на формы принимаемых телеметрических импульсов. Существуют различные алгоритмы ретрекинга, применяемые для определения времени прихода отраженного импульса, например пороговый ретрекинг,  $\beta$ -ретрекинг, Ocean-1/2, Ice-1/2 (Martin et al., 1993; Davis, 1997; Deng, Featherstone, 2006; Guo et al., 2010) и т.д.

### 3.3.2 Региональный адаптивный ретрекинг

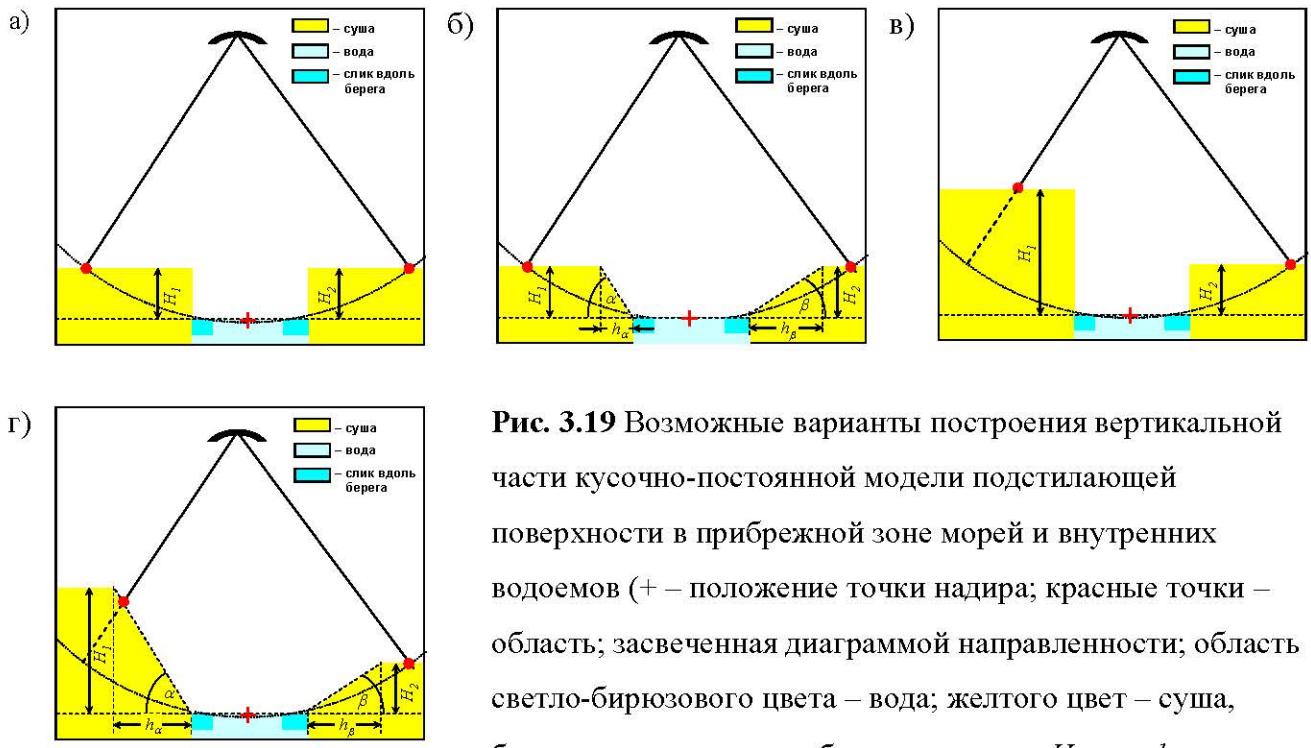
Метод регионального адаптивного ретрекинга основан на построении теоретической модели, описывающей формирование телеметрического импульса за счет отражения от кусочно-постоянной модельной поверхности (рис. 3.18, 3.19), отражающей географические особенности рассматриваемого региона (Рыбушкина и др., 2011).



**Рис. 3.18** Кусочно-постоянная модель подстилающей поверхности  
(+ – положение точки надира, пунктирная прямая – линия движения спутника, окружность – граница засвеченной области в данный момент времени).

Для решения прямой задачи определения форм импульсов, рассеянных подстилающей поверхностью в прибрежной зоне морей и внутренних водоемов, необходимы оценки высот и уклонов берегов для исследуемого региона по данным о топографии поверхности суши. Возможные варианты построения вертикальной части кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности представлены на рисунке 3.19. Пусть засвеченная (отражающая) поверхность представляет собой совокупность нескольких различных по высоте (рис. 3.19) и отражающим свойствам частей (например, вода, слики, болото, суши и т. п.) (рис. 3.18). Предположим, что ось антенны альтиметра направлена строго в надир ( $\xi = 0$ ). В рамках принятых модельных выражений для параметров поверхности и антенны и после перехода при интегрировании по засвеченной поверхности к полярным координатам формула Брауна (2.6) принимает вид:

$$P_i(\tau) = \frac{P_0}{\sqrt{2\pi}h^4} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{\sigma^0(\rho, \varphi)}{s(\rho, \varphi)} e^{-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha(\rho, \varphi)\right) \frac{\rho^2}{h^2}} \exp \left[ -\frac{(c\tau - 2H(\rho, \varphi) - \rho^2/h)^2}{8s^2(\rho, \varphi)} \right] \rho d\rho d\varphi, \quad (3.15)$$



**Рис. 3.19** Возможные варианты построения вертикальной части кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности в прибрежной зоне морей и внутренних водоемов (+ – положение точки надира; красные точки – область; засвеченная диаграммой направленности; область светло-бирюзового цвета – вода; желтого цвета – суши, бирюзового цвета – прибрежные слики;  $H_1$ ,  $\alpha$ ,  $h_\alpha$  – высота, угол уклона и ширина уклона правого берега;  $H_2$ ,  $\beta$ ,  $h_\beta$  – высота, угол уклона и ширина уклона правого берега).

высота, угол уклона и ширина уклона правого берега;  $H_2$ ,  $\beta$ ,  $h_\beta$  – высота, угол уклона и ширина уклона правого берега).

где  $H(\rho, \phi)$  – отклонение высоты подстилающей поверхности от среднего уровня. В случае неоднородной поверхности параметры в (3.15) являются функциями координат. Однако для кусочно-постоянной модели (изображенной на рисунке 3.18) эти параметры постоянны в пределах каждой части поверхности, и интегрирование по каждой отдельной части дает

$$P_k(\tau) = \frac{P_0 \sigma_k^{(0)}}{4\pi h^4} \exp\left(-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha_k\right) \frac{(c\tau - 2H_k)}{h}\right) \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{(c\tau - 2H_k)}{2\sqrt{2}\sqrt{s_k^2 + c^2\tau_i^2}}\right)\right) \times \Delta\Phi_k(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau - 2H_k)}), \quad (3.16)$$

где величины с индексом  $k$ :  $\sigma_k^{(0)}$ ,  $\alpha_k$ ,  $s_k$  – соответствуют параметрам рассеяния и шероховатости для данной ( $k$ -й) части подстилающей поверхности.

Из соотношения (3.15) видно, что вклад в отражение от каждой части поверхности описывается аналогом формулы Брауна (2.7) при  $\xi=0$ . В отличие от формулы Брауна (2.6), где интегрирование по углу  $\phi$  в силу однородности отражающей поверхности дает множитель  $2\pi$ , формула для кусочно-постоянной модели (3.16) содержит множитель  $\Delta\Phi_k(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau - 2H_k)})$ . Это означает, что в каждый момент времени  $\tau$  вклад в отражение дает дуга окружности  $\Delta\Phi_k$  (рис. 3.18) 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 которого отраженный сигнал отданной 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 поверхностно-активных веществ (ПАВ), их вклад в отражение можно рассчитать, используя выражение (3.15), если предположить, что сливовая область представляет собой узкую полосу ширины  $d_{sl}$  положение которой задается уравнением береговой линии  $y = y(l)$  и  $x = x(l)$ . Тогда мощность, рассеянная сливками, определяется соотношением

$$P_{sl}(\tau) = \frac{P_0 \sigma_{sl}^{(0)} d_{sl}}{\sqrt{2\pi h^4 s_{sl}}} \exp \left[ -\left( \frac{4}{\gamma} + \alpha_{sl} \right) \frac{c\tau - 2H_{water}}{h} \right] \times \\ \times \int_c \exp \left[ -\left( c\tau - 2H_{water} - \frac{(x(l) - x_N)^2 + (y(l) - y_N)^2}{h} \right)^2 / 8s_{sl}^2 \right] dl \quad (3.17)$$

В силу гладкости водной поверхности в слике  $s_{sl} = c\tau_i$ , величины параметров рассеяния  $\sigma_{sl}^{(0)}$  и  $\alpha_{sl}$  значительно превышают их значения для вззволнованной водной поверхности.

Общая отраженная мощность при движении спутника вдоль трека представляет сумму от всех частей поверхности  $P(\tau) = \sum_k P_k(\tau)$ .

На ее основе формулируются критерии отбора телеметрических импульсов и обосновывается применимость алгоритма ретрекинга для определения параметров подстилающей поверхности в прибоежных зонах внутренних и окраинных морей и во внутренних водоемах.

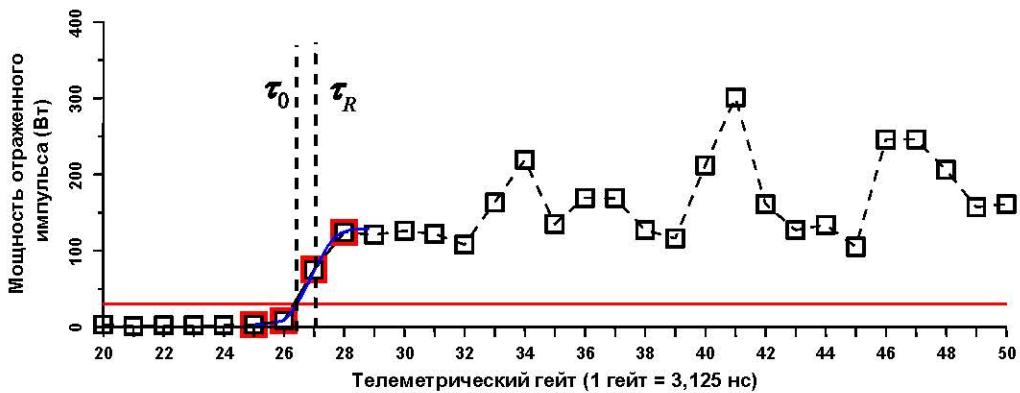
Параметры, входящие в выражения (3.16) и (3.17) определяются свойствами поверхности. Так, для акватории водохранилища высота  $H_{water}$  – это уровень воды, параметр  $s$  определяется существенной высотой волнения  $h_{swh}$  как  $s = h_{swh}/2$ ,  $\sigma$  характеризует рассеивающие свойства поверхности воды и зависит от скорости ветра. Для поверхности суши вблизи водохранилища высота  $H$  определяется рельефом местности,  $s$  – шероховатостью поверхности суши, а  $\sigma$  зависит от отражающих свойств суши. При построении модели параметры суши считаются фиксированными.

Выбирая параметры модели (3.15), (3.16) и (3.17) в соответствии со сделанными оценками, проводится расчет теоретических формы телеметрических импульсов.

После определения критериев отбора импульсов предлагается проводить двухшаговую процедуру ретрекинга. На первом шаге (*пороговый ретрекинг*) грубо определяется точка прихода импульса  $t_0$  по превышению определенного порога  $q_0$  (рис. 3.20)

На втором шаге (*улучшенный пороговый ретрекинг*) 4 точки вблизи порога аппроксимируются функцией ошибок

$$A \left( 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{\tau - \tau_R}{s} \right) \right) \quad (3.18)$$



**Рис. 3.20** Пример формы отраженного импульса альтиметра спутника J1 (142 трек, 162 цикл) в  $Ki$  диапазоне (синяя сплошная прямая – пороговое значение мощности  $q_0$ ,  $\tau_0$  – пороговый ретрекинг,  $\tau_R$  – улучшенный пороговый ретрекинг).

Точки аппроксимированные функцией ошибок выделены красным цветом.

и параметры  $A$ ,  $\tau_R$ ,  $S$  определяются из алгоритма оптимизации (минимизируются среднеквадратичные отклонения). Возможность аппроксимации переднего фронта части импульса, отраженной от поверхности водоема, функцией ошибок доказана выше в рамках теоретической модели (Троицкая и др., 2011). Действительно, в формуле (3.16) входящая в правую часть экспонента является гладкой функцией по сравнению с функцией ошибок  $\text{erf}$ , поэтому нарастание мощности импульса вблизи переднего края можно считать заданным функцией ошибок. Улучшенный ретрекинг (рис. 3.20) дает более точное значение для трековой точки (середины переднего фронта импульса, отраженного водой). Трудности применения данного метода связаны лишь с выбором адекватной процедуры оптимизации. Заметим, что при определении момента прихода импульса с помощью стандартного алгоритма полученная трековая точка помещается в 32 гейт графика (рис. 3.20), что приводит к ошибке во времени прихода в 5 гейтов и ошибке в уровне воды в 2,5 м (Троицкая и др., 2011).

Для решения прямой задачи определения форм импульсов, рассеянных подстилающей поверхностью, необходимы оценки типичных значений основных параметров модели, входящих в выражения (3.16) и (3.17), для исследуемого региона.

В заключение сформулируем основные принципы разработанного алгоритма регионального адаптивного ретрекинга, который может применяться как для внутренних водоемов, так и для прибрежных вод:

- создание кусочно-постоянной топографической модели засвеченной зоны;
- решение прямой задачи определения модельных волновых форм на основе топографической модели поверхности;
- формулировка критериев отбора телеметрических импульсов;
- пошаговое решение обратной задачи путем порогового и улучшенного порогового ретрекинга.

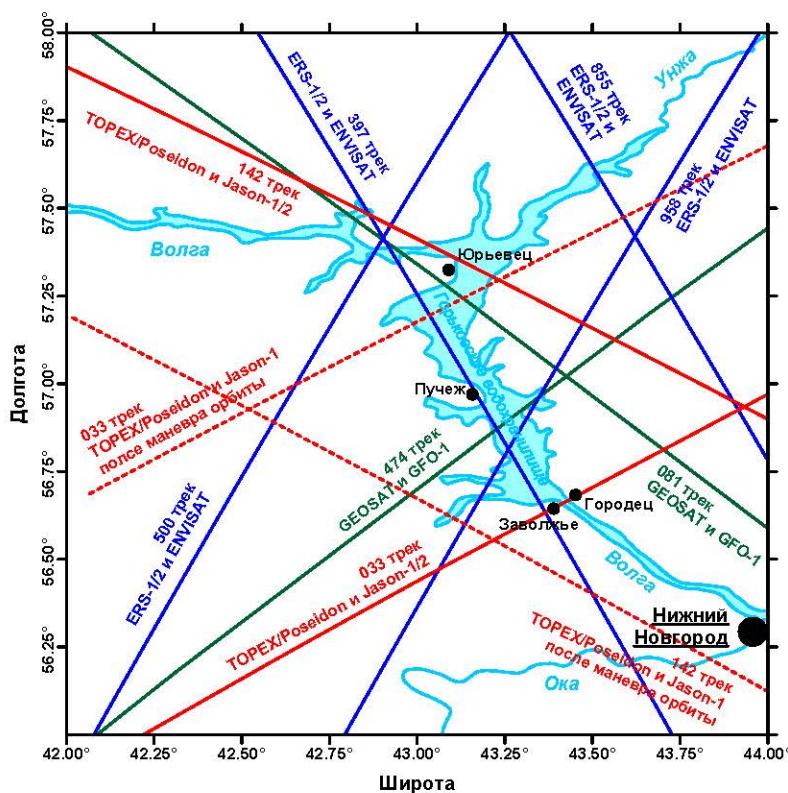
### **3.3.3 Уровень воды в Горьковском водохранилище**

Изначально алгоритм регионального адаптивного ретрекинга разрабатывался для исследования гидрологического режима Горьковского водохранилища.

#### ***3.3.3.1 Физико-географические особенности***

Горьковское водохранилище расположено в верхней части бассейна реки Волга, и это одно из девяти водохранилищ Волжско-Камского каскада. Образовано плотиной Нижегородской ГЭС, заполнено в 1955–1957-х годах. Площадь водохранилища составляет  $1\ 590\ \text{км}^2$ , объём –  $8,71\ \text{км}^3$ , средняя глубина – 3,65 м, максимальная глубина – 22 м, длина – 427 км, ширина – до 16 км. Судоходной является правая сторона водохранилища (Гидрометеорологический режим..., 1975).

Расположено оно в Ярославской, Костромской, Ивановской и Нижегородской областях. На верхнем участке вода затопила только пойму и первую террасу. В районе впадения реки Кострома затоплена обширная низина, называемая Костромским заливом. Ниже города Юрьевца на месте древнего Пучеж-Катунского кратера начинается расширенная озеровидная часть водохранилища, в отдельных местах достигая ширины 14 км (Трубе, 1978).



**Рис. 3.21** Положение треков альтиметрических спутников Т/Р и J1/2 (красные линии, штриховой линией показано положение треков после маневра орбиты), ERS-1/2 и ENVISAT (синие линии), GEOSAT и GFO-1 (зеленые линии) над акваторией Горьковского водохранилища

### 3.3.3.2 Выбор и обработка данных

Акваторию Горьковского водохранилища пересекают несколько треков спутников Т/Р и J1/2 (треки 033 и 142), ERS-1/2, ENVISAT (треки 397, 500, 855 и 958), GEOSAT и GFO (треки 081 и 474) (рис. 3.21).

Для анализа гидрологического режима Горьковского водохранилища как и для Каспийского моря наиболее оптимальными являются данные альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 (раздел 3.1). Из двух треков этих спутников, пересекающих акваторию Горьковского водохранилища для исследования временной изменчивости уровня воды был 142 трек, расположенный выше города Юрьевец где начинается озеровидная часть водохранилища. Расположение этого трека вблизи гидропоста и метеостанции Юрьевец позволяет провести калибровку и верификацию данных ДЗЗ. Второй 033 трек пересекает реку Волга ниже плотины Нижегородской ГЭС и данные ДЗЗ полученные вдоль него в расчетах не могут быть использован.

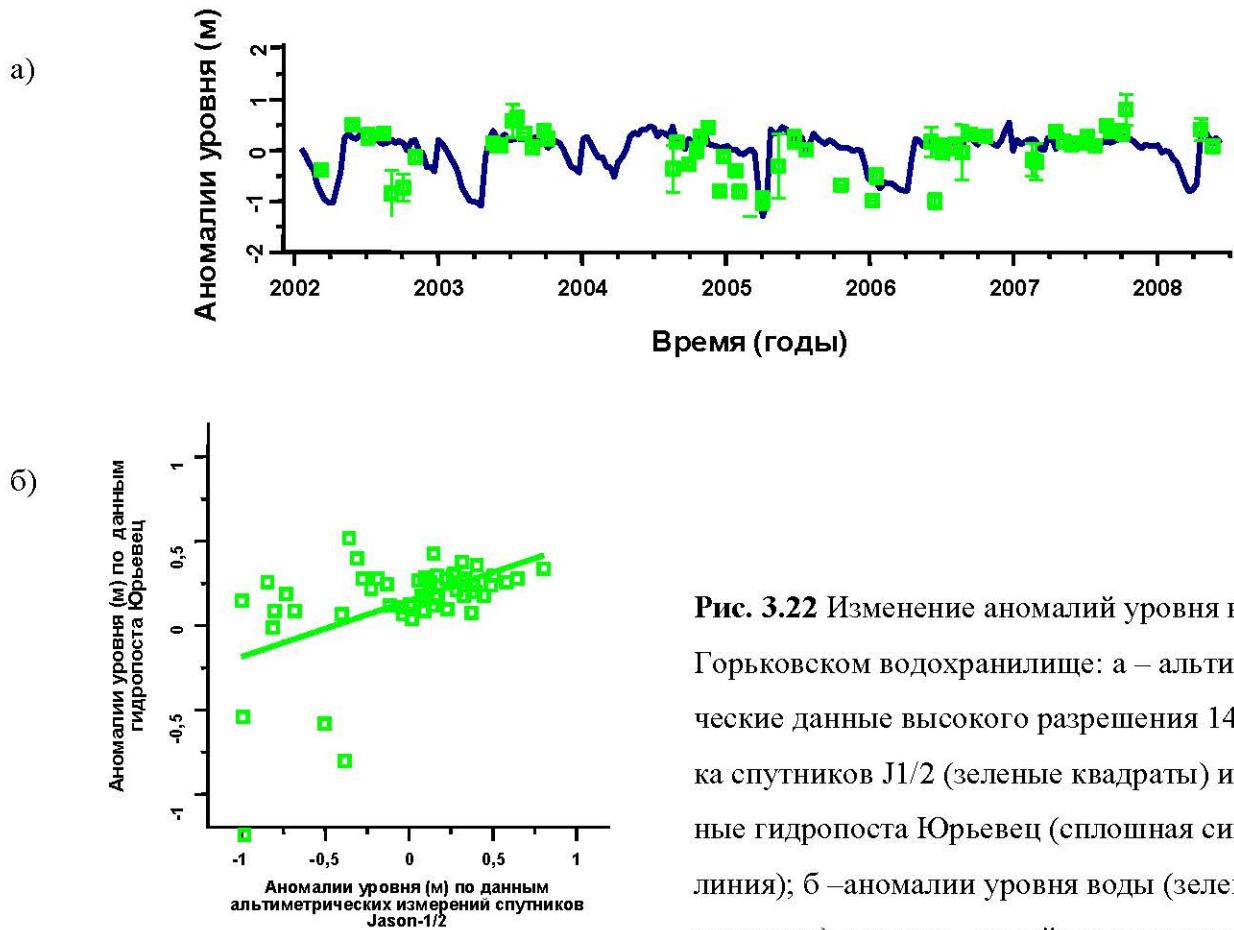
В силу небольшой ширины Горьковского водохранилища (до 14 км) с точки зрения спутниковой альтиметрии всю его территорию можно рассматривать как

прибрежную зону, в связи с чем альtimетрические данные стандартного пространственного разрешения (5,8 км) (раздел 2.4.4), получаемые осреднением по интервалу 1 с, практически отсутствуют. Поэтому на первом этапе были обработаны имеющиеся данные высокого пространственного разрешения из спутника J1 (частота осреднения 20 Гц или временной интервал 0,05 с). При вычислениях были учтены все необходимые поправки (раздел 2.8–2.10) на влияние атмосферы и ионосферы, а также на приливы в земной коре:

- Поправка на влияние атмосферы, связанное с рассеянием радиоимпульсов молекулами газов, входящими в состав воздуха («сухая» атмосферная поправка), и поправка на влажность воздуха определялись на основании данных модели ECMWF.
- Ионосферная поправка определялась по данным системы DORIS. Использование ионосферной поправки, рассчитанной по данным двухчастотного альтиметра, в случае внутренних водоемов также затруднено из-за нестандартной формы импульсов, отраженных поверхностью Земли, частично покрытой водой или льдом.
- Поправка на приливы в земной коре также бралась из модельных расчетов. Поправка «обратного барометра», а также поправки на состояние подстилающей поверхности, на океанские и полюсные приливы, которые используются при определении уровня океана и морей, для случая вод суши не учитываются.

Аналогичная процедура использовалась в работе (Cretaux et al., 2011б) для определения гидрологического режима больших рек Южной Америки, Африки и Сибири и в Геофизическом центре РАН (Лебедев, 2005; Лебедев, Костяной, 2005; Lebedev, Kostyanoy, 2006а; Lebedev, Kostyanoy, 2006б; Lebedev, Kostyanoy, 2008) для определения уровня воды в низовьях реки Волга.

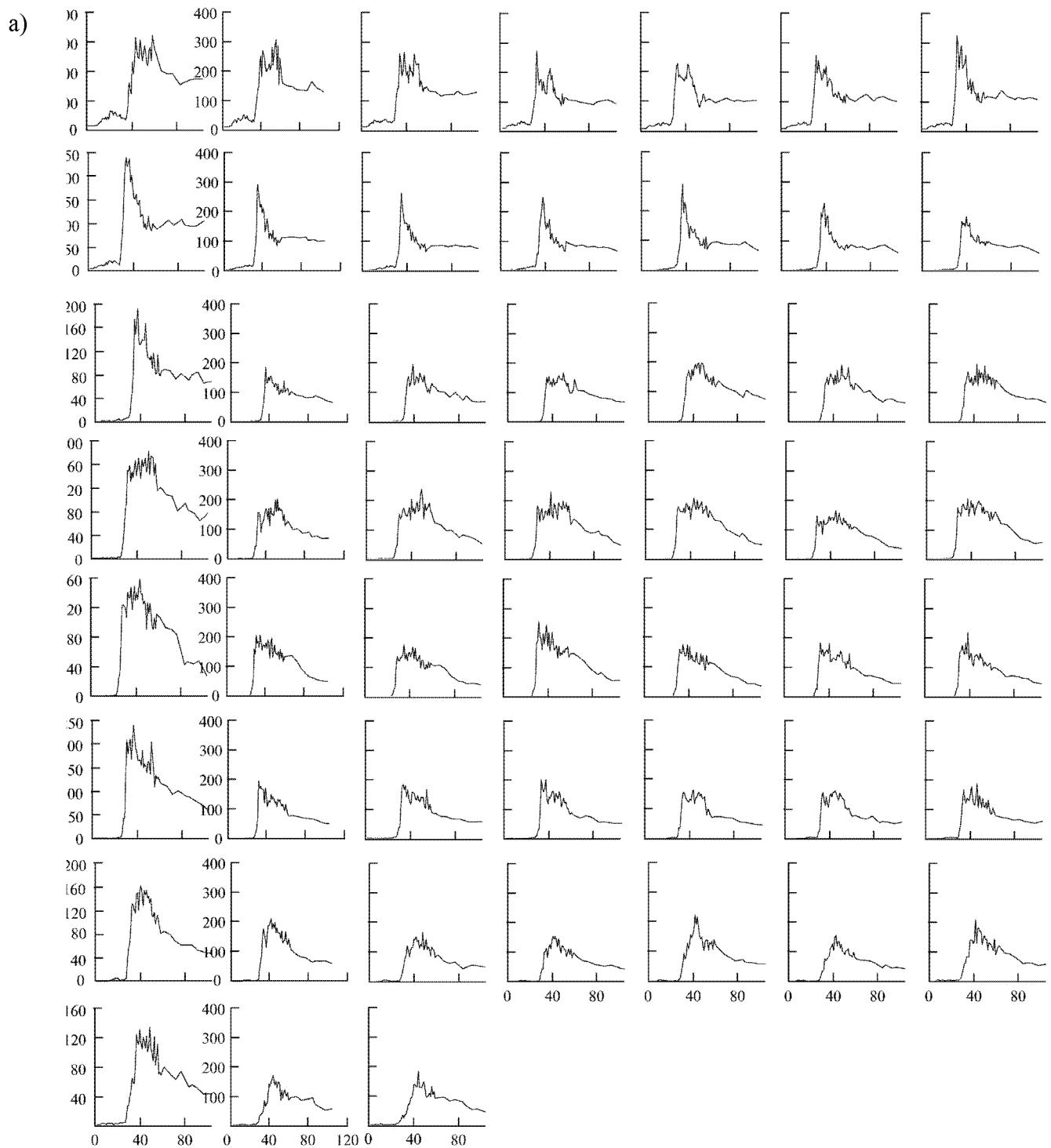
Результаты расчетов изменчивости уровня воды в Горьковском водохранилище на основе данных спутника J1 с 2002 по 2008 г. по стандартному алгоритму приведены на рисунке 3.22а. Там же показаны данные измерений гидропоста Юрьевец. Несмотря на хорошее качественное соотношение данных спутниковых альтиметриче-



**Рис. 3.22** Изменение аномалий уровня воды в Горьковском водохранилище: а – альтиметрические данные высокого разрешения 142 трека спутников J1/2 (зеленые квадраты) и данные гидропоста Юрьевец (сплошная синяя линия); б – аномалии уровня воды (зеленые квадраты), прямая – линейная аппроксимация.

ских измерений с данными измерений на гидропосту, можно отметить большой разброс данных ДЗЗ. На рисунке 3.22б построена зависимость аномалий уровня воды по спутниковым данным от нормированных данных гидропоста Юрьевец и показана наилучшая линейная аппроксимация этой зависимости, угловой коэффициент которой  $K = 0,33$  равен коэффициенту корреляции между расчетами по альтиметрическим данным и измерениям на гидропосту. Низкая корреляция связана со значительными потерями данных и существенными ошибками, обусловленными недостатками использования алгоритмов расчета ВМП, разработанных для океанов и морей, на водоемы, в которых область засветки в пределах диаграммы направленности альтиметра в значительной степени приходится на область суши.

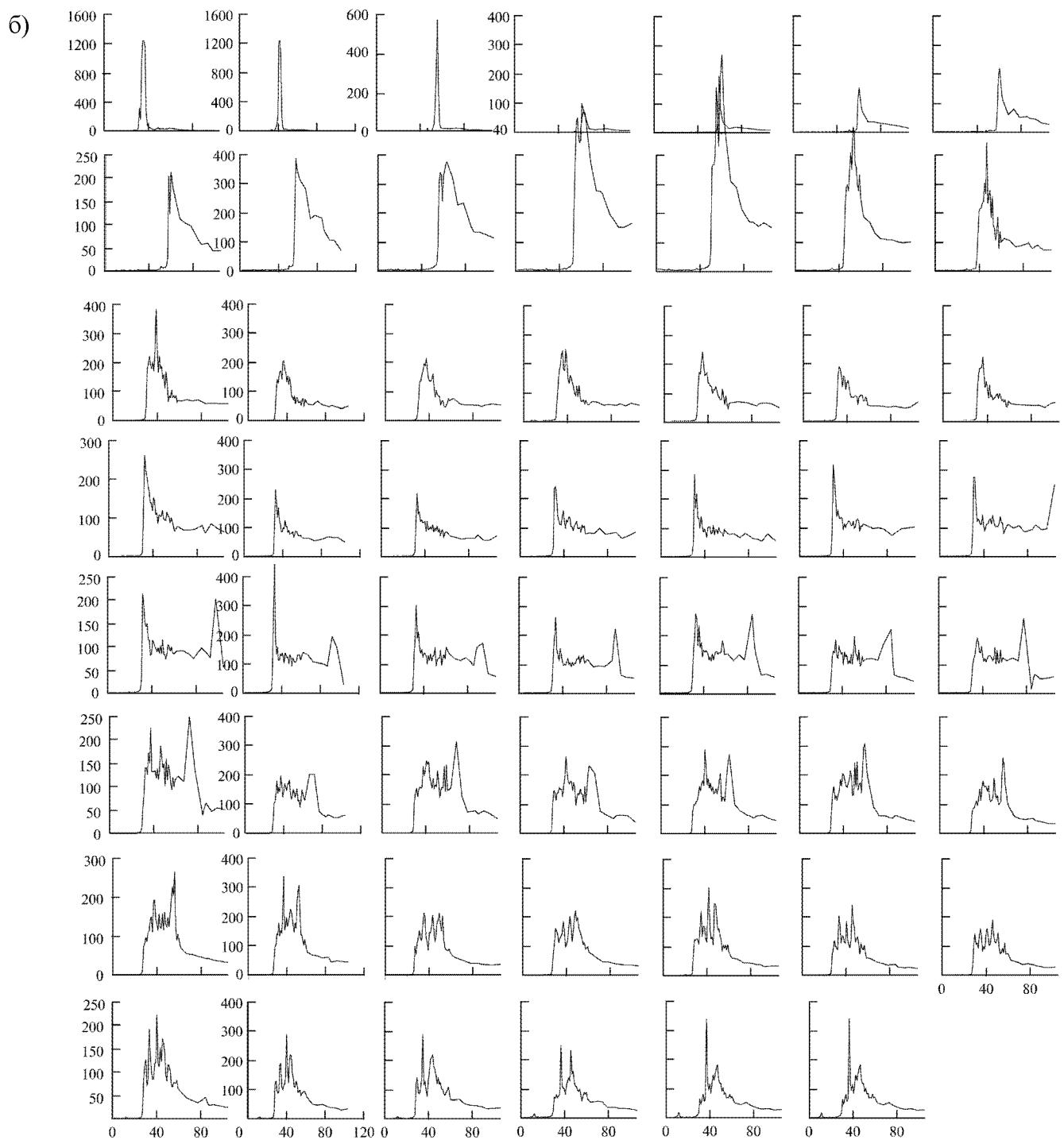
Следует также заметить, что гидрометеорологический режим Горьковского водохранилища характеризуется сильной сезонной изменчивостью. В зимний период (ноябрь–апрель) озерная часть водохранилища покрыта льдом и слоем снега, при этом средняя дата ледостава – 22 ноября (между 7 ноября и 7 декабря). В летний период



**Рис. 3.23** Телеметрические импульсы в районе Горьковского водохранилища «зимой» (25.03.2005) (а) и «летом» (05.06.2006) (б) (Троицкая и др., 2012).

(май–октябрь) акватория свободна ото льда, при этом средняя дата освобождения ото льда озерной части водохранилища – 3 мая (между 18 апреля и 18 мая) (Трубе, 1978).

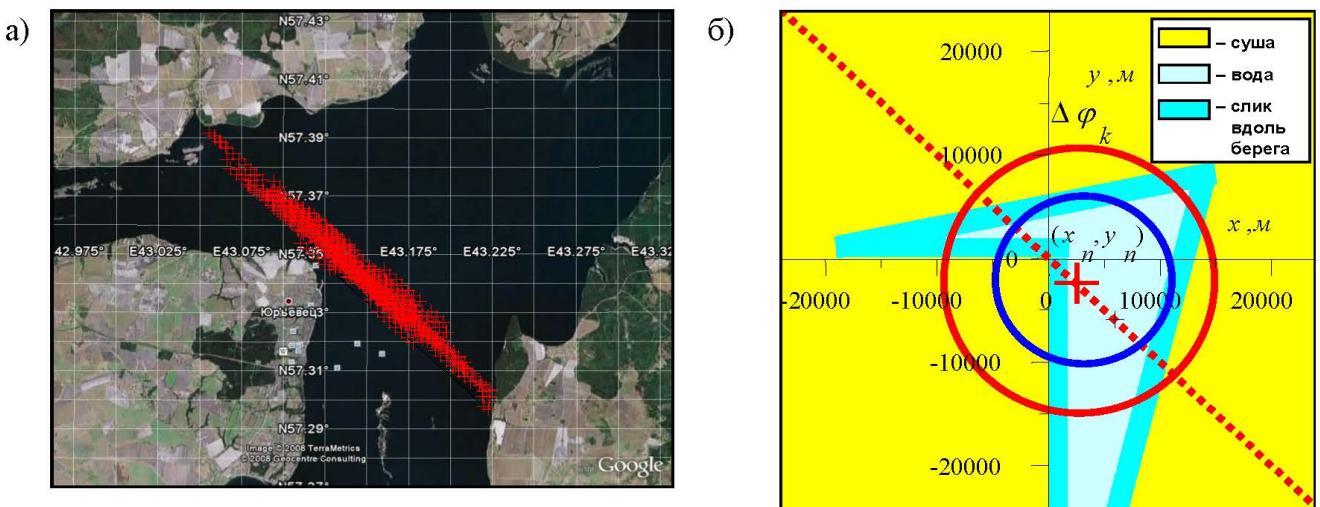
Для выяснения причин существенных погрешностей были проанализированы формы альтиметрических импульсов для 142 трека спутников J1/2 в районе



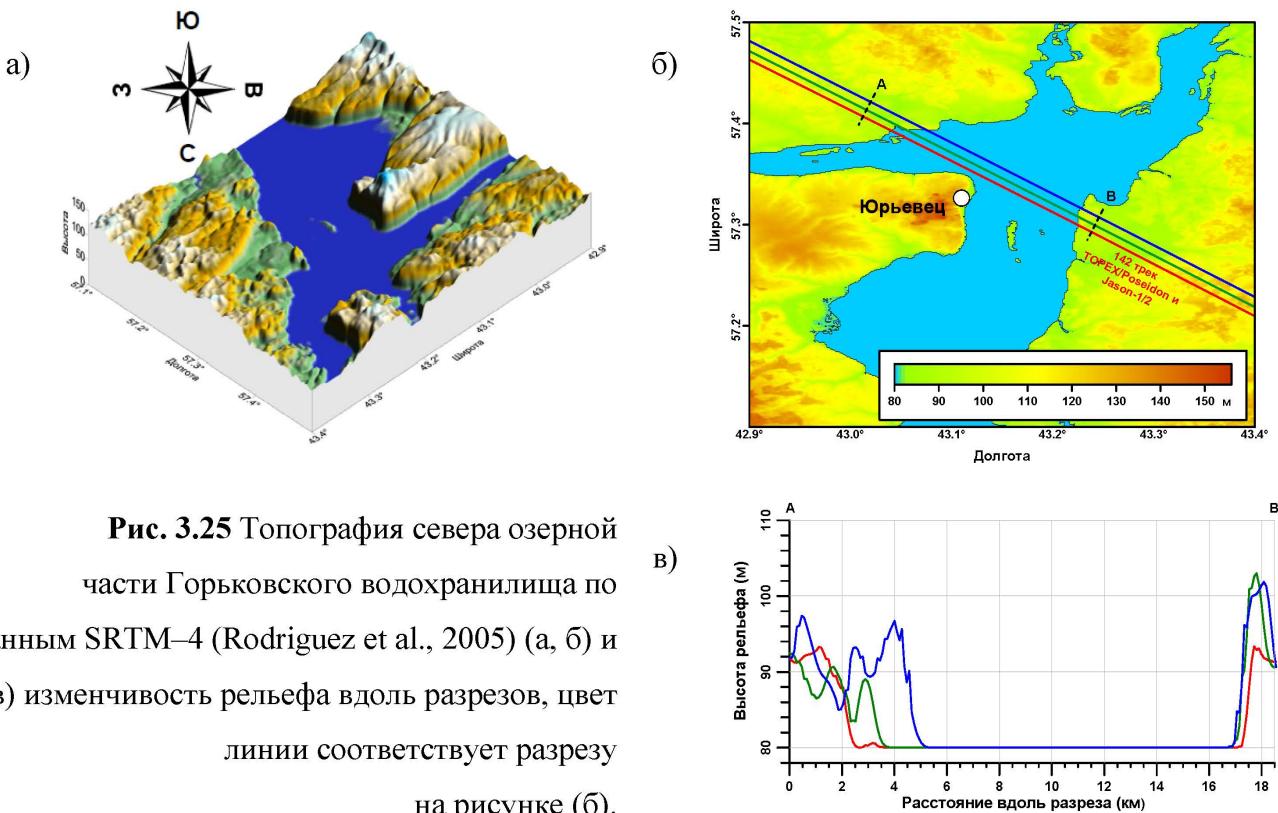
**Рис. 3.23 (Продолжение).**

Горьковского водохранилища. На рисунке 3.23 представлены формы «зимних» (25.03.2005) и «летних» (05.06.2006) 20 Гц телеметрических импульсов для 142 трека спутника J1 в районе Горьковского водохранилища. Анализ форм импульсов показал, что «зимние» импульсы более регулярны и с большей точностью могут быть обработаны с помощью известных алгоритмов ретрекинга Ice-1 и

Ice-2 (Anzenhofer et al., 1999; Legresy et al., 2005), в то время как для «летних» импульсов характерно наличие нескольких пиков аномальной амплитуды. Разброс данных об уровне воды связан с недостатками применяемого стандартного алгоритма расчета ВМП, в котором используется аппроксимация телеметрического импульса формулой Брауна (2.6), согласно которой временем прихода отраженного сигнала считается 32 гейт. При этом отраженный сигнал может быть смещен во времени, причем ошибка в 1 гейт (3.125 нс) приводит к значительной ошибке в измерении уровня воды на величину порядка ~0,5 м (Троицкая и др., 2012). Таким образом, для средних по размерам водоемов необходимо применение алгоритма ретрекинга, позволяющего по возможности учесть влияние отражения от суши, сопутствующих прибрежных сливков, а также других сильноотражающих объектов на форму телеметрических импульсов.



**Рис. 3.24 а)** – Расположение точек надира альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и J1/2 вдоль 142 трека на акватории Горьковского водохранилища вблизи г. Юрьевец и б) – кусочно-постоянная модель подстилающей поверхности данного района (+ – положение точки надира, красная прямая – линия движения спутника, синяя окружность – граница засвеченной области в данный момент времени, красная окружность – область, засвеченная диаграммой направленности).



**Рис. 3.25** Топография севера озерной части Горьковского водохранилища по данным SRTM-4 (Rodriguez et al., 2005) (а, б) и (в) изменчивость рельефа вдоль разрезов, цвет линии соответствует разрезу на рисунке (б).

### 3.3.3.3 Кусочно-постоянная модель подстилающей поверхности

Первый шаг при создании алгоритма регионального адаптивного ретрекинга – расчет форм телеметрических импульсов на основе упрощенной кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности (рис. 3.24б). Во время экспедиционных работ была выявлена особенность акватории Горьковского водохранилища, которая могла оказывать существенное влияние на форму отраженных импульсов. Вблизи берегов регулярно наблюдались выглаженные области шириной 20–30 м (слики), связанные с наличием высоких концентраций ПАВ, обусловленных хозяйственной деятельностью. Известно, что наличие сликов – одна из причин появления пиков на телеметрических импульсах (Tournadre et al., 2006).

Для решения прямой задачи определения форм импульсов, рассеянных подстилающей поверхностью, необходимы оценки высот берегов для исследуемого региона по данным о топографии поверхности суши в окрестностях Горьковского водохранилища.

Анализ построенной топографической модели севера озерной части Горьковского водохранилища (рис. 3.25) показал, что высоты правого (А) и левого (В)

берегов составляют соответственно 8,9–17 м и 13,3–20,8 м. Уклон берегов меняется для правого берега в пределах 84,3–86,1° и для левого — 88,0–86,9°.

Возможные варианты построения вертикальной части кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности Горьковского водохранилища вблизи г. Юрьевец для части 142 трека Т/Р и J1/2 может представлена на рисунке 3.19. В первом приближении уклоном берегов можно пренебречь  $\alpha = \beta = 90^\circ$ , а высоты правого и левого берегов принять равными  $H_1 = H_2 = 15$  м.

### **3.3.3.4 Расчет форм телеметрических импульсов**

Отраженная мощность, принимаемая антенной альтиметра, представляет собой сумму вкладов в отражение воды, суши и прибрежных сливков (описываемых формулой (3.16), и сливков  $P(\tau) = P_{water}(\tau) + P_{land}(\tau) + P_{slick}(\tau)$ . Используя (3.16) и (3.17), можно рассчитать модельные формы импульсов для кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности в районе Горьковского водохранилища.

При моделировании вкладов в форму телеметрических импульсов, вносимых отражениями от водной поверхности, уровень воды в водохранилище считался однородным по пространству. Для определения параметра  $s$  необходимы оценки существенной высоты ветровых волн  $h_{swh}$ , которые были найдены на основе данных о скорости и направлении ветра, получаемых на метеостанции Юрьевец ( $57^{\circ}20'$  с.ш.,  $43^{\circ}07'$  в.д.). Следует заметить, что скорость ветра на акватории водохранилища не совпадает со скоростью ветра, измеренной на береговой метеостанции. Специальные натурные измерения показали, что скорость ветра на акватории превосходит скорость ветра на берегу в 1,5–2,0 раза (Троицкая и др., 2011; Troitskay et al., 2012a).

Для оценки существенной высоты волн авторы воспользовались эмпирическим соотношением, которое было получено на основе обобщения натурных измерений, проведенных на озере Онтарио (США, Канада) (Donelan et al., 1985).

$$h_{swh} = 0,2074 \frac{U_{10}^2}{g} \Omega^{-1,55} \quad (3.19)$$

Здесь  $\Omega = U_{10}/c_p$  – параметр возраста волнения,  $U_{10}$  – скорость ветра на высоте 10 м,

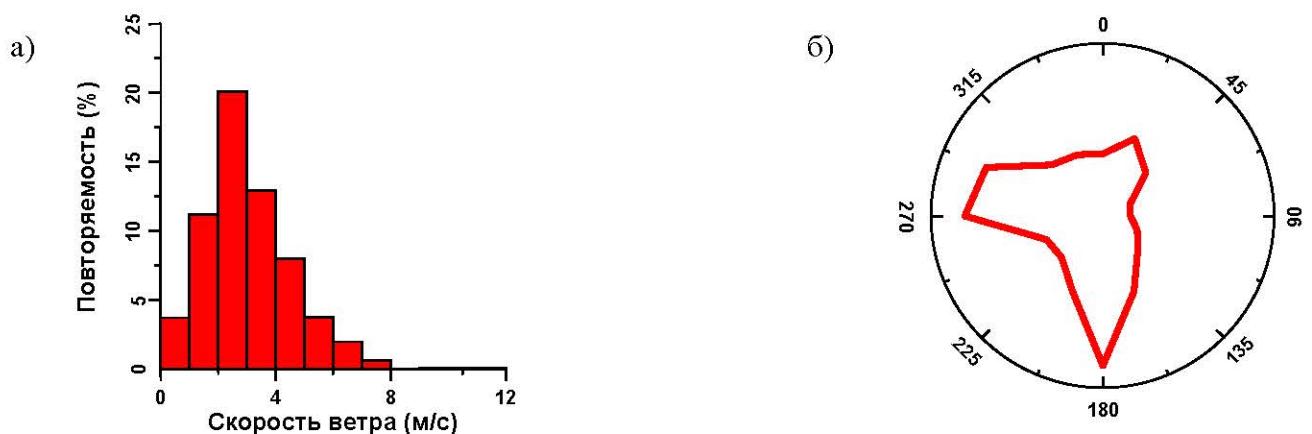
$c_p$  – фазовая скорость пика в спектре ветрового волнения. Как показано в (Donelan et al., 1985), параметр волнения связан с разгоном  $x$  эмпирической формулой

$$\Omega = 22 \left( \frac{gx}{U_{10}^2} \right)^{-0.33} \quad (3.20)$$

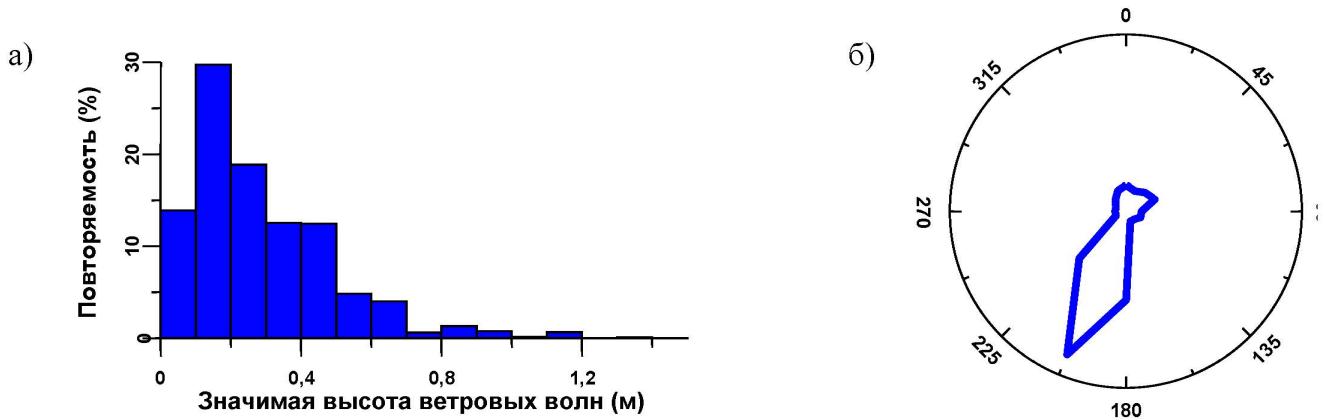
Для нахождения статистики поверхностного волнения было рассчитано угловое распределение разгонов в зависимости от направления ветра для средней точки 142 трека альтиметрических спутников на акватории водохранилища. Из-за вытянутой формы водохранилища оно анизотропно, максимальный разгон достигается при юго-юго-западном ветре.

С использованием гистограмм распределения скорости и направления ветра на метеостанции Юрьевец (рис. 3.26) с учетом коэффициента пересчета скорости ветра с суши на акваторию водохранилища, а также гистограммы углового распределения разгонов, на основании формул (3.19) и (3.20) была рассчитана статистика существенных высот волн в Горьковском водохранилище в летний период (рис. 3.27). Расчет математического ожидания показал, что средняя высота волн в Горьковском водохранилище в летний период очень невелика и составляет 0,28 м.

Выбирая параметры модели (3.16) и (3.17) в соответствии со сделанными оценками, проводился расчет теоретических формы телеметрических импульсов. При этом для суши полагалось ( $k = 1$ , см выражение (3.16))  $s_1 = 0,1$  м,  $\sigma_1^{(0)} = 1$ ,

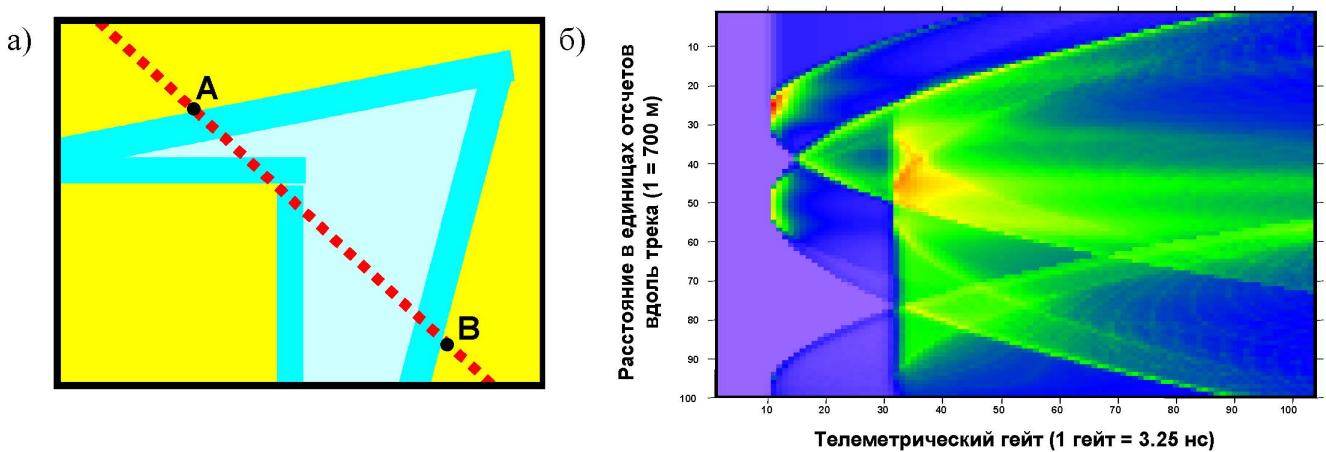


**Рис. 3.26** Гистограмм распределения скорости (а) и направления (б) ветра на метеостанции Юрьевец за период с 1 сентября 1992 по 31 декабря 2012 (Троицкая и др., 2010).



**Рис. 3.27** Гистограмм распределения значимых высот ветровых волн (а) и направления их движения (б) по данным натурных измерений 29 июля 2009 (Троицкая и др., 2010).

$H = 20$  м; для воды ( $k = 2$ )  $s_2 = 0,3$  м,  $\sigma_2^{(0)} = 10$ ,  $H = 0$  м. Результаты расчетов представлены на рисунке 3.28б в виде проекционных изображений форм телеметрических импульсов в координатах (время – расстояние вдоль трека). Время измеряется в единицах телеметрических гейтов (1 гейт=3,25 нс), расстояние – в единицах отсчетов вдоль трека (1=700 м). Сложная форма изображений отражает сложную форму рассчитанных модельных импульсов. Их характерная черта – особенности параболической формы, соответствующие отражению от берегов и



**Рис. 3.28** Модельные формы отраженных импульсов в районе Горьковского водохранилища: (а) – привязка к топографической модели региона, (б) – диаграмма мощности отраженных модельных волновых форм.

рассеянию на выглаженных областях вблизи берегов. Импульсы имеют чрезвычайно узкий передний край, так как  $h_{swh}$  в среднем составляет 0,28 м, что соответствует менее чем 1 телеметрическому гейту.

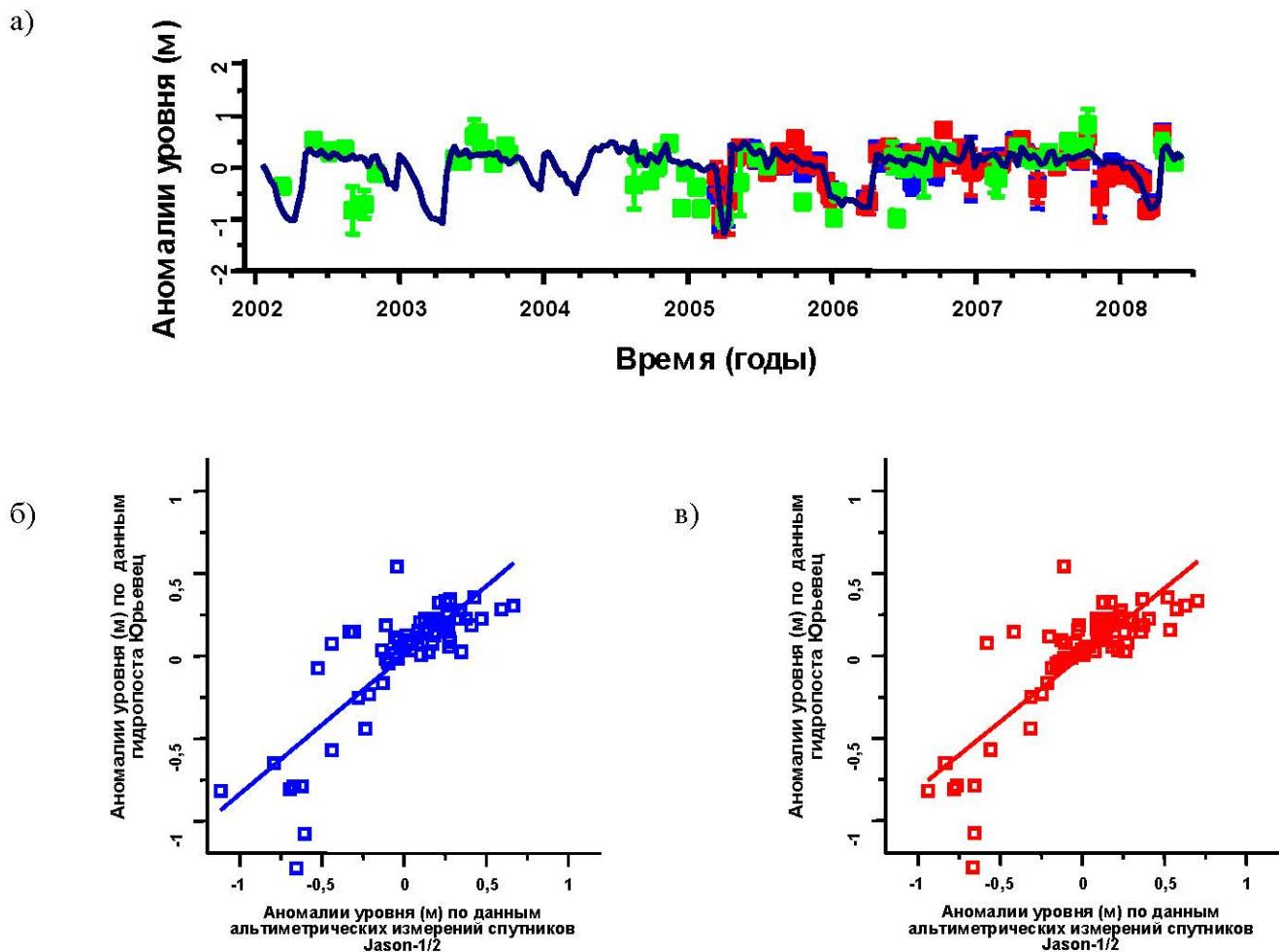
### ***3.3.3.5 Критерий отбора телеметрических импульсов***

Анализ формы импульсов позволил сформулировать критерии отбора телеметрических импульсов: для определения уровня воды следует брать импульсы из части Горьковского водохранилища, соответствующей  $43,14^{\circ}\text{--}43,22^{\circ}$  в.д. (соответствующая область между метками А и В на рисунке 3.28а), поскольку только в этой области можно надежно выделить сигнал, отраженный от воды. Кроме того, многолетние наблюдения на гидропосту Юрьевец позволяют заключить, что для Горьковского водохранилища отклонения уровня воды от среднего, превышающие  $\pm 2$  м, следует считать ошибкой.

### ***3.3.3.6 Применение алгоритма регионального адаптивного ретрекинга***

Расчет уровня воды в Горьковском водохранилище проводился в два этапа. На первом шаге применялся алгоритм порогового ретрекинга, в котором момент прихода отраженного импульса определялся по превышению порога мощности, при этом уровень порога варьировался, наилучшие результаты по кучности данных давал уровень порядка 30–50 единиц безразмерной мощности. На втором этапе (улучшенный пороговый метод) проводилось уточнение положения середины переднего фронта отраженного импульса путем аппроксимации его функцией ошибок (3.18) и минимизации среднеквадратичных отклонений.

Результаты расчета изменения уровня воды в Горьковском водохранилище посредством двухшагового адаптивного ретрекинга и их сравнение с измерениями гидропоста станции Юрьевец и GDR данными представлены на рисунке 3.29а. На основе этих результатов произведен расчет коэффициента корреляции альтиметрических данных для 142 трека спутника J1 и данных наземных измерений (угловой коэффициент прямых на рисунке 3.29б), найдены ошибки определения



**Рис. 3.29** (а) Изменение уровня воды в Горьковском водохранилище (зеленые квадраты – данные обработанные стандартным алгоритмом ретрекинга альтиметрических измерений спутников J1/2; синие квадраты – результаты обработки данных пороговым ретрекингом; красные квадраты – результаты обработки данных улучшенным пороговым ретрекингом; сплошная темно-синяя линия – данные гидропоста Юрьевец. Диаграмма рассеяния нормированные аномалии уровня воды, рассчитанных по результатам порогового (б) и улучшенного порогового (в) ретрекинга, и данным гидропоста Юрьевец.

**Таблица 3.5** Дисперсия уровня воды и количество действительных точек в летний и зимний сезоны для различных алгоритмов ретрекинга (Троицкая и др., 2010).

Метод ретрекинга	Среднее квадратичное отклонение		Среднее количество действительных точек в месяц	
	Зима (ноябрь – апрель)	Лето (май – октябрь)	Зима (ноябрь – апрель)	Лето (май – октябрь)
Стандартный метод	0,15	0,16	0,3	1,2
Пороговый метод	0,15	0,13	1,5	2,0
Улучшенный пороговый метод	0,18	0,12	1,5	2,0

уровня воды и количество действительных точек в летний (май–октябрь) и зимний (ноябрь–апрель) сезоны для различных алгоритмов ретрекинга (табл. 3.5).

Анализ показал существенное увеличение количества достоверных точек измерений, а также значительное улучшение корреляции спутниковых данных с наземными. Коэффициент корреляции альtimетрических данных с измерениями гидропоста Юрьевец увеличился с 0,33 (для данных высокого пространственного разрешения стандартного алгоритма Ocean-1) до 0,88 для метода адаптивного ретрекинга. При этом коэффициент корреляции для порогового ретрекинга составил 0,81, а для улучшенного порогового ретрекинга — 0,84.

### **3.3.4 Уровень воды в Волжских водохранилищах**

Аналогичные расчеты проводились еще по четырем водохранилищам Волжского каскада: Рыбинскому, Куйбышевскому (Жигулёвское море), Саратовскому и Волгоградскому, которые расположены ниже по течению реки Волга (Troitskay et al., 2012б). Полученные результаты показали, что применение регионального адаптивного ретрекинга улучшает качество полученных результатов (табл. 3.6). 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

**Таблица 3.6** Сравнения результатов обработки спутниковой альтиметрии региональным адаптивным ретрекингом с данными измерений на гидропостах (Troitskay et al., 2012б; Troitskay et al., 2013).

<b>Водохранилище</b>	<b>Коэффициент корреляции</b>	<b>Среднеквадратичное отклонение (м)</b>	
		<b>Региональный адаптивный ретрекинг</b>	<b>Стандартный алгоритм ретрекинга для GDR данных</b>
Рыбинское	0,98	0,09	0,24
Горьковское	0,88	0,15	0,56
Куйбышевское	0,97	0,16	0,46
Саратовское	0,77	0,26	0,58
Волгоградское	0,44	0,22	1,6

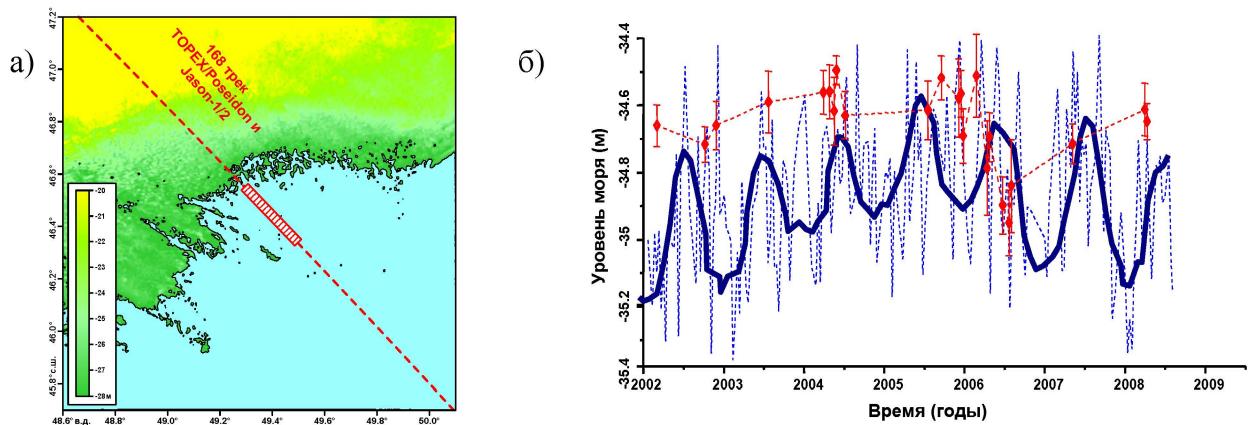
сравнению с алгоритмами ретрекига Ocean-1/2. Для Волгоградского водохранилища среднеквадратичное отклонение снизилось более чем в 7 раз. Оно изменяется в с 0,09 м (Рыбинское водохранилище) до 0,26 м (Саратовское водохранилище).

### 3.3.5 Уровень моря в прибрежной зоне Каспия

Опыт применения регионального адаптивного ретрекинга для пяти водохранилищ Волжского каскада доказал его преимущество перед стандартными алгоритмами. Это дает возможность улучшить данные спутниковой альтиметрии в прибрежной зоне Каспийского моря

Для примера был взят участок 168 трека, лежащего у мористого края дельты реки Волга (рис. 3.30а). В качестве порогового значения была взята величина 0,5 м. Число измерений соответствующее региональному адаптивному алгоритму ретрекинга составило 250 по сравнению с 20 измерениями, полученными по стандартному алгоритму (рис. 3.30б). 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.



**Рис. 3.30** Пространственное положение области на 168 треке спутника J2 (а) и временная изменчивость уровня моря (м) за интервал времени январь 2002 г. – июль 2008 г. (б). Красным цветом обозначены данные, полученные по стандартному алгоритму ретрекинга, синим – по региональному адаптивному ретрекингу.

### 3.4 Выводы к Главе 3

Разработана и реализована методика обработки данных альтиметрических измерений спутников Т/P 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 поправка рассчитывается по данным многоканального микроволнового радиометра 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 25 км. Приливная поправка, нагрузка на дно моря и поправка обратного барометра не учитываются. Поправки на земные приливы, полюсные приливы и поправки на состояние подстилающей поверхности требуется учитывать. Объединение данных измерений спутников Т/P и J1/2 для акватории Каспийского моря, включая залив Кара-Богаз-Гол, о высоте морской поверхности 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.

Тестирование данного 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 альтиметрических данных вблизи берегов (от 1 км).

# **ГЛАВА 4. ИНТЕГРИРОВАННАЯ БАЗА ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ**

Данные альтиметрических измерений, независимо от спутниковой программы (табл. 2.1), разделяются на несколько типов, а базы данных, в свою очередь, — на несколько способов организации.

## **4.1 Основные типы данных**

В зависимости от интервала между временем проведения измерений и временем, когда данные спутниковой альтиметрии становятся доступными для пользователей, различают следующие типы данных: оперативные, промежуточные и окончательные. Скважность поступления информации связана, в первую очередь, с методом расчета высоты орбиты спутника, что влияет на точность расчетов ВМП.

### **4.1.1 Оперативные данные**

Оперативные данные<sup>1</sup> (Operational Sensor Data Record – OSDR) формируются через каждые 3–9 часов после поступления информации с борта спутника. Так как время, через которое этот тип данных доступен пользователям, достаточно мало для точного расчета высоты орбиты с применением данных навигационных систем и систем слежения, то в этих данных используется только прогноз высоты орбиты. Это ограничивает применение этого типа данных для работы.

Большинство поправок на влияние окружающей среды и высоты приливов рассчитываются по соответствующим моделям и алгоритмам. Существенным недостатком OSDR данных является достаточно большая ошибка в прогнозе высоты орбиты по сравнению с расчетами с применением данных навигационных систем и систем слежения. Так, для спутников ERS-1/2 и ENVISAT для прогноза на 5

---

<sup>1</sup> — Иногда эти данные называются оперативными (Real Time Geophysical Data Records – RGDR), условно оперативными (Near Real Time Geophysical Data Records – NRGDR) или данными быстрого просмотра (Quick Look – QL)

дней величина ошибки расчета орбиты спутников составляет около 50 см для прогноза (Andersen et al., 1995; Scharroo, Visser, 1998). Для спутника GFO-1 величина ошибки высоты орбиты в зависимости от времени прогноза колеблется от 30 см до 100 м (Zhao et al., 2003). Несмотря на то, что для спутников T/P и J1/2 средняя высота их орбит почти в 1,5 раза больше по сравнению с другими спутниками (табл. 2.1), ошибка прогноза высоты орбиты на 3 дня для них составляет 20–30 см (Marshall et al., 1995; Menard, Fu, 2000; Varotsou et al., 2011).

Отсутствие некоторых поправок, например, поправки на «сухую» атмосферу, в данных этого типа также ограничивает их применение для анализа пространственно-временной изменчивости ВМП или уровня. Однако информация о высоте волн и модуле скорости приводного ветра не зависит от точности расчета орбиты, поэтому эти данные могут активно использоваться.

#### **4.1.2 Промежуточные данные**

В течение последующих 1–2 недель высота орбиты уточняется за счет использования бортовой навигационной аппаратуры, а также за счет учета радиальной составляющей орбитальной ошибки, рассчитываемой по точкам пересечения<sup>1</sup> (Tai, 1989; Tai, 1991; Chelton et al., 2001). Орбитальная ошибка для спутников ERS-1/2 и ENVISAT на этом этапе обработки спутниковой информации составляет около 10 см (Scharroo, Visser, 1998). Для спутника GFO-1 эта величина не превышает 5–6 см (Zhao et al., 2003), а для спутников T/P и J1/2 ошибка расчетов – менее 4 см (Marshall et al., 1995; Menard, Fu, 2000; Varotsou et al., 2011).

На этом этапе формируются промежуточные данные (Interim Data Records – IGDR). Ошибка расчета высоты орбиты в этом случае значительно ниже, что уже позволяет уверенно использовать IGDR данные для исследований изменчивости уровня морей и океанов.

---

<sup>1</sup> – Уравнивание высот орбит.

#### **4.1.3    Окончательные данные**

После уточнения высоты орбиты по данным наземных навигационных систем (лазерные станции слежения) и данным GPS точность расчета орбиты повышается. Для спутников ERS–1/2 и ENVISAT ошибка расчета орбиты составляет 5–7 см (Scharroo et al., 1994), для спутника GFO–1 — 5 см (Zhao et al., 2003). Точность расчета высоты орбиты спутников Т/Р и Л на этом этапе менее 2,5 см (Marshall et al., 1995; Menard, Fu, 2000; Varotsou et al., 2011).

Таким образом, на основании этих расчетов формируется окончательный вариант данных (Geophysical Data Records – GDR). Это повышает точность расчета ВМП и позволяет использовать спутниковую альtimетрию для решения не только океанологических, но и геодезических задач. К сожалению, GDR данные формируются примерно через 1–2 месяца после окончания цикла изомаршрутной программы спутника, поэтому их использование в оперативном режиме невозможно.

В таблице 4.1 представлены точности расчета ВМП, значимой высоты ветровых волн и скорости приводного ветра различных типов данных для спутника J2 (Dumont et al., 2011).

#### **4.1.4    Данные о форме отраженного импульса**

Данные этого типа (Sensory Geophysical Data Record – SGDR или Interim Sensory Geophysical Data Record – ISGDR) представляют собой временной ряд формы отраженного импульса каждого альтиметрического измерения. Эти данные полезны при разработке новых алгоритмов ретрекинга. Стятся SGDR данные на основе как IGDR, так и GDR данных, т.е. точность расчета высоты орбит спутника соответствует соответствующему типу данных.

### **4.2    Базы данных спутниковой альтиметрии**

В силу того, что альтиметрические измерения проводятся в точке надира спутника, базы данных спутниковой альтиметрии организуются в виде набора

**Таблица 4.1** Ошибки расчета орбиты и поправок для разных типов данных спутника J2 (Dumont et al., 2011).

<b>Параметр</b>	<b>Тип данных</b>		
	<b>OGDR</b>	<b>IGDR</b>	<b>GDR</b>
Инструментальная ошибка, см	1,7	1,7	1,7
Поправка на ионосферу, см	1,0	0,5	0,5
Поправка на состояние подстилающей поверхности, см	3,5	2,0	2,0
«Сухая» атмосферная поправка, см	1,0	0,7	0,7
Поправка на влажность, см	1,2	1,2	1,2
Точность расчета высоты спутника, см	4,5	3,0	3,0
Точность расчета орбиты, см	10,0	2,5	1,5
Суммарная точность расчета ВМП, см	11,0	3,9	3,4
Точность расчета значимой высоты волн, м (%)	0,5 (10%)	0,4 (10%)	0,4 (10%)
Точность расчета скорости приводного ветра, м/с	1,6	1,5	1,5
Величина обратного рассеяния, дБ	0,7	0,7	0,7

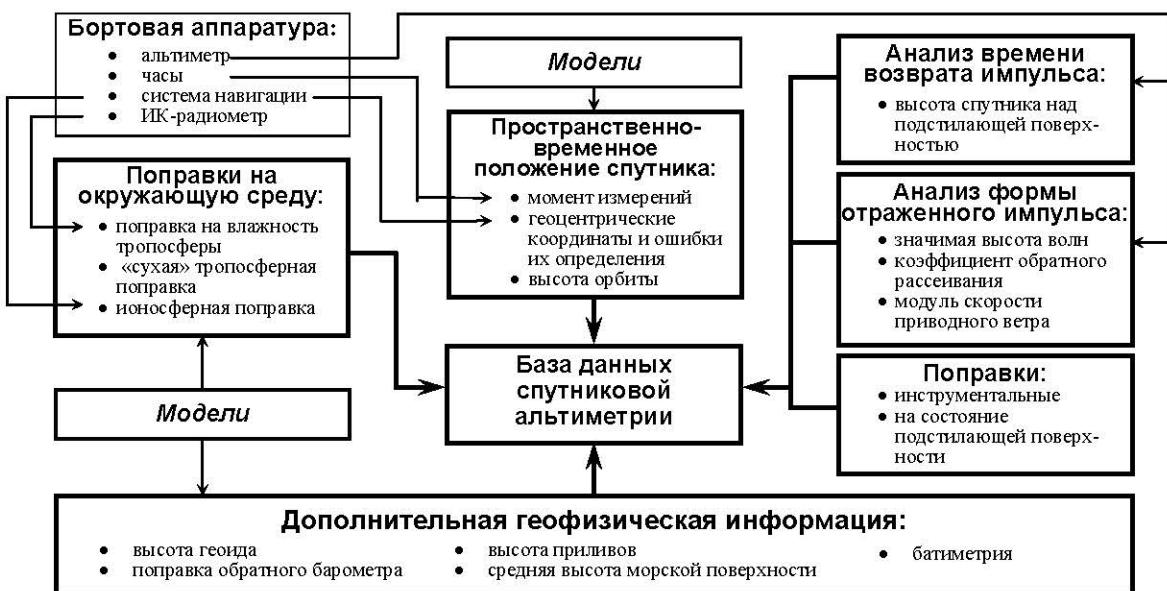
данных о ВМП или аномалиях уровня моря (АУМ) вдоль трека. Они различаются между собой форматом записи (числом параметров, включенных в базу) и принципом формирования файловой системы.

#### 4.2.1 Структура баз данных спутниковой альтиметрии

Большинство баз данных спутниковой альтиметрии имеют одинаковую структуру (рис. 4.1). Всю информацию в них условно можно разбить на следующие группы, которые содержат:

- пространственно-временное положение спутника (геоцентрические координаты, ошибки их определения, время проведения измерений, результаты расчета высоты орбиты спутника относительно отсчетного эллипсоида);
- высоту спутника над подстилающей поверхностью, полученную в результате обработки данных альтиметра, или ВМП относительно отсчетного эллипсоида<sup>1</sup>;
- поправки, влияющие на время возврата зондирующего импульса (поправки на влияние окружающей среды: ионосферная поправка,

<sup>1</sup> — За исключением данных SGDR и SIGDR данных, где для расчета высоты спутника над подстилающей поверхностью необходимо самостоятельно использовать алгоритм ретрекинга.



**Рис. 4.1.** Структура организации базы данных спутниковой альтиметрии.

- поправка на влажность, «сухая» тропосферная поправка, поправка на состояние подстилающей поверхности и др.);
- результаты анализа формы отраженного импульса (значимая высота ветровых волн, коэффициент обратного рассеяния, модуль скорости приводного ветра), что существенно расширяет круг применения спутниковой альтиметрии в научных и прикладных исследованиях;
- дополнительную геофизическую информацию (поправка обратного барометра, высота геоида, средняя высота морской поверхности (СВМП), высота приливов – морского, солнечного, твердой Земли и полусолнечного, данные батиметрии), необходимую для решения различного класса геофизических задач.

Часть информации получается в результате обработки исходных данных, полученных с борта спутника, другая – как результат модельных расчетов. При этом база данных может содержать несколько вариантов расчета поправок.

#### 4.2.2 Базы исходных данных

По данному принципу организуются все базы OSDR, IGDR, GDR, SGDR, ISGDR данных. Более подробный перечень параметров и структура записи для каждой базы

данных спутниковой альtimетрии представлен в соответствующих руководствах для пользователей (TOPEX/Poseidon..., 1991; AVISO..., 1996; Benada, 1997; Altimeter..., 2001; SSALTO, 2001; Picot et al., 2008; Dumont et al., 2011; ENVISAT..., 2011).

Базы исходных данных могут содержать либо информацию о высоте орбиты спутника и показаниях альтиметра, либо только о ВМП (высота орбиты спутника в этом случае может отсутствовать), либо о форме отраженного импульса, в этом случае пользователю предлагается самостоятельно рассчитывать время отражения зондирующего сигнала, т.е. ВМП, по стандартному или оригинальному алгоритму ретрекинга.

Однако большое число параметров<sup>1</sup> в формате записи исходных баз данных значительно увеличивает их объем. А тот факт, что пользователям предлагается самостоятельно решать, какие поправки необходимо учитывать, и по каким алгоритмам или моделям рассчитаны те или иные поправки, требует от них достаточно высокой квалификации в работе с данными спутниковой альтиметрии.

Отметим еще одно существенное различие между этими базами данных. Высота орбиты и ВМП даются относительно отсчетного эллипсоида, а его параметры для различных спутников отличаются друг от друга (табл. 3.5). Для работы с объединенными данными различных спутников этот факт необходимо учитывать, т.е. необходимо привести их к единому отсчетному эллипсоиду (раздел 3.2.5).

#### **4.2.3 Базы скорректированных высот морской поверхности и аномалий уровня моря**

Другими базами данных, организованными по принципу сбора информации вдоль трека, являются базы данных ВМП (AVISO..., 2012) и базы данных АУМ, например (SSALTO/DUACS..., 2013).

С одной стороны, структура их проще:

- все поправки, включая и приливные, уже учтены;
- число параметров в записи гораздо меньше, чем в исходных базах данных (8 для скорректированных ВМП и 5 для АУМ);

---

<sup>1</sup> — Так IGDR и GDR данные спутника T/P содержат 771 параметров, MGDR данные этого же спутника – 123 параметра, IGDR и GDR данные спутника J1 – 96 параметров, IGDR и GDR данные спутника J2 – 108 параметров.

- они содержат данные нескольких спутников (например, базы данных (AVISO..., 2012; SSALTO/DUACS..., 2013) содержат информацию со спутников Т/P, J1/2, ERS–1/2, ENVISAT и GFO–1), приведенные к одному отсчетному эллипсоиду с учетом систематического сдвига между показаниями альtimетров различных спутников, а следовательно меняющий объем информации.

С другой стороны, это является недостатком, так как решение вопроса учета приливной поправки или поправки обратного барометра следует оставлять за исследователем.

Например, Каспийское море принято считать неприливным. Поэтому учет высоты приливов может внести систематическую ошибку в результаты обработки данных. Более того, при создании баз данных спутниковой альтиметрии высота морских приливов рассчитывается по глобальным приливным моделям, а как было показано в работах (Лебедев, Тихонова, 2000; Лебедев и др., 2002; Lebedev et al., 2003; Lebedev et al., 2011), глобальные модели приливов в окраинных и внутренних морях дают существенную ошибку по сравнению с региональными моделями.

#### **4.2.4 Другие базы данных спутниковой альтиметрии**

Особо следует выделить базу данных АУМ, созданную в Годдардском центре космических полетов (NASA Goddard Space Flight Center)<sup>1</sup> (Koblinsky et al, 1999a; Koblinsky et al, 1999б) по проекту «NASA Ocean Altimeter Pathfinder» («НАСА альтиметр первооткрыватель океана»), где все поправки для уровня также уже учтены. Поправка обратного барометра учитывается при формировании отдельной базы данных.

Существенной особенностью этой базы данных является то, что для каждого спутника данные сведены по пространству к единой системе средних положений подспутниковых трасс соответствующей изомаршрутной программы. С одной стороны, это позволяет проводить временной анализ изменчивости уровня моря в кон-

---

<sup>1</sup> – URL:<http://www.nasa.gov/centers/goddard/home/>.

крайней точке на треке. С другой стороны, положение треков от цикла к циклу может изменяться в полосе шириной около 1 км. Процедура сведения к среднему положению треков проводилась по величине градиента СВМП. По оценкам, приведенным в работе (Brenner et al., 1990), его величина может составлять 2 см/км для открытого океана и 20 см/км в районах океанских впадин и вблизи берегов. Это может внести ошибку порядка 6 см в расчет ВМП, и, соответственно, в АУМ.

Следует отметить еще одну базу данных. Это данные спутниковой альтиметрии, подготовленные для Проекта усвоения данных ДЗЗ об океане в гидродинамических моделях («Global Ocean Data Assimilation Experiment») (Observing the Oceans..., 2001). Они представляют собой запись данных о широте, долготе и ВМП с учетом всех поправок и объединяют данные спутников ERS-1/2, T/P, J1/2 и GFO-1. Подобная простота записи обусловлена тем, что эти данные формировались для прямого использования в модельных расчетах. Поэтому они приведены относительно единого отсчетного эллипсоида с учетом систематических сдвигов.

Отдельно выделяется база данных Колорадского центра астродинамических исследований (Colorado Center for Astrodynamics Research)<sup>1</sup>. Она представляет собой набор аномалий ВМП и программного обеспечения, позволяющего в интерактивном режиме рисовать их карты. Анализ этих карт показал их хорошую презентативность при исследовании синоптической изменчивости динамики вод Черного моря (Гинзбург и др., 2002; Лаврова и др., 2011).

Особо следует выделить базу данных RADS (Radar Altimeter Database System) Делфтского технологического университета (Delft University of Technology)<sup>2</sup> (Schrama et al., 2000). Во-первых, она позволяет в интерактивном режиме проводить отбор данных для всех альтиметрических программ (таблица 2.1). Во-вторых, при расчете ВМП можно учитывать по выбору пользователя все или отдельные поправки (Главу 2), рассчитанные по разным моделям и алгоритмам. В-третьих, проводить расчеты ВМП относительно различных отсчетных эллипсоидов или анома-

<sup>1</sup> - URL:[http://eddy.colorado.edu/ccar/ssh/nrt\\_global\\_grid\\_viewer](http://eddy.colorado.edu/ccar/ssh/nrt_global_grid_viewer)

<sup>2</sup> - URL:<http://rads.tudelft.nl/rads/rads.shtml>

лии ВМП относительно различных моделей СВМП. Единственным недостатком этой базы данных является тот факт, что она требует от пользователя высокого уровня знаний теоретических основ спутниковой альtimетрии.

#### **4.2.5 Особенности баз данных спутниковой альтиметрии**

Особенностями баз данных спутниковой альтиметрии являются:

- число параметров, включенных в базу данных,
- формат записи (бинарный или NetCDF (Network Common Data Form) формат),
- для бинарного формата записи – двоичный код формата НР или VAX (организация бинарной формы записи указывается в соответствующем разделе руководства пользователя для каждой конкретной базы данных),
- способ инвертирования и структура организации файлов,
- доступ к базе данных – через Интернет, по ftp-протоколу или получение данных по почте на CD или DVD дисках.

Следует отметить различие в политике предоставления данных. Так, данные, получаемые в результате осуществления международных (Т/Р и J1/2), американских (GEOS-3, SEASAT, GEOSAT и GFO-1) и российских (ГЕОИК) проектов, доступны в режиме открытого доступа в полном объеме (для всего Мирового океана) и для всех пользователей. Для получения информации европейской программы спутникового мониторинга поверхности Земли (ERS-1/2 и ENVISAT) необходимо обратиться в Европейское космическое агентство (European Space Agency) с заявкой (научным проектом). Последнее значительно ограничивает использование этих данных широкой научной общественностью. Данные спутника HY-2A Китайского национального космического управления (China National Space Administration) для широкого круга пользователей пока закрыты.

В основном информация базы данных организуется в файловую структуру по времени. Так, данные спутников GEOSAT и ГЕОИК разбиваются на сутки и записываются в соответствующие файлы. Данные других спутников разбиваются

на восходящие и нисходящие проходы спутника для каждого цикла изомаршрутной программы. Вся информация о способе организации отражена в именах файлов и структуре их расположения в каталогах (поддиректориях).

Иключение составляет база данных АУМ Годдардского центра космических полетов (Koblinsky et al, 1999a; Koblinsky et al, 1999b). Для каждого спутника все данные объединены в один файл (с или без учета поправки обратного барометра). Подобный способ организации базы данных ограничивает их использование в силу того, что данные по каждому спутнику, записанные в один файл, имеют достаточно большой объем (для некоторых спутников более 1 ГБ).

#### 4.3 Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии

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 в различных международных центрах данных составляет более 300 Тб и постоянно увеличивается. Это ставит исследователя, только начинающего работать с данной информацией, в затруднительное

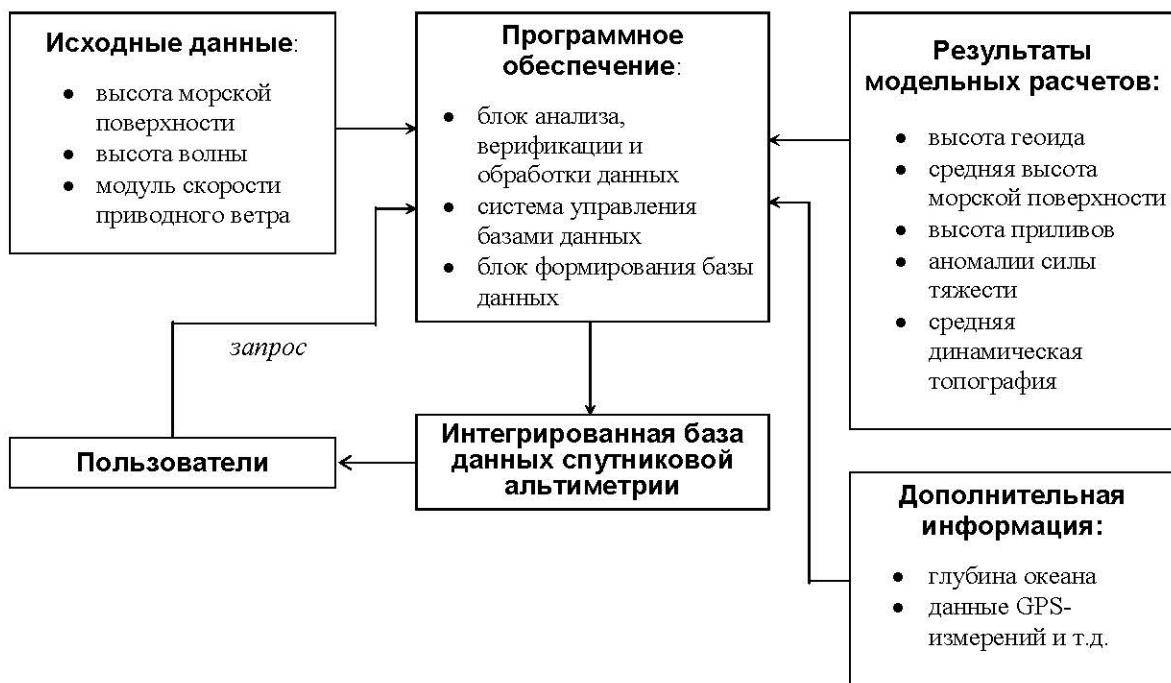


Рис. 4.2 Принцип построения ИБДСА.

положение. Учитывая потребность российских ученых, типы возможных задач, зарубежный опыт и перечисленные выше недостатки существующих баз данных, в ФГБУН Геофизическом центре РАН (г. Москва) была создана интегрированная база данных спутниковой альtimетрии (ИБДСА) (Medvedev et al., 1997; Лебедев, Медведев, 2000; Лебедев, Медведев, 2002; Лебедев, Костяной, 2005). Именно она использовалась при проведении спутникового мониторинга гидрологического и гидродинамического режимов Каспийского моря.

ИБДСА формируется на основе данных трех уровней: исходных (измерительных) данных, результатов модельных расчетов и дополнительной информации (рис. 4.2).

#### **4.3.1 Исходные данные**

Исходные данные представляют собой результаты обработки сигнала альтиметра вдоль треков для спутников GEOSAT, ГЕОИК, T/P, GFO–1 и J1/2 с учетом инструментальных ошибок и поправок на влияние окружающей среды.

Исходные данные спутниковой альтиметрии различаются между собой структурой организации массивов информации на машинных носителях, составом параметров и геодезической системой отсчета. Они могут изменяться в случае повторного пересчета орбит спутника или уточнения инструментальных поправок.

#### **4.3.2 Результаты модельных расчетов**

Результаты модельных расчетов представляют собой численные массивы данных на регулярной сетке. К ним относятся: высота приливов, высота геоида, аномалия силы тяжести, СВМП, динамическая топография, глубина Мирового океана и др. Они периодически уточняются по мере использования новых данных, методов обработки или совершенствования алгоритмов.

### 4.3.3 Дополнительная информация

Дополнительная информация представляет собой данные по фундаментальным геодезическим константам, высокоточным координатам пунктов геодезических сетей и т.д. Они необходимы для совместного использования данных альтиметрии при решении широкого круга как океанологических, так и других задач.

При объединении этих данных в единую базу проводились дополнительные операции:

- отнесение измерительной информации и геофизических моделей к единой геодезической системе отсчета ПЗ–90 (Параметры …, 1991);

**Таблица 4.3** Формат записи данных ИБДСА

Поле №	Размер, байт	Тип <sup>1</sup>	Параметр	Размерность
1	19	CH	Дата в символьном виде день–месяц–год час:мин:сек	
2	8	R	Всемирное координированное время (от начала 1985 г.)	с
3	4	SI	Широта	$10^{-6}$ град.
4	4	I	Долгота	$10^{-6}$ град.
5	2	SI	ВМП, скорректированная на инструментальную, тропосферную (влажностная и «сухая»), ионосферную поправки и поправку на состояние подстилающей поверхности	$10^{-2}$ м
6	1	I	Число точек в односекундном осреднении	
7	2	I	Среднеквадратичное отклонение измерений односекундного ряда ВМП	$10^{-2}$ м
8	2	SI	Дополнение к ВМП	м
9	2	SI	Поправка обратного барометра	$10^{-3}$ м
10	2	SI	СВМП	$10^{-2}$ м
11	2	SI	Высота геоида	$10^{-2}$ м
12	2	SI	Аномалия силы тяжести	$10^{-4}$ гал
13	2	SI	Эластичный океанский прилив	$10^{-3}$ м
14	2	SI	Полный океанский прилив	$10^{-3}$ м
15	2	SI	Прилив земной коры	$10^{-3}$ м
16	1	SI	Полюсный прилив	$10^{-3}$ м
17	2	SI	Средняя динамическая топография, рассчитанная по гидрологическим измерениям	$10^{-2}$ м
18	2	SI	Глубина океана	м
19	2	SI	Значимая высота волны	$10^{-3}$ м
20	1	I	Скорость приводного ветра	$10^{-2}$ м/с
21	2	SI	Массив признаков	

<sup>1</sup> — CH (character) – символьная константа, R (real) – реальное число, SI (signed integer) – знакопеременное целое число, I (integer) – положительное целое число.

**Таблица 4.4** Расшифровка массива признаков базы данных спутника Т/Р и J1/2

Бит	Признак	Значение	Комментарии
0	Альтиметр	0	Poseidon–1/2
		1	TOREX
1	Качественное измерение	0	качественное измерение
		1	измерение не рекомендуется к обработке
2	подстилающая поверхность (по карте)	0	вода или лед
		1	земля
3	подстилающая поверхность (по данным микроволнового радиометра)	0	вода или лед
		1	земля
4	подстилающая поверхность (по данным микроволнового радиометра)	0	вода
		1	лед
5	глубина	0	глубокая вода (глубина более 1000 м)
		1	мелкая вода
6	наличие осадков	0	нет
		1	дождь
7	режим работы радиометра	0	хорошо или благоприятно
		1	плохо
8–9	использование поправки на состояние подстилающей поверхности	01	по алгоритму (Gaspar et al., 1994)
		10	по алгоритму (Walsh et al., 1991)
		11	не используется
10–11	использование поправки на влажность	01	по данным радиометра
		10	по модели ECMWF
		11	не используется
12–13	использование «сухой» поправки	01	по модели ECMWF
		11	не используется
14–15	тип использованной ионосферной поправки	00	по двум частотам
		01	по данным DORIS
		10	по данным (Imel, 1994)
		11	не используется

- выбор и учет оптимальных поправок, обусловленных влиянием окружающей среды на прохождение радиоимпульса (при их отсутствии – расчет по соответствующей модели);
- использование единых алгоритмов при пересчете или интерполяции результатов модельных расчетов и дополнительной информации в точки вдоль треков;
- выдача информации в едином формате с одинаковым числом параметров (табл. 4.3–4.4).

В отличие от существующих баз данных, с целью расширения круга прикладных задач с использованием спутниковой альtimетрии, в число параметров ИБДСА добавлены: средняя динамическая топография, рассчитанная по данным гидрологических станций, и аномалия силы тяжести. Алгоритм учета той или иной поправки для каждого спутника отражен в массиве признаков (табл. 4.4).

#### **4.3.4     Принцип интегрированности**

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. 4.2). Такой подход был назван принципом интегрированности.

ИБДСА была разработана в рамках проектов РФФИ № 96-07-89315 и № 03-07-90174 и зарегистрирована в Государственном регистре баз данных за № 0229905292 (свидетельство № 4989 от 19 апреля 1999 г.)<sup>1</sup> в Федеральном агентстве по информационным технологиям Министерства информационных технологий и связи Российской Федерации (рис. 4.3).

### **4.4     Построение базы данных спутниковой альтиметрии для Каспийского моря (ИБДСА «Каспий»)**

Построение специализированной базы данных спутниковой альтиметрии для Каспийского моря проводилось на основе ИБДСА следующим образом.

---

<sup>1</sup> - В 2004 и 2006 гг. проводилась перерегистрация и ИБДСА была перерегистрирована в Государственном регистре баз данных соответственно за № 0220409706 (свидетельство № 9037 от 19 апреля 2004 г.) и за № 02299005292 (свидетельство № 4989 от 28 марта 2006 г.).

**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ПО СВЯЗИ И ИНФОРМАТИЗАЦИИ**

Научно-технический центр “Информрегистр”  
**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ РЕГИСТР БАЗ ДАННЫХ**

## **РЕГИСТРАЦИОННОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО**

№ 4989

от "19" апреля 1999 г.

Настоящее свидетельство выдано организации: **Объединенный институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта. Геофизический центр РАН**

в том, что представленная в Государственный регистр база данных  
**Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии  
(ИБДСА)**

зарегистрирована за № 0229905292



Директор НТЦ “Информрегистр”

А.Б. Антопольский

"19" апреля 1999 г.

**Рис. 4.3** Свидетельство о государственной регистрации ИБДСА.

За основу брались данные форм отраженного импульса альтиметрических измерений спутников Т/P и J1/2, обработанные согласно алгоритму регионального адаптивного ретрекинга и технологии учета соответствующих поправок (Глава 3). База формировалась как в виде массива данных вдоль трека.

Согласно формату ИБДСА (табл. 4.3–4.4) в базу включены высоты геоида рассчитывалась по моделям EGM96 (Lemoine et al., 1998) или EGM2008 (Pavlis et al., 2012), 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 результаты расчетов по модели ЛПМИ Гидрометцентра РФ (Verbitskaya et al., 2003; Попов, 2004) (раздел 1.7.2.4) включена в базу данных в качестве дополнительной информации. При построении поля средней динамической топографии морской поверхности или среднего уровня исключалась сезонная и межгодовая изменчивость.

Как было в показано в работах (Лебедев, Костяной, 2005; Лебедев, 2012), существующие модели СВМП содержат значительные ошибки, поэтому для Каспийского моря создавалась собственная модель СВМП (Глава 6). Относительно нее и рассчитывались АУМ для построения соответствующих полей.

Учитывая разницу в гидрологическом и гидродинамическом режимах Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол, база формировалась для моря и залива в отдельности. Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии для Каспийского моря ИБДСА «Каспий» была разработана в рамках проекта РФФИ № 96-07-89315 и № 03-07-90106 и ФЦНТП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники» на 2002–2006 годы. Она зарегистрирована в Государственном регистре баз данных за № 022040970 (свидетельство № 10505) в Федеральном агентстве по информационным технологиям Министерства информационных технологий и связи Российской Федерации (рис. 4.4).



**Рис. 4.4 Свидетельство о государственной регистрации ИБДСА «Каспий».**

## 4.5 Выводы к Главе 4

В главе подробно описаны основные типы данных спутниковой альтиметрии и изложена архитектура построения основных баз данных. 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 и 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 годах соответственно.

## **Глава 5. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ**

Каспийское море обладает уникальными гидрометеорологическими условиями (Глава 1). До последнего времени гидрометеорологический режим Каспийского моря изучался исключительно по данным инструментальных наблюдений (Косарев, 1975; Каспийское море, 1986; Каспийское море, 1990; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, Yablonskaya, 1994; Панин и др., 2005; Болгов и др., 2007; Мамедов, 2007).

В последнее время для изучения гидрометеорологических условий Каспийского моря российскими и зарубежными исследователями чаще стали использовать данные ДЗЗ из космоса (Лебедев, Костяной, 2005; Remote Sensing..., 2008; Лаврова и др., 2011), которые хорошо зарекомендовали себя при исследовании Мирового океана. Эта Глава посвящена использованию одного из методов ДЗЗ – спутниковой альтиметрии – при исследовании гидрометеорологических условий Каспийского моря.

### **5.1 Уровень моря**

За время инструментальных наблюдений (с 1830 г. по настоящее время) амплитуда изменений уровня Каспийского моря составила более 3 м. Самый низкий уровень наблюдался в 1977 г. и составил -29 м. Затем к 1995 г. уровень вырос почти на 2,5 м до отметки -26,62 м. Начиная с 1996 г., уровень моря стал медленно снижаться.

#### **5.1.1 Многолетняя изменчивость уровня моря**

Первые исследования изменчивости уровня Каспийского моря с использованием данных альтиметрических измерений спутника Т/Р за период с сентября

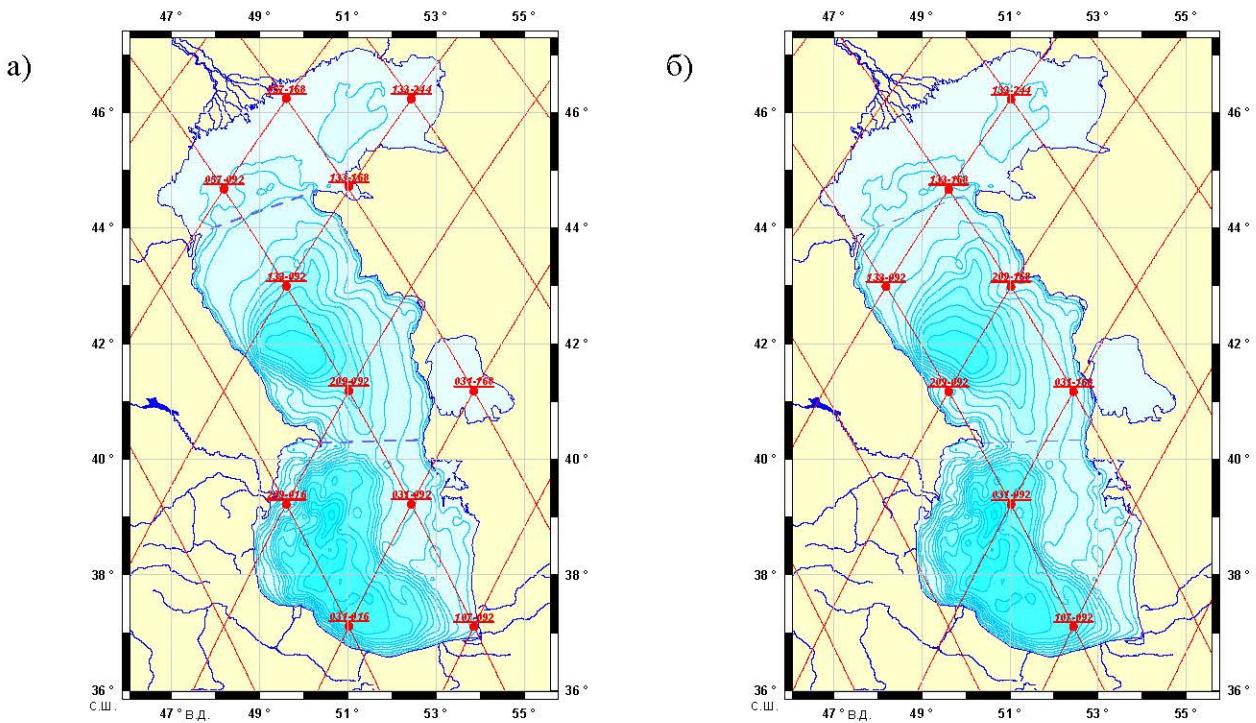
1992 г. (с момента запуска спутника Т/Р) по август 1996 г. (Татевян, 1997; Cazenave et al., 1997) показали устойчивый рост уровня до июля 1995 г. со средней скоростью 19 см/год, а затем – начавшееся снижение уровня примерно с такой же скоростью 20–25 см/год.

В работе (Васильев и др., 2002) прослежен этот тренд до июня 2000 г. и предложена методика исследования уровня Каспия, основанная на построении эквипотенциальной поверхности, соответствующей поверхности среднего уровня, полученной по результатам альtimетрических измерений и сопоставлений с данными прямых уровенных наблюдений на побережье и островах. Важно отметить, что коэффициенты корреляции среднемесячных уровней моря, вычисленных по четырем уровенным постам в Баку, Махачкале, Форт-Шевченко и Куули-маяк, и по альtimетрическим измерениям за 1995–1996 гг. оказались достаточно высокими — 0,81–0,95.

Расчет временной изменчивости аномалий ВМП Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол проводился в точках пересечения восходящих и нисходящих реков по методике, описанной в работах (Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, Костяной, 2005, Kostyanoy et al., 2011; Kostyanoy et al., 2014), с учетом всех необходимых поправок, рассчитанных по алгоритмам, изложенным в Главе 3 настоящей работы. 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.

Анализ осуществлялся в два этапа. На первом этапе расчеты проводились в точках пересечения треков (рис. 5.1а) по объединенным данным фазы А программы спутников Т/Р и J1/2 с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. Временной интервал для анализа изменчивости ВМП в этом случае самый продолжительный более 20,5 лет. На следующем этапе — для точек пересечения треков (рис. 5.1б) фазы В программы спутника Т/Р и J1/2

Расчет изменчивости аномалий уровня или ВМП Каспийского моря за временной интервал с сентября 1992 г. по декабрь 2013 г. проводился для всех точек пересечения треков, показанных на рисунке 5.1. Результаты расчетов представлены в таблице 5.1. В качестве примера на рисунке 5.2 представлена временная

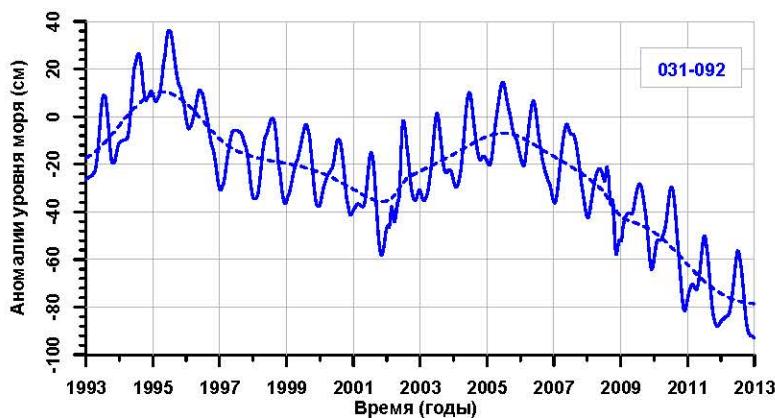


**Рис. 5.1** Положение на акватории Каспийского моря точек пересечения треков фазы А программы спутников Т/Р и J1/2 (а) и фазы В программы спутников Т/Р и J1. Восходящий трек соответствует нечетному номеру, нисходящий трек – четному

**Таблица 5.1.** Статистика вариаций ВМП Каспийского моря с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. в точках пересечения треков по альtimетрическим данным спутников Т/Р и J1/2.

Район	Точка пересечения	Среднее значение, (м)	Среднеквадратичное отклонение, (м)	Максимальный размах, (м)
Северный Каспий	133–244	-40,45	0,24	1,35
	057–092	-34,35	0,26	1,68
	057–168	-33,23	0,23	1,44
	133–168	-38,54	0,27	1,34
Средний Каспий	133–092	-35,77	0,21	0,97
	209–092	-42,22	0,23	1,05
Южный Каспий	209–016	-37,22	0,39	0,82
	031–092	-44,83	0,22	0,93
	031–016	-31,01	0,27	0,79
	107–092	-34,73	0,26	0,85
Залив Кара-Богаз-Гол <sup>1</sup>	031–168	-39,47	0,15	0,75

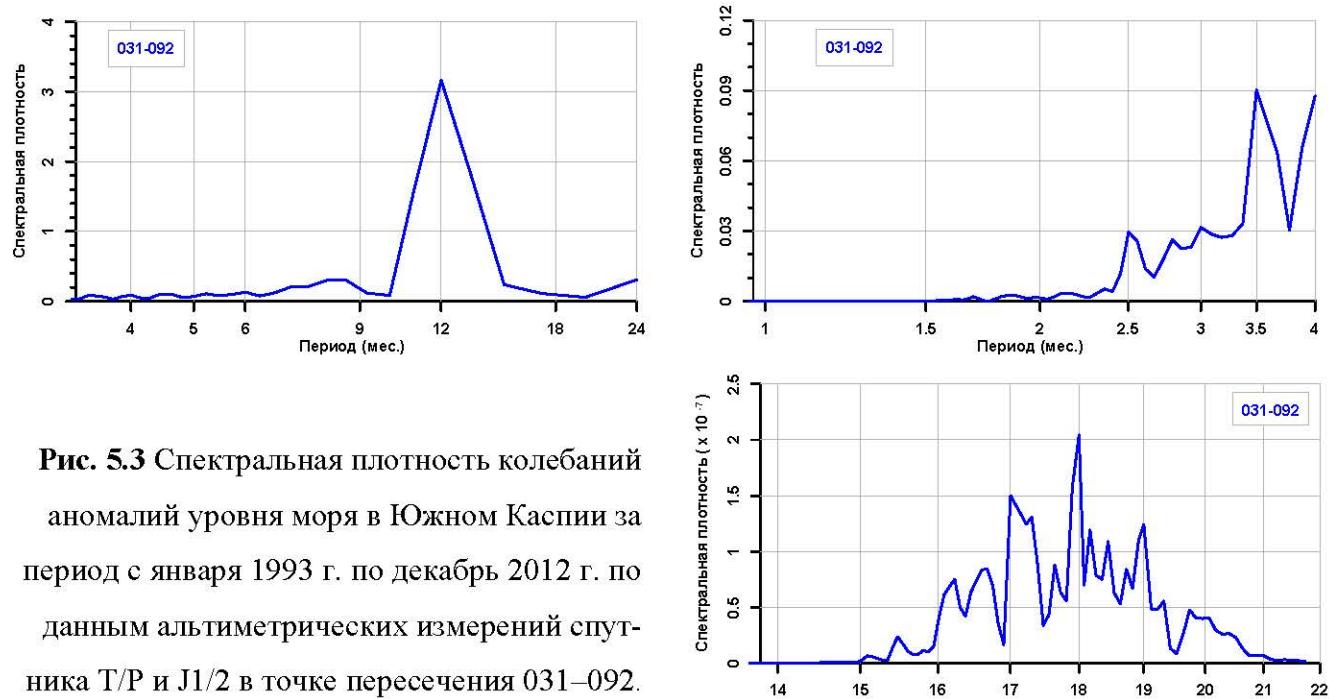
<sup>1</sup> – По данным с июля 1996 г. после заполнения залива водой



**Рис. 5.2** Временная изменчивость аномалий уровня (см) в Южном Каспии за период с января 1993 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точке пересечения 031–092.

изменчивость, а на рисунке 5.3 спектральная плотность колебаний аномалий ВМП Южного Каспия за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 в точке пересечения 031–092. Более подробно с временной изменчивостью и спектральной плотностью колебаний аномалий ВМП в других точках пересечения можно ознакомиться в работах (Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, Костяной, 2005).

Максимальная изменчивость аномалий ВМП от 1,35 до 1,68 м (табл. 5.1) наблюдалась в Северном Каспии. Это обусловлено в первую очередь тем, что точки пересечения 057–092 и 133–244 расположены вблизи дельт рек Волга и Урал. Кроме того, в Северном Каспии значительны изменения аномалий уровня



**Рис. 5.3** Спектральная плотность колебаний аномалий уровня моря в Южном Каспии за период с января 1993 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точке пересечения 031–092.

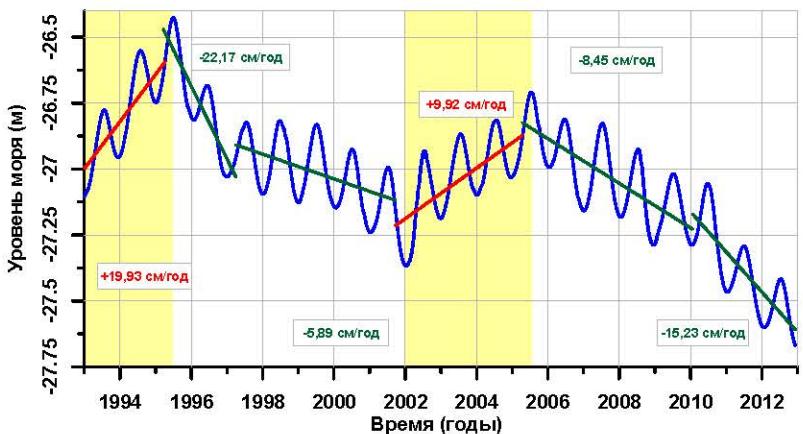
под воздействием ветра. При этом среднеквадратичное отклонение 0,39 м максимально в точке пересечении 209–016, расположенной в Южном Каспии у побережья Азербайджана. Причиной этого, скорее всего, является изменчивость стока реки Кура и особенности атмосферных процессов в данном районе. Также одной из причин может быть изменение интенсивности и положения квазистационарного антициклического вихря, который омывает южную оконечность Апшеронского п-ова. Его периферийная часть как раз и находится в районе точки пересечения 209–016 (раздел 1.7.2.4).

Во всех точках пересечения хорошо видна сезонная изменчивость аномалий ВМП. Наиболее правильные (синусообразные) сезонные изменения уровня видны по данным в точке пересечения 133–092 (северная часть Среднего Каспия). В спектральной плотности колебаний ВМП помимо ярко выраженного годового сигнала виден характерный синоптический сигнал небольшой амплитуды с периодом от 16 до 19 дней. Если обратиться к спектральной плотности изменчивости атмосферного давления по данным модели NCEP/NCAR (Лебедев, Костяной, 2005) то существование данного сигнала видно и там. Таким образом, можно считать, что этот сигнал в изменениях аномалий ВМП связан с соответствующими изменениями в атмосферных процессах

Для каждой точки пересечения треков анализировался также и межгодовой ход аномалий ВМП Каспийского моря, по которому хорошо прослеживается различие в гидрологических режимах различных частей моря. Скорость подъема и спада аномалий ВМП в различных точках пересечения треков, а значит, и в различных частях моря за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г., была разной, что уже отмечалось в предыдущих работах (Татевян, 1997; Cazenave et al., 1997; Васильев и др., 2002, Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, Костяной, 2005; Лебедев, 2005). Так, например, максимальная скорость подъема 27 см/год наблюдалась в точке пересечения 209–016 в Южном Каспии за период с сентября 1992 г. по июнь 1995 г..

Для периода с сентября 1993 г. по декабрь 2012 г. межгодовая изменчивость уровня Каспия показана на рисунке 5.4. С зимы 1992/1993 г. до лета 1995 г. уровня

**Рис. 5.4** Сезонная межгодовая изменчивость уровня Каспия (см) (январь 1993 г. – декабрь 2013 г.) по данным альtimетрических измерений спутников Т/Р и J1/2. Периоды роста уровня выделены желтым цветом.

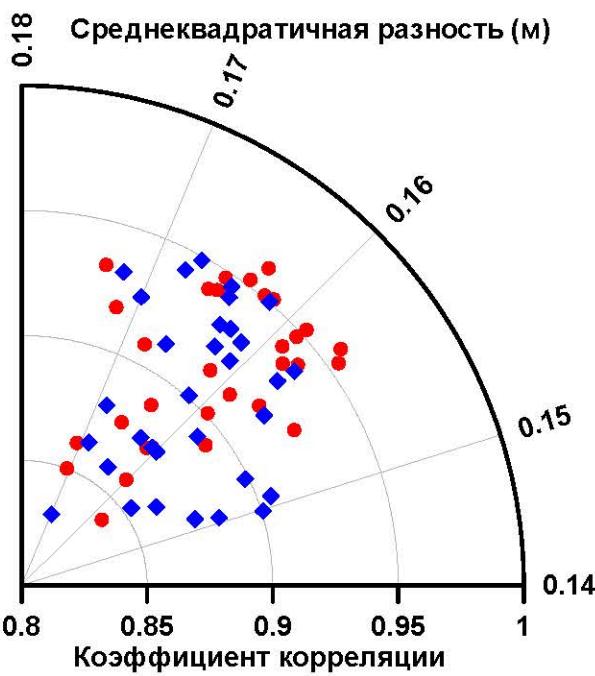


моря рос до отметки  $-26,4$  м со скоростью  $+19,93 \pm 2,14$  см/год. Затем до зимы 2001/2002 гг. наблюдалось понижение до отметки  $-27,4$  м, сначала резкое (до зимы 1997/1998 гг. со скоростью  $-22,17 \pm 2,45$  см/год до отметки  $-27,1$  м), затем умеренное (со скоростью  $-5,89 \pm 1,09$  см/год). 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 г. 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. (Arpe et al., 2012). В 2010–2012 гг. скорость падения уровня Каспия увеличилась примерно до  $-15,23 \pm 1,73$  см/год; к марта 2013 г. уровень моря составил  $-27,6$  м (Kostianoy et al., 2014). Однако, в соответствии с результатами моделирования (Малинин, 2009), уровень Каспийского моря к 2020 г. может подняться до отметки  $-26,6 \pm 0,2$  м.

### 5.1.2 Сравнительный анализ данных уровенных постов и данных спутниковой альтиметрии

В работе (Васильев и др., 2002) приведены результаты сравнения среднемесячных значений уровня моря, вычисленных по четырем уровенным постам в Баку, Махачкале, Форт-Шевченко и Куули-маяк, и по альтиметрическим измерениям, проводимым вблизи данных постов за период 1992–2000 гг. Важно отметить, что коэффициенты корреляции оказались достаточно высокими —  $0,81$ – $0,95$ .

В данной работе временной интервал исследований значительно шире (сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г.), и расчеты по данным спутниковой альтиметрии



**Рис. 5.5** Диаграмма среднеквадратичной разности уровня моря по постам и в точках пересечения треков и соответствующие коэффициенты корреляции: Красные маркеры – между данными уровенных постов (за исключением поста Махачкала) и результатами расчетов по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2; Синие маркеры – между самими уровнями постами.

проводились в точках пересечения, которые значительно удалены от основных уровенных постов (рис. 5.1а), то была поставлена задача – проанализировать, насколько расчеты по альтиметрическим данным соответствуют данным уровенных постов. Для этого было выбрано 8 уровенных постов и 7 точек пересечения треков (рис. 5.1а). Результаты расчетов представлены в таблице 5.2. и на рисунке 5.5.

Наименьшее значение 0,739 составляет коэффициент корреляции между среднемесячными данными по посту Махачкала (Средний Каспий) и данными расчетов по альтиметрическим измерениям в точке пересечения 133–244, которая находится в Северном Каспии. 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 Туркменбаши (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 постов и спутниковой альтиметрии (в расчетах были использованы данные во всех точках пересечения, представленных в таблице 5.2), дало значение коэффициента корреляции 0,98 (Лебедев и др., 2008; Lebedev et al., 2008). Это подтверждает, что данные

**Таблица 5.2** Коэффициенты корреляции среднемесячных данных уровенных постов и среднемесячной изменчивости аномалий ВМП в точках пересечения треков по альтиметрическим данным спутников Т/Р и J1/2.

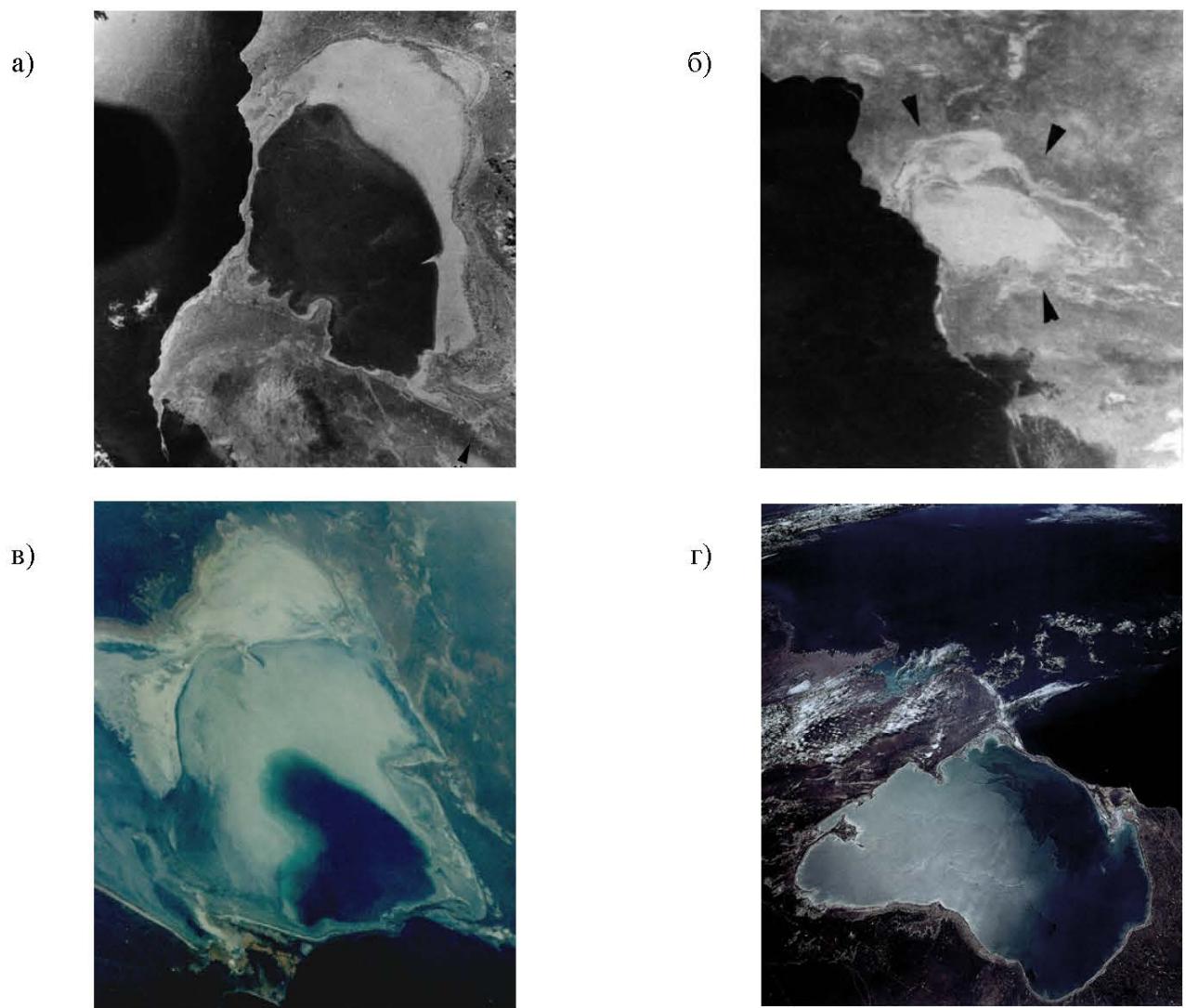
Уровенные посты	Точки пересечения треков							Море (по альт.)	
	Северный Каспий		Средний Каспий		Южный Каспий				
	057–092	133–244	133–092	209–092	209–016	031–092	031–016		
Форт-Шевченко	0,876	0,859	0,923	0,931	0,918	0,931	0,892	0,938	
Махачкала	0,899	0,739	0,862	0,853	0,901	0,883	0,874	0,906	
о. Жилой	0,876	0,863	0,948	0,942	0,932	0,931	0,901	0,950	
Нефтяные Камни	0,876	0,876	0,943	0,942	0,941	0,948	0,901	0,953	
Баку	0,841	0,889	0,951	0,960	0,913	0,919	0,892	0,941	
Куули-Маяк	0,859	0,874	0,952	0,953	0,925	0,954	0,937	0,958	
Туркменбашы (Красноводск)	0,861	0,850	0,918	0,933	0,914	0,948	0,908	0,940	
Кара-Богаз-Гол	0,880	0,831	0,925	0,932	0,922	0,942	0,912	0,946	
Море (по постам)	0,909	0,876	0,963	0,964	0,956	0,966	0,936	0,978	

спутниковой альтиметрии в сравнении с данными уровенных постов имеют высокую репрезентативность и могут быть использованы не только для научных исследований, но и для инженерных расчетов.

Проведенный корреляционный анализ показывает, что предлагаемая методика обработки данных спутниковой альтиметрии для анализа изменчивости уровня Каспийского моря является наиболее оптимальной. Полученные данные по своей точности не уступают традиционным данным уровенных постов.

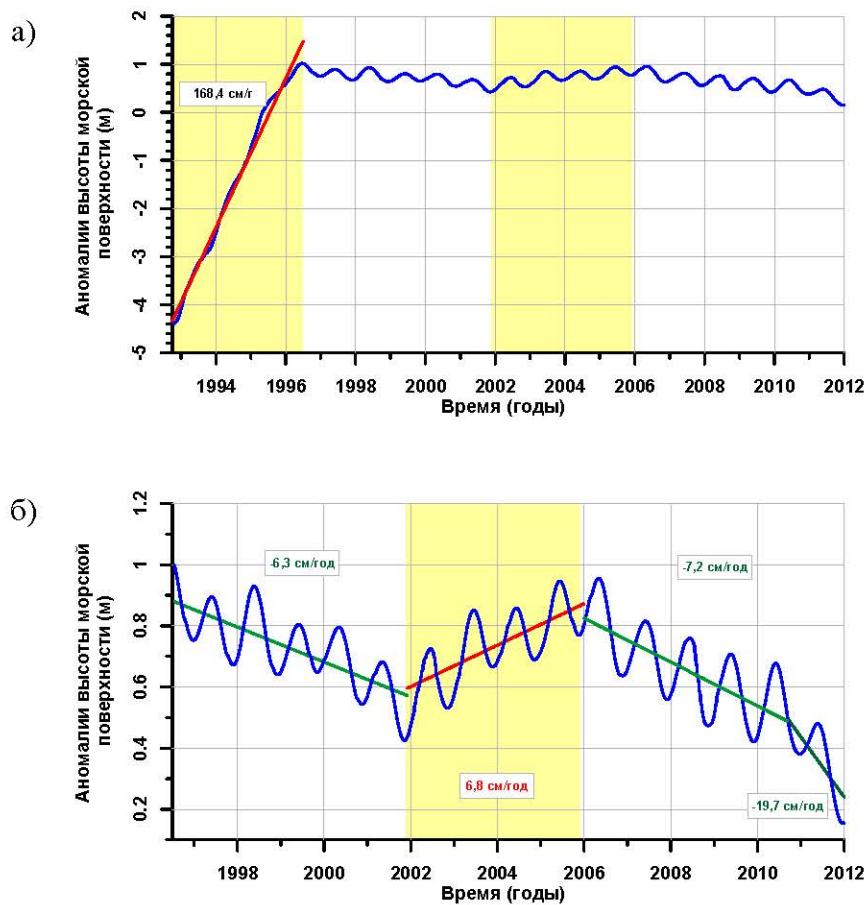
### 5.1.3 Многолетняя изменчивость уровня залива Кара-Богаз-Гол

Площадь залива до 1980 г. составляла 18 000 км<sup>2</sup>, а объем воды – 130 км<sup>3</sup> (рис. 5.6а). В марте 1980 г. пролив, соединяющий море с заливом, был перекрыт плотиной. К концу 1982 г. площадь поверхности залива уменьшилась, а к середине лета 1984 г. завершился процесс усыхания поверхностных рассолов и превращения залива в «сухое озеро» (рис. 5.6б). В сентябре 1984 г. сток каспийских вод в залив был частично (объемом около 1,6 км<sup>3</sup>) возобновлен при помощи водопропускного сооружения. В середине 1992 г., когда уровень моря повысился на 2 м по отношению к уровню 1978 г., дамбу разрушили (Kosarev, Kostianoy, 2005).



**Рис. 5.6** Фотографии залива Кара-Богаз-Гол с борта советских спутников СОЮЗ–9 (а) и МЕТЕОР–30 (б) в разные годы: (а) – 1970 год, (б) – 20 августа 1984 г., (в) – 25 марта 1992 г. и (г) – 14 апреля 1995 г. (Varushchenko et al, 2000).

Процесс заполнения залива и выход на естественный режим хорошо прослеживается по изменчивости аномалий ВМП в точке пересечения 031–168 (рис. 5.7). До конца 1995 г. шло активное заполнение залива каспийской водой со средней скоростью подъема уровня около  $168,4 \pm 2,7$  см/год (рис. 5.7а). Далее гидрологический режим выровнялся, и во временном ходе уровня стали прослеживаться сезонные изменения (рис. 5.7б), которые хорошо согласуются с сезонным ходом Каспийского моря в целом. При этом с ноября 1995 г. по ноябрь 2001 г. произошло падение уровня в заливе со скоростью  $-6,3 \pm 1,2$  см/год. Это полностью соответствовало общей тенденции понижения уровня Каспийского моря. С ноября



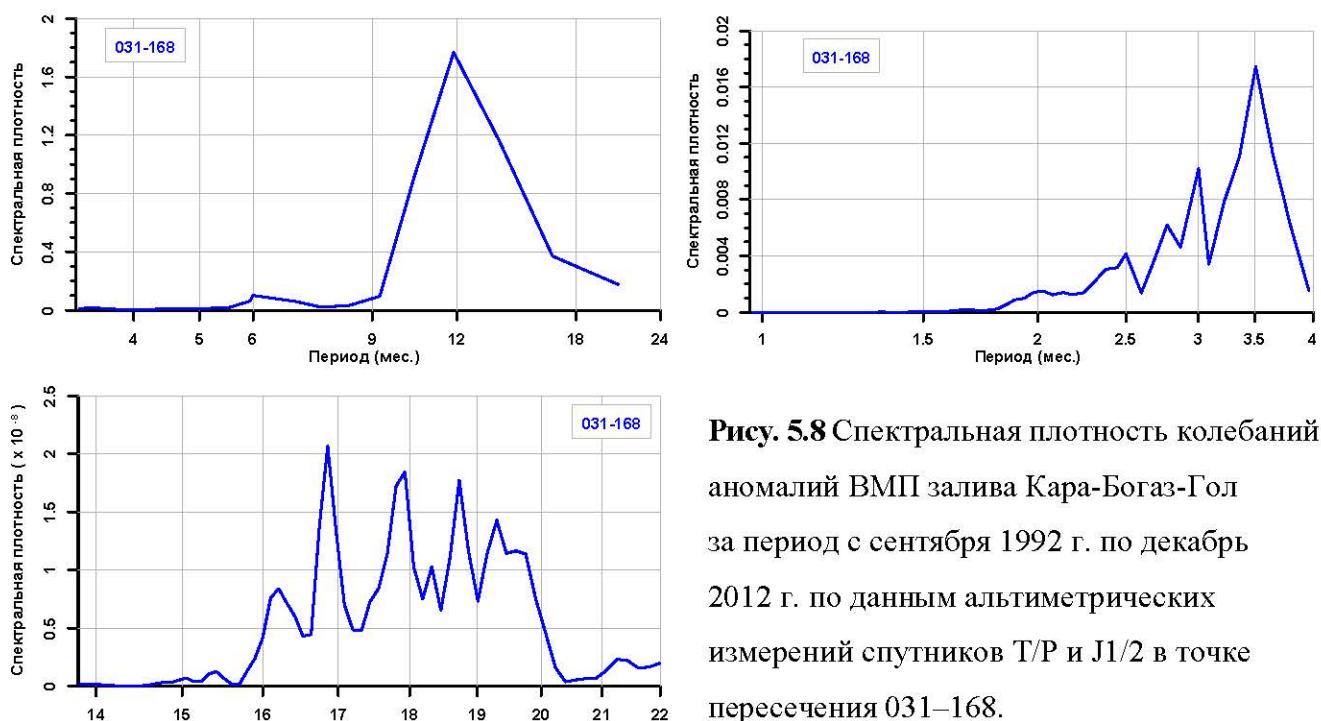
**Рису. 5.7** Изменчивость аномалий ВМП (м) залива Карабогаз-Гол за периоды (а) – с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. и (б) – с июля 1996 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 в точке пересечения 031–168. Периоды подъема уровня выделены желтым цветом

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.

В спектральной плотности временной изменчивости аномалий ВМП в точке пересечения 031–168 после заполнения залива водой для временного интервала с июля 1996 г. по декабрь 2012 г. (рис. 5.8) ярко выражена годовая составляющая, а также 17–19-ти суточные моды. То есть спектральная плотность почти ничем не отличается от спектральной плотности в других частях акватории Каспийского моря.

#### 5.1.4 Сезонные изменения уровня

Как было показано выше, спутниковая альтиметрия с достаточной точностью позволяет анализировать внутригодовой ход уровня моря, несмотря на то, что данные спутниковой альтиметрии поступают со скважностью около 10 суток.

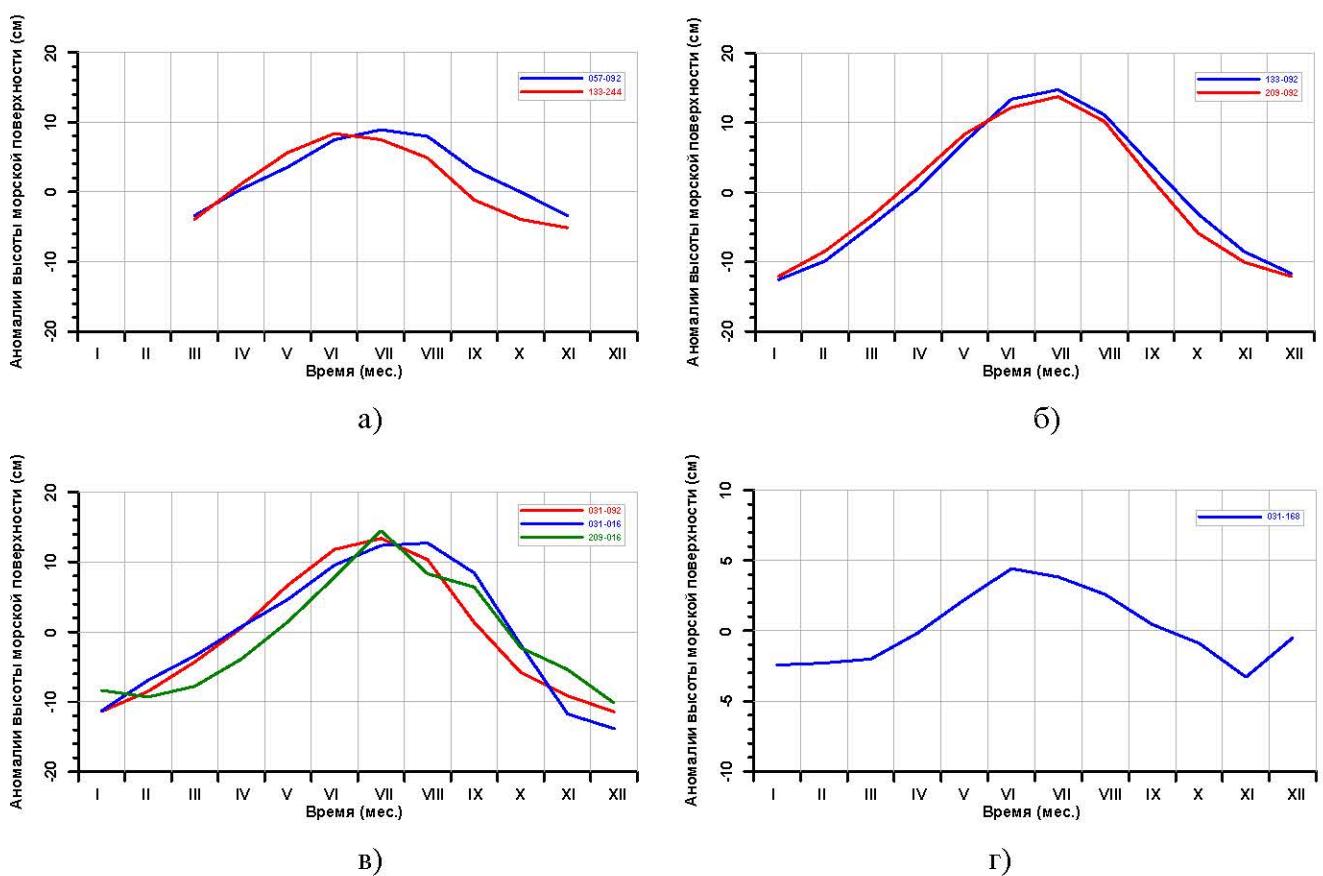


**Рису. 5.8** Спектральная плотность колебаний аномалий ВМП залива Кара-Богаз-Гол за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и Л1/2 в точке пересечения 031–168.

На рисунках 5.4 и 5.7 хорошо видны колебания, которые обусловлены сезонными изменениями в водном балансе Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол.

Согласно расчетам, в Северном Каспии максимум уровня в точке пересечения 057–092, которая ближе всех находится к дельте реки Волга, наступает в июле (рис. 5.9а). В другой точке пересечения 133–244, лежащей ближе к дельте реки Урал, он наступает в июне (рис. 5.9а). Размах сезонных колебаний в этой части Каспийского моря составляет около 15 см и получается несколько меньше, чем по данным уровенных постов. Это связано с целым рядом причин. Во-первых, скважность поступления спутниковой информации составляет около 10 суток, что не позволяет четко отслеживать сгонно-нагонные изменения уровня моря, а, следовательно, и учитывать их при анализе сезонных колебаний. Во-вторых, отсутствуют спутниковые измерения ВМП зимой (с ноября по февраль), так как почти вся акватория Северного Каспия покрыта льдом.

В Среднем Каспии максимум уровня наступает в июле, а минимум — в декабре–январе (рис. 5.9б). Размах колебаний в обеих точках пересечения треков составляет 27 см. В целом результаты расчета сезонных колебаний по данным спутниковой альтиметрии для Среднего Каспия хорошо согласуются с данными уровенных постов.



**Рис. 5.9** Сезонные колебания аномалий ВМП (см) в Северном (а), Среднем (б) и Южном (в) Каспии за 1993–2012 гг. и заливе Кара-Богаз-Гол (г) 1996–2012 гг. по данным альтиметрических измерений спутников ТОРЕХ/Poseidon и J1/2.

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 (рис. 5.9в). Минимальный уровень во всех точках пересечения треков наблюдается в декабре. Размах колебаний также составляет около 26 см. На рисунке 5.9 хорошо видны, различия в сезонном ходе уровня в разных точках пересечения треков.

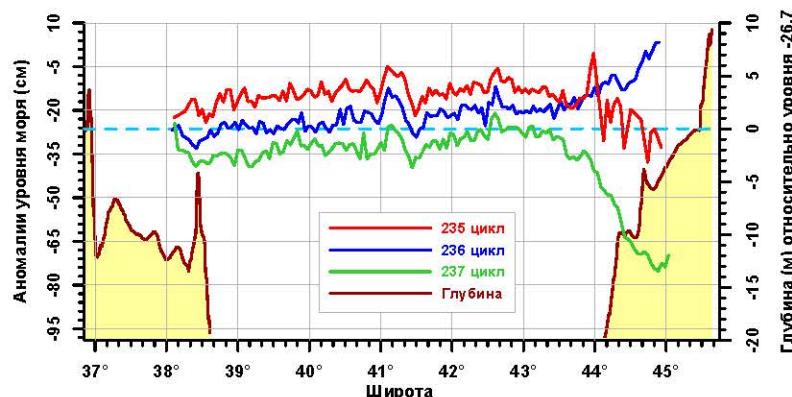
Для залива Кара-Богаз-Гол средний сезонный ход уровня рассчитывался для более короткого временного интервала (январь 1996 г.– декабрь 2012 г.). Это связано с тем, что до конца 1995 г. шло активное заполнение залива и только летом 1996 г. залив вышел на свой естественный гидрологический режим. Максимум уровня наступает в июне, а минимум — в ноябре (рис. 5.9г). Размах колебаний не превышает 8 см.

Таким образом, данные спутниковой альтиметрии для Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол в достаточной степени соответствуют данным уровенных постов (Косарев, 1975; Каспийское море, 1986; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, Yablonskaya, 1994; Косарев, Костяной, 2005; Kosarev, Kostianoy, 2005).

Для различных частей моря сезонный ход уровня различается, в основном, потому, что большая часть речного стока (суммарный сток рек Волга и Урал составляет более 85% общего речного стока в Каспийское море) поступает в Северный Каспий (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). Спутниковая альтиметрия позволяет исследовать пространственную неравномерность сезонных колебаний уровня Каспийского моря более подробно благодаря тому, что информация о ВМП поступает с открытой части акватории моря, а не только с уровенных постов.

### 5.1.5 Короткопериодные колебания уровня

Под короткопериодными колебаниями уровня понимаются сгонно-нагонные, приливные и сейшевые колебания. Обширное мелководье, малые уклоны дна и суши и достаточно сильный ветер создают благоприятные условия для развития в Северном Каспии значительных сгонно-нагонных колебаний уровня. Огромная площадь прибрежных мелководий приводит к тому, что максимальная амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня здесь может достигать 5–7 м, что сопоставимо с глубиной моря. Можно выделить три района с наибольшими



**Рис. 5.10** Изменчивость аномалий ВМП (см) вдоль 092 трека по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р.

сгонно-нагонными колебаниями уровня: западное побережье и взморье реки Волга, северо-восточное и восточное побережье от устья реки Урал до п-ова Бузачи. Катастрофические нагоны наблюдались в 1877, 1910, 1952, 1985 и 1995 гг. (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Несмотря на некоторые ограничения, спутниковые альтиметрические измерения дают возможность наблюдать сгонно-нагонные колебания. Анализ аномалий ВМП вдоль северной части 092 трека показал следующее (рис. 5.10). Средняя величина аномалий ВМП на этом участке трека для 235-го цикла спутника Т/Р (2 февраля 1999 г.) составила -25,7 см. Десять дней спустя (236 цикл – 12 февраля 1999 г.) наблюдается значительное увеличение уровня моря. В среднем значение аномалий ВМП увеличилось на 3,7 см, но вблизи дельты реки Волга поднятие достигло более 10 см. Для 237-го цикла (22 февраля 1999 г.) наблюдается быстрое снижение на 54,7 см вблизи дельты реки Волга.

## **5.2 Ветровой режим**

Разнообразие ветровых условий на Каспии обусловлено его большой меридиональной протяженностью, различиями в физико-географических условиях побережья и преобладанием различных типов атмосферной циркуляции в разных районах.

Спутниковая альтиметрия позволяет измерять модуль скорости приводного ветра в открытой части Каспийского моря со скважностью поступления информации около 10 суток в каждой точке восходящего или нисходящего трека. На первый взгляд, для анализа пространственно-временной изменчивости скорости ветра по этим данным ДЗЗ недостаточно. Однако длительность временного ряда альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 (с сентября 1992 г. по настоящее время) позволяет достаточно корректно провести анализ пространственно-временной (сезонной и межгодовой) изменчивости скорости ветра именно на акватории моря, что до сих пор было недоступно стандартными средствами наблюдений на береговых метеостанциях.

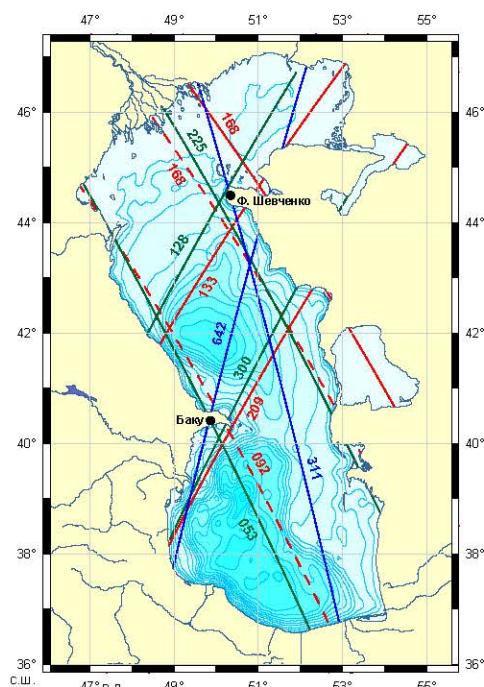
### 5.2.1 Верификация данных спутниковой альtimетрии

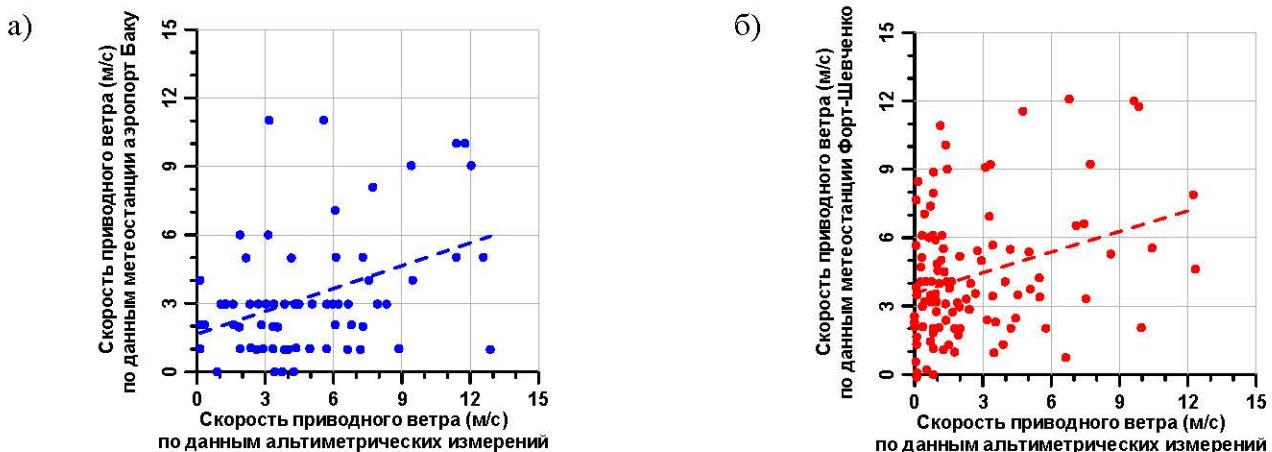
Верификация данных о скорости ветра, полученных по результатам альтиметрических измерений, с данными прямых измерений проводилась в рамках проекта «Value added satellite ALTImetry for COastal Regions (ALTICORE)» («Улучшение данных спутниковой альтиметрии для прибрежных акваторий») (Kostianoy et al., 2007; Vignudelli et al., 2007).

Для сравнения скорости ветра по данным ДЗЗ и натурных данных выбирались метеостанции на побережье Каспийского моря, находящиеся на расстоянии не более 15 миль от ближайшим к ним трекам основных программ альтиметрических измерений за период 2000–2007 гг (табл. 2.1). Наиболее оптимальными оказались две метеостанции: аэропорт Баку и Форт-Шевченко (рис. 5.11). Для сравнения данных метеоизмерений со станции аэропорта Баку брались данные альтиметрических измерений спутников ERS–1/2/ENVISAT (642 трек), GFO–1 (053 и 300 треки), T/P–J1 (092 фазы А и 209 фазы В) и а для метеостанции Форт-Шевченко — спутников ERS–1/2/ENVISAT (311 трек), GFO–1 (128 и 225 треки), T/P–J1 (133 трек фазы А и 168 фаза В).

Результаты показали, что для метеостанции аэропорта Баку скорость ветра по данным альтиметрических измерений ниже на ~2 м/с, чем наблюдения, а для

**Рис. 5.11** Расположение треков на акватории Каспийского моря изомаршрутных программ спутников ERS–1/2 и ENVISAT (синяя линия), спутников и GFO–1 (зеленая линия) и T/P и J1/2 (красная линия), данные альтиметрических измерений с которых использовались для верификации скорости приводного ветра по данным метеостанций аэропорт Баку и Форт-Шевченко. Штриховая линия соответствует трекам фазы В программы спутников Т/P и J1.



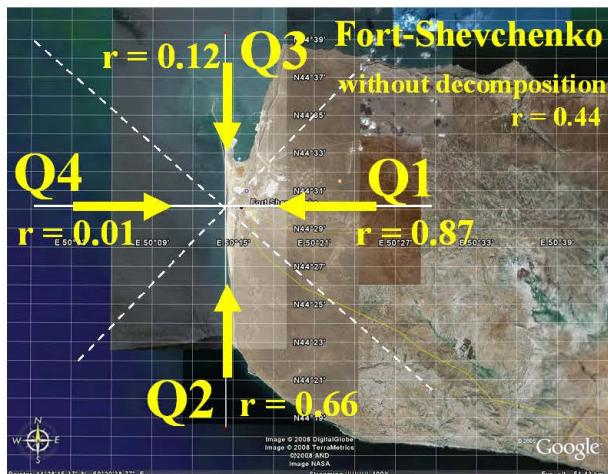


**Рис. 5.12** Двумерная диаграмма рассеяния скорости приводного метра по данным альтиметрических измерений и по данным метеостанций аэропорт Баку (а) и Форт-Шевченко (б). Прямыми пунктирными линиями показана линейная аппроксимация данных методом наименьших квадратов

метеостанции Форт-Шевченко — на ~4 м/с (рис. 5.12) (Kouraev et al, 2011). Значения скорости ветра по данным метеостанции Баку не являются типичными для этого региона и вызывают сомнение в достоверности информации в базе данных за 2002–2007 гг. Гидрометцентр России, так как типичные значения скорости ветра в регионе Баку выше, чем в данной базе (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Для каждого цикла выбранных треков отбирались ближайшие по времени данные измерений на метеостанциях. На первом этапе корреляция между данными ДЗЗ и наблюдениями на метеостанциях оказалась низким. Так для метеостанции Форт-Шевченко он оказался равным 0,44 (рис. 5.12б). Увеличение коэффициента корреляции наблюдается при выборе данных не с ближайших к побережью части треков спутников, а на некотором удалении от береговой линии. Дальнейшее увеличение расстояния от берега приводит к уменьшению корреляции. Например, для метеостанции Форт-Шевченко, коэффициенты корреляции при увеличении расстояния от берега сначала увеличился до 0,64 (10 км), потом уменьшился до 0,55 (14 км) (Kouraev et al, 2011).

Для уменьшения расхождений между данными ДЗЗ и наблюдениями на метеостанциях, был предложен новый подход (Ginzburg et al., 2011), основанный на разложении всех направлений ветра в четыре квадранта относительно нормали к береговой линии (штриховые линии на рисунке 5.13). Так для метеостанции



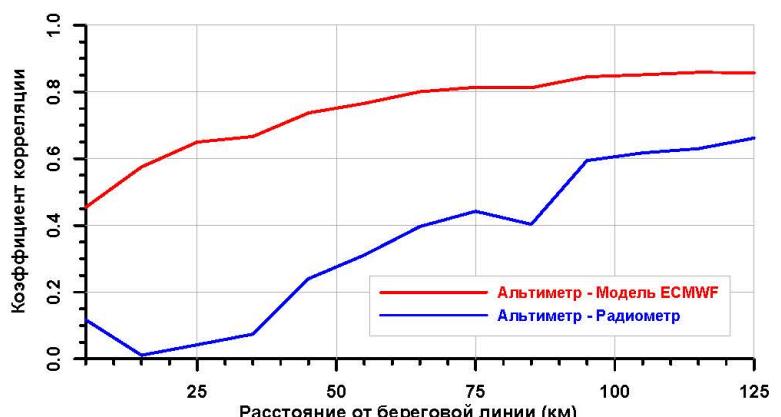
**Рис. 5.13** Направления разложения скорости ветра по четырем квадрантам относительно нормали к береговой линии для метеостанции Форт-Шевченко и соответствующие им коэффициенты корреляции Стрелками показаны преобладающие направления ветра для каждого квадранта (Kouraev et al, 2011)

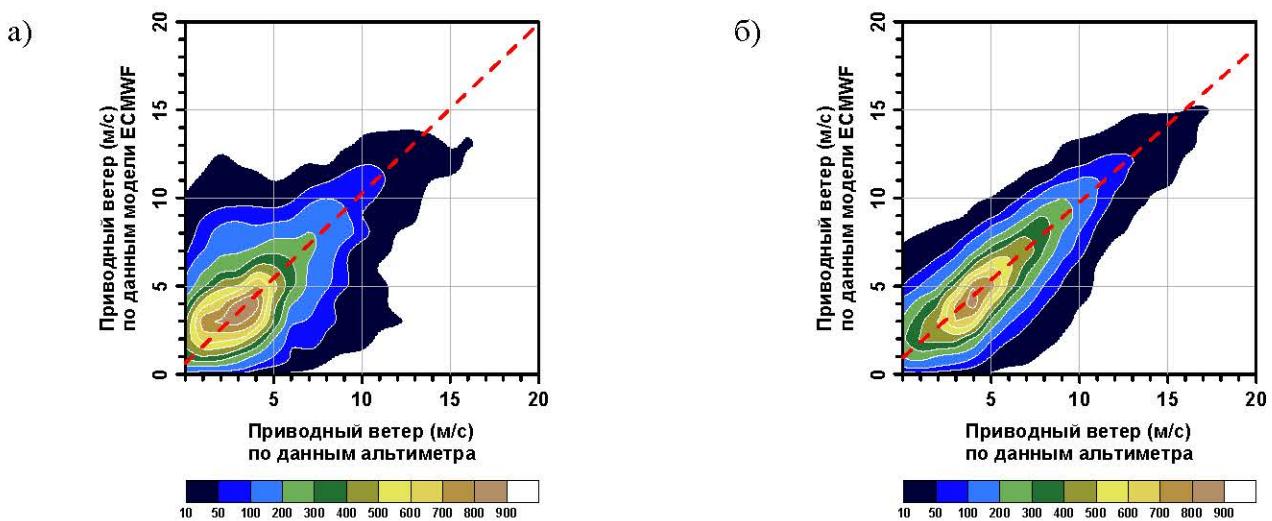
Форт-Шевченко подобное разложение увеличило коэффициент корреляции, максимальная величина которого (0,87) наблюдается восточные ветры, минимальная – для западных ветров (Kouraev et al, 2011).

Для открытого моря верификация расчетов скорости приводного ветра по данным спутниковой альтиметрии проводилось по результатам расчетов по модели циркуляции атмосферы ECMWF и по результатам расчетов по данным трехканального микроволнового радиометра, расположенного на борту спутников T/P и J1,  $U_{10} = -0,75 + 1,795 T_{B18} - 0,561 T_{B21} - 0,433 T_{B37}$  (Keihm et al., 1995).

Результаты сравнения скорости приводного ветра показали, что коэффициент корреляции зависит от расстояния между береговой линией и точкой надира (рис. 5.14). На расстоянии менее 25 км от береговой линии коэффициент корреляции между расчетами по данным альтиметра и модельными расчетами в среднем составляет  $0,543 \pm 0,01$ , а на расстоянии более 75 км –  $0,838 \pm 0,0004$ . Это обусловлено тем, что

**Рис. 5.14** Зависимость коэффициента корреляции расчета скорости приводного ветра по данным альтиметра, микроволнового радиометра и модели ECMWF от расстояния между береговой линией и точкой надира





**Рис. 5.15** Диаграмма рассеяния скорости приводного ветра по данным альтиметрических измерений спутников Т/P и J1/2 и по результатам расчетов по модели ECMWF для расстояния от береговой линии и точкой надира менее 25 км (а) и более 25 км (б) за 1993–2012 гг.

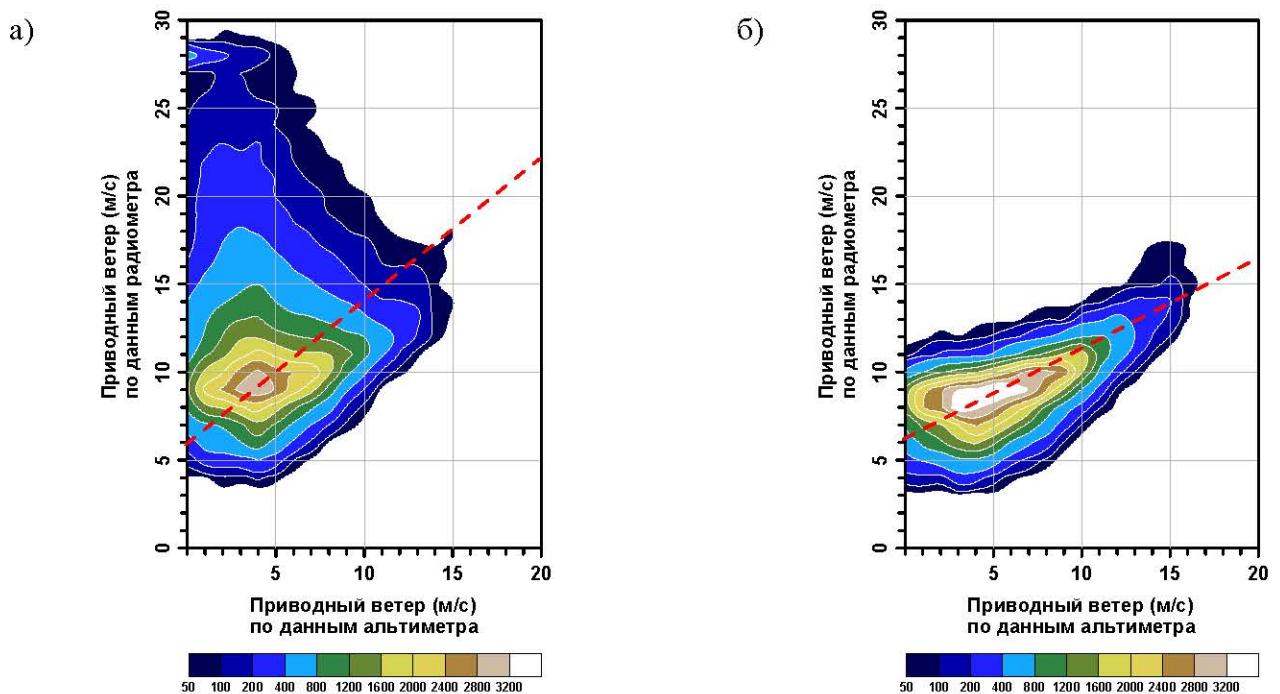
Цветом выделены число измерений, попадающих в соответствующий интервал значений скорости приводного ветра.

шаг подели по широте и долготе составляет  $0,5^\circ$  (или 45 км по широте и 55 км по долготе), тогда как пространственное разрешение альтиметрических измерений для спутников Т/P и J1/2 составляет  $\sim 700$  м (раздел. 2.4.4). Глобальные модели атмосферной циркуляции с  $0,5^\circ$  пространственным разрешением не могут учитывать кинематический эффект рельефа суши вблизи береговой линии внутренних морей, который усиливает антициклоническую завихренность вблизи Кавказского побережья Каспийского моря (Сурмава, Гвелесиани, 2010). Именно по этой причине диаграммы рассеяния скорости приводного метра по данным альтиметрических измерений спутников и по модельным расчетам для расстояния менее 25 км (рис. 5.15а) от береговой линии и точкой надира и более 25 км (рис. 5.15б) сильно отличаются друг от друга. К сожалению, сравнить данные региональной модели атмосферной циркуляции (например, модель COSMO-RU) нет возможности.

Для скоростей приводного ветра, рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии и микроволновой радиометрии коэффициент корреляции также зависит от расстояния между береговой линией и точкой надира (рис. 5.14). На расстоянии менее 50 км от береговой линии коэффициент корреляции между данными

по измерениям альтиметра и модельных расчетов в среднем составляет  $0,170 \pm 0,02$ , а на расстоянии более 50 км –  $0,558 \pm 0,01$ . Это обусловлено тем, что областей разрешения микроволнового радиометра для частот 18,7, 23,8 и 34,0 ГГц составляют соответственно 43,4, 36,4 и 22,9 км, а как уже говорилось выше, пространственное разрешение альтиметрических измерений для спутников Т/P и J1/2 составляет  $\sim 700$  м. Данный эффект хорошо виден на диаграмме рассеивания (рис. 5.16). При расстоянии менее 50 км разброс данных о скорости приводного ветра по микроволновым измерениям составляет более 25 м/с для скоростей ветра, рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии, в интервале от 0 до 5 м/с.

Таким образом, скорости приводного ветра, рассчитанные по данным альтиметрических измерений, хорошо согласуются с данными измерений на метеостанциях и результатами расчетов по модели ECMWF и плохо с данными расчетов по измерениям микроволнового радиометра.



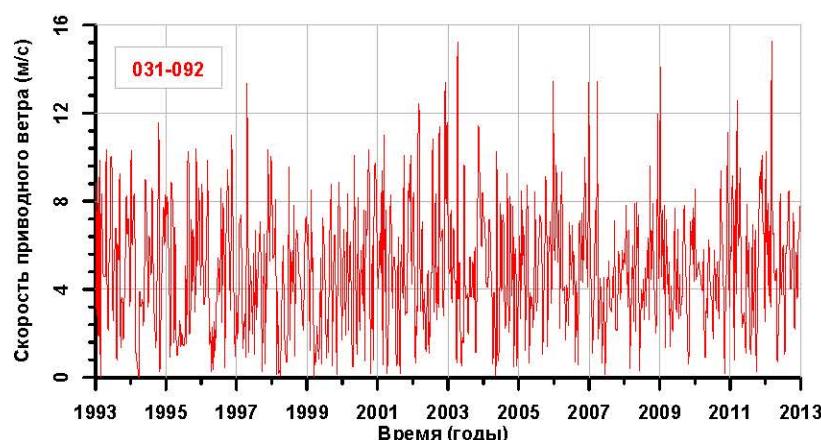
**Рис. 5.16** Диаграмма рассеяния скорости приводного ветра по данным альтиметрических измерений спутников Т/P и J1 и по данным микроволнового радиометра для расстояния от береговой линии и точкой надира менее 50 км (а) и более 50 км (б) за 1993–2008 гг.

Цветом выделены число измерений, попадающих в соответствующий интервал значений скорости приводного ветра.

### 5.2.2 Синоптическая изменчивость

Как и в случае исследования временной изменчивости уровня Каспийского моря, анализ временной изменчивости скорости приводного ветра проводился в точках пересечения восходящих и нисходящих треков (рис. 5.1), которые представлены в Таблицах 5.3–5.4 и рисунке 5.17 (для точки пересечения 031–092 в Южном Каспии). Согласно статистическому анализу, наибольшее среднее значение скорости ветра наблюдается в Среднем Каспии в обеих точках пересечения треков 133–092 и 209–092 — около 5,6 м/с, а наименьшее значение 3,3 м/с — в Южном Каспии в точке пересечения 031–016, расположенной вблизи иранского побережья (рис. 5.1а). Соответственно максимальное среднеквадратичное отклонение скорости ветра (около 2,1 м/с) наблюдается в точках пересечения 133–092 и 209–092, а минимальное (1,5 м/с) — в точке пересечения 133–244, расположенной в северо-восточной части Северного Каспия.

В спектральной плотности временной изменчивости скорости приводного ветра для всех точек пересечения треков отчетливо просматривается годовая составляющая. Отличительной особенностью спектральной плотности в точках пересечения 133–244 и 057–092, расположенных в Северном Каспии, от других точек является тот факт, что амплитуда наблюданной полугодовой моды соизмерима с годовой составляющей. Так, для точки пересечения 133–244 полугодовая мода меньше годовой примерно в два раза, а для точки пересечения 057–092 он почти равны. В точках пересечения 133–092 и 209–092, расположенных в Среднем



**Рис. 5.17** Изменчивость скорости приводного ветра (м/с) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р в точке пересечения 031–092 в Южном Каспии за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

**Таблица 5.3.** Статистика вариаций скорости приводного ветра с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрии спутника Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков.

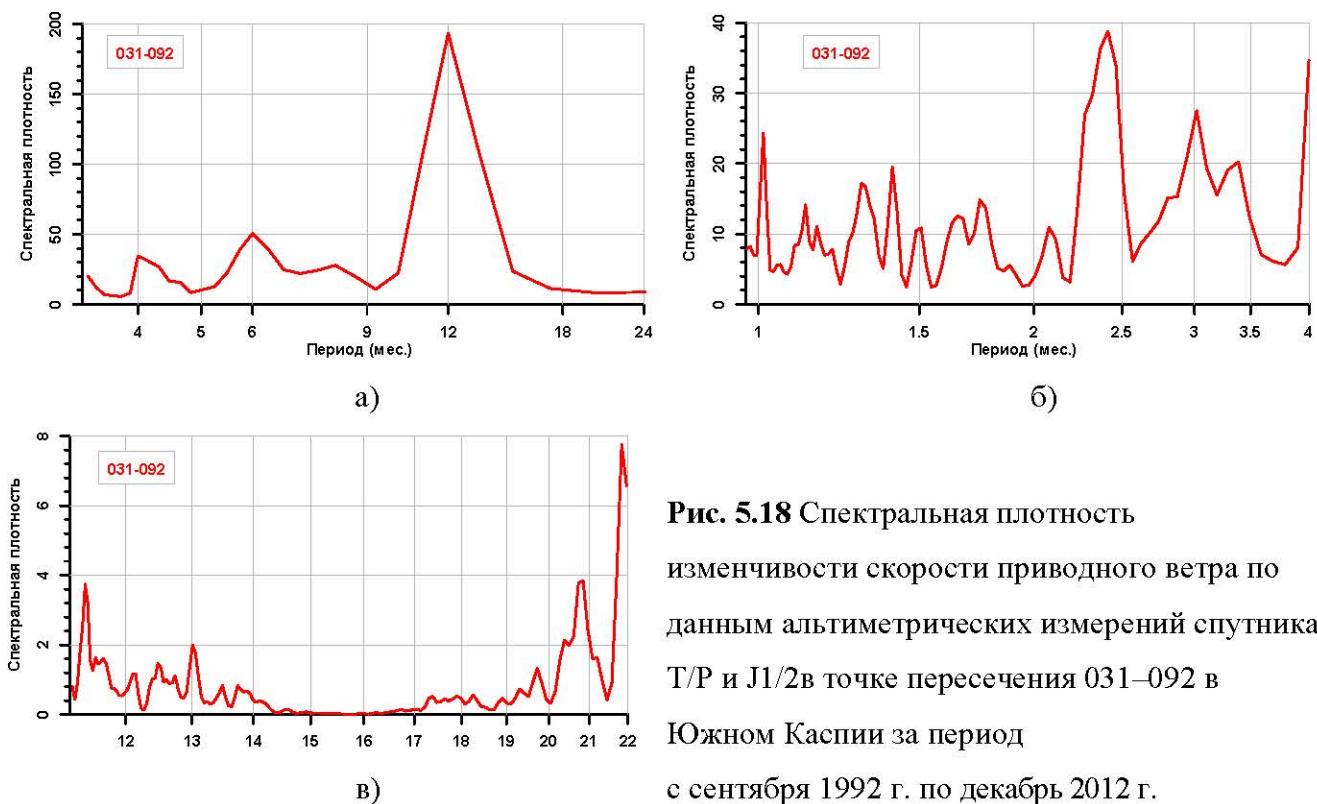
Район	Номер района <sup>1</sup>	Точка пересечения	Среднее значение, м/с	Среднеквадратичное отклонение, м/с	Максимальный размах, м/с
Северный Каспий	8	133–244	4.3	1.5	3.4
	7	057–092	4.9	1.9	3.9
Средний Каспий	1	133–092	5.6	2.1	3.9
	4	209–092	5.7	2.2	4.0
Южный Каспий	5	209–016	4.3	1.8	3.8
	5	031–016	3.3	1.7	4.0
	6	031–092	4.9	1.8	3.9

**Таблица 5.4.** Повторяемость скорости приводного ветра с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрии спутников Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков.

Район	Северный Каспий		Средний Каспий		Южный Каспий		
Точка пересечения	133–244	057–092	133–092	209–092	209–016	031–016	031–092
Номер района <sup>1</sup>	8	7	1	4	5	5	6
Интервал скорости ветра	Повторяемость, %						
< 1	0.4	0.9	0.5	0.3	1.2	2.9	1.0
1–2	4.2	2.9	3.2	2.6	6.8	20.4	4.0
2–3	12.1	10.7	7.9	9.0	16.5	28.6	10.0
3–4	28.2	17.8	10.8	13.5	22.9	17.8	18.8
4–5	23.4	22.1	18.6	14.6	18.5	13.1	20.5
5–6	19.5	17.2	16.9	15.7	15.8	8.7	17.3
6–8	10.8	22.3	29.0	28.1	15.0	7.3	23.1
>8	1.4	6.1	13.1	16.2	3.3	1.2	5.3

Каспии, все остальные моды, по сравнению с годовой, менее выражены. Для Южного Каспия в точках пересечения 209–016 и 031–092 (рис. 5.18) слабо выражена как полугодовая мода, так и 4-х месячная составляющая. А для точки пересечения 031–016, расположенной вблизи иранского побережья, полугодовая мода полностью отсутствует, зато, помимо 4-х, имеется 5-ти месячная состав-

<sup>1</sup> – Согласно схеме синоптико-климатического районирования Каспийского моря (рис. 1.5)



**Рис. 5.18** Спектральная плотность изменчивости скорости приводного ветра по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2в точке пересечения 031–092 в Южном Каспии за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

ляющая, причем амплитуда первой почти в два раза больше амплитуды второй составляющей.

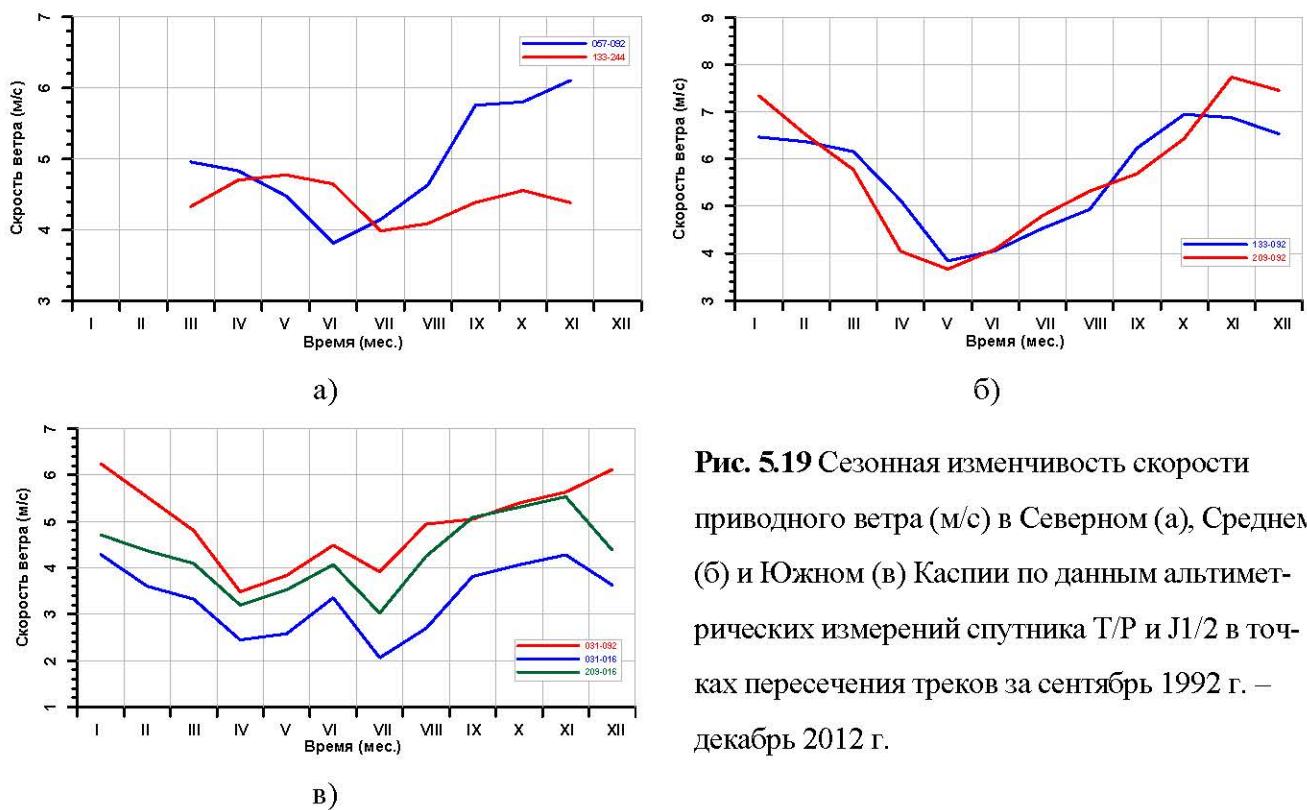
Общим показателем для спектральной плотности во всех точках пересечения является факт наличия характерного синоптического сигнала небольшой амплитуды с периодом от 11 до 13 дней. Исключение составляет точка пересечения 133–092, расположенная в Среднем Каспии, в которой период таких колебаний превышает 30 дней. Если обратиться к спектральной плотности изменчивости атмосферного давления по модели NCEP/NCAR, то там видно существование сигнала небольшой амплитуды с периодом от 15 до 18 дней (Лебедев, Костяной, 2005). Таким образом, можно сказать, что этот сигнал в изменениях скорости ветра связан не столько с изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции, а скорее с изменчивостью локальных барико-циркуляционных условий и термических характеристик подстилающей поверхности (сушки и воды).

Помимо спектральной плотности для каждой точки пересечения треков строились гистограммы распределения скорости ветра. Все они близки к нормальному распределению, за исключением точки пересечения 031–016, расположенной в

Южном Каспии вблизи иранского побережья. Это говорит о том, что ветер в данной точке сильно зависит от орографических особенностей береговой линии.

### 5.2.3 Сезонная изменчивость

Сезонная изменчивость скорости приводного ветра по данным внутригодового хода скорости ветра в точках пересечения треков представлена на рисунке 5.19. В Северном Каспии для точек пересечения 057–092 и 133–244 отсутствуют данные за зимние месяцы из-за наличия льда. Сезонные изменения среднемесячных скоростей ветра в точке пересечения 057–092 (рис. 5.19а) полностью соответствуют типовому распределению, характерному для Северного Каспия (рис. 1.8б). Имеется один минимум 3,8 м/с, который наступает летом (июнь), и один максимум 6,2 м/с, который наступает зимой. В точке пересечения 133–244 годовой ход среднемесячных скоростей имеет два максимума (рис. 5.19а): в мае – 4,7 м/с и в октябре – 4,5 м/с. Первый продолжительный минимум наблюдается в июле–сентябре – 4 м/с, второй, вероятнее всего, должен наблюдаться в середине зимы (если это не артефакт из-за ошибок измерений, связанных с наличием льда или шуги). Сезонная изменчивость



**Рис. 5.19** Сезонная изменчивость скорости приводного ветра (м/с) в Северном (а), Среднем (б) и Южном (в) Каспии по данным альtimетрических измерений спутника Т/P и J1/2 в точках пересечения треков за сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г.

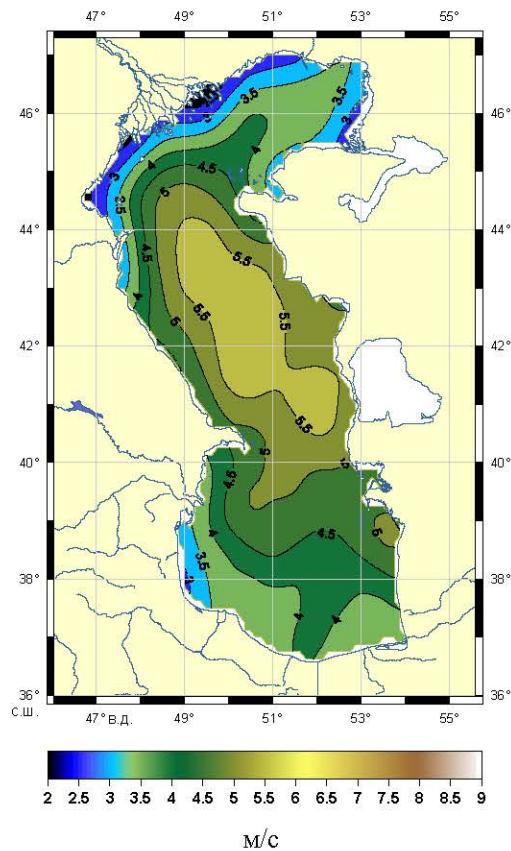
скорости ветра в этой точке пересечения соответствует типу изменчивости на северо-западном побережье Среднего Каспия (например, в Махачкале – рис. 1.8а).

Согласно синоптико-климатическому районированию (рис. 1.5), ветровой режим в районе точки пересечения треков 133–092 (район 8) (рис. 5.19б) отличается от режима на северо-западном побережье Среднего Каспия (район 1). Возможно, это связано с тем фактом, что при синоптико-климатическом районировании Каспийского моря использовались, в основном, данные береговых метеостанций и небольшое число островных.

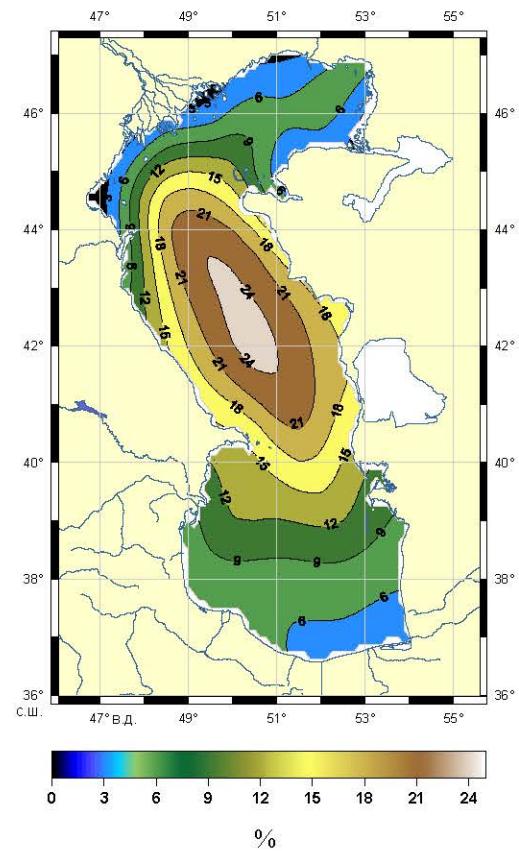
Для точек пересечения 031–092, 031–016 и 209–016, расположенных в Южном Каспии, в сезонном ходе средних скоростей наблюдается два максимума и два минимума (рис. 5.19в). Первый максимум для точек пересечения 031–016 и 209–016, расположенных вблизи западного и юго-западного побережья Южного Каспия, наблюдается 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 031–092, 031–016 и 209–016 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 очках пересечения, расположенных в Южном Каспии, соответствует результатам наблюдения на метеостанциях в этом районе (рис. 1.8а).

Для исследования пространственной изменчивости скорости ветра по данным спутниковой альтиметрии была построена карта средних скоростей ветра за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. (рис. 5.20), повторяемость скорость приводного ветра более 8 м/с за этот же временной интервал (рис. 5.21) и карты среднемесячных значений скорости ветра по данным спутников Т/Р и Л1 за этот же период (рис. 5.22).

В поле средних (за весь период наблюдений) скоростей 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. 5.20).

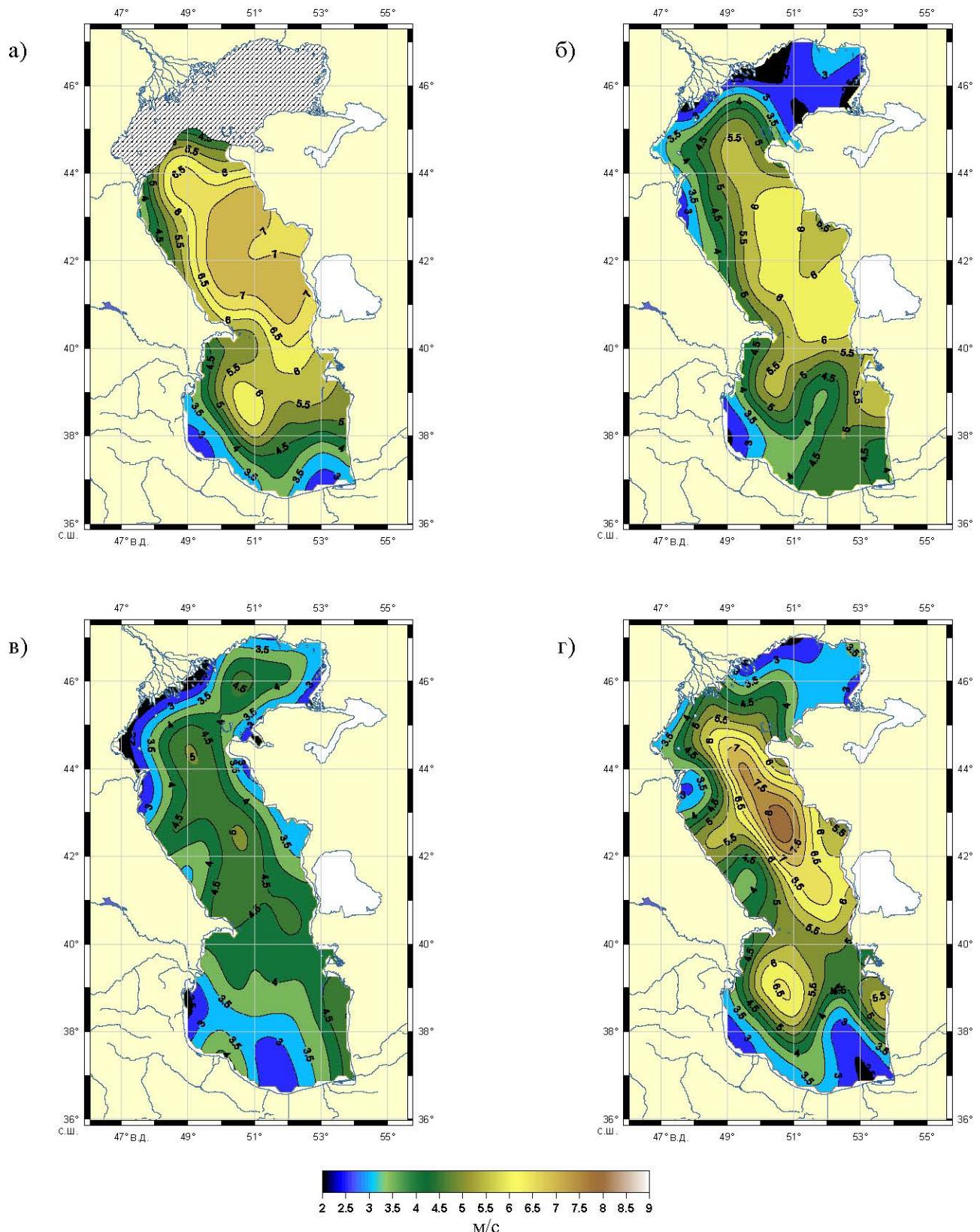


**Рис. 5.20** Средняя скорость приводного ветра (м/с) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.



**Рис. 5.21** Повторяемость (%) скорость приводного ветра более 8 м/с по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

При этом в центральной части моря выделяются два локальных максимума (более 6 м/с) вблизи границы раздела Северного и Среднего Каспия и между Дербентской впадиной и Казахским заливом. Вдоль всего западного побережья Среднего Каспия средние скорости резко уменьшаются по направлению к берегу до 3,5–4 м/с. Эта область несколько больше зоны «относительного затишья», выделяемой по данным метеонаблюдений в районе Низовая Пристань – Дербент. 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



**Рис. 5.22** Средняя скорость ветра (м/с) по данным по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1 за период с сентябрь 1992 г. по декабрь 2012 г.: (а) – январь, (б) – март, (в) – июль и (г) – октябрь. Штриховкой показана область льда в умеренные зимы.

два локальных минимума скорости (2–2,5 м/с), выделяющихся на фоне низких значений скорости ветра в прибрежных зонах Северного Каспия (рис. 5.20). Повторяемость скростией приводного ветра более 8 м/с (рис. 5.21) в Северном и Среднем Каспии хорошо согласуется со средними величинами за весь период наблюдений.

Согласно расчетам, средние за январь скорости ветра величиной более 6 м/с наблюдаются на большей части Среднего Каспия и в прилегающем районе Южного Каспия (рис. 5.22а). При этом вдоль западного побережья хорошо видна область «относительного затишья» в районе Низовая Пристань – Дербент со скоростями менее 5 м/с. Вдоль восточного побережья средние скорости растут по направлению от Форт-Шевченко к Казахскому заливу. Максимум (для всего моря) средней скорости ветра (более 8 м/с) расположен к юго-западу от залива. В центральной части Южного Каспия средние скорости ветра изменяются в пределах 5,5–6 м/с и уменьшаются до 4 м/с по направлению к юго-восточному берегу и до 5 м/с – к западному берегу. В Северном Каспии расчет средних скоростей ветра за январь не проводился из-за наличия льда.

Весной (в апреле) поле средних скоростей ветра по акватории Каспийского моря кардинально меняется (рис. 5.22б). Во-первых, уменьшается среднее значение скорости ветра для этого месяца до 4,8 м/с. Во-вторых, зона максимальных скоростей (более 5,5 м/с) смещается к северу, и ее центр располагается на границе раздела Северного и Среднего Каспия. Зона «относительного затишья» (менее 4 м/с) вдоль западного побережья Среднего Каспия несколько смещается к югу по направлению к Апшеронскому п-ову. В Северном Каспии наблюдаются два локальных минимума скорости ветра в районе северо-восточной части дельты реки Волга и п-ова Бузачи (менее 4,5 м/с), а в районе устья реки Урал наоборот – локальный максимум (>5 м/с). В центральной части Южного Каспия средняя скорость ветра по-прежнему выше (4–4,5 м/с), чем у берега (менее 4 м/с). Вдоль побережья Южного Каспия наблюдаются два локальных минимума (менее 3,5 м/с) у залива Кирова и у иранского побережья, а также один максимум – более 4,5 м/с в восточной части моря.

Летом (в июле) область максимальных средних скоростей ветра (более 4,5 м/с) разбивается на несколько частей вдоль оси Северного и Среднего Каспия (рис.

5.22в). Основная часть с максимумом (более 5 м/с) для всего моря смешена к югу Среднего Каспия, вторая лежит на границе Северного и Среднего Каспия, третья – в северной части Северного Каспия. В Северном Каспии скорости ветра уменьшаются от 4,5 м/с в центре до 3,5–4 м/с у берегов. На западном побережье Среднего Каспия по-прежнему наблюдается локальная зона «относительного затишья» в районе Дербента. В Южном Каспии скорость ветра также уменьшается от Апшеронского порога по направлению к берегам. При этом наблюдается локальный минимум (более 3 м/с) в центре южного побережья Ирана и локальный максимум (более 4,5 м/с) у восточного побережья в том же месте, что и в апреле.

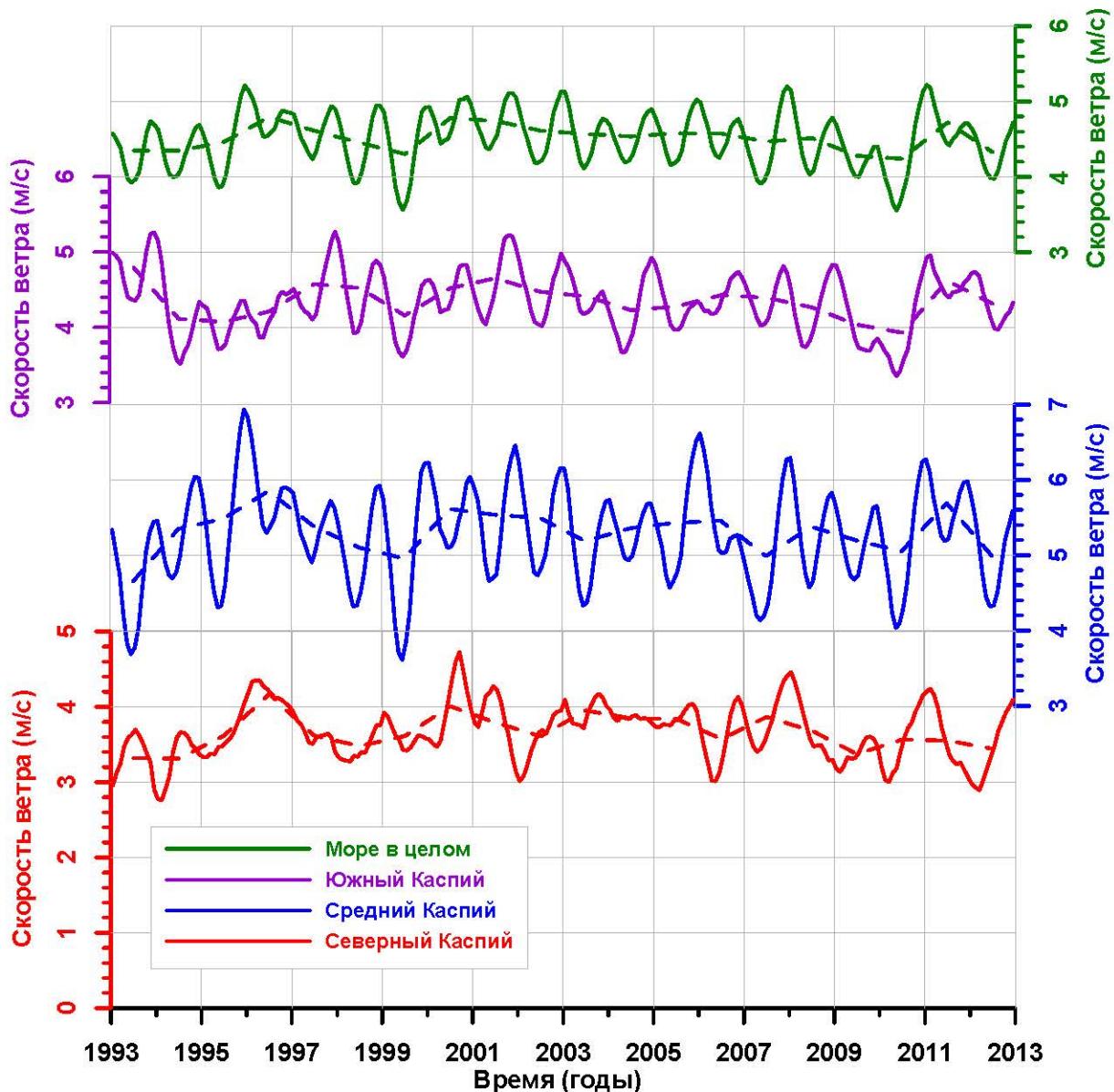
В октябре (рис. 5.22г) картина близка к среднегодовому распределению поля скорости ветра, только средняя величина скорости несколько выше – 5,9 м/с. Область максимальных ветров (более 6,5 м/с) занимает Средний Каспий, при этом в Северном и Южном Каспии скорость ветра уменьшается до 3–5 м/с у берегов.

В результате проведенного анализа можно сказать, что пространственное распределение средних скоростей приводного ветра для января, апреля, июля и октября по данным спутниковой альtimетрии (рис. 5.22) хорошо согласуется с данными наблюдений на метеостанциях (рис. 1.7). Некоторые различия объясняются концентрацией регулярных метеонаблюдений на побережье и их отсутствием в открытой части моря, в то время как спутниковые альтиметрические измерения проводятся именно в открытой части моря. Величины средних скоростей ветра в открытой части Северного Каспия получились заниженными на 1–2 м/с, что связано с отсутствием альтиметрических измерений зимой, когда большая часть акватории покрыта льдом.

И, наконец, следует помнить, что спутниковые альтиметрические измерения относятся к периоду 1992–2012 гг., в то время как опорные метеонаблюдения – к периоду до 1992 года (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

#### **5.2.4 Межгодовая изменчивость**

Анализ межгодовой изменчивости среднемесячных скоростей приводного ветра показывает, что скорость ветра имеет в различных частях Каспия и моря в



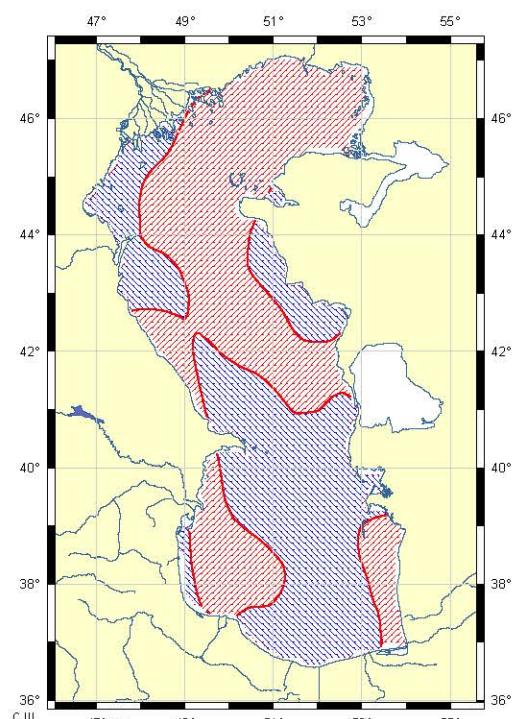
**Рис. 5.23** Межгодовая изменчивость среднемесячной скорости приводного ветра (м/с) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г. Штриховыми линиями показаны среднегодовые величины.

целом ярко выраженный сезонный характер, при этом наблюдаются и значительные межгодовые различия (рис. 5.23). Так в Северном Каспии сезонный ход менее выражен по сравнению с другими частями моря, что связано с отсутствием альтиметрических измерений зимой, когда большая часть акватории покрыта льдом. При этом в 1994, 2000, 2002, 2006, 2009, 2010 и 2012 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) наблюда-

ются 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 (рис. 5.24) изменяется в пределах от -0,18 до +0,26 м/с/год, а средняя для моря величина составляет  $+0,023 \pm 0,009$  м/с/год. В Северном Каспии межгодовой тренд скорости приводного ветра составляет  $+0,109 \pm 0,003$  м/с/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/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, также вдоль побережья Азербайджана на расстоянии от 0 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/год.

**Рис. 5.24** Тенденция межгодовой изменчивости скорости приводного ветра по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. Синий цвет показывает области с отрицательным трендом, красный – с положительным.



## 5.3 Ветровое волнение

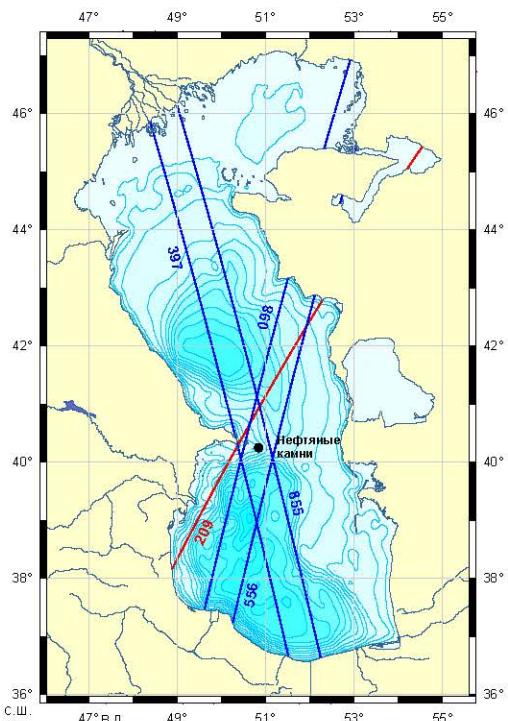
Регулярные наблюдения за волнением на Каспии были начаты в 1916 г. на прибрежных и островных гидрометеорологических станциях, число которых со временем росло (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Данные спутниковой альтиметрии позволяют получать информацию о высоте ветровых волн и исследовать режим волнения в открытых частях Каспийского моря. Однако скважность поступления информации со спутников Т/P и J1/2 (около 10 суток), а также невозможность определения направления распространения волн накладывают определенные ограничения на получаемую информацию. Тем не менее, данные спутниковой альтиметрии позволяют исследовать пространственно-временную (сезонную и межгодовую) изменчивость высоты волн на всей акватории Каспийского моря.

В базах данных альтиметрических измерений спутников Т/P и J1/2 приводятся высоты волн  $h_{swh_{Ku}}$  и  $h_{swh_C}$ , рассчитанные, соответственно, по обеим частотам  $Ku$  и  $C$  ( $C$  –диапазон – 4–8 ГГц) и  $Ku$  –диапазон – 12–18 ГГц). В первую очередь предпочтение отдается измерениям по более высокой частоте ( $h_{swh_{Ku}}$ ) (Lefèvre, Cotton, 2001). Если данные  $h_{swh_{Ku}}$  отсутствуют, то в этом случае следует брать данные о высоте волн, полученные по другой частоте –  $h_{swh_C}$ . При наличии обоих измерений необходимо провести анализ, насколько они отличаются друг от друга. Измерения, не отвечающие следующему критерию:  $|h_{swh_{Ku}} - h_{swh_C}| < 2$  м, следует отбрасывать. Далее, согласно рекомендации специалистов (AVISO, 1996; Benada, 1997; Picot et al., 2008; ; Dumont et al., 2011), величины высот волн, превышающих 11 м, из расчетов необходимо исключить.

### 5.3.1 Верификация данных спутниковой альтиметрии

Верификация данных о высоте волн, полученных по результатам альтиметрических измерений, с данными прямых измерений проводилась в рамках проекта



**Рис. 5.25** Расположение треков на акватории Каспийского моря изомаршрутных программ спутников ENVISAT (синия линия) и J1 (красная линия), данные альтиметрических измерений с которых использовались для верификации высот ветровых волн по данным волномерного поста Нефтяные камни.

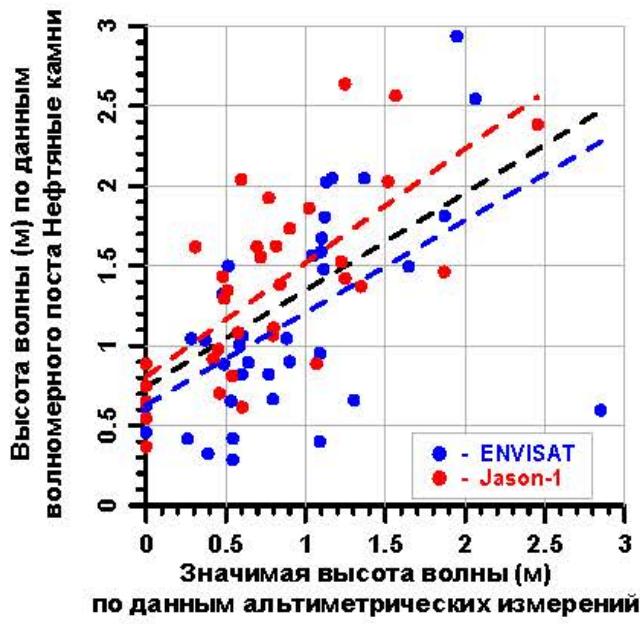
ALTICORE (Vignudelli et al., 2007). Для сравнения высот волн, рассчитанных по данным ДЗЗ, и натурных данных были выбраны измерения высот волн на волномерном посту Нефтяные Камни<sup>1</sup> за временной интервал 2003–2006 гг.

Альтиметрические измерения высот волн данные спутников ENVISAT (098, 397, 556 и 855 треки) и J1 (209 трек фазы А) (рис. 5.25). Для спутника ENVISAT, общее число наблюдений было меньше по сравнению со спутником J1 за счет разницы в периоде повторения изомаршрутных циклов (табл. 2.1).

Данные спутниковой альтиметрии брались с треков максимально близко расположенных к месту измерений. Для каждого цикла выбранных треков отбирались ближайшие по времени данные измерений на посту. Сравнение данных показало, что несмотря на хорошую корреляцию (0,71) (рис. 5.26) результаты обработки данных альтиметрических измерений высоты волны ниже наблюдаемой на 60–90 см (Vignudelli et al, 2008).

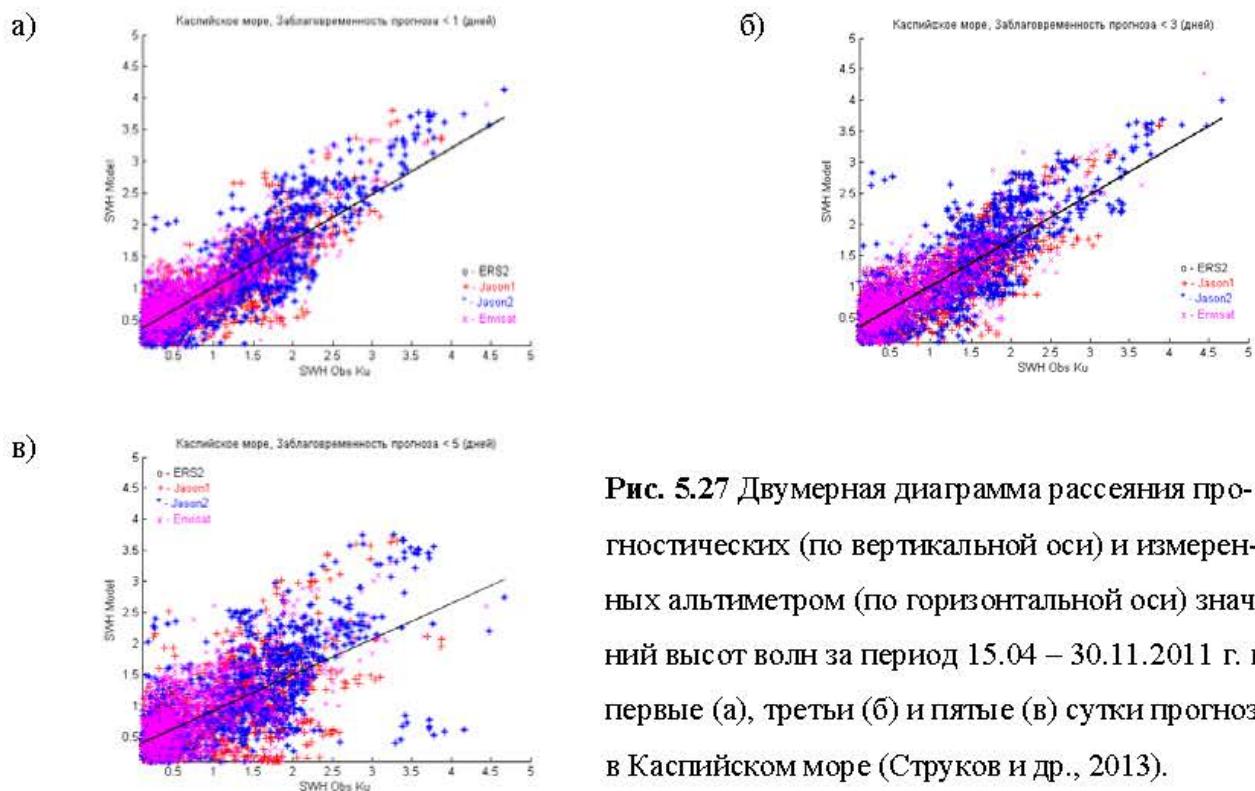
Полученные результаты хорошо согласуются с результатами верификации данных ДЗЗ и результатами моделирования ветрового волнения в Каспийском море (Струков и др., 2013) по спектральной модели ветрового волнения WaveWatch III

<sup>1</sup> – Крайняя восточная сухопутная точка Азербайджанской Республики, посёлок городского типа в Каспийском море, в 42 км к востоку от Альшеронского полуострова.



**Рис. 5.26** Диаграмма рассеяния высот ветровых волн по данным альтиметрических измерений (спутники ENVISAT (синий цвет) и J1 (красный цвет)) и по данным волномерного поста Нефтяные камни. Прямыми пунктирными линиями показана линейная аппроксимация данных методом наименьших квадратов – черным цветом для объединенных данных

(WW3) (Tolman, 1989) версии 3.14. Диаграмма рассеяния, дающая наглядное представление о степени соответствия прогнозических и измеренных значений высоты волн для прогнозов разной заблаговременности, приведены на рисунке 5.27. Коэффициент корреляции меняется от 0,47 для односуточного прогноза до 0,62 – для пятисуточного прогноза (Strukov et al., 2012)



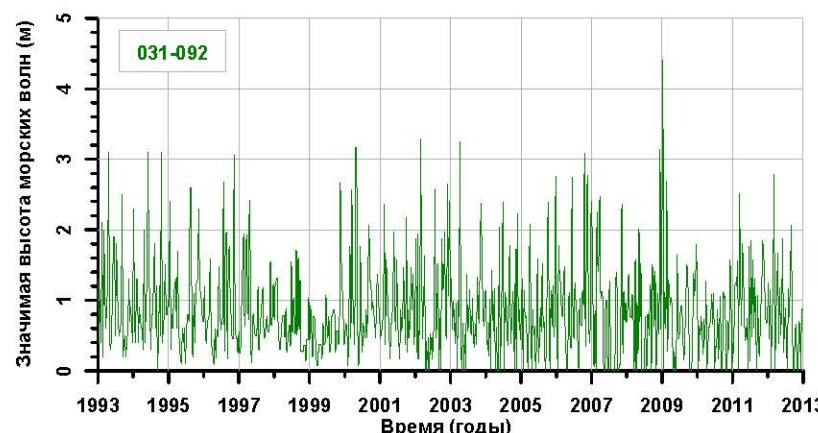
**Рис. 5.27** Двумерная диаграмма рассеяния прогнозических (по вертикальной оси) и измеренных альтиметром (по горизонтальной оси) значений высот волн за период 15.04 – 30.11.2011 г. на первые (а), третьи (б) и пятые (в) сутки прогнозов в Каспийском море (Струков и др., 2013).

### 5.3.2 Синоптическая изменчивость

Результаты анализа временной изменчивости высоты волн в точках пересечения треков (рис. 5.28) представлены в таблице 5.5. Согласно статистическому анализу, наибольшее среднее значение высоты волн (1,33 м) наблюдается в Южном Каспии в точке пересечения 031–016, расположенной недалеко от иранского побережья. В Среднем Каспии в обеих точках пересечения 133–092 и 209–092 средняя высота волн более 1,2 м. В тех же точках пересечения в Среднем Каспии наблюдались и наибольшие средние значения скорости приводного ветра (более 5,6 м/с), а в точке пересечения 031–016, наоборот, наблюдалось минимальное значение средней скорости ветра – 3,3 м/с (см. раздел 5.2.2). Наибольшие значения среднеквадратичных отклонений высот волн (более 1,2 м) получились в Южном Каспии для точек пересечения 209–016 и 031–016, расположенных близи побережья. Как и для скорости приводного ветра, средние значения высоты волн и среднеквадратичного отклонения в точках пересечения 057–092 и 133–244 в Северном Каспии получились несколько заниженными (из-за наличия льда в зимний период) по сравнению с данными метеонаблюдений, на основании которых было проведено синоптико-климатическое районирование Каспийского моря (рис 1.5) (Атлас..., 1964; Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

Анализ повторяемости высоты волн проводился на основании гистограмм в каждой точке пересечения. Обобщенные результаты представлены в таблице 5.6.

Можно сказать, что, по данным спутниковой альтиметрии, для всех точек пересечения треков наиболее часто наблюдаются волны высотой от 0,5 до 1,0 м.



**Рис. 5.28** Изменчивость высоты волн (м) по данным альтиметрических измерений спутников Т/R и J1/2 в точке пересечения 031–092 в Южном Каспии за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

**Таблица 5.5.** Статистика вариаций высоты волн с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. по данным альtimетрии спутников Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков.

Район	Номер района <sup>1</sup>	Точка пересечения	Среднее значение, (м)	Среднеквадратичное отклонение, (м)	Максимальный размах, (м)
Северный Каспий	8	133–244	0.62	0.53	5.30
	7	057–092	0.86	0.68	8.88
Средний Каспий	1	133–092	1.28	0.95	9.25
	4	209–092	1.25	0.90	7.07
Южный Каспий	5	209–016	1.13	1.23	9.10
	5	031–016	1.33	1.38	9.55
	6	031–092	1.07	0.79	7.53

Причем для Северного Каспия в этом интервале лежит более половины измерений, для Среднего Каспия – более 33%, а для Южного Каспия – почти 40%. И если для Северного Каспия повторяемость высот волн менее 0,5 м больше, чем для интервала 1,0–1,5 м, то в средней и южной частях моря наоборот. Исключение

**Таблица 5.6.** Повторяемость высоты волн с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. по данным альtimетрии спутников Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков.

Район	Северный Каспий		Средний Каспий		Южный Каспий		
Точка пересечения	133–244	057–092	133–092	209–092	209–016	031–016	031–092
Номер района <sup>1</sup>	8	7	1	4	5	5	6
Интервал высоты волн	Повторяемость, %						
< 0.5	41.7	22.8	13.2	14.1	23.3	19.1	18.6
0.5 – 1.0	50.9	51.2	35.6	33.1	40.4	36.6	42.0
1.0 – 1.5	4.3	17.8	22.6	25.7	18.2	20.8	18.8
1.5 – 2.0	0.7	4.9	10.3	12.8	10.1	9.7	9.9
2.0 – 2.5	0.2	1.4	7.6	5.7	3.2	3.9	4.7
2.5 – 3.0	0.5	0.6	4.6	3.3	2.0	2.2	2.5
3.0 – 3.5	0.9	0.6	3.4	2.9	0.6	1.7	2.3
3.5 – 4.0	0.3	0.2	0.9	1.2	0.6	0.9	0.6

<sup>1</sup> – Согласно схеме синоптико-климатического районирования Каспийского моря (рис. 1.5)

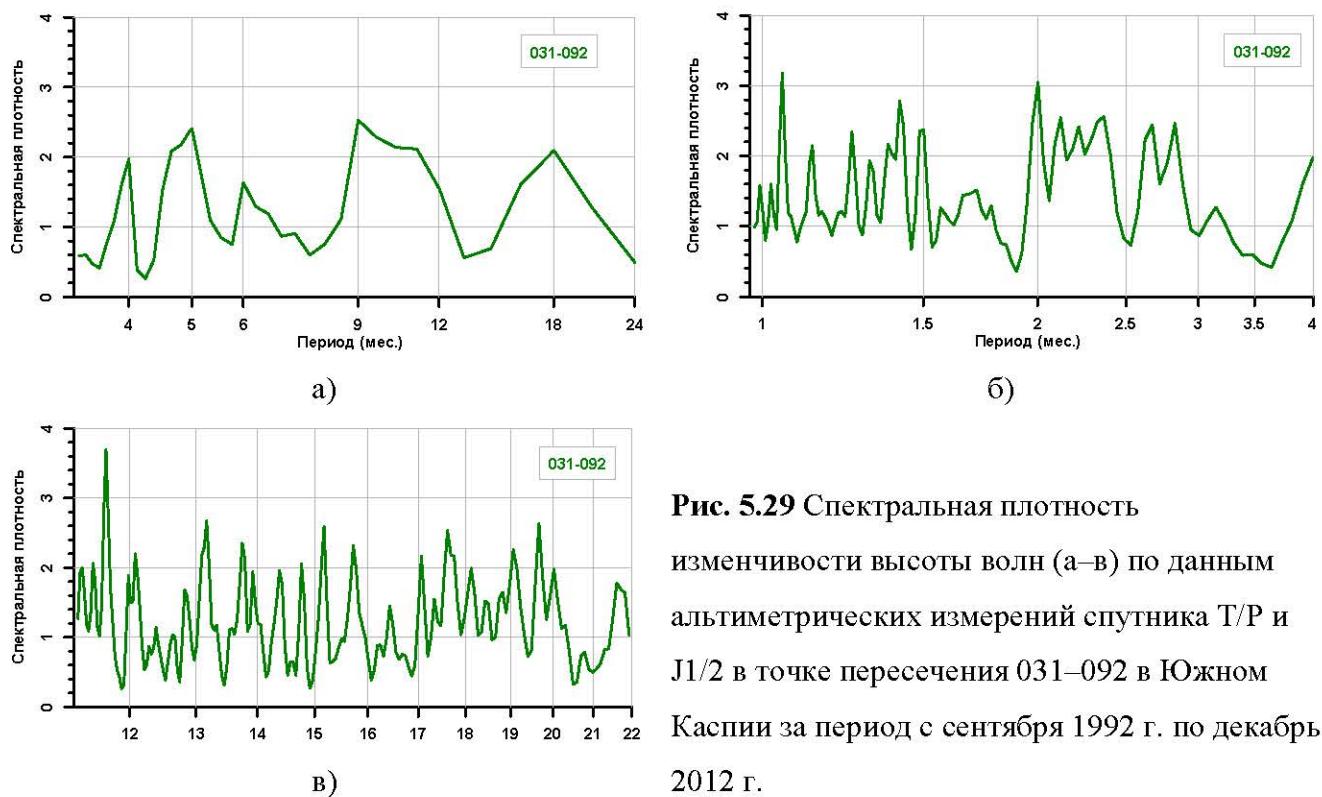
составляет точка пересечения 209–016, расположенная вблизи Апшеронского半岛. В ней ситуация такая же, как и в Северном Каспии.

Для дальнейшего анализа волны высотой более 4 м было принято считать условно экстремальными, так как повторяемость их менее 0,1% от всех измерений за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. (Лебедев, Костяной, 2005). Данные случаи хорошо видны на графиках временной изменчивости высоты волн в каждой точке пересечения треков в виде характерных пиков (Лебедев, Костяной, 2005). Чаще всего волны высотой более 4 м наблюдались в точках пересечения треков 133–092 (Средний Каспий), 209–016 и 031–016 (Южный Каспий), которые расположены в 4 и 5 районе (см. рис. 1.5), согласно синоптико-климатическому районированию Каспийского моря (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). В общем, повторяемость наблюдаемых высот волн, по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г., с достаточной точностью соответствует синоптико-климатическому районированию Каспийского моря, предложенному в работе (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

В спектральной плотности в точках пересечения 133–092 и 209–092, расположенных в Среднем Каспии, четко прослеживается годовая и полугодовая составляющие, причем амплитуда первой почти в четыре раза больше второй. Аналогичная картина наблюдается и для точки пересечения 057–092 в северной части моря, только для нее полугодовая мода соизмерима с годовой модой (она меньше почти в два раза). В другой точке пересечения, расположенной в Северном Каспии (133–244), полугодовая мода уже равна годовой. В трех точках пересечения, расположенных в Южном Каспии, годовая составляющая по амплитуде сравнима с другими многочисленными пиками на периодах от 12 суток до 9 месяцев (рис. 5.29).

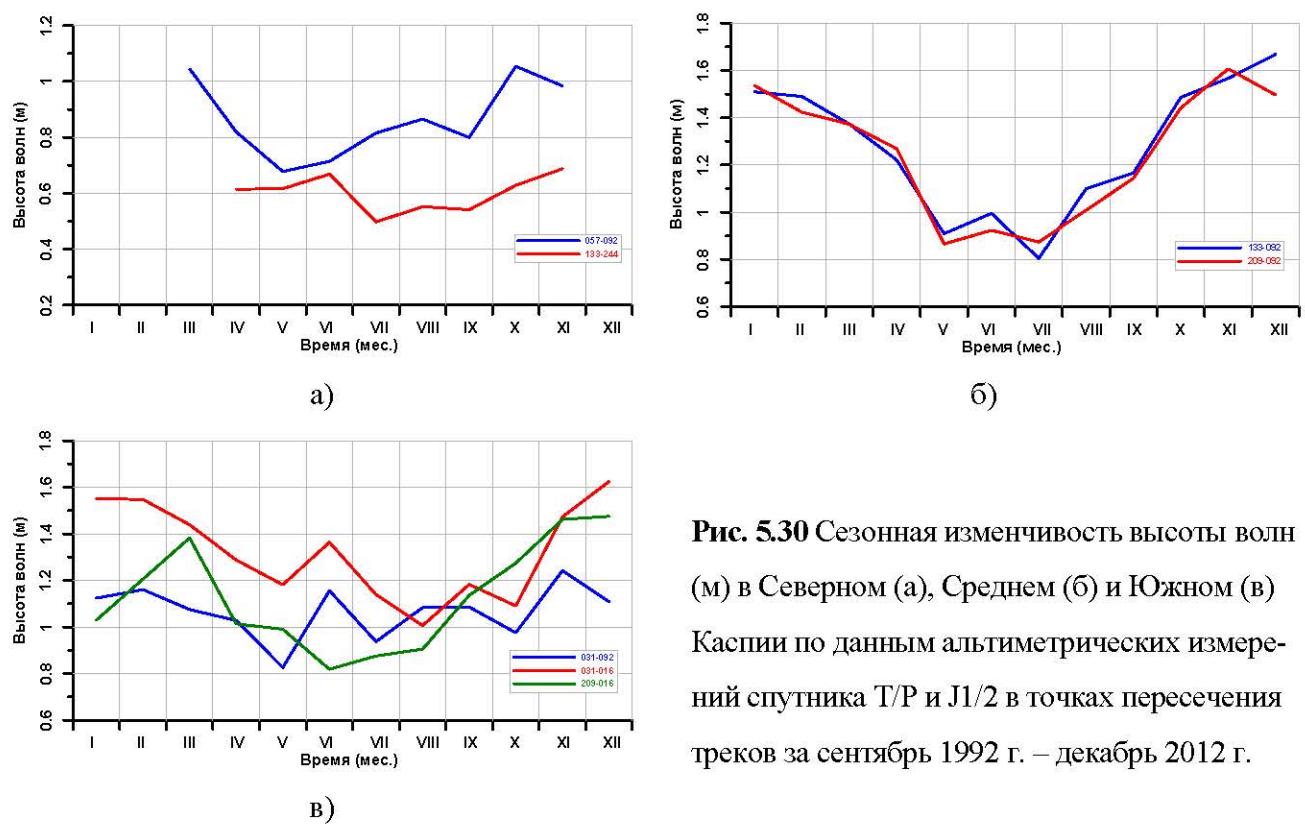
### **5.3.3 Сезонная изменчивость**

Исследование сезонной изменчивости высоты волн проводилось по среднемесячным (для всего периода наблюдения) значениям высоты волн в точках



**Рис. 5.29** Спектральная плотность изменчивости высоты волн (а–в) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точке пересечения 031–092 в Южном Каспии за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

пересечения треков (рис. 5.30). В Северном Каспии для точек пересечения 057–092 и 133–244 в сезонном ходе отсутствуют данные о высоте волн за зимние



**Рис. 5.30** Сезонная изменчивость высоты волн (м) в Северном (а), Среднем (б) и Южном (в) Каспии по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков за сентябрь 1992 г.–декабрь 2012 г.

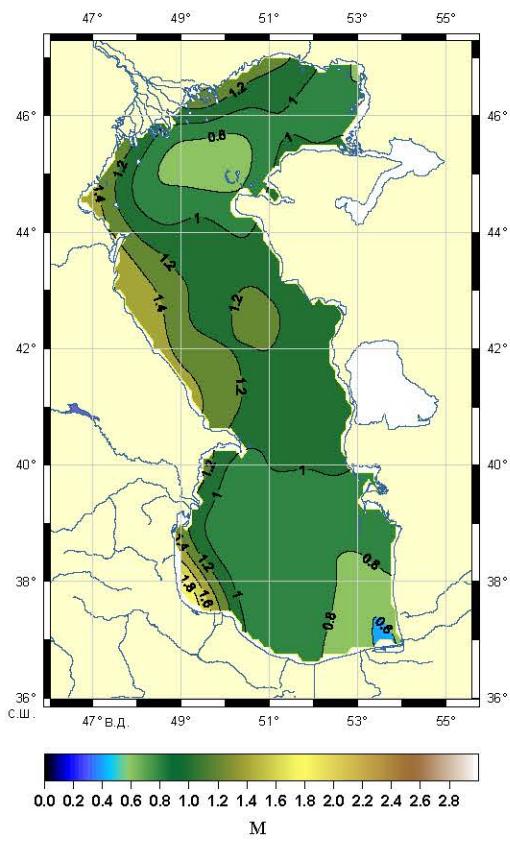
месяцы из-за наличия льда на акватории этой части моря. В точке пересечения 057–092 имеется явный минимум в мае (0,68 м) и фактически два максимума величиной около 1 м перед становлением льда (октябрь–ноябрь) и после его таяния (март). В точке пересечения 133–244 минимальные значения высоты волн (0,5–0,6 м) наблюдаются 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 (рис. 5.30а).

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 (рис. 5.30б). Минимальные значения высоты волн наблюдаются в мае–июле (0,8–1,0 м), а максимальные — в ноябре–декабре (1,6–1,7 м). В июне наблюдается небольшой характерный пик, который прослеживается и по другим точкам пересечения треков, причем он же иногда присутствует и в скорости ветра.

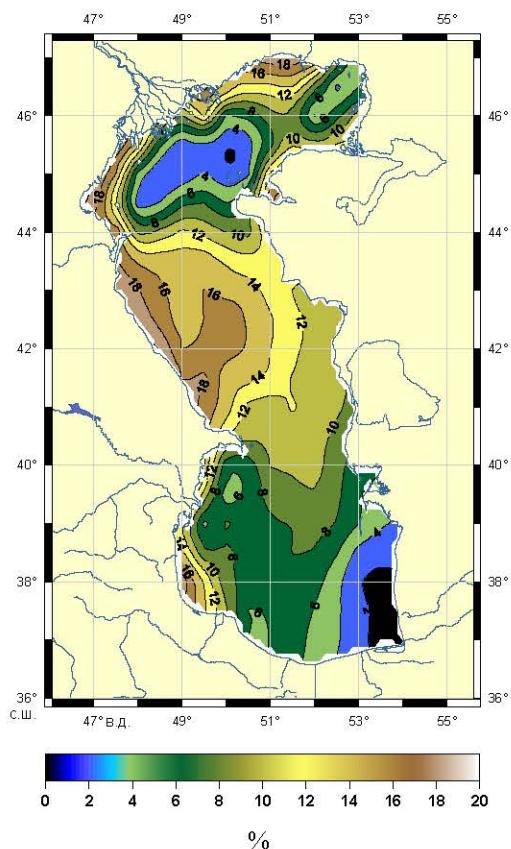
В Южном Каспии сезонный ход высоты волн в трех точках пересечения треков не является столь ярко выраженным (рис. 5.30в), как в Среднем Каспии, поскольку он «зашумлен» несколькими промежуточными пиками. Однако основная тенденция сохраняется – в мае–августе наблюдаются минимальные значения высоты волн (0,8–1,0 м), а в ноябре–декабре – максимальные (1,2–1,6 м).

Для исследования пространственной изменчивости высоты волн по данным спутниковой альтиметрии была построена карта средних высот волн за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. (рис. 5.31) и карты среднемесячных значений высот волн по данным спутников Т/Р и J1 за этот же период (рис. 5.32).

В поле средних (за весь период наблюдения) высоты волн (рис. 5.32) 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. Минимальное значение (менее 0,8 м) наблюдаются в центральной части Северного Каспия юго-восточнее дельты реки Волга и в юго-



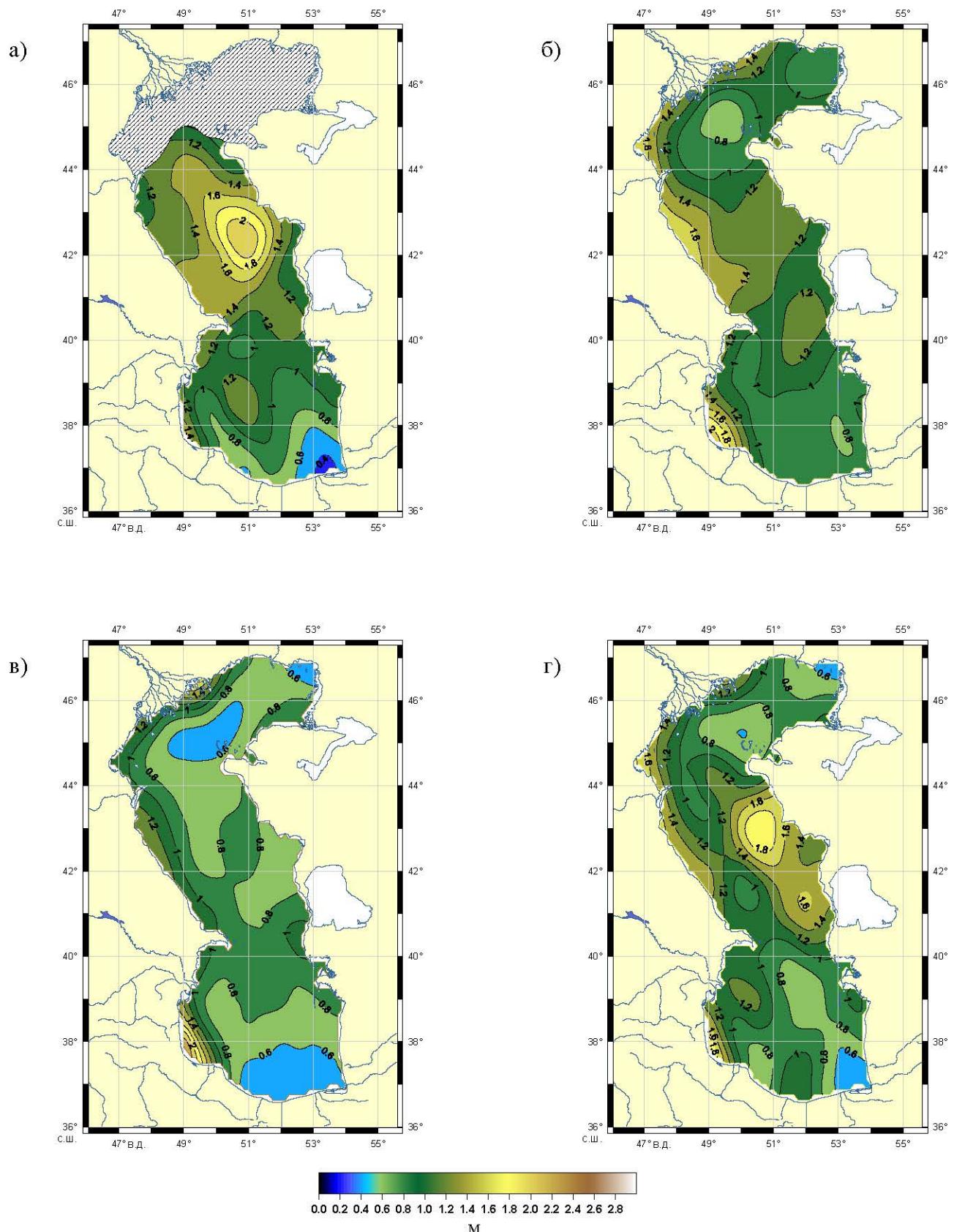
**Рис. 5.31** Средняя высота волн (м) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.



**Рис. 5.32** Повторяемость (%) высот волн более 6 м по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

восточной части Южного Каспия. В поле средних высот ветровых волн в центре Среднего Каспия наблюдается локальный максимум более 1,2 м. В среднем 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. Повторяность высот ветровых волн более 2 м (рис. 5.32) на акватории всего моря хорошо согласуется со средними величинами за весь период наблюдений.

Согласно расчетам, средние за январь высоты волн величиной более 2 м наблюдаются на средней части Среднего Каспия восточнее Дербенской впадины (рис. 5.33а). При этом вдоль восточного побережья хорошо видна область «относительного затишья» в районе Казахский залив – Куули-Маяк и Форт-Шевченко – Саура с высотами волн менее 1,2 м. Вдоль западного побережья



**Рис. 5.33** Средняя высота ветровых волн (м) по данным по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1 за период с сентябрь 1992 г. по декабрь 2012 г.: (а) – январь, (б) – март, (в) – июль и (г) – октябрь. Штриховкой показана область льда в умеренные зимы.

средние высоты волн растут по направлению от Аграханского п-ова к Апшеронскому п-ову от 1,2 до 1,4 м. В Южном Каспии средние высоты волн изменяются от 0,4 м у побережья п-ова Мианкале до 1,4 м у побережья Азербайджана. При этом наблюдается локальный минимум (менее 1 м) юго-восточнее Апшеронского п-ова и локальный максимум (более 1,2 м) над Ленкоранской впадиной. В Северном Каспии расчет средних высот волн за январь не проводился из-за наличия льда.

Весной (в апреле) поле средних высот ветровых волн по акватории Каспийского моря кардинально меняется (рис. 5.33б). Во-первых, уменьшается среднее значение высот волн до 1,1 м. Во-вторых, зона максимальных высот волн (более 1,6 м) смещается к западному побережью Среднего Каспия. Зона «относительного затишья» (менее 1 м) наблюдается в восточной части Северного Каспия вдоль побережья от устья реки Урал до залива Комсомолец и в Южном Каспии вдоль побережья всего Туркменистана и побережья Ирана от п-ова Мианкале до Рамсера. В центральной части Северного Каспия юго-восточнее дельты реки Волга наблюдается локальный минимум (менее 0,8 м). Аналогичный минимум наблюдается в Южном Каспии севернее п-ова Мианкале. На границе Среднего и Южного Каспия

Летом (в июле) область минимальные высоты волн (менее 0,6 м) локализуется в центральной части Северного Каспия юго-восточнее дельты реки Волга (рис. 5.33в). Область «относительного затишья» (менее 0,6 м) наблюдается также Зона «относительного затишья» (менее 1 м) наблюдается в восточной части Северного Каспия вдоль побережья восточнее устья реки Урал и в Южном Каспии вдоль побережья Ирана от п-ова Мианкале до Рамсера. Вдоль всего дагестанского побережья в Среднем Каспии и вдоль южной части побережья Азербайджана и побережья Ирана восточнее устья реки Сефидруд наблюдаются максимальные высоты ветровых волн более 1,2 м.

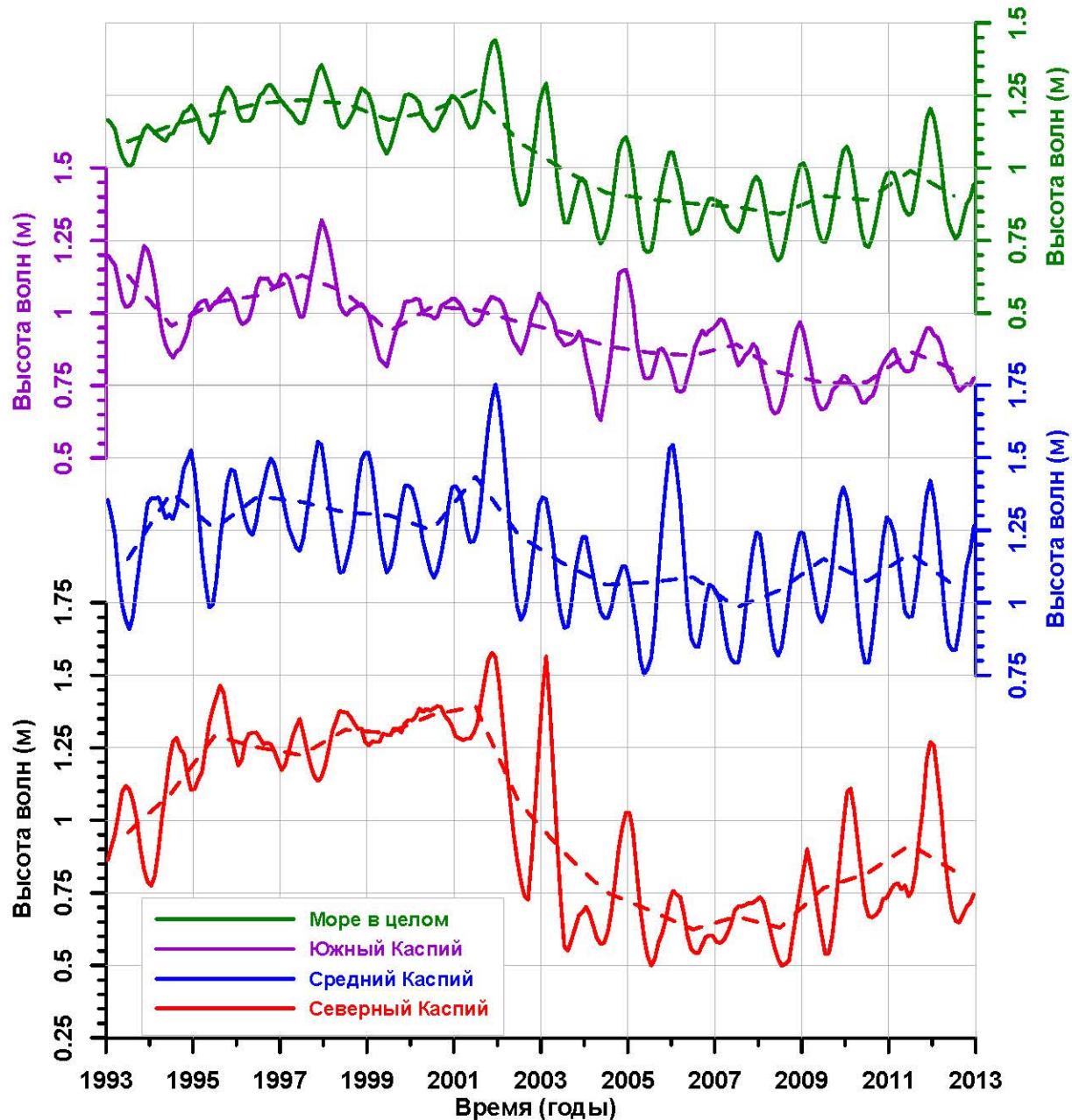
В октябре (рис. 5.33г) картина распределению поля ветровых волн более пестрая. Локальный максимум высот волн (более 1,8 м) наблюдается на средней части Среднего Каспия восточнее Дербенской впадины. Зона «относительного затишья» (менее 0,6 м) также наблюдается в восточной части Северного Каспия вдоль побережья восточнее устья реки Урал и в Южном Каспии вдоль побережья

п-ова Мианкале, а также южнее Апшеронского порога (менее 1 м). Вдоль всего восточного побережья Северного и Южного Каспия высоты волн превышают значение 1,4 м, а в Кизлярском заливе – 1,6 м. Локальный минимум (менее 0,8 м) по-прежнему наблюдается в центральной части Северного Каспия юго-восточнее дельты реки Волга. Также локальный минимум (менее 1 м) наблюдается в Средней части Каспийского моря севернее Апшеронского п-ова

В результате проведенного анализа можно сказать, что пространственное распределение средних высот волн для января, апреля, июля и октября по данным спутниковой альtimетрии (рис. 5.33) не согласуется с районированием Каспия по преобладающим ветрам (рис. 1.5). Различия объясняются тем фактом, что данные ДЗЗ примерно на 1 м меньше, чем измерения на волномерных постах или результаты модельных расчетов.

### **5.3.4 Межгодовая изменчивость**

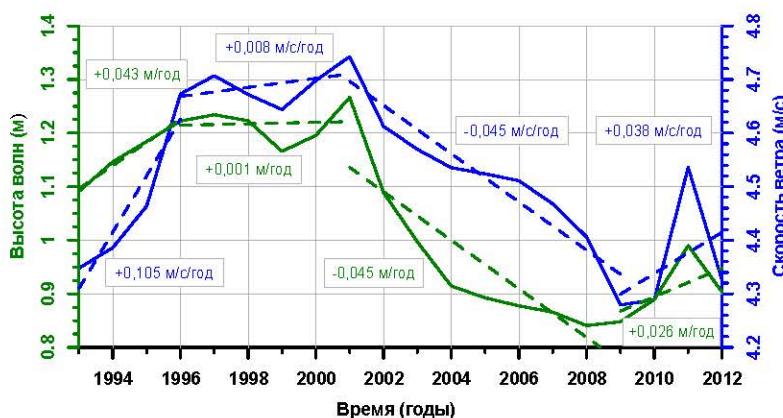
Анализ временной изменчивости среднемесячных высот ветровых волн показывает, что в различных частях Каспия и моря в целом ярко она имеет выраженный сезонный характер, при этом наблюдаются и значительные межгодовые различия (рис. 5.34). Можно выделить три основных временных интервала. Первый интервал 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. средние 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



**Рис. 5.34** Межгодовая изменчивость среднемесячной высот морских волн (м) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г. Штриховыми линиями показаны среднегодовые величины.

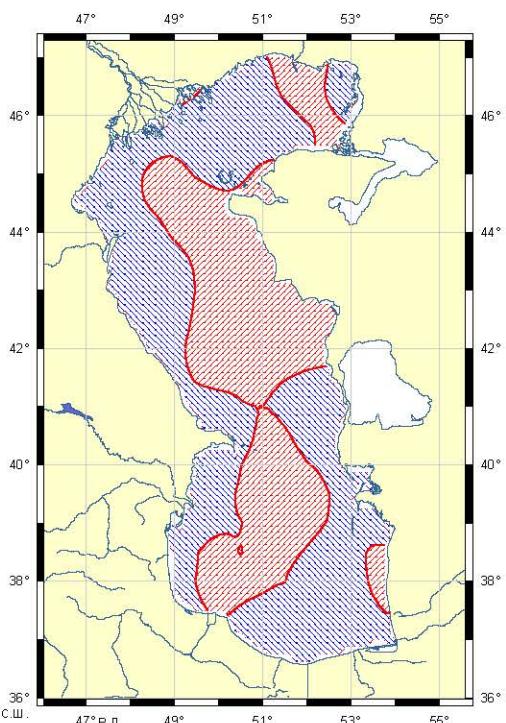
Среднем Каспии выше на 30 см по сравнению с Северным и на 20 см – по сравнению с Южным.

В межгодовой изменчивости высот ветровых и скорости приводного ветра волн показывает (рис. 5.35) 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 — 0,906. С 1996 по 2001 гг. в период слабого роста изменения скорости ветра не превысила  $+0,008 \pm 0,003$  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 превысила  $+0,038 \pm 0,033$  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 морских волн (рис. 5.36) изменяется в пределах от  $-0,14$  до  $+0,07$  м/год, а средняя для моря величина составляет



**Рис. 5.36** Тенденция межгодовой изменчивости высот морских волн по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. Синий цвет показывает области с отрицательным трендом, красный — с положительным.

$-0,011 \pm 0,005$  м/год. В Северном Каспии межгодовой тренд скорости приводного ветра составляет  $-0,012 \pm 0,002$  м/год. Однако вдоль побережья Казахстана вблизи устья реки Урал и Форт-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.

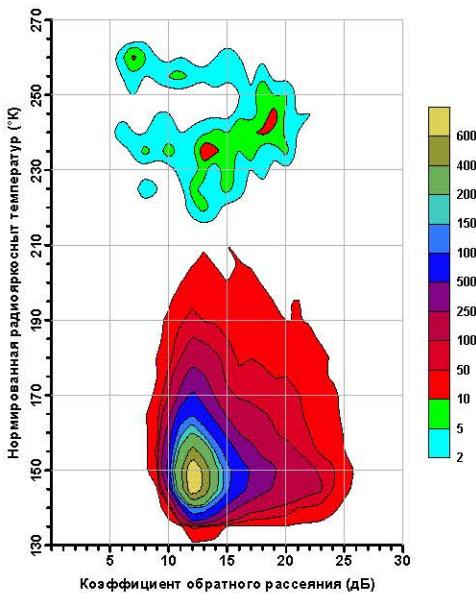
#### 5.4 Ледовый режим

Каспийское море относится к морям с сезонным ледовым покровом и отличается большой пространственно-временной неоднородностью развития ледовых процессов (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992). Разнообразие ледовых условий в разных частях моря обусловлено его большой меридиональной протяженностью и существенно различными климатическими условиями.

Начиная с середины 1980-х годов стали использоваться микроволновые спутниковые наблюдения, которые обеспечивают надежную и регулярную информацию о состоянии ледяного покрова (Kouraev et al., 2003; Kouraev et al., 2004a; Kouraev et al., 2004b; Kouraev et al., 2008; Kouraev et al., 2009). Перспективным источником информации являются альтиметрические измерения, которые обеспечивают непрерывный и длительный временной ряд. Недостатком расчетов ледяного покрова по данным спутниковой альтиметрии является тот факт, что измерения проводятся только вдоль треков (рис. 5.1).

Анализ повторяемости соотношений коэффициента обратного рассеяния  $\sigma^0$  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 (рис. 5.37). Область, где  $\sigma^0$  лежит в интервале 5–33 дБ, а  $T_N$  более  $210^\circ\text{K}$ , соответствует наличию устойчивого ледяного покрова на море. Для других

**Рис. 5.37.** Повторяемость наблюдений коэффициента обратного рассеяния по данным спутникового альтиметра и нормированной температуры поверхности (каналы 18 и 37 ГГц) бортового радиометра спутников Т/Р и J1/2 на акватории Северного Каспия за период 1993–2012 гг.

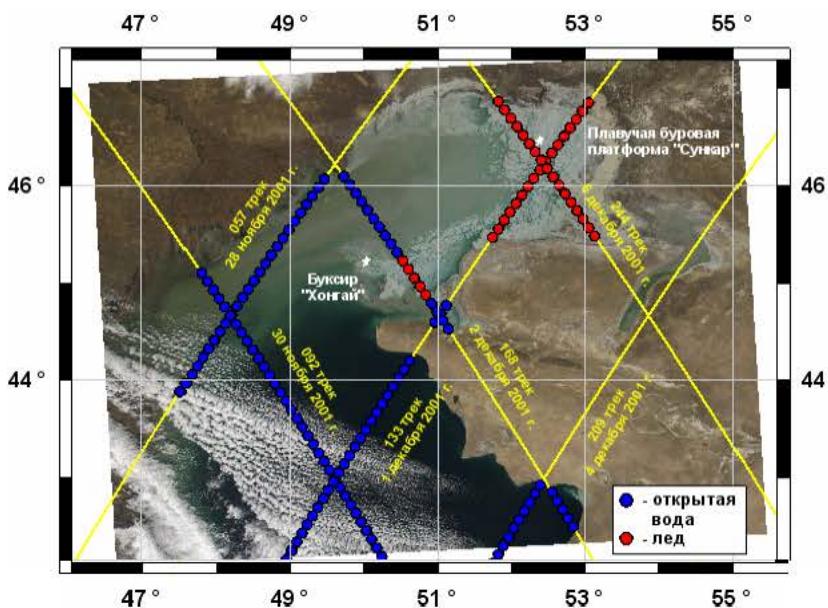


спутников диаграммы рассеяния можно найти в работах (Kouraev et al., 2004a; Kouraev et al., 2004б; Kouraev et al., 2008; Kouraev et al., 2009)

Верификация данной методики проводилась с привлечением данных многоканальных спектрорадиометра MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) спутников Terra и Aqua и спектрометра MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) спутника ENVISAT (Kouraev et al., 2003). Так первое появление сплоченных льдов в Северном Каспии в зимний период 2001/2002 гг. наблюдалось 30 ноября 2001 г. в районе плавучей буровой платформы «Сункар<sup>1</sup>» (месторождение Караган). Снижение температуры воздуха (до -9°C) в течение ближайших нескольких дней способствовало образованию льда и увеличению его площади. Под влиянием сильных восточных ветров лед быстро дрейфовал на запад в направлении о. Кулалы, что было отмечено 2 декабря 2001 г. по данным наблюдений на буксире «Хонгай<sup>2</sup>. Сравнение этих наблюдений с данными альтиметрических измерений спутников Т/Р вдоль 244 трека показывает наличие льда в районе буровой платформы «Сункар» 6 декабря 2001 г., тогда как 26 ноября 2001 г. там была открытая вода (Kouraev et al., 2003). Положение кромки льда, полученное по данным ДЗЗ хорошо согласуется с изображением спектрорадиометра MODIS спутника Terra (рис. 5.38).

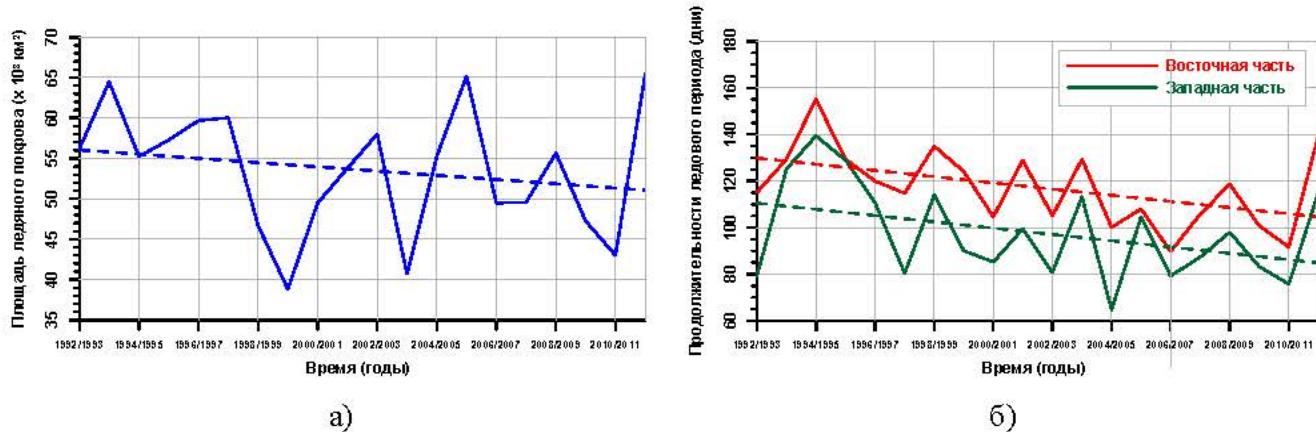
<sup>1</sup> — В пер. с казахского – горная вершина.

<sup>2</sup> — Принадлежит Астраханскому филиалу ФГУП «Росморпорт»

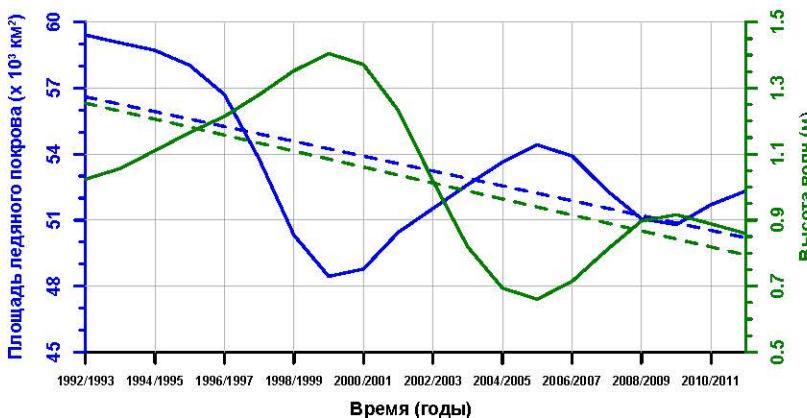


**Рис. 5.38.** Распределение морского льда на изображении спектрорадиометра MODIS спутника Тетта для 3 декабря 2001 г., результаты распознавания льда по данным альtimетрических измерений спутника от Т/Р и места положения буровой платформы и корабля (Kouraev et al. 2003)

Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова и продолжительности ледового периода в Северном Каспии за период 1993–2012 гг. представлена на рисунке 5.39. Стадия потепления в межгодовой изменчивости обоих параметров наблюдается за весь период альтиметрических измерений (Kouraev et al., 2011). Общий тренд изменения площади ледяного покрова за весь период составил  $-261 \text{ км}^2/\text{год}$  (рис. 5.39а); тренд изменения продолжительности ледового периода составил для восточной части Северного Каспия  $-1,33 \text{ дня}/\text{год}$ , а для западной части  $-1,35 \text{ дней}/\text{год}$  (рис. 5.39б). В 2000-х гг. наиболее тяжелая ледовая обстановка



**Рис. 5.39** Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова Северного Каспия (а) и продолжительности ледового периода (б) в западной части Северного Каспия (зеленая линия) и в его восточной части (красная линия) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период 1993–2012 гг.



**Рис. 5.40** Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова (синяя линия) и средних за зимний период (ноябрь–февраль) высот волн (зеленая линия) на акватории Северного Каспия свободной ото льда по данным альtimетрических измерений спутников Т/P и J1/2 за 1992–2012 гг.

наблюдалась в холодные зимы 2005/2006 г. и 2011/2012 г., когда замерз Красноводский залив (Гинзбург и др., 2012). Ледовитость Каспия в конце января и в феврале 2012 г. была выше нормы на 20% (Бережная и др., 2012а; Бережная и др., 2012б).

Анализ межгодовой изменчивости площади ледяного покрова и средних за зимний период (ноябрь–февраль) высот волн на акватории Северного Каспия свободной ото льда (рис. 5.40) показывает, что после сглаживания данных методом медиан обе величины изменяются в противофазе. Так для периода зима 1992/1993 г. – 1999/2000 г. величина коэффициент корреляции составила -0,939, а для периода зима 1999/2000 г. – 2011/2012 г. — -0,897. Это обусловлено тем, что молодой лед, который менее эластичен чем *нилас*<sup>1</sup>, легко ломается под действием волны. Одновременно происходит сокращение продолжительности ледового периода, повышение температуры воздуха и воды на акватории Северного Каспия (Костяной и др., 2008). Межгодовой тренд площади ледяного покрова и средних за зимний период (ноябрь–февраль) высот волн на акватории Северного Каспия свободной ото льда соответственно составляет  $-337 \text{ км}^2/\text{год}$  и  $-0.33 \text{ см}/\text{год}$ .

## 5.5 Выводы к Главе 5

В период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. в межгодовых изменениях уровня выделено 6 интервалов времени, в которых уровень моря рос или падал с

<sup>1</sup> — Тонкая, эластичная корка льда, легко прогибающаяся на волне и зыби и при сжатии образующая зубчатые наслоения. Имеет матовую поверхность и толщину до 10 см. Может подразделяться на *темный нилас* и *светлый нилас*.

относительно ровной 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.

По данным метеорологических наблюдений проведена верификация скорости ветра, рассчитанной по данным спутниковой альtimетрии. 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.

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). Межгодовая изменчивость не выявила значительных трендов в скорости ветра для всего моря в целом, ни для Северного, Среднего и Южного Каспия. Однако впервые удалось построить карту пространственного распределения тенденций в межгодовой изменчивости скорости ветра на всей акватории моря.

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

Построена современная карта средних высот волн на всей акватории Каспийского моря за 1993–2012 гг. Установлено, что наибольшие высоты волн на-

блюдаются 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. Межгодовая изменчивость ветровых волн показала 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 альtimетрии исследованы межгодовая изменчивость площади ледяного покрова и продолжительность ледового периода. Показано, что оба параметра значительно уменьшаются за последние 20 лет: -261 км<sup>2</sup>/год и -1,4 дней/год соответственно.

Доказана репрезентативность данных спутниковой альtimетрии для исследования уровня Каспийского моря, модуля скорости приводного ветра и значимых высот волн на акватории моря. Полученные результаты расчета межгодовой и сезонной изменчивости уровня моря по точности измерения не уступают традиционным измерениям на уровенных постах. Исследованы межгодовая и сезонная изменчивость скорости приводного ветра и высоты ветровых волн на всей акватории моря. Возможность проведения измерений в открытом море делают данные спутниковых альтиметрических измерений уникальными для исследований Каспия.

# **ГЛАВА 6. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

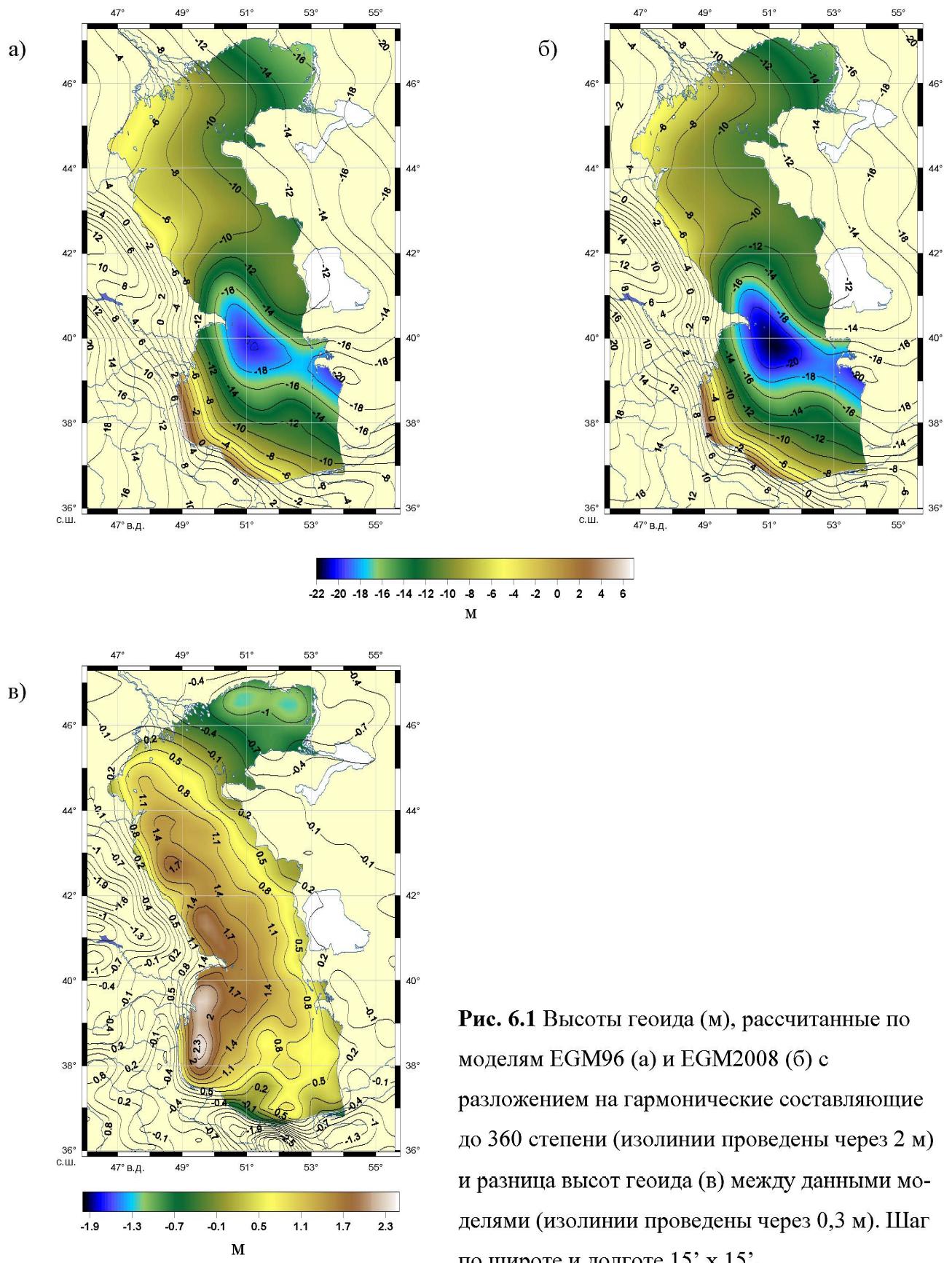
В данной главе представлены модель средних высот морской поверхности (СВМП) Каспийского моря и ее применение для анализа пространственной изменчивости скорости изменения уровня моря. Аномалии уровня моря (АУМ), рассчитанные относительно созданной СВМП и интерполированные на регулярную сетку, позволили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

## **6.1 Модель средней высоты морской поверхности**

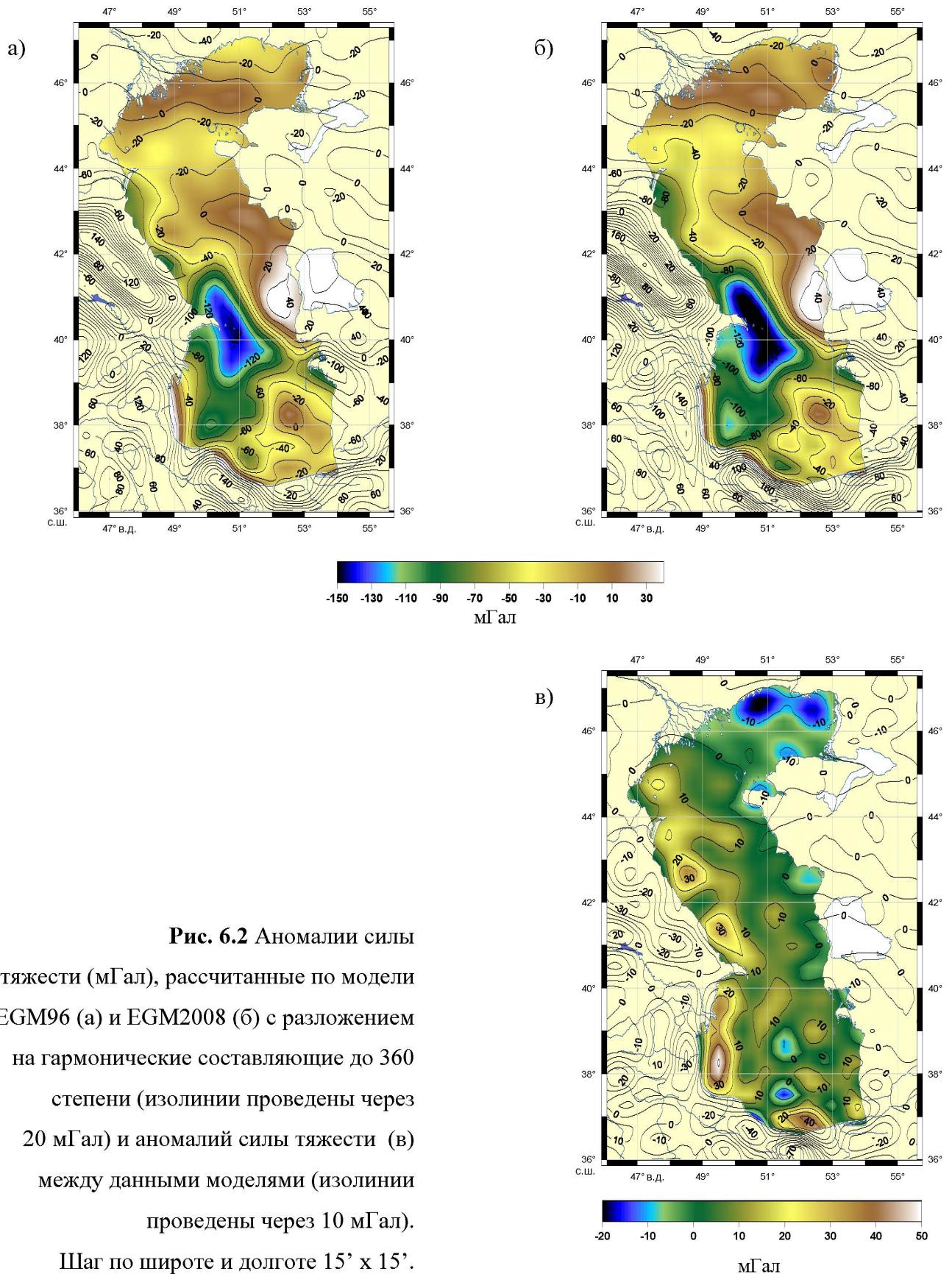
Понятия геоида и СВМП имеют ключевое значение при правильной интерпретации данных спутниковой альtimетрии как в океанологических, так и в геодезических задачах (Tapley, Kim, 2001).

### **6.1.1 Особенности гравитационного поля**

Особенности гравитационного поля на акватории Каспийского моря можно оценить по моделям геоида EGM96 (Lemoine et al., 1998) или EGM2008 (Pavlis et al., 2012) с разложением на гармонические составляющие до 360 степени (рис. 6.1а–6.1б). Для Северного Каспия высота геоида по модели EGM96 понижается от -4 до -16 м вдоль дуги от Кизлярского залива к устью реки Урал. В северной части Среднего Каспия высота геоида по модели EGM96 изменяется от -4 до -12 м по направлению от Махачкалы до Форт-Шевченко, а в южной части — от -10 до -18 м вдоль оси моря по направлению к Апшеронскому порогу и достигает своего минимума фактически на границе Среднего и Южного Каспия. Минимум высоты геоида по



**Рис. 6.1** Высоты геоида (м), рассчитанные по моделям EGM96 (а) и EGM2008 (б) с разложением на гармонические составляющие до 360 степени (изолинии проведены через 2 м) и разница высот геоида (в) между данными моделями (изолинии проведены через 0,3 м). Шаг по широте и долготе  $15' \times 15'$ .



**Рис. 6.2** Аномалии силы тяжести (мГал), рассчитанные по модели EGM96 (а) и EGM2008 (б) с разложением на гармонические составляющие до 360 степени (изолинии проведены через 20 мГал) и аномалий силы тяжести (в) между данными моделями (изолинии проведены через 10 мГал).

Шаг по широте и долготе 15' x 15'.

модели EGM96 (около -21 м) соответствует понижению рельефа юго-восточнее Апшеронского п-ова. Далее высота геоида по модели EGM96 повышается по направлению к западному и южному берегу моря, повторяя собой изменения рельефа дна. У восточного берега Южного Каспия в Туркменском заливе находится второй локальный минимум (около -19 м) высоты геоида. Разница в высотах геоида, рассчитанных по моделям EGM96 и EGM2008 представлена на рисунке 6.1в. В целом высоты геоида по модели EGM96 превышают результаты расчета по модели EGM2008. Максимальная величина более чем 2,3 м наблюдается в районе Ленкоранской впадины в Южном Каспии. Вдоль западного побережья Среднего Каспия разница в высотах геоидов составляет более 1,7 м. В восточной части Северного Каспия севернее Уральской бороздины наблюдается противоположная картина – высоты геоида по модели EGM96 меньше результаты расчета по модели EGM2008 более чем на 1 м. Аналогичная картина наблюдается вдоль южного побережья моря.

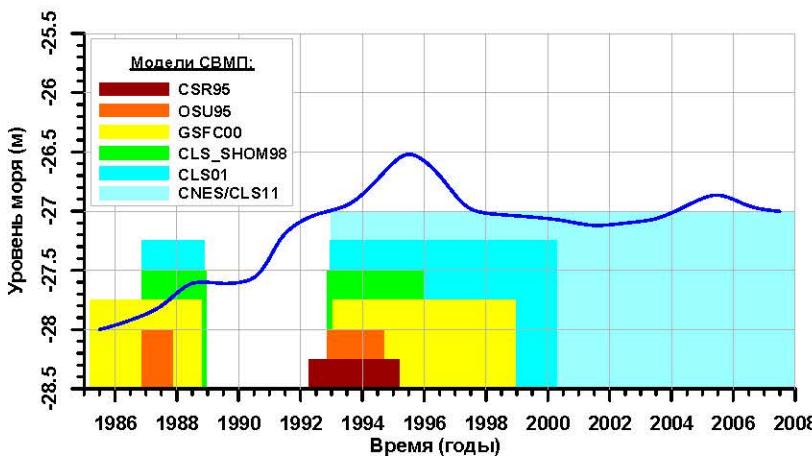
Согласно модели EGM96 (Lemoine et al., 1998) или EGM2008 (Pavlis et al., 2012) (рис. 6.2а–6.2б) минимум аномалий силы тяжести (ACT) по модели EGM96 на акватории Каспийского моря -148 мГал наблюдается восточнее Апшеронского п-ова вдоль Апшеронского порога. Другой локальный минимум ACT по модели EGM96 -105 мГал расположен в западной части Ленкоранской впадины. Максимальные величины ACT по модели EGM96 53 мГал наблюдаются западнее канала, соединяющего море и залив Кара-Богаз-Гола. В Северном Каспии ACT по модели EGM96 изменяются слабо от -35 до 15 мГал. Минимальные значения наблюдаются в Кизлярском заливе и районе дельте реки Урал, а максимальные величины – в районе дельты реки Волга и северо-восточнее о. Кулалы и юго-западнее Уральской бороздины. В Среднем Каспии ACT по модели EGM96 изменяются от -60 до -80 мГал вдоль западного побережья по направлению к Апшеронскому п-ову. Вдоль восточного побережья от п-ова Мангышлака ACT по модели EGM96 увеличиваются в направлении от Форт-Шевченко до Залива Кара-Богаз-Гола от -20 до 0 мГал. Сильная изменчивость ACT по модели EGM96 от -140 до 18 мГал наблюдается в районе Ленкоранской впадины, и имеют хорошую корреляцию с глубиной. Максимальный градиента ACT по модели EGM96 (более 2 мГал/км) локализован в районе

середины Апшеронского п-ова вдоль оси моря и около юго-западного побережья Южного Каспия. Разница в АСТ, рассчитанных по моделям EGM96 и EGM2008 представлена на рисунке 6.2в. В целом АСТ по модели EGM96 превышают результаты расчета по модели EGM2008. Максимальная величина более чем 40 мГал наблюдается у южного побережья моря, а также в районе Ленкоранской впадины в Южном Каспии. Вдоль западного побережья Среднего Каспия разница в высотах АСТ составляет более 30 мГал. В восточной части Северного Каспия севернее Уральской бороздины наблюдается противоположная картина – АСТ по модели EGM96 меньше результаты расчета по модели EGM2008 более чем на 10 мГал. Аналогичные локальные максимумы наблюдаются в центре Южного Каспия.

Описанные выше особенности гравитационного поля на акватории Каспийского моря создают трудности при создании модели СВМП. Основной особенностью Каспийского моря является тот факт, что его уровень ниже уровня Мирового океана примерно на 27 м, а это значит, что эквипотенциальная поверхность, соответствующая невозмущенной поверхности моря, не совпадает с геоидом. В связи с тем, что уровень Каспийского моря подвержен значительным межгодовым изменениям (более 3 м с 1830 г. по настоящее время) (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, 2005; Костяной и др., 2008; Лаврова и др., 2011), меняется и эквипотенциальная поверхность гравитационного поля Земли, относительно которой происходят синоптические и сезонные колебания уровня моря. Поэтому особое значение имеет задача определения средней ВМП, которая отражает особенности гравитационного поля в этом регионе.

### **6.1.2 Модели средней высоты морской поверхности**

Сегодня существует множество глобальных моделей СВМП Мирового океана, в которые включена акватория Каспийского моря (Лебедев, Костяной, 2005). Они отличаются друг от друга как данными, используемыми при расчетах (а следовательно, и временным интервалом осреднения) (рис. 6.3), так и пространственным разрешением (Lebedev, Kostyanoy, 2008; Лебедев, 2012; Lebedev, 2012б).



**Рис. 6.3** Сравнение интервалов осреднения данных спутниковой альтиметрии, используемых при построении основных моделей СВМП, с межгодовой изменчивостью уровня Каспийского моря (Lebedev, Kostianoy, 2008; Лебедев, 2012; Lebedev, 2012б).

СВМП рассчитывается путем осреднения спутниковых данных различных альтиметрических программ за длительный интервал времени в два этапа (Hwang et al., 2002). На первом этапе все данные сводятся к одному отсчетному эллипсоиду. Далее проводится расчет средней высоты моря вдоль треков для каждой изомаршрутной программы. При этом положение треков также сводится к среднему, несмотря на то, что изомаршрутность допускает повторяемость трасс в пределах  $\pm 1$  км. Вдоль трека положение точек, соответствующих данным односекундного осреднения, также меняется от цикла к циклу в пределах  $\pm 6$  км (величина зависит от программы альтиметрических измерений, т.е. высоты орбиты спутника, и пространственного положения трека, т.е. широты). По оценкам, приведенным в работе (Brenner et al., 1990), такое отклонение определяет градиент СВМП 2 см/км для открытого океана и 20 см/км в районах океанских впадин и вблизи берегов. Это может внести отклонение порядка 6 см в расчет ВМП, что может по ошибке интерпретироваться как отклонение, вызванное синоптическим изменением состояния моря. При проведении процедуры осреднения эта ошибка накапливается.

Для всех программ, кроме спутника Т/Р, проводится процедура выравнивания по разнице высот в точках пересечения восходящих и нисходящих треков, что позволяет уменьшить радиальную составляющую орбитальной ошибки. Для геодезических программ, если они используются при расчетах, процедура выравнивания проводится относительно СВМП вдоль треков, рассчитанных по данным спутника Т/Р, так как радиальная составляющая орбитальной ошибки для них минимальна (Tapley, Kim, 2001).

Как и при построении моделей геоида, полученные данные раскладываются на гармонические составляющие, таким образом, модели СВМП представляют собой либо набор коэффициентов разложения, либо численные массивы на регулярной сетке (Медведев, 1988). Чаще используется второй вариант. Точность моделей СВМП зависит не столько от точности альтиметрических измерений, сколько от плотности покрытия и временного интервала осреднения.

Существующие на сегодня модели СВМП Мирового океана (Tapley, Kim, 2001; Лебедев, Костяной, 2005) не все включают акваторию Каспийского моря. При вычислении СВМП всегда автоматически учитываются приливные поправки и/или поправки обратного барометра. Для Каспийского моря такой метод не подходит, поэтому необходимо создание региональной модели СВМП с учетом особенностей его гидрологического и термогидродинамического режимов.

### **6.1.3 Особенности гидрологического режима Каспийского моря**

Для Каспийского моря применение существующей методики расчета СВМП представляет определенную трудность по следующими причинам:

- Основной особенностью Каспийского моря является тот факт, что его уровень ниже уровня Мирового океана примерно на 27 м (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992), а это значит, что эквипотенциальная поверхность, соответствующая невозмущенной поверхности моря, не совпадает с геоидом (Лебедев, Костяной, 2005).
- За период регулярных измерений ВМП с борта спутников с 1986 по 1996 годы уровень Каспия вырос с -28 до -26,5 м (Лебедев, Костяной, 2005; Костяной и др., 2008; Lebedev, Kostyanoy, 2008), а к настоящему времени упал до -27,6 м (Абузяров, Нестеров, 2011; Костяной и др., 2011; Лаврова и др., 2011; Kouraev и др., 2011).
- Сильные штормовые нагоны величиной 3–4 м. характерны для мелководного Северного Каспия (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, 2005; Kouraev и др. 2011).

- В умеренные зимы формирование льда на Северном Каспии начинается в середине ноября, а таяние его начинается в марте. В среднем, продолжительность стояния ледникового покрова — 120–140 дней в восточной части и 80–90 дней (или меньше) в западной части Северного Каспийского. В суровые зимы формирование льда происходит почти вдоль всего восточного и западного побережья Среднего Каспия (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, 2005).
- Каспийское море имеет существенные особенности водного баланса. Основными его составляющими являются сток реки Волга (более 80% от суммарного стока), испарение и сток в залив Кара-Богаз-Гол, которые имеют сильную межгодовую изменчивость. Так с 1985 года, когда начали проводиться активные спутниковые измерения ВМП, по настоящее время расход воды в створе Волгоградской электростанции колебалась от 5 609,25 м<sup>3</sup>/с (2006) до 11 369,83 м<sup>3</sup>/с (1996) (Kosarev, 2005; Лебедев, Костяной, 2005). В июне 1992 дамба между Каспийским морем и Заливом Кара-Богаз-Гола была разрушена, и естественный сток морской воды в залив возобновлен. До середины 1996, залив быстро заполнялся каспийской водой (Kosarev, Kostianoy, 2005; Лебедев, Костяной, 2005).

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 учетом сезонной и синоптической изменчивости ВМП (Lebedev, 2012б; Лебедев, 2012).

#### **6.1.4 Используемые данные и методика их обработки**

Для построения региональной модели СВМП Каспийского моря использовались данные спутников Т/P и J1/2 (раздел 3.1) с 1 января 1993 г. по 31 декабря 2012 г. Обработка данных спутниковой альтиметрии проводились с использованием программного обеспечения Интегрированной базы данных спутниковой альти-

метрии, разработанной в ФГБУН Геофизическом центре РАН (Глава 4) (Лебедев, 1996; Medvedev et al., 1997; Лебедев, Медведев, 2000; Лебедев, Костяной, 2005).

Данные альtimетрических измерений высот морской поверхности спутников Т/P и J1/2 обрабатывались с учетом всех необходимых поправок по алгоритму, изложенному в Главе 3 настоящей работы.

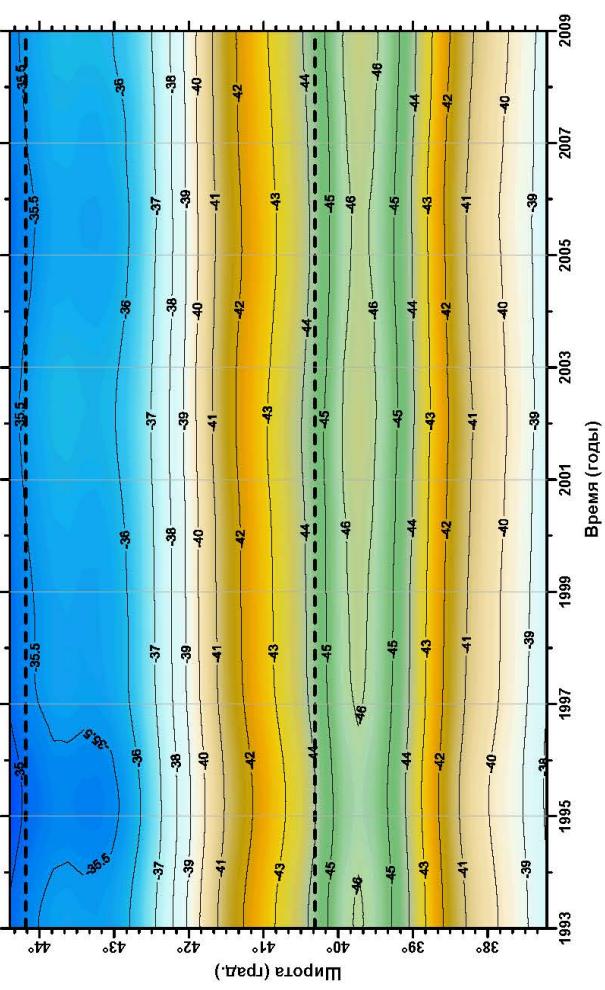
Такой метод расчета СВМП требует постоянного обновления по мере поступления новых данных спутниковой альtimетрии. Для каждого календарного года ВМП интерполировались на регулярную сетку методом разложения на радиальные базисные функции (Carlson, 1992) с учетом климатической динамической топографии Каспия (Попов, 2004). Построенная по такой методике СВМП Каспийского моря (названная как MSS GCRAS12 – Mean Sea Surface of Geophysical Center RAS 2012) впервые позволила проанализировать не только межгодовую изменчивость уровня Каспия, но и пространственную неоднородность скорости его подъема или падения и ее связь с особенностями гравитационного поля (Lebedev, Kostyanoy, 2008; Лаврова и др., 2011; Lebedev, 2012б; Лебедев, 2012).

### **6.1.5 Изменчивость высоты морской поверхности вдоль трека**

Для иллюстрации возможности использования модели СВМП Каспия MSS GCRAS12 проводился анализ временной изменчивости ВМП, АСТ и градиента АСТ вдоль нисходящего 092 трека, который пересекает море почти по его оси (рис. 3.1а). Временная изменчивость ВМП вдоль данного трека до и после фильтрации синоптической и сезонной изменчивости представлена на рисунке 6.4а и 6.4б соответственно.

В период максимального подъема уровня Каспийского моря летом 1995 г. (рис. 5.4) неоднородность скорости изменения ВМП хорошо просматривается в пространственном положении изолинии -35,5 м, наблюдаемому с января 1993 г. до декабря 1997 г. на широтах 43–44° с.ш. (рис. 6.4а). Эта область соответствует величинам градиентам АСТ от 0 до 0,3 мГал/км и значениям АСТ соответственно от -40 до -10 мГал (рис. 6.4в).

**Рис. 6.4** Пространственно-временная изменчивость (а)

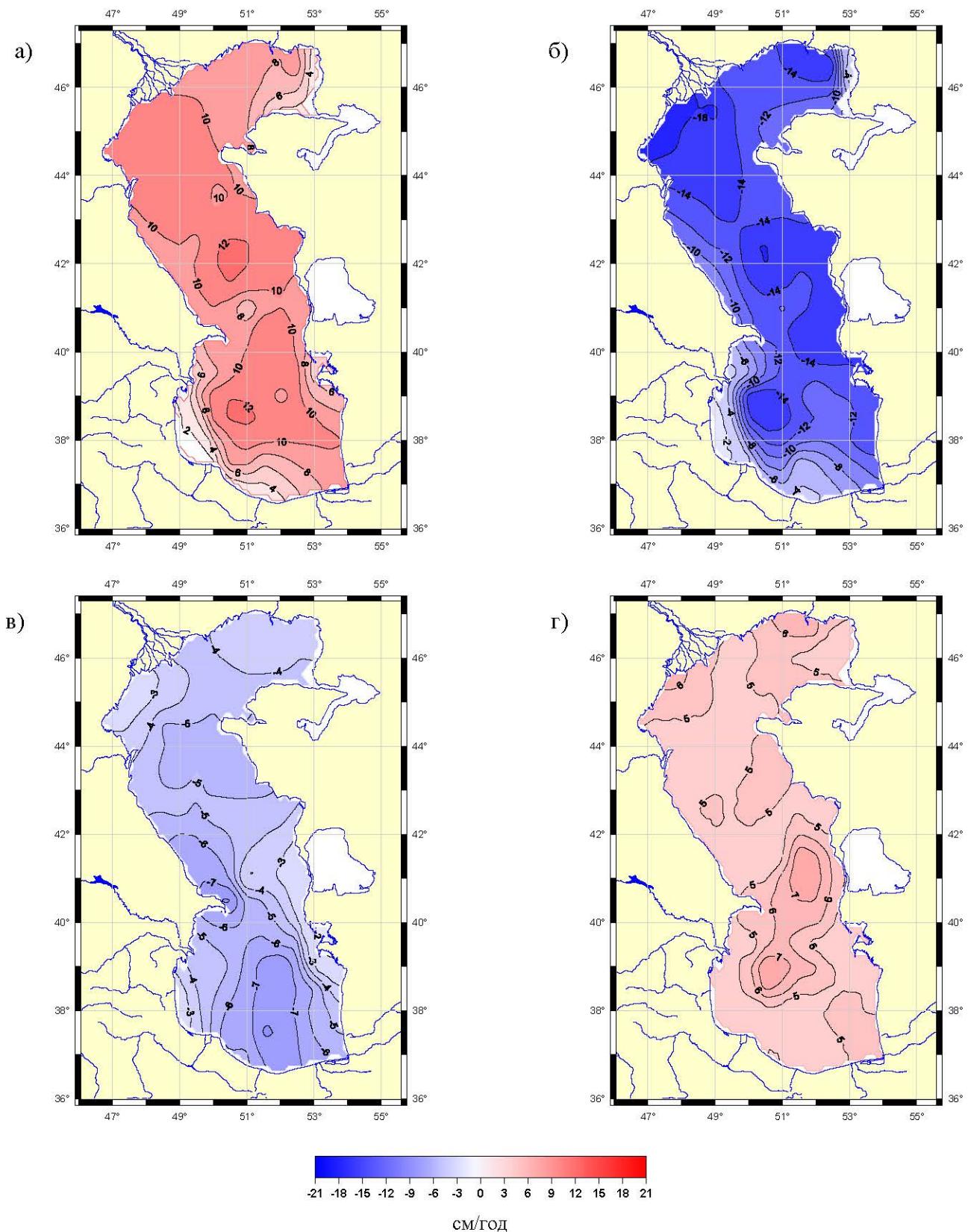


В поле временной изменчивости ВМП изолиния -46 м, соответствующая минимальному значению, располагается на широтах 39,5–40° с.ш. (рис. 6.4а). Она исчезает на временном интервале с 1994 по 1997 гг., когда наблюдается окончание сильного подъема уровня Каспия до -26,4 м и начала его сильного падения. В 2005 г. также наблюдалась тенденция к исчезновению изолинии -46 м ВМП в период окончания слабого роста уровня моря до -26,7 м. Эта область соответствует максимальному градиентам АСТ 0,4 мГал/км и значениям АСТ от -90 до -40 мГал (рис. 6.4в).

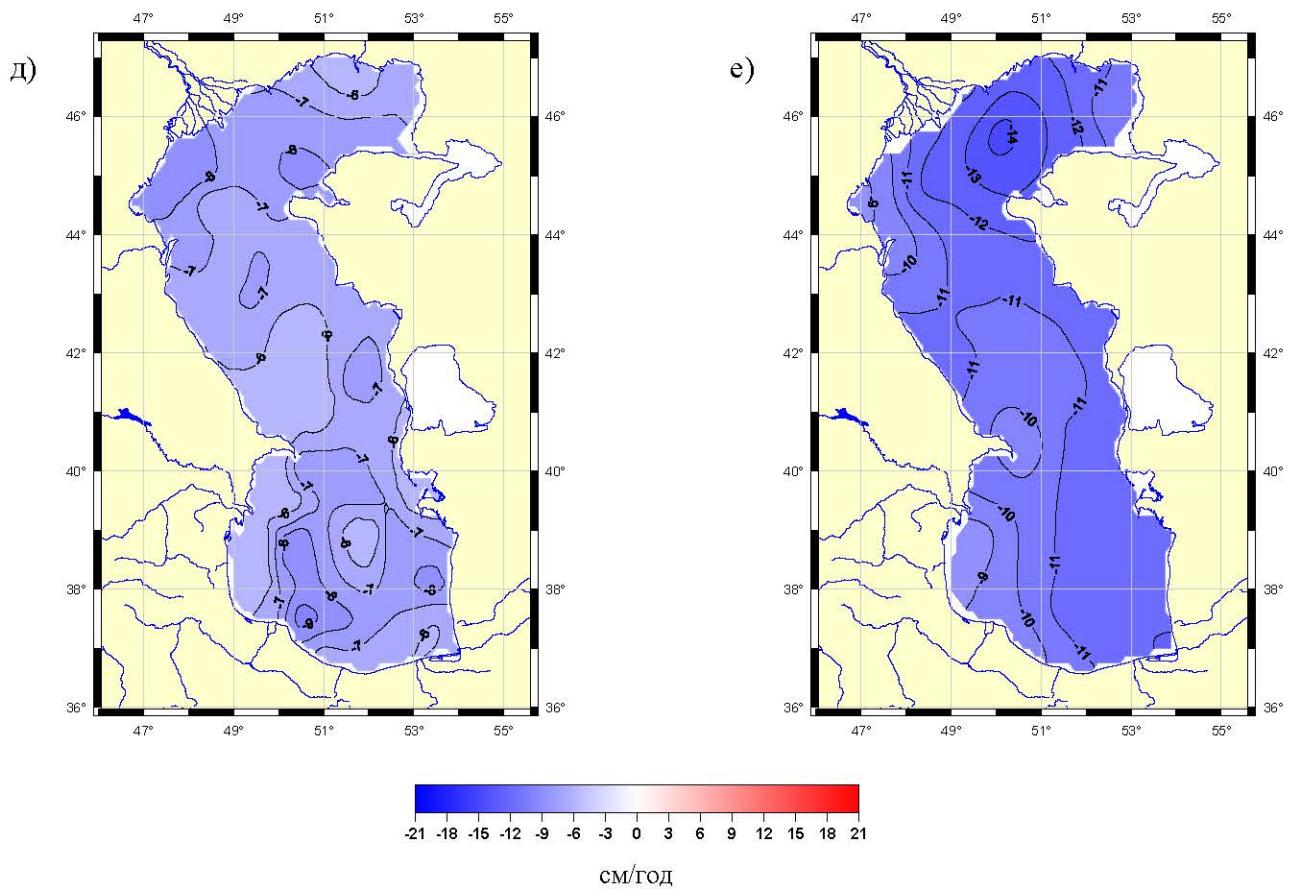
Скорость подъема или падения ВМП ведет себя по другому (рис. 6.4б). Область максимальных скоростей подъема ВМП (более 25 см/г) в период с 1993 по 1995 гг. наблюдается на широтах 42–42,5° с.ш. (рис. 6.4б), что соответствует максимальному градиентам АСТ -0,4 мГал/км и значениям АСТ от -40 до -5 мГал (рис. 6.4в). В этом районе наблюдаются локальные экстремумы скорости изменения ВМП. Анализ положения изолинии 0 см/г 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. В начале уровень стабилизировался на границе между Средним и Южным Каспием (40–41° с.ш.) и окончание его стабилизации происходила на широтах 41,5–42° с.ш. в среднем Каспии и 37–39,5° с.ш. в Южном Каспии (рис. 6.4б)

### **6.1.6 Пространственная неоднородность межгодовой изменчивости уровня**

Анализ изменчивости СВМП для Каспийского моря показал, что уровень моря рос и падал не равномерно по акватории моря (рис. 6.5). В период с 1993 по 1995 г. максимальная скорость подъема уровня Каспийского моря более 20 см/год наблюдалась в районе Дербентской и Ленкоранской впадин (рис. 6.5а), а также в районе восточной части Апшеронского порога. Однако севернее него на свале глубин 200–300 м скорость роста не превышала 14–16 см/год. Аналогичная скорость подъема уровня Каспийского моря наблюдалась в районе пролива, соединяющего море с заливом Кара-Богаз-Гол. Столь малая скорость подъема уровня моря,



**Рис. 6.5** Карта межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря (см/год) для шести периодов времени: (а) – сильное повышение (1993–1995 гг.), (б) – сильное падение (1995–1997 гг.), (в) – медленное падение (1997–2001 гг.), (г) – медленное повышение (2001–2005 гг.), (д) – медленное падение (2005–2009 гг.), (е) – сильное падение (2009–2012 гг.) (см. рис. 5.4).



**Рис. 6.5 (продолжение).**

в этом районе, объясняется тем фактом, что после взрыва плотины, отделяющей залив от моря в 1992 г., имел место процесс активного заполнения залива морской водой. Уровень залива в это время поднимался со скоростью  $+168,5 \pm 5,23$  см/год (раздел 5.1.3). В восточной части Северного Каспия восточнее Уральской бороздины скорость подъема уровня в среднем составила  $+6$  —  $+14$  см/год, а в западной части дельты реки Волга и у побережья Калмыкии и Дагестана — более  $+18$  см/год. Вдоль побережья Ирана и южного побережья Азербайджана скорость роста не превысила  $+2$  —  $+12$  см/год.

В период резкого падения уровня Каспия (1995–1997 гг.) максимальная скорость более -22 см/год также наблюдалась в районе Дербентской и Ленкоранской впадин (рис. 6.5б), восточной части Апперонского порога и вдоль восточного побережья, отделяющего море от залива Кара-Богаз-Гол. Аналогичные скорости падения уровня наблюдались в западной части Северного Каспия и в его восточной

части в районе Уральской бороздины. Вдоль побережья Ирана и южной части побережья Азербайджана скорость падения не превысила -2 — -10 см/год. Невысокие скорости снижений уровня моря наблюдались и у восточного побережья Северного Каспия (-4 — -10 см/год).

Для следующего временного интервала 1997–2001 гг., характеризующегося умеренным падением уровня Каспийского моря, пространственная неоднородность скорости изменения уровня показана на рисунке 6.5в. Скорость более -8 см/год наблюдается в северной части Апшеронского порога, а также вдоль всего побережья Апшеронского п-ова. В Южном Каспии восточнее Ленкоранской впадины на свале глубин 500–700 м наблюдается максимальная скорость падения уровня Каспийского моря (более -9 см/год). В восточной части Апшеронского порога скорость падения не превысила величину -4 — -5 см/год. Аналогичная скорость наблюдалась в Северном Каспии и вдоль южной части побережья Азербайджана. Минимального значения (менее -3 см/год) она достигла в Туркменском и Красноводском заливах.

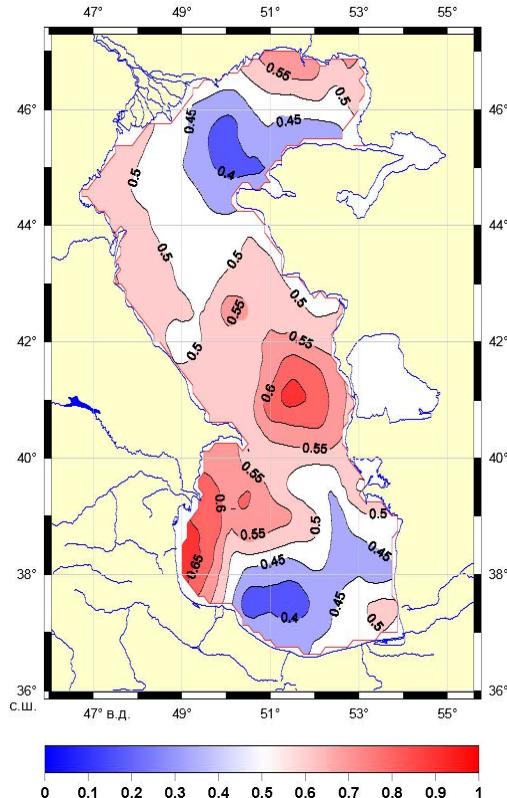
Следующий период умеренного роста уровня Каспийского моря (2001–2005 гг.) (рис. 6.5г) характеризуется скоростью подъема уровня более +12 см/год в районе Ленкоранской впадины и в северо-восточной части Среднего Каспия севернее Апшеронского порога. Большие скорости роста (+9 — +10 см/год) наблюдаются также в западной части Северного Каспия, прилегающей к дельте реки Волга, и в его восточной части. Вдоль побережья Азербайджана, Ирана и Туркменистана ее величина не превысила +7 — +8,5 см/год.

Наблюдающееся с 2006 по 2009 гг. умеренное падение уровня Каспия (рис. 6.5д) также имеет неравномерное распределение величины скорости падения уровня моря. Максимальных значений (более -9 см/год) она достигает в Южном Каспии (на свале глубин более 700 м, юго-восточнее Апшеронского порога и западнее центральной части побережья Туркменистана) и в Северном Каспии в районе западной части дельты реки Волга и севернее Мангышлакского залива. В центральной части моря скорость падений уровня лежит в интервале от -7 до -8,5 см/год. По сравнению с предыдущими периодами падения уровня (1995–

2001 гг.) скорость падения уровня вдоль побережья Ирана максимальна и составляет величину -7 — -9 см/год.

С 2009 г. по настоящее время наблюдается сильное падение уровня Каспия (рис. 6.5е). Максимальных значений (более -14 см/год) оно достигает в Северном Каспии (восточнее Уральской бороздины и севернее о. Кулалы). Минимальное значение (менее -9 см/год) наблюдается в северной части моря в Кизлярском заливе и в южной части вдоль южного побережья Азербайджана от Куриńskiej косы и побережья провинции Гилян (Иран). В Среднем Каспии уровень падает в среднем со скоростью -11 см/год. Локальный минимум (менее -10 см/год) наблюдается на границе Северного и Южного Каспия вокруг Апшеронского п-ва. В Южном Каспии около побережья п-ова Мианкале (более -12 см/год). В среднем в этой части моря уровень падает со скоростью от -9 до -12 см/год.

Таким образом, можно выделить районы, в которых наблюдаются максимальные скорости изменения (падения или роста) уровня Каспийского моря (рис. 6.6). В первую очередь это район дельты реки Урал, район юго-восточнее Дербенской впадиной и севернее Апшеронского порога и район побережья Азербайджана западнее Ленкоранской впадины.



**Рис. 6.6** Нормированные скорости изменения уровня Каспийского моря по данным альтиметрических измерений спутников Т/P и J1/2 с января 1993 г. по декабрь 2012 г.

## 6.2 Течения

Как отмечалось в Главе 2 (раздел 2.13.4.1) спутниковая альтиметрия позволяет проводить анализ динамики как Мирового океана в целом, так и отдельных морей. Таким образом данные спутниковой альтиметрии дают уникальную возможность проводить исследования течений по данным спутниковой альтиметрии.

### 6.2.1 Поля аномалий уровня моря

Альтиметрические измерения ВМП проводятся в точках надира вдоль трека спутников, а следовательно и аномалии уровня относительно СВМП MSS GCRAS12 (раздел 6.1) рассчитываются также вдоль треков. Для анализа полей течений в первую очередь возникает задача интерполяции данных об аномалиях уровня на регулярную сетку.

В рамках проектов Еврокомиссии по исследованиям климата (AGORA – ENV4–CT956–0113, ENACT – EVK2–CT2001–00117 и DUACS – ENV44–T96–0357) (Le Traon et al., 1998; Le Traon et al., 2001; SSALTO/DUACS..., 2013) аномалии ВМП рассчитывались относительно модели СВМП CNES–CLS11 (Schaeer et al., 2011) с учетом поправки обратного барометра, высот приливов, рассчитанных по модели GOT04.8, являющейся усовершенствованием модели GOT99.2 (Ray, 1999), и минимизацией орбитальной ошибки (Le Traon, Ogor, 1998) на регулярной сетке с шагом  $0,25^\circ$  по широте и долготе (или  $1/3^\circ$  в меркаторской проекции) и обработанные методом оптимальной интерполяции (Гандин, 1963; Гандин, Каган, 1976; Thiébaux, Pedder, 1987).

Данные, получаемые в этом проекте не подходят для исследования изменчивости динамики Каспийского моря по следующим причинам:

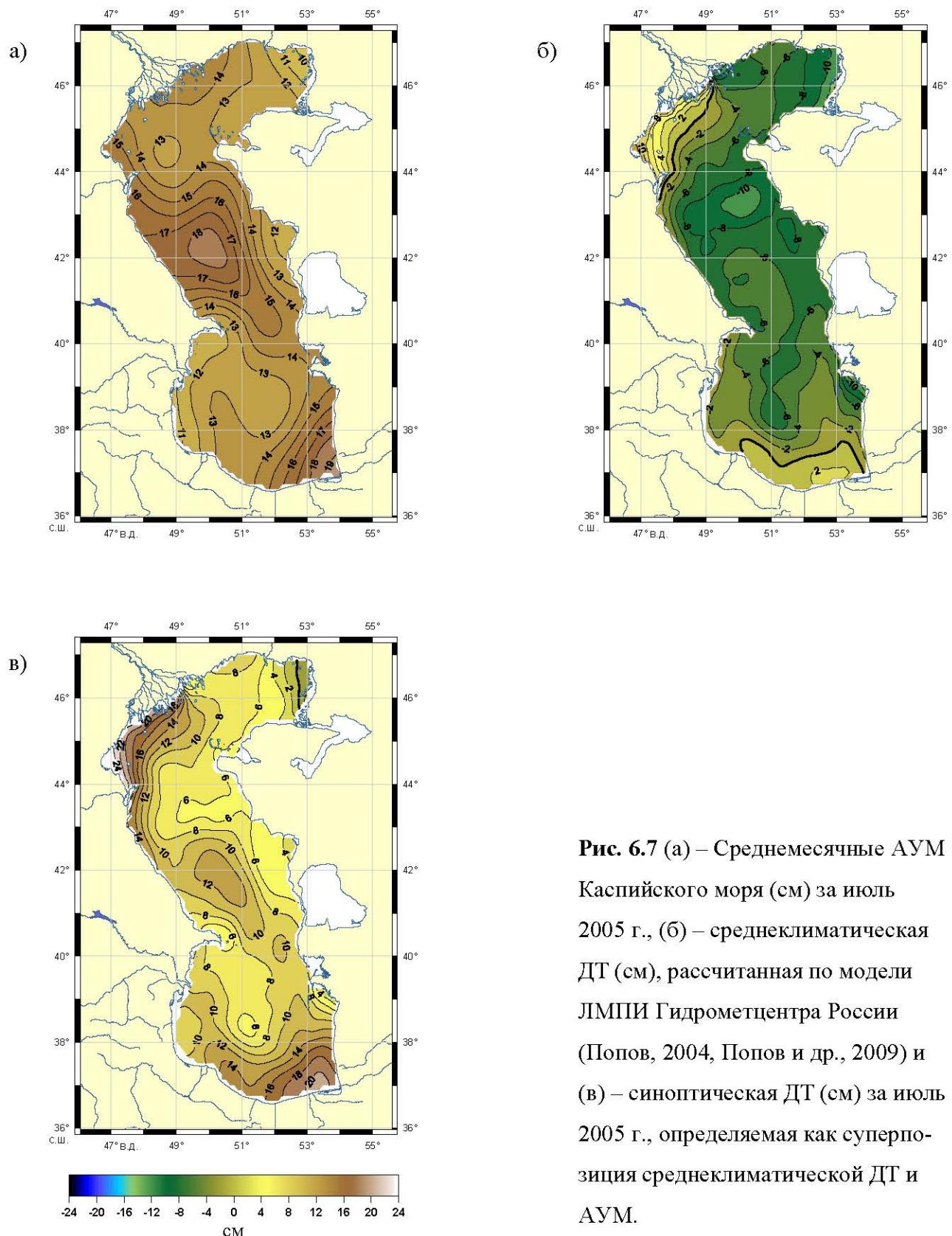
- За временной интервал 1993–2008 гг., который использовался при создании модели СВМП CNES–CLS11, уровень Каспийского моря изменился не равномерно (раздел 5.1.1) с амплитудой более 1,5 м (рис. 6.3).
- Межгодовая изменчивость уровня моря не однородна по пространству (раздел 6.1.6), что вносит ошибку в расчет СВМП.

- Каспийское море можно считать не приливным (раздел 1.3.3). Более того ни одна глобальная приливная модель не включает акваторию этого моря в свою расчетную область.
- Процедура минимизацией орбитальной ошибки (Le Traon, Ogor, 1998) не ликвидирует ее на акватории Каспия, а наоборот привносит ошибки с других акватории Мирового океана (Лебедев, Костяной, 2005), так как она не работает для внутренних водоемов, которым по сути является Каспийское море.
- Использование оптимальной интерполяции для расчета АУМ для акватории Каспия также неприемлемо в силу особенностей гидрологического режима моря, а именно сильная зависимость АУМ от стока реки Волга.

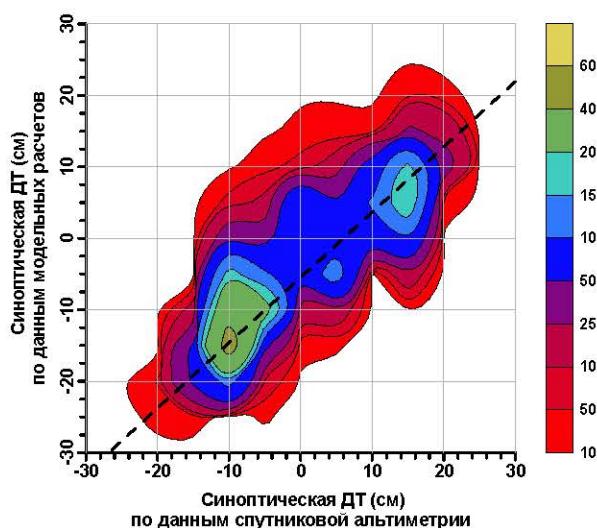
Таким образом для исследования пространственно временной изменчивости динамики Каспия строились поля АУМ, рассчитанные относительно СВМП MSS GCRAS12, интерполированные на регулярную сетку с шагом  $0,25^\circ$  по широте и долготе методом разложения на радиальные базисные функции (Carlson, 1992). При этом значения АУМ уравнивались относительно значений в точках пересечения с 092 треком. Пример для среднего поля АУМ за июль 2005 г. построенного по данной методике приведен на рисунке 6.7а.

### **6.2.2 Поля динамической топографии**

Различают два вида динамической топографии (ДТ): *среднюю* (или *среднеклиматическую*) и *синоптическую*. Среднеклиматическая ДТ определяется как отклонение средней высоты морской поверхности от высоты морского геоида. Она рассчитывается по данным спутниковой альтиметрии, дрейфующих буев и результатам расчетов по термогидродинамическим моделям (Tapley, Kim, 2001). Различают глобальные и региональные модели среднеклиматической ДТ (Лебедев, Костяной, 2005; Rio et al., 2007; Kubryakov, Stanichny, 2011; Кубряков, Станичный, 2011). В качестве среднеклиматической ДТ для акватории Каспийского



**Рис. 6.7 (а) – Среднемесячные АУМ Каспийского моря (см) за июль 2005 г., (б) – среднеклиматическая ДТ (см), рассчитанная по модели ЛМПИ Гидрометцентра России (Попов, 2004, Попов и др., 2009) и (в) – синоптическая ДТ (см) за июль 2005 г., определяемая как суперпозиция среднеклиматической ДТ и АУМ.**



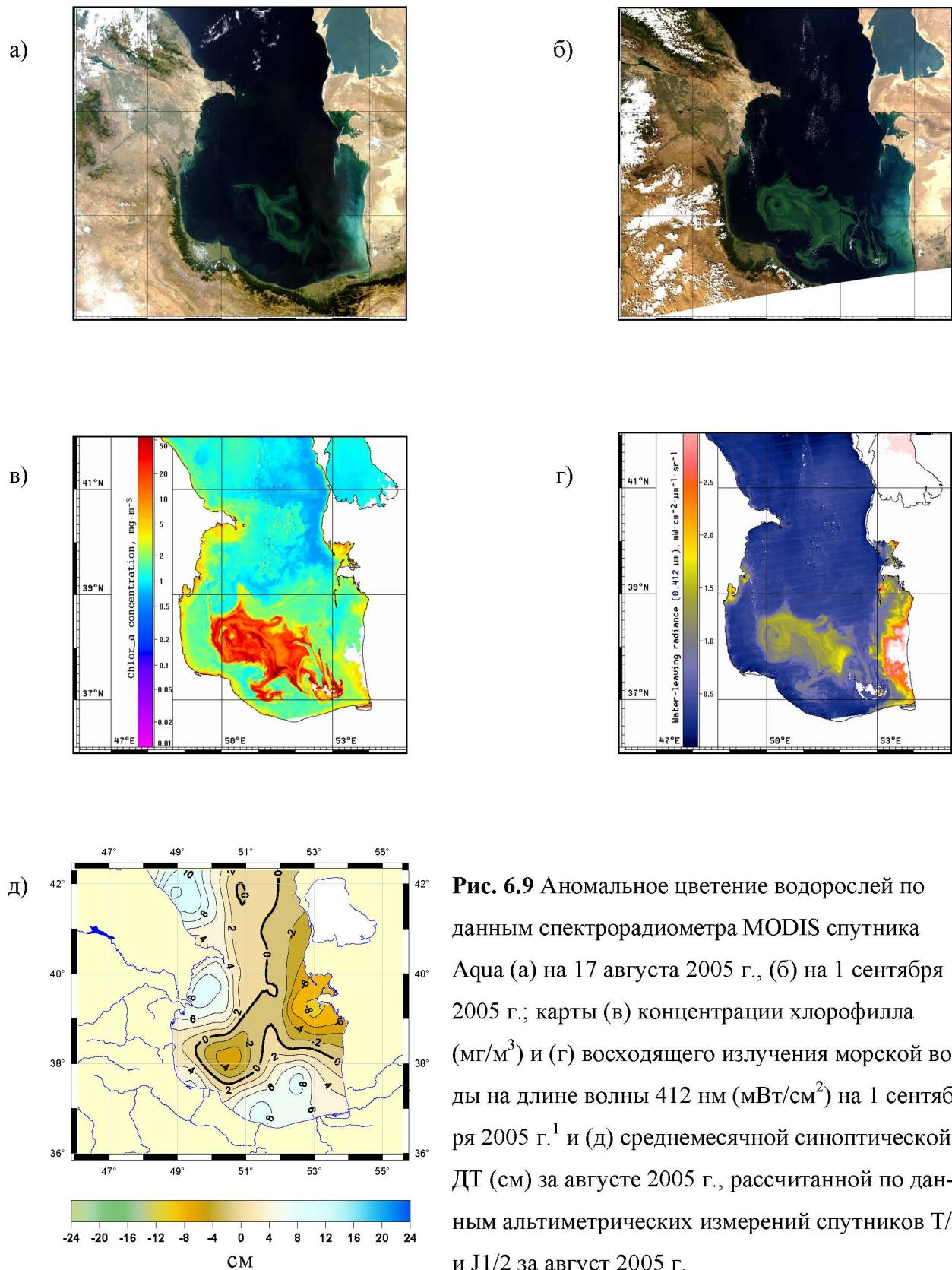
**Рис. 6.8** Диаграмма рассеяния среднесезонной синоптической ДТ, рассчитанной по данным спутниковой альтиметрии и результатам математического моделирования. Прямой пунктирной линией показана линейная аппроксимация данных методом наименьших квадратов.

моря наиболее оптимальными являются результаты расчетов по модели ЛМПИ Гидрометцентра (Safronov, Zilberstein, 1996, Попов, 2004; Попов и др., 2009) (рис. 6.7б). Синоптическая динамическая топография определяется как сумма перпозиции среднеклиматической ДТ и АУМ, рассчитанным по данным спутниковой альтиметрии (Сирота и др., 2004; Лебедев, Сирота, 2004) (рис. 6.7в). По этой методике проводились расчеты среднемесячных и среднесезонных полей синоптической ДТ для временного интервала 1993–2012 гг.

Сравнение среднесезонной ДТ, рассчитанной по данным спутниковой альтиметрии и результатам математического моделирования, показывает хорошее соответствие между ними – коэффициент корреляции составляет 0,856. Диаграмма рассеяния между этими данными представлена на рисунке 6.8.

Верификацию полей синоптической ДТ, построенной по данным спутниковой альтиметрии можно провести по другим параметрам состояния морской поверхности (температуре поверхности моря, концентрации взвешенного вещества, содержание хлорофилла и др.), рассчитанным по данным ДЗЗ, которые являются естественными трассерами, отражающими особенности мезомасштабной динамики вод (Лаврова и др., 2011).

Рассмотрим случай аномального цветения водорослей *Cyanobacteria Nodularia* у Иранского побережья в Южном Каспии в 2005 г. (Kopelevich et al., 2008). Оно началось развиваться во второй декаде августа и продолжалось до конца сентября и охватило область в 20 000 км<sup>2</sup>. Аномальное цветение водорослей было



**Рис. 6.9** Аномальное цветение водорослей по данным спектрорадиометра MODIS спутника Aqua (а) на 17 августа 2005 г., (б) на 1 сентября 2005 г.; карты (в) концентрации хлорофилла ( $\text{мг}/\text{м}^3$ ) и (г) восходящего излучения морской воды на длине волн 412 нм ( $\text{мВт}/\text{см}^2$ ) на 1 сентября 2005 г.<sup>1</sup> и (д) среднемесячной синоптической ДТ (см) за августе 2005 г., рассчитанной по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за август 2005 г.

<sup>1</sup> — URL: <http://www.caspianenvironment.org/newsite/Caspian-AAB-R.htm>.

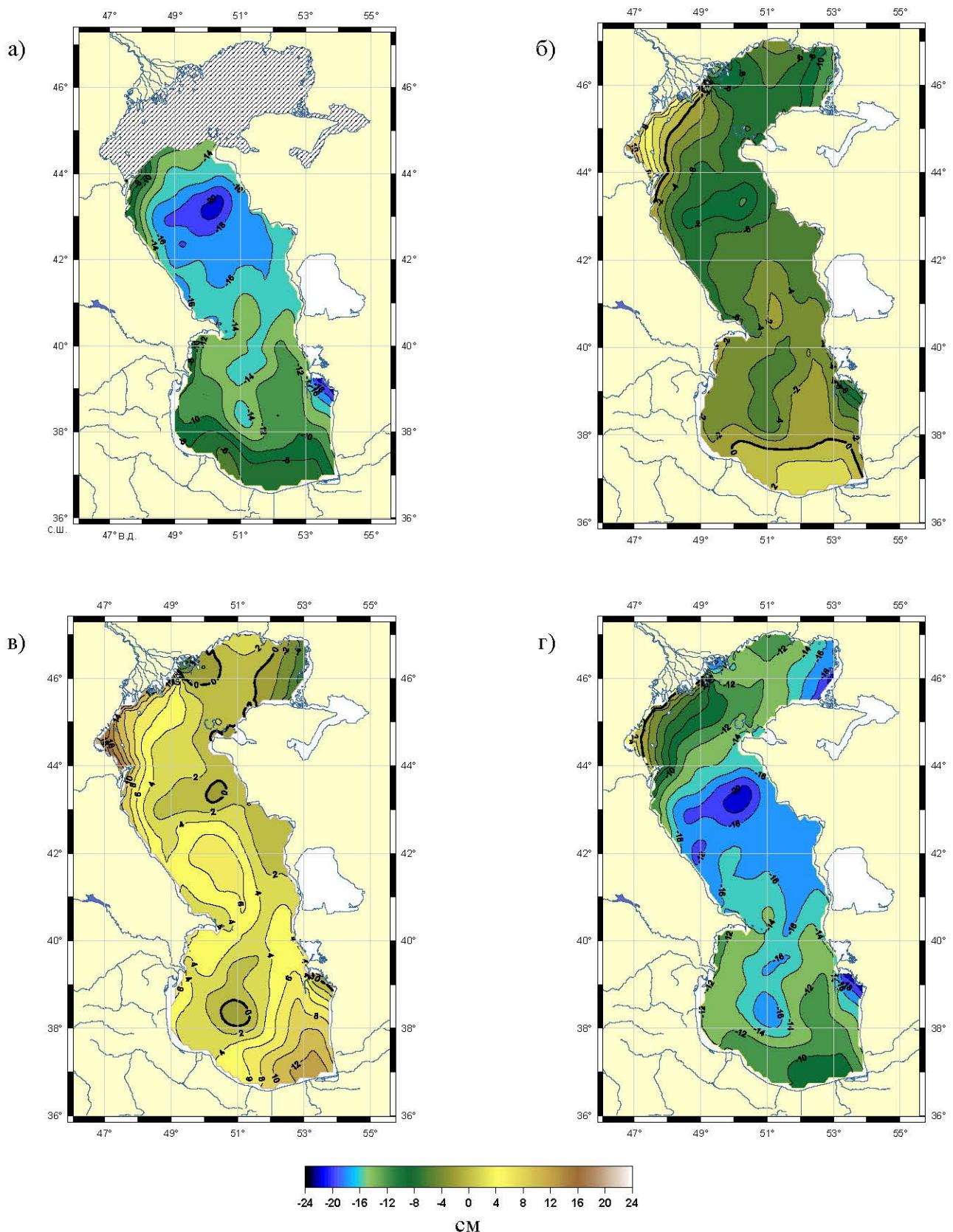
зарегистрировано по данным спектрорадиометра MODIS спутника Aqua 12 августа и достигло максимума 1 сентября 2005 г. (рис. 6.9). Анализ спутниковых снимков этого же сезона за предыдущие 5 лет не подтвердил наличия цветения водорослей такого же масштаба существовал когда-нибудь ранее (Kopelevich et al., 2008).

Анализ карт концентрации хлорофилла и восходящего излучения морской воды (длина волны 412 нм) на 1 сентября 2005 г. по данным спектрорадиометра MODIS спутника Aqua показывает наличие мощного антициклонического вихря в Южном Каспии, центр которого имеет координаты  $50^{\circ} 28'$  в.д. и  $38^{\circ} 09'$  с.ш. Этот вихрь наблюдается и в поле среднемесячной за августе 2005 г. синоптической ДТ, рассчитанной по данным альтиметрических измерений спутников Т/P и J1. Однако форма этого вихря по этим данным более сглаженная по сравнению с картами, рассчитанными по данным спектрорадиометра MODIS. Этот факт можно объяснить пространственным разрешением данных. Для концентрации хлорофилла и восходящего излучения морской воды (длина волны 412 нм), рассчитанным по данным спектрорадиометра MODIS, пространственное разрешение составляет 250 м, а для поля среднемесячной синоптической ДТ –  $0,125^{\circ}$  или 12,5 км.

Таким образом показано, что поля синоптической ДТ, рассчитанной по данным альтиметрических измерений по алгоритму, изложенному выше, хорошо отражают особенности мезомасштабной динамики вод Каспийского моря

Анализ среднемесячных полей ДТ показывает, что в феврале (рис. 6.10а) циклонический вихрь, расположенный в северной части Среднего Каспия, становится более мощным по сравнению со среднеклиматической картиной (рис. 6.7б) и незначительно смещается в сторону западного побережья. В Южном Каспии также происходит усиление циклонического круговорота в центре. В Среднем Каспии вдоль побережья Дагестана от Аграханского п-ва до Дербента и в Южном Каспии на побережье Туркменского залива и южнее наблюдается интенсификация прибрежных течений.

Весной (апрель) (рис. 6.10б) циклонический вихрь в северной части Среднего Каспия ослабевает. Севернее Апшеронского порога формируется антициклонический вихрь. Циклонический круговорота в центре Южного Каспия также ослабевает по сравнению со среднеклиматической картиной (рис. 6.7б). Интенсификация



**Рис. 6.10** Среднесезонная синоптическая ДТ Каспийского моря (см) в феврале (а), апреле (б), августе (в) и ноябре(г) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с января 1993 г. по декабрь 2012 г. Штриховкой показана область льда в умеренные зимы.

прибрежных течений наблюдается в Северном Каспии от восточной части дельты реки Волга до Махачкалы.

Летом (август) (рис. 6.10в) циклонический вихрь в северной части Среднего Каспия ослабевает еще сильнее, а сформировавшийся весной антициклон усиливается и занимает почти всю юго-западную часть. В Южном Каспии циклонический круговорот ослабевает и в этой части моря преобладает антициклоническая циркуляция. По-прежнему в Северном Каспии от восточной части дельты реки Волга до границы со Средним Каспием наблюдается сильные прибрежные течения.

В ноябре (рис. 6.10в) общая картина циркуляции Каспийского моря близка к среднеклиматической (рис. 6.7б).

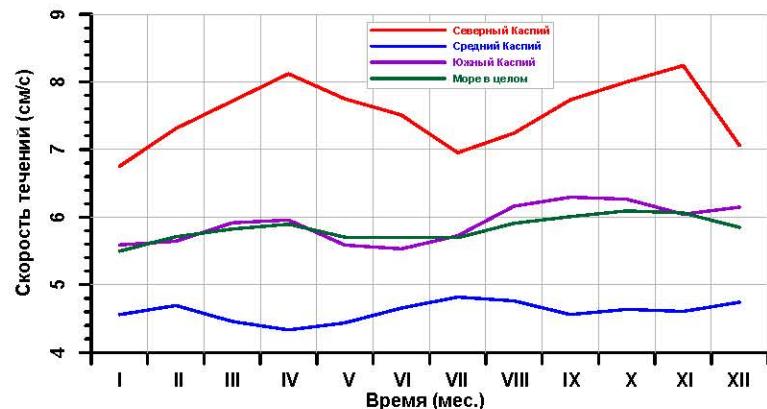
### 6.2.3 Поля геострофических скоростей и завихренности

Спутниковая альtimетрия представляет уникальные возможности для исследования океанологических полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, не только дает возможность получать непрерывную информацию о поле синоптической ДТ, но и открывает перспективы оценки полей скоростей течений на поверхности. Из уравнений геострофического баланса, когда горизонтальный градиент давления компенсируется силой Кориолиса (Кибель, 1940; Педлоски, 1984; Гилл, 1986), по градиентам динамической топографии

$h_{dyn}$  определяют скорости течений:  $U_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h_{dyn}}{\partial y}$  и  $V_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h_{dyn}}{\partial x}$  где  $U_g$  и  $V_g$  – составляющие скорости течения на поверхности по осям  $0x$ ,  $0y$  в декартовой системе координат;  $g = 9,80665 \text{ м/с}^2$  – ускорение свободного падения;  $f = 2\Omega \sin \varphi$  – параметр Кориолиса, определяемый через угловую скорость вращения Земли вокруг оси  $\Omega = 7,2921 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  и широту места  $\varphi$ .

Другой характеристикой поля скоростей является завихренность, количественной мерой которой служит ротор скорости  $\zeta = \frac{\partial V_g}{\partial x} - \frac{\partial U_g}{\partial y}$ . Положительная

**Рис. 6.12** Сезонная изменчивость геострофических скоростей течений (см/с) в Северном (красная линия), Среднем (синяя) и Южном (фиолетовая) Каспии по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за 1993–2012 гг.

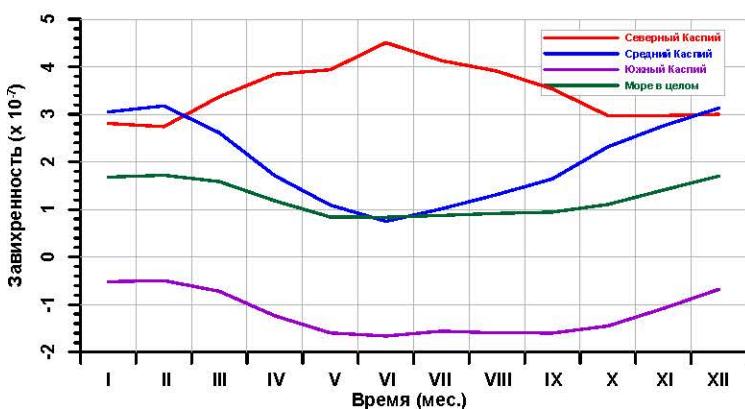


величина  $\zeta$  характеризует преобладание циклонической циркуляции, отрицательная – антициклонической.

Анализ среднемесячных геострофических скоростей течений на поверхности показывает (рис. 6.12), что наиболее 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.

Сезонный ход 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.

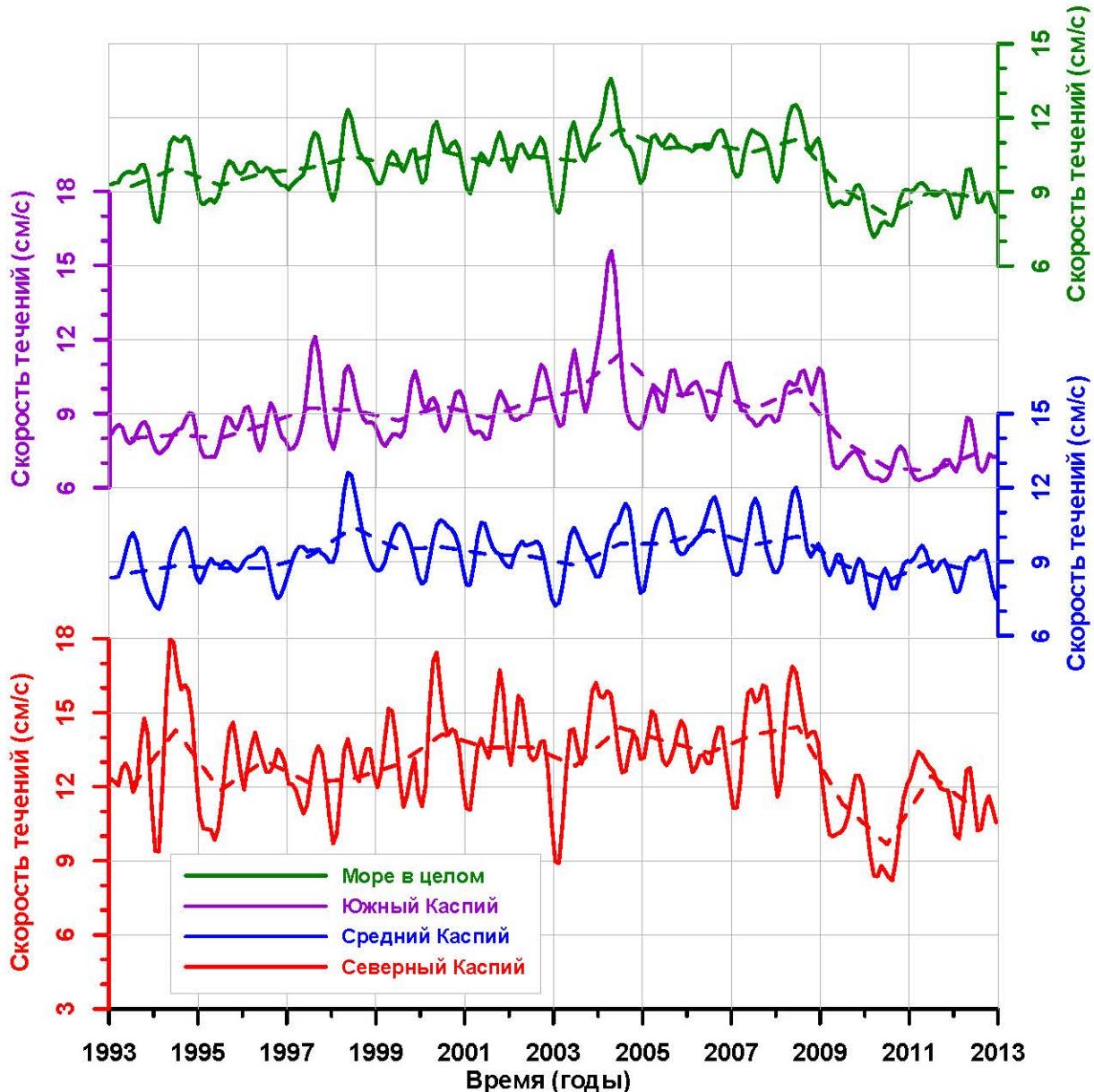
Анализ сезонной изменчивости поля завихренности показывает, что в Северном и Среднем Каспии, как и в море в целом, преобладает циклоническая циркуляция, тогда как в южной части моря – антициклоническая циркуляция (рис. 6.13). Сезонная изменчивость вихревых режимов Северного и Среднего Каспия находятся в противофазе. Максимальная циклоническая завихренность в северной части моря наблюдаемая летом в июле, соответствует минимуму завихренность в средней части моря (рис. 6.13). В Южном Каспии преобладает антициклоническая завихренность на протяжении всего года. Минимум ее наступает летом, а максимум – зимой (рис. 6.13).



**Рис. 6.13** Сезонная изменчивость поля завихренности геострофических скоростей течений в Северном (красная линия), Среднем (синяя) и Южном (фиолетовая) Каспии по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за 1993–2012 гг.

Межгодовая изменчивость среднемесячных скоростей геострофических на поверхности показывает, что скорости течений в различных частях Каспия и моря в целом не имеют ярко выраженный сезонный характер, также наблюдаются значительные межгодовые различия (рис. 6.14). Так в Северном Каспии в 1994, 2000, 2002, 2004, 2007 и 2008 гг. наблюдаются максимальные значения среднемесячных скоростей течений (более 15 см/с) относительно среднеклиматической величины ( $12,9 \pm 1,9$  см/с). В Среднем Каспии только в 1998 г. наблюдался аномальный максимум величины среднемесячных скоростей течений (более 12 см/с), а в Южном Каспии – в 1997 г. (более 11 см/с) и в 2004 г. (более 15 см/с). Среднеклиматические величины среднемесячных скоростей течений для этих частей моря составили соответственно  $9,3 \pm 1,1$  см/с и  $8,8 \pm 1,5$  см/с, что близко к величинам для всего моря в целом  $10,1 \pm 1,2$  см/с. На рисунке 6.14 хорошо видно, что в 1997 и 1998 гг., а также в 2003 г. временной ход среднемесячных скоростей во всех частях моря наиболее синхронен, что говорит об особенном режиме циркуляции моря в эти временные интервалы. После 2009 г. произошло резкое падение среднемесячных скоростей во всех частях моря в пределах от 1–2 см/с, что судя по всему связано с изменениями режима циркуляции воздуха в данном регионе. Аналогичная картина наблюдалась во временном ходе среднемесячной высоты морских волн после 2002 г. (рис. 5.34).

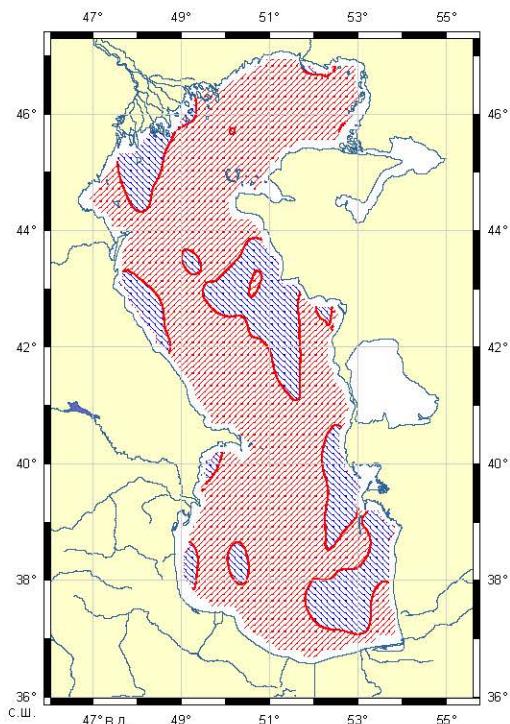
С 1993 по 2012 гг. для всего моря преобладал положительный межгодовой тренд изменчивости скоростей течений (рис. 6.15). В Северном Каспии отрицательный тренд наблюдается только над отмелой зоной устьевого взморья реки Волга, расширяясь в направлении о. Тюлений. В Среднем Каспии тренд в основном положительный за исключением области в северо-восточной его части и



**Рис. 6.14** Межгодовая изменчивость среднемесячных геострофических скоростей течений (м/с) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г. Штриховыми линиями показаны среднегодовые величины.

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 (рис. 6.7б), тренд изменчивости скоростей течений имеет отрицательные значения, что, очевидно, связано с уменьшением интенсивности данного вихря.

Анализ межгодовой изменчивости завихренности поля геострофических скоростей показывает, что в различных частях Каспия и моря в целом она не имеют



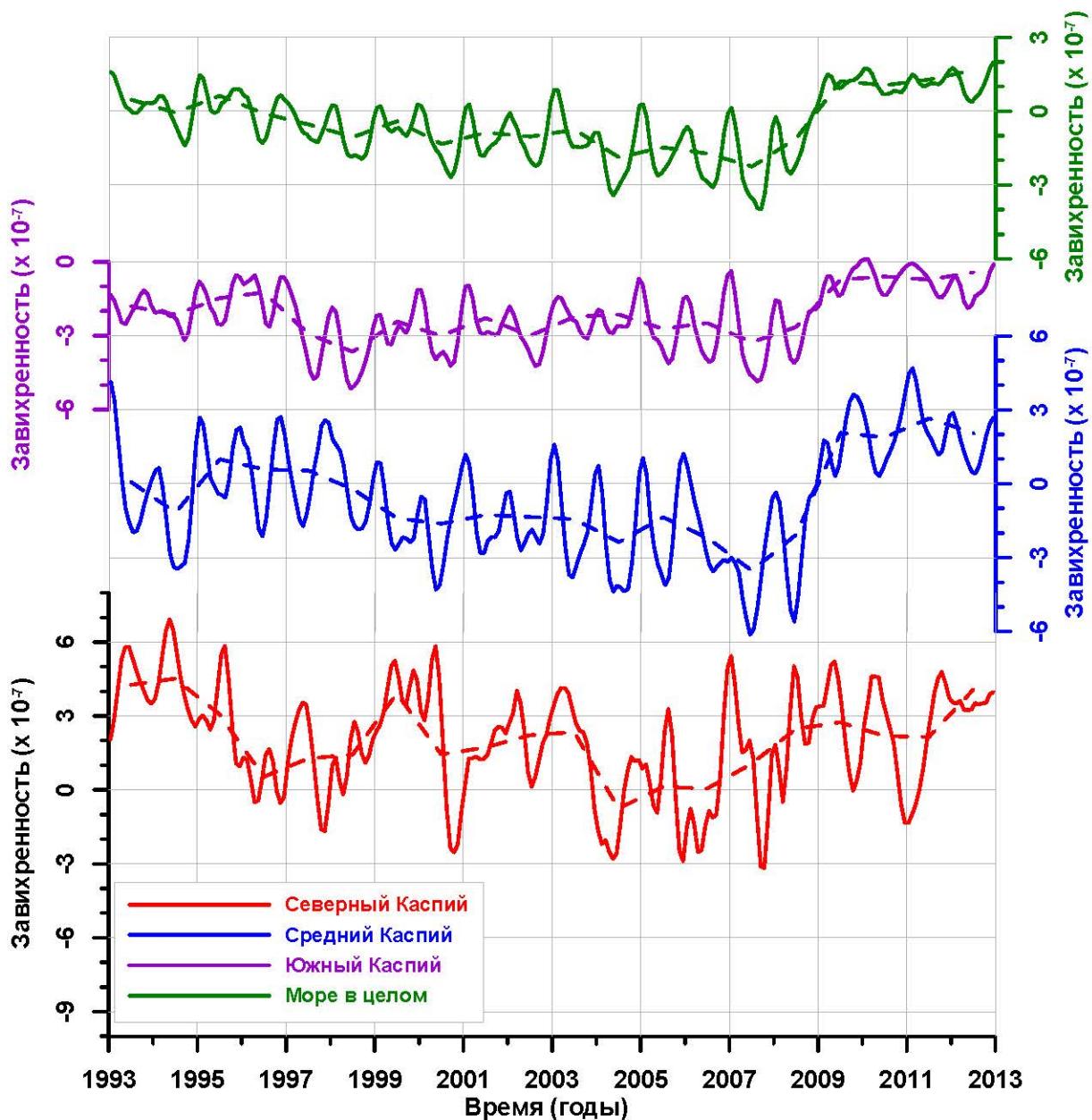
**Рис. 6.15** Тенденция межгодовой изменчивости геострофических скорости течений по данным альtimетрических измерений спутников T/P и J1/2 за период с января 1992 г. по декабрь 2012 г. Синий цвет показывает области с отрицательным трендом, красный – с положительным.

ярко выраженный сезонный характер, при этом наблюдаются и значительные межгодовые различия (рис. 6.16). Между Северным и Средним Каспием так же, как и в сезонном ходе, наблюдается противофаза в изменении завихренности.

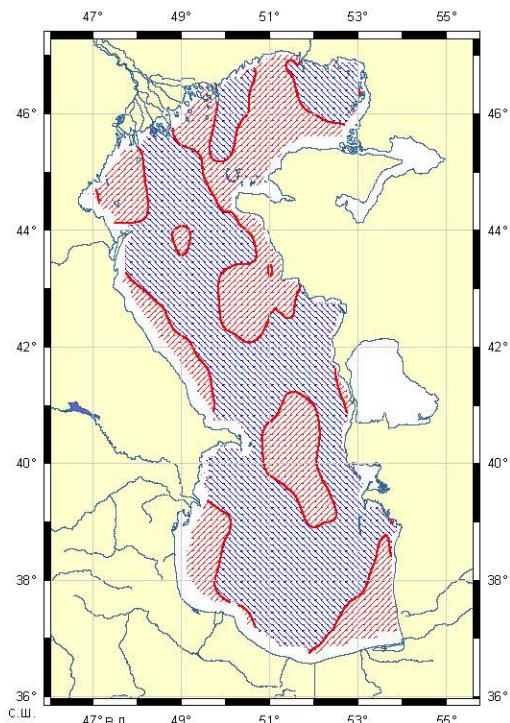
В Северном Каспии в 1993–1995, 1999–2000, 2002–2003, 2007–2010 и 2012 гг. наблюдаются максимальные значения завихренности (более  $4 \cdot 10^{-7}$ ) относительно среднеклиматической величиной ( $2,02 \cdot 10^{-7}$ ). В Среднем Каспии в 1993 и 2009–2011 гг. наблюдались аномальные максимумы величины завихренности поля геострофических скоростей (более  $3 \cdot 10^{-7}$ ). Среднеклиматическая величина завихренности для этой части моря составила  $-0,61 \cdot 10^{-7}$ . В Южном Каспии подобных локальных максимумов за период 1993–2012 гг. не наблюдалось. Среднеклиматические величины завихренности полей скоростей течений для этой части моря составила  $-2,20 \cdot 10^{-7}$ , что говорит о преобладании антициклонической циркуляции. Для всего моря в целом величины завихренности составляет  $0,51 \cdot 10^{-7}$ . На рисунке 6.16 хорошо видно, что после 2008 г величина завихренности почти во всех частях моря за исключение северной части увеличилась в пределах от  $1,5\text{--}3 \cdot 10^{-7}$ . Согласно анализу временного хода среднемесячных скоростей течений (рис. 6.14), в это время наблюдалось падение во всех частях моря. Это еще раз подтверждает изменения

режима циркуляции воздуха в данном регионе. Аналогичная картина наблюдалась во временном ходе среднемесячной высоты морских волн в 2002 г. (рис. 5.33).

Пространственно-временной анализ показывает, что для временного интервала 1993–2012 гг. в Каспии в среднем межгодовой тренд изменчивости завихренности поля скоростей течений отсутствовал (рис. 6.17). В Северном Каспии положительный тренд наблюдается вдоль западного побережья, восточной части



**Рис. 6.16** Межгодовая изменчивость среднемесячной завихренности геострофических скоростей течений в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/P и J1/2 за сентябрь 1992 г. – декабрь 2012 г. Штриховыми линиями показаны среднегодовые величины.

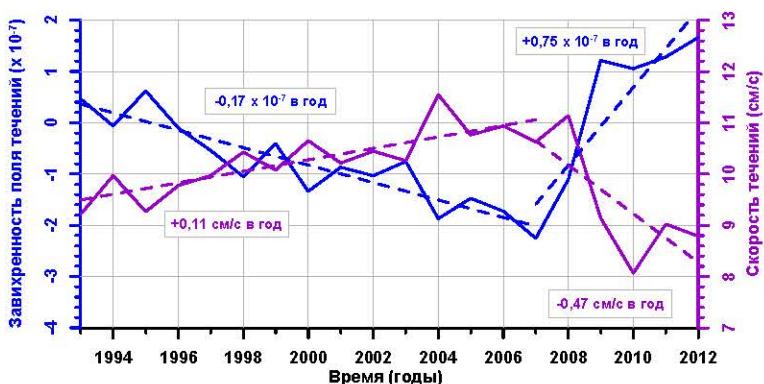


**Рис. 6.17** Тенденция межгодовой изменчивости завихренности поля скоростей течений по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с января 1992 г. по декабрь 2012 г. Синий цвет показывает области с отрицательным трендом, красный – с положительным.

отмелой зоны устьевого взморья реки Волга и вдоль побережья Казахстана залива Комсомолец до Форта-Шевченко. 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 Дербенской впадины. В Южном Каспии практически вдоль всего побережья наблюдается положительная тенденция межгодовой изменчивости завихренности поля скоростей и в районе Ашхеронского порога, где в поле среднеклиматической ДТ наблюдается антициклонический вихрь (рис. 6.7б).

Совместный анализ изменчивости среднегодовых величины скоростей течений и завихренности поля течений, рассчитанных по данным альтиметрических измерений (рис. 6.18) показывает, что средние скрости течений обратно зависимы от 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.

**Рис. 6.18** Межгодовая изменчивость среднегодовых величин завихренности (синяя линия) и модуля (сириеневая линия) геострофических скоростей течений по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 с 1993 по 2012 гг.



### 6.3 Продвижение паводка реки Волга по акватории моря

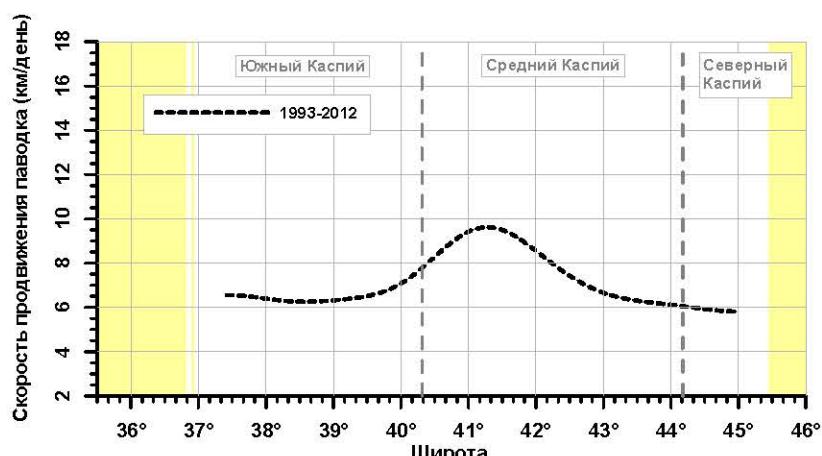
Для исследования особенностей гидрологического режима Каспийского моря необходимо знать, как паводок волжского стока продвигается по акватории моря. Анализ сезонной изменчивости уровня моря на уровнях постах, расположенным на разном удалении от дельты реки Волга, позволил показать, что максимальный уровень наблюдается у о. Искусственный в мае–июне (Северный Каспий), затем в Форт-Шевченко и Махачкале – в июне–июле (Средний Каспий), затем в Баку – в июле и, наконец, в Астаре – в июле–августе (Южный Каспий) (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992).

#### 6.3.1 Пространственная неоднородность

Для расчета скорости продвижения паводка реки Волга рассматривались АУМ, рассчитанные относительно СВМП модели MSS GCRAS12 (раздел

**Рис. 6.19** Средняя за 1993–2012 гг.

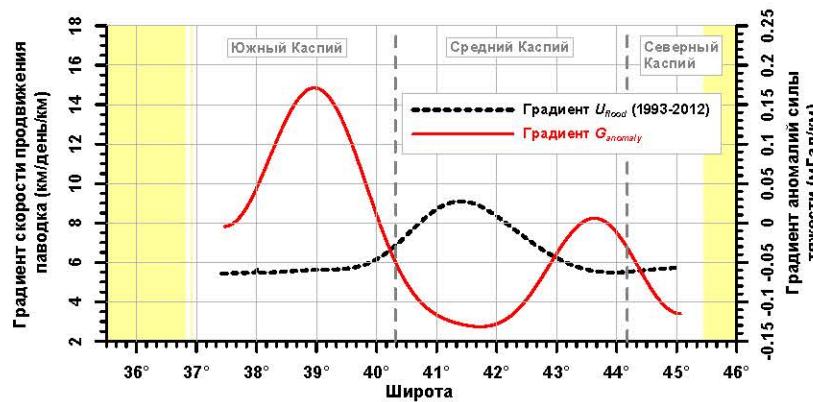
скорость продвижения паводка реки Волга (км/день) вдоль 092 трека по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2. Желтым цветом выделены области суши.



6.1) вдоль 092 трека спутников Т/Р и J1/2 за период с января 1992 г. по декабрь 2012 г. (рис. 3.1а). 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 (рис.5.1а) 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 г. (Lebedev, 2012a, Lebedev, 2013).

Расчеты показали, что средняя скорость продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/Р и J1/2 непостоянна (рис. 6.19). Максимальная средняя скорость более 9,12 км/день наблюдается в Среднем Каспии в районе южного свала глубин Дербенской 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.

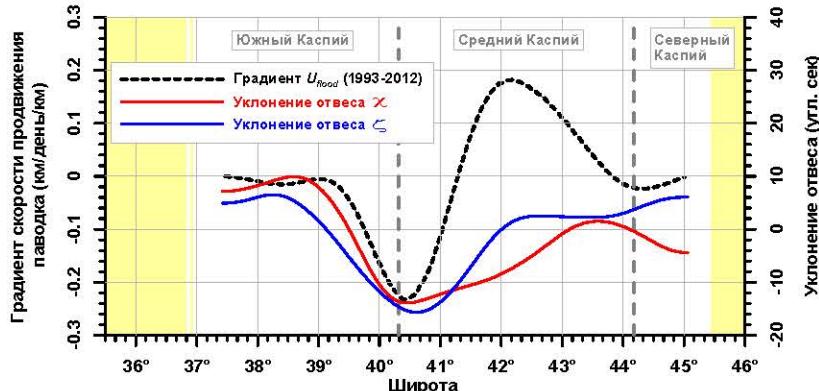
Сравнение средней за 1993–2012 гг. скорости продвижения паводка реки Волга и АСТ, рассчитанных по модели EGM2008 с разложением на гармонические составляющие до 180 степени, вдоль 092 трека показывает (рис. 6.20), что максимум скорости совпадает с минимумом градиента АСТ  $-0,13$  мГал/км. Оба располагаются в Среднем Каспии. В Южном и Северном Каспии наоборот располагаются максимумы градиента АСТ  $0,17$  и  $0,06$  мГал/км соответственно.



**Рис. 6.20** Изменчивость вдоль 092 трека средней за 1993–2012 гг. скорости продвижения паводка реки Волга (км/день) по данным альtimетрических измерений спутников Т/Р и J1/2 и градиент АСТ (мГал/км), рассчитанных по модели EGM2008 с разложением на

гармонические составляющие до 180 степени. Желтым цветом выделены области суши.

**Рис. 6.21** Изменчивость вдоль 092 трека спутников Т/P и J1/2 градиента средней за 1993–2012 гг. скорости (км/день/км) продвижения паводка реки Волга по данным альtimетрических измерений и уклонения отвеса  $\chi$  и  $\zeta$  (угловые секунды), рассчитанные по модели EGM2008 с разложением на гармонические составляющие до 180 степени.



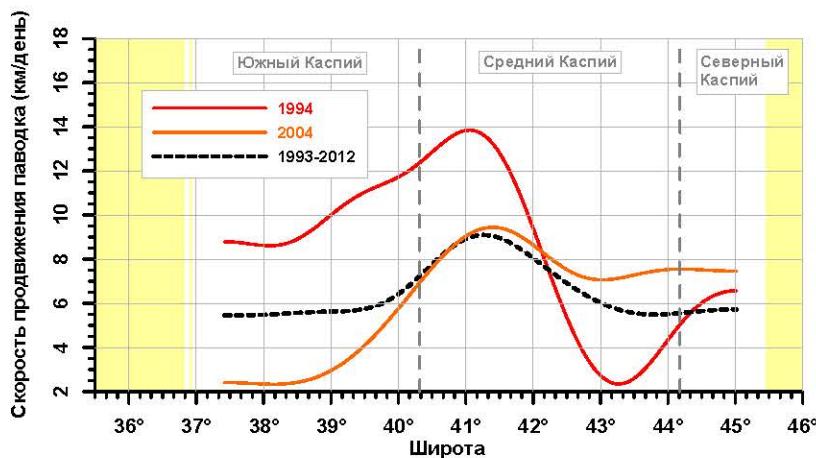
Желтым цветом выделены области суши.

Аналогичная картина наблюдается при сравнении изменчивости градиента средней за 1993–2012 гг. скорости продвижения паводка реки Волга и уклонений отвеса  $\chi$  и  $\zeta$ , рассчитанными по модели EGM2008 с разложением на гармонические составляющие до 180 степени, вдоль 092 трека спутников Т/P и J1/2 (рис. 6.21). Минимумы всех величин  $-0,23$  км/день/км,  $-13,89''$  и  $-15,67''$  расположены на границе Среднего и Южного Каспия в районе Апшеронского п-ва.

Таким образом средняя скорость продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/P и J1/2 зависит от гравитационного поля на акватории Каспийского моря.

### 6.3.2 Межгодовая изменчивость

Исследования показали, что скорость продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/P и J1/2 изменяется не только по пространству, но и зависит от падения или роста уровня Каспийского моря. Так максимальная средняя скорость  $8,52 \pm 3,51$  км/день наблюдалась в 1993 г. (рис. 6.21) в период сильного роста уровня моря со скоростью  $+19,93 \pm 2,14$  см/год (1993–1995) (рис. 5.4). В этом году наблюдалась в Среднем Каспии самая максимальная и самая минимальная величины скорости соответственно 13,85 и 2,35 км/день (рис. 6.21). В период умеренного подъема уровня Каспийского моря со скоростью

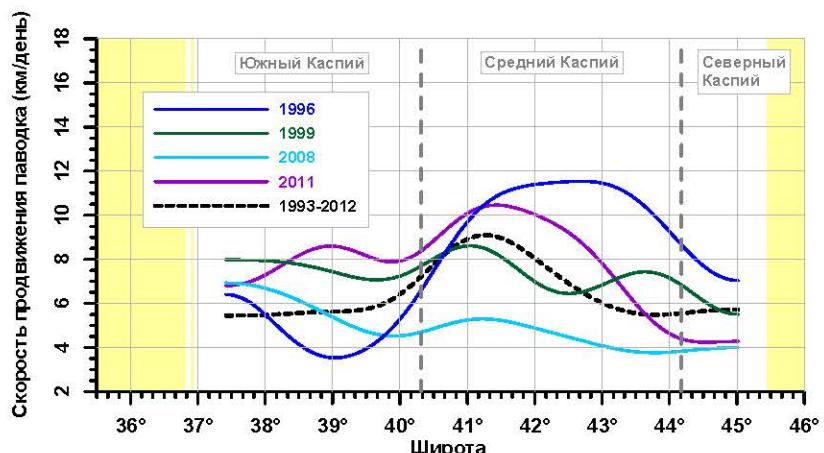


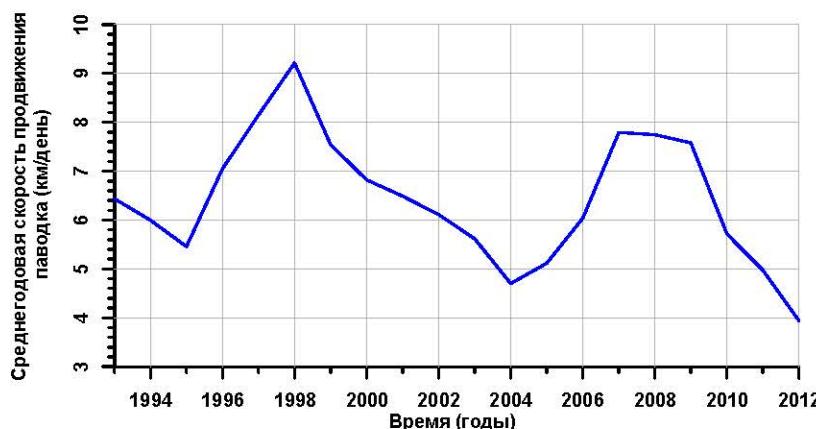
**Рис. 6.21** Изменчивость вдоль 092 трека средней скорость продвижения паводка реки Волга (км/день) по данным альtimетрических измерений спутников T/P и J1/2 в периоды подъема уровня Каспия в 1994 и 2004 гг. Желтым цветом выделены области суши.

+9,92±1,78 см/год (2001–2005) (рис. 5.4) в 2004 г. максимальная скорость продвижения паводка реки Волга 9,45 км/день наблюдалась в Среднем Каспии, а минимальная 2,44 км/день — уже в Южном (рис. 6.21).

В период 1995–1997 гг., когда происходило резкого падения уровня моря со скоростью -22,17±2,45 см/год, в 1996 г. максимальная величина скорости продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников T/P и J1/2 11,54 км/день наблюдалась в Среднем Каспии, а минимальная 3,54 км/день — уже в Южном (рис. 6.22). В другие период падения уровня моря в 1999, 2008 и 2010 в изменении скорости продвижения паводка вдоль 092 трека хорошо видны два минимума и два максимума (рис. 6.22). При этом 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 максимум — 9,03 км/день в Южном (рис. 6.22).

**Рис. 6.22** Изменчивость вдоль 092 трека средней скорость продвижения паводка реки Волга (км/день) по данным альtimетрических измерений спутников T/P и J1/2 в периоды падения уровня Каспия в 1996, 1999, 2008 и 2011 гг. Желтым цветом выделены области суши.





**Рис. 6.23** Межгодовая изменчивость среднегодовой скорости продвижения паводка реки Волга (км/день) вдоль 092 трека по данным альтиметрических измерений спутников Т/P и J1/2 с 1993 по 2012 гг.

Межгодовые изменения среднегодовых скоростей продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/P и J1/2 (рис. 6.23) хорошо согласуются с межгодовым ходом уровня Каспийского моря (рис. 5.4). Максимальные значения среднегодовых скоростей продвижения паводка наблюдаются в период минимальных значений уровня моря и наоборот. В периоды роста уровня среднегодовые скорости понижаются, а в периоды падения увеличивались. 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 (табл. 6.1) (Lebedev, 2012a, Lebedev, 2013).

**Таблица 6.1.** Изменения средних скоростей прохождения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/P и J1/2 для различных временных интервалов изменения уровня моря за период 1992–2012 гг. (Lebedev, 2012a, Lebedev, 2013).

Временной интервал	Скорость изменения уровня (см/год)	Скорость продвижения паводка, (км/день)			
		Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Море в целом
Резкое повышение (1993–1995)	+19,93	6,12	7,92	9,97	8,00
Резкое падение (1995–1997)	-22,17	7,57	10,38	4,77	7,58
Умеренное падение (1997–2001)	-5,89	5,98	7,44	7,56	7,00
Умеренное повышение (2001–2005)	9,92	7,50	8,03	3,48	6,34
Умеренное падение (2006–2009)	-8,45	3,95	4,55	5,65	4,72
Резкое падение (2011–2012)	-15,23	4,27	8,41	7,90	6,86
<b>Средняя величина за период 1993–2012</b>		5,66	7,26	5,75	6,75

## 6.4 Выводы к Главе 6

Полученные результаты показали, что скорость изменения высот морской поверхности Каспия (следовательно и уровня моря) 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 альtimетрических измерений не применим. 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.

По данным наблюдений построены среднемесячные и среднесезонные поля 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.

Впервые на основе данных дистанционного зондирования показано, что в Южном Каспии преобладает антициклоническая циркуляция вод, а в Северном – циклоническая, а сезонная изменчивость завихренности поля среднемесячных скоростей течений в Северном и Южном Каспии находится в противофазе. После 2008 г. величина завихренности почти во всех частях моря, за исключение северной части, увеличилась. Согласно анализу временного хода среднемесячных скоростей течений, в это время наблюдалось уменьшение средних скоростей течений во всех частях моря, что еще раз подтверждает изменения режима циркуляции атмосферы в данном регионе. Аналогичная картина наблюдалась во временном ходе среднемесячной высоты морских волн. Пространственно-временной анализ показывает, что для временного интервала 1993–2012 гг. в различных частях Кас-

ния наблюдается как положительный, так и отрицательный межгодовые тренды изменчивости завихренности поля скоростей течений.

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 зависит от падения или роста уровня Каспийского моря.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

В результате решения задач, поставленных в диссертационной работе, были получены следующие основные результаты:

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 поправка рассчитывается по данным многоканального микроволнового радиометра 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 25 км. Приливная поправка, нагрузка на дно моря и поправка обратного барометра не учитываются. Поправки на земные приливы, полосные приливы и поправки на состояние подстилающей поверхности требуется учитывать. Объединение данных измерений спутников Т/Р и J1/2 для акватории Каспийского моря, включая залив Кара-Богаз-Гол, о высоте морской поверхности 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 ФГБУН Института прикладной физики РАН и ФГБУН 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 альtimетрических данных вблизи берегов (от 1 км).

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 и 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 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). Межгодовая изменчивость не выявила значительных трендов в скорости ветра для всего моря в целом, ни для Северного, Среднего и Южного Каспия. Однако впервые удалось построить карту пространственного распределения тенденций в межгодовой изменчивости скорости ветра на всей акватории моря.

6. Проведена верификация высот волн, рассчитанных по данным альтиметрии. 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. Межгодовая изменчивость ветровых волн показала 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. Пока-

зано, что оба параметра значительно уменьшаются за последние 20 лет:  $-261 \text{ км}^2/\text{год}$  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/Р 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 альtimетрических измерений не применим. 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.

9. Впервые на основе данных дистанционного зондирования показано, что в Южном Каспии преобладает антициклоническая циркуляция вод, а в Северном – циклоническая, а сезонная изменчивость завихренности поля среднемесячных скоростей течений в Северном и Южном Каспии находится в противофазе. После 2008 г. величина завихренности почти во всех частях моря, за исключение северной части, увеличилась. Согласно анализу временного хода среднемесячных скоростей течений, в это время наблюдалось уменьшение средних скоростей течений во всех частях моря, что еще раз подтверждает изменения режима циркуляции атмосферы в данном регионе. Аналогичная картина наблюдалась во временном ходе среднемесячной высоты морских волн. Пространственно-временной анализ показывает, что для временного интервала 1993–2012 гг. в различных частях Кас-

ния 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 зависит от падения или роста уровня Каспийского моря.

Возможность проведения измерений в открытом море делают данные спутниковых альtimетрических измерений уникальными для исследований Каспия, включая залив Кара-Багоз-Гол.

11. Высокая эффективность метода спутниковой альтиметрии для мониторинга уровня, скорости приводного ветра, высот волн и динамики Каспийского моря с высоким пространственным и временным 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.

**Благодарности.** Автор глубоко благодарен руководству и сотрудникам ФГБУН Геофизический цент 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. Автор глубоко благодарен постоянным соавторам, сотрудникам ФГБУН Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН: к.ф.-м.н. А.И. Гинзбург и научному консультанту д.ф.-

м.н., доценту А.Г. Костяному за ценные советы, консультации и моральную поддержку на протяжении всего времени работы над диссертацией. Автор также благодарен сотрудникам ФГБУН Института прикладной физики РАН: д.ф.-м.н. Ю.И.Троицкой, к.ф.-м.н. Г.В. Рыбушкиной, д.ф.-м.н. И.А. Соустовой, Г.Н. Баландиной за совместную работу над теоретическим обоснованием и программной реализацией алгоритма адаптивного регионального ретрекинга. Автор также благодарен сотрудникам ФГБУН Института космических исследований РАН: зав. отделом Исследований Земли из космоса, д.ф.-м.н. Е.А. Шаркову, зав. Лаборатории аэрокосмической радиолокации, к.ф.-м.н. О.Ю. Лавровой и к.ф.-м.н. М.И. Митягиной за моральную поддержку и сотрудникам Лаборатории прикладных морских исследований ФГБУ Гидрометцентра: зав. лаборатории, к.ф.-м.н. С.С. Попову, к.ф.-м.н. О.И. Зилберштейну, к.ф.-м.н. А.Л. Лобову, к.ф.-м.н. В.И. Батову, к.ф.-м.н. О.В. Тихонову и М.Ю. Посланчик за предоставленную информацию и данные расчетов по термогидродинамической модели Каспийского моря. Особая благодарность сотрудникам ФГБУН Геофизический цент РАН: В.П. Дасаевой, О.В. Алексановой, зав. библиотекой И.Е. Витвицкой и М.Н. Добровольского за помошь в подготовке материалов к диссертации и как первых читателей. Особая благодарность сотрудникам ФГБУН 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. Захаровой за второе дыхание в моих научных поисках.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АУМ	—	Аномалии уровня моря.
ВМП	—	Высота морской поверхности.
ГЛОНАСС	—	Глобальная навигационная спутниковая система.
ГОИН	—	ФГБУ Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова.
ДЗЗ	—	Дистанционное зондирование Земли.
ДТ	—	Динамическая топография.
ИБДСА	—	Интегрированная база данных спутниковой альtimетрии.
КАСПКОМ	—	Координационного комитета по гидрометеорологии и мониторингу загрязнения Каспийского моря
ЛМПИ	—	Лаборатория прикладных морских исследований ФГБУ Гидрометцетра.
ПАВ	—	Поверхностно-активные вещества
РФФИ	—	Российский фонд фундаментальных исследований.
СВМП	—	Средняя высота морской поверхности.
УМО	—	Уровень Мирового океана.
ФГБОУ ВПО	—	Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования.
ФГБУ	—	Федеральное государственное бюджетное учреждение.
ФГБУН	—	Федеральное государственное бюджетное учреждение науки.
ФЦНТП	—	Федеральная целевая научно-техническая программа.
ECMWF	—	European Centre for Medium–Range Weather Forecasts (Европейский центр среднесрочного прогноза погоды)
GPS	—	Global Positioning System (Система глобального позиционирования)
INTAS	—	International Association for the Promotion of Co-operation with Scientists from the New Independent States of the Former

Soviet Union (Международная ассоциация по содействию сотрудничеству с учеными Новых независимых государств бывшего Советского Союза).

- J1/2 — Спутники Jason-1 и Jason-2.
- MSS — Средняя высота морской поверхности
- T/P — Спутники TOPEX/Poseidon

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абузяров З.К.* Морское волнение и его прогнозирование / Под ред. А.И. Дуванина. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 166 с.
- Абузяров З.К.* О прогностической оценке фоновых изменений уровня Каспийского моря на срок до 12 лет // Тр. Гидрометцентра РФ. – 2004. – Вып. 339. – С. 3–21.
- Абузяров З.К.* Роль составляющих водного баланса Каспийского моря в месячных и годовых приращениях его уровня // Тр. Гидрометцентра РФ. – 2006. – Вып. 341. – С.3–27.
- Абузяров З.К., Красюк В.С.* Прогноз годового хода уровня Каспийского моря, основанный на приближенном расчете уравнения водного баланса // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна / Под ред. И.А. Шикломанова, А.С. Васильева. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. – С. 310–322.
- Абузяров З.К., Нестеров Е.С.* Сравнительная оценка успешности прогнозов волнения по отечественным волновым моделям AARI-PD2 и РАВМ // Тр. Гидрометцентра РФ. – 2009. – Вып. 343. – С. 4–22.
- Абузяров З.К., Нестеров Е.С.* Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря // Тр. Гидрометцентра РФ. – 2011. – Вып. 345. – С. 4–22.
- Альперт Я.Л.* Распространение электромагнитных волн и ионосфера. – М.: Наука. 1972. – 559 с.
- Ариель Н.З., Мурашова А.В.* Расчет уточненных номограмм для определения коэффициентов сопротивления, тепло- и влагообмена над морем // Тр. ГГО. – 1981. – Вып. 454. – С. 9–23.
- Атлас ветра и волн Северного Каспия / Под ред. Е.М. Копайгородского. – Ростов-на-Дону, 1964. – 58 с.
- Атлас волнения и ветра Среднего и Южного Каспия / Сост. Л.П. Тамбовцева. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 92 с.
- Ахвердьев И.О., Демин Ю.Л.* О структуре синоптических течений Каспийского моря в летний сезон по результатам диагностических расчетов // Каспий-

- ское море. Структура и динамика вод. – М.: Наука, 1990. – С. 5–15.
- Бадалов А.Б., Ржеплинский Д.Г.* Моделирование динамики деятельного слоя Каспийского моря под действием синоптических процессов // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. – С. 31–51.
- Баранов В.Н., Королевич В.В.* Пример оценки точности модели EGM 2008 по астрономо-геодезическим данным // Науки о Земле. – 2011. – № 2. – С. 39–43.
- Баскаков А.И., Морозов К.Н.* Использование уточненной модели отражения от морской поверхности для анализа погрешностей смещения прецизионного радиовысотомера космического базирования // Исслед. Земли из космоса. – 1998. – № 2. – С. 34 –37.
- Басс Ф.Г., Фукс Н.М.* Рассеяние волн на стохастически неровной поверхности. – М.: Наука, 1972. – 424 с.
- Бахмалов Ф.Г.* Расчет циркуляции вод для некоторых типов штормовых ветров на Северном Каспии // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. наук о земле. – 1968. – № 1. – С. 120–125.
- Белов В.П., Филиппов Ю.Г.* Основные черты циркуляции вод в Северном Каспии // Тр. ГОИН. – 1986. – Вып. 168. – С. 49–53.
- Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р.* Градиентно-вихревые волны в океане. Монография. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. – 214 с.
- Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н.* Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в январе 2012 г. // Метеорология и гидрология. – 2012а. – № 4. – С. 114–122.
- Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н.* Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в феврале 2012 г. // Метеорология и гидрология. – 2012б. – № 5. – С. 107–114.
- Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушкин А.А.* Каспийское море: Экстремальные гидрологические события / Отв. ред. М.Г. Хубларян. – М.:Наука, 2007. – 381 с.
- Брюнелли Б.Е., Намгалаძэ А.А.* Физика ионосферы. – М.: Наука, 1988. – 528 с
- Васильев А.С., Лапшин В.Б., Лупачев Ю.В., Медведев П.П., Победоносцев С.В.* Исследование уровня Каспийского моря по спутниковым альтиметрическим

измерениям // Тр. ГОИН. – 2002. – Вып. 208. – С. 277–292.

*Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л.* Метод краткосрочного гидродинамического прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний // Гидрометцентр РФ. Информационный сборник. – 2002. – № 29. – С. 76–89.

*Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л.* О результатах оперативных испытаний технологии краткосрочного прогноза уровня моря и течений в Каспийском море // Гидрометцентр РФ. Информационный сборник. – 2005. – № 31. – С. 70–84.

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

*Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А.* Система COSMO-RU негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: первый этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. – 2010б. – № 8. – С. 5–20.

*Галазин В.Ф., Каплан Б.Л., Лебедев М.Г., Максимов В.Г., Петров Н.В., Сидорова-Бирюкова Т.Л.* Система геодезических параметров Земли «Параметры Земли 1990 года» (ПЗ-90). Справочный документ. – М.: КНИЦБ, 1998. – 37 с.

*Гандин Л.С.* Объективный анализ метеорологических полей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 289 с.

*Гандин Л.С., Каган Р.Л.* Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 359 с

Генеральный каталог уровня Каспийского моря. Российское побережье / Ред. Ф.С. Терзиев. Исп.: С.К Монахов, И.В. Землянов, О.В. Олейник, О.К. Назарова, О.В. Горелиц. – М.: Росгидромет, ГОИН им. Н.Н. Зубова, КаспМИЦ, 2010. – 129 с.

*Георгиевский В.Ю.* Водный баланс Каспийского моря по данным наблюдений // Тр. Ленинградского гидромет. ин-та. – 1982. – Вып. 79. – С. 129–136.

*Герасимов А.П.* Уравнивание государственной геодезической сети. – М.: Картгео-

центр, Геодезиздат, 1996. – 214 с.

*Герман В.Х.* Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазонах частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток // Тр. ГОИН. – 1967. – Вып. 103. – С. 52–73.

*Гетман И.Ф., Кутало А.А.* Расчет полных потоков на границе Северный – Средний Каспий с учетом контуров береговой линии // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1972. – Вып. 60. – С. 49–54.

Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Водохранилища Верхней Волги. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 292 с.

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.

*Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. – М.: Мир, 1986. – Т. 1. – 396 с., Т. 2. – 415 с.

*Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А.* Мезомасштабная изменчивость Черного моря по альtimетрическим данным TOPEX/Poseidon и ERS-2 // Исслед. Земли из космоса. – 2002. – № 5. – С. 1–11.

*Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А.* Долговременная изменчивость температуры поверхности Каспийского моря (1982–2012 гг.) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9. – № 2. – С. 262–269.

*Гинзбург В.Л.* Распространение электромагнитных волн в плазме. – М.: Наука. 1967. – 683 с.

*Глок Н.И., Малинин В.Н.* Статистический анализ стерических колебаний уровня Мирового океана // Ученые записки РГГМУ. – 2011. – № 21. – С. 126–136.

*Голицын Г.С., Панин Г.Н.* О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия // Метеорология и гидрология. – 1989а. – № 1. – С. 57–64.

*Голицын Г.С., Панин Г.Н.* Еще раз об изменении уровня Каспийского моря // Вестник АН СССР. – 1989б. – № 9. – С. 59–63.

*Горский Н.Н.* Течения Северного Каспия. – Стalingрад: Краев. изд-во, 1936. – 18 с.

ГОСТ Р 52572–2006. Географические информационные системы. Координатная

основа. Общие требования. – М.: Стандартинформ, 2006. – 11 с.

*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.

*Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А.* Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. – Л: Гидрометеоиздат, 1978. – 284 с.

*Демышев С.Г. Кныш В.В.* Реконструкция адаптированной вертикальной скорости Черного моря на базе синтеза модели циркуляции и климатических данных по температуре и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2004. Вып. 11. – С. 93–104.

*Демышев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К.* Результаты расчета адаптированных полей Черного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солености // Изв. РАН. ФАО. – 2006. – Т. 42. – №4. – С. 604–617.

*Доронин Ю.П.* Региональная океанология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 303 с.

*Дробышев Н.В., Железняк Л.К., Клевцов В.В., Конешов В.Н., Соловьев В.Н.* Погрешность спутниковых определений силы тяжести на море // Физика Земли. – 2004. – № 5. – С. 92–96.

*Дробышев Н.В., Железняк Л.К., Клевцов В.В., Конешов В.Н., Соловьев В.Н.* Оценка потенциальных возможностей спутниковой альтиметрии при изучении гравитационного поля Мирового океана // Гирoscopия и навигация. – 2005. – № 3. – С. 14–25.

*Дэвис К.* Радиоволны в ионосфере. – М.: Мир. 1973. – 502 с.

*Егоров В.В.* Космическая радиовысотометрия. Современное состояние, актуальные проблемы и пути их решения // Вопросы электромеханики. – 2011. – Т. 120. – С. 17–26.

*Железняк Л.К., Конешов В.Н.* Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли. – 1995. – № 1. – С. 76–81.

- Зайцев Г.Н.* Динамическая карта южной части Каспийского моря // Записки по гидрографии. – 1935. – № 3. – С. 82–83.
- Зайченко М.Ю., Куликов Е.А., Левин Б.В., Медведев П.П.* О возможности регистрации цунами в открытом океане по данным спутникового альтиметра // Океанология. – 2005. – Т. 45. – № 2. – С. 222–229.
- Запевалов А.С.* Моделирование брегтовского рассеяния электромагнитного излучения сантиметрового диапазона морской поверхностью. Влияние волн более длинных, чем брегтовские составляющие // Изв. РАН. ФАО. – 2009. Т. 45. – № 2. – С. 266–275.
- Запевалов А.С., Показеев К.В.* Плотности вероятностей возвышений взволнованной морской поверхности при анализе данных альтиметрического зондирования зондирования // Физические проблемы экологии (Экологическая физика). – 2011. – Т. 17. – С 165–172.
- Запевалов А.С., Показеев К.В., Пустовойтенко В.В.* О предельной точности альтиметрического определения скорости приводного ветра // Исследование Земли из космоса. – 2006. – № 3. – С. 49–54.
- Запевалов А.С., Пустовойтенко В.В.* Моделирование плотности вероятностей уклонов морской поверхности в задачах рассеяния радиоволн // Известия вузов. Радиофизика. – 2010. – Т. 53. – № 2. – С. 110–121.
- Зильберштейн О.И., Сафонов Г.Ф., Семенов А.Ю.* Гидродинамическое моделирование приливов и нагонов в Баренцевом море на основе разностного гибридного метода // Природные катастрофы стихийные бедствия в Дальневосточном регионе / Под ред. А.И. Иващенко, А.Б. Рабиновича. Владивосток: ДВО АН СССР. – 1990. – Т. 2. – С. 277–293.
- Зильберштейн О.И., Сафонов Г.Ф., Попов С.К.* Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования // Тр. ГОИН. – 2000. – Вып. 207. – С. 81–102.
- Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафонов Г.Ф.* Метод расчета характеристик уровня моря в Северном Каспии // Водные ресурсы. – 2001. – Т. 28. – № 6. – С. 692–700.

- Зонн И.С., Жильцов С.С.* Новый Каспий: география, экономика, политика. – М.: АСТ Восток–Запад, 2008. – 542 с.
- Зубов Н.Н.* Основы учения о приливах Мирового океана. – М.: Географгиз, 1956. – 236 с.
- Ибраев Р.А.* Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море. – М: ГЕОС, 2008. – 128 с.
- Ибраев Р.А., Трухчев Д.Т.* Диагноз климатической сезонной циркуляции Черного моря // Изв. АН. ФАО. – 1996. – Т. 32. – № 5. – С. 655–675.
- Ибраев Р.А., Саркисян А.С., Трухчев Д.И.* Сезонная изменчивость циркуляции вод Каспийского моря, реконструированная по среднемноголетним гидрологическим данным // Изв. РАН. ФАО. – 2001. – Т. 37. – № 1. – С. 103–111.
- Иванов В.А., Мотыжев С.В., Толстошев А.П., Лунев Е.Г.* Дрифтерный мониторинг Каспийского моря в 2006–2008 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – Вып. 24. – С. 288–298.
- Иванов-Холодный Г.С., Михайлов А.В.* Прогнозирование состояния ионосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 190 с.
- Иконникова Л.Н.* Расчет волн Каспийского моря и ветра над ним // Тр. ГОИН. – 1960. – Вып. 50. – С. 54–144.
- Каган Б.А.* Глобальное взаимодействие океанских и земных приливов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 242 с.
- Каган Б.А., Романенков Д.А.* О влиянии нелинейного взаимодействия приливных гармоник на их пространственную структуру применительно к системе Баренцева и Белого морей // Изв. РАН. ФАО. – 2007. – Т. 43. – № 5. – С. 710–717.
- Казаков О.В.* Краевые условия на жидкой границе при моделировании стационарной циркуляции в Северном Каспии // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1976. – Вып. 182. – С. 19–26.
- 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.

- Касьянова Н.А.* Влияние современных геодинамических процессов на уровенный режим Каспийского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2001. – Т. 76. – Вып. 6. – С. 3–14.
- Каталог уровенных наблюдений гидрометеорологических станций и постов, расположенных на Каспийском море – М.: Гидрометоиздат, 1964. – 132 с.
- Кафтан В.И.* Системы координат и системы отсчета в геодезии, геоинформатике и навигации // Геопрофи. – 2008а. – № 3. – С. 60–63.
- Кафтан В.И.* Системы координат и системы отсчета в геодезии, геоинформатике и навигации // Геопрофи. – 2008б. – № 4. – С. 63–65.
- Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И., Верещетина А.В.* Карта скоростей вертикальных движений Прикаспийского региона // Геодезия и карточика. – 1995. – №12. – С.18–21.
- Кафтан В.И., Татевян С.К.* Уровень Каспийского моря, вращение Земли и солнечная активность // Космическая геодезия и современная геодинамика. – М.: Изд-во МИД РФ, 1996. – С.122–133.
- Кендалл М.Дж., Стьюарт А.* Теория распределений. – М.: Наука, 1966. – 587 с.
- Кибель И.А.* Приложение к метеорологии уравнений механики бароклинной жидкости // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. – 1940. – № 5. – С. 627–638.
- Клиге Р.К.* Изменения глобального водообмена. – М.: Наука, 1985. – 247 с.
- Клиге Р.К., Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Колебания уровня Мирового океана в XX столетии // Вестник МГУ. Серия 5. География. – 2009. – №1. – С. 7–14.
- Клиге Р.К., Малинин В.Н., Гордеева С.М., Глок Н.И.* Факторы изменения уровня океана. //Современные глобальные изменения природной среды. Т. 4 : Факторы глобальных изменений / Отв. ред. Н.С. Касимов, Р.К. Клиге. – М.: Научный мир, 2012. – С. 302–317.
- Книпович Н.М.* Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914–1915 гг. // Труды Касп. эксп. 1914–1915 гг. Т.1. – Петербург. 1921. – 943 с.
- Кныши В.В. Демышев С.Г., Коротаев Г.К.* Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Морской гидрофизический журн. – 2002. – № 2. – С. 36–52.

- Кныши В.В., Демышев С.Г., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К.* Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза // Морской гидрофизический журн. – 2008а. – № 1. – С. 26–37.
- 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. – 2008б. – Т. 44. – № 2. – С. 251–265.
- Колмакова М.В., Захарова Е.А., Кураев А.В., Земцов В.А., Кирпотин С.Н.* Временная изменчивость климата и обводненности территории Западной Сибири по данным метеорологических станций, модельного реанализа и спутниковой альтиметрии // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – № 364. – С. 173–180.
- Комплексные гидрометеорологические атласы Каспийского и Аральского морей / Ред. В.С. Самойленко, А.И. Сачкова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 179 с.
- Коровин В.П., Чверткин Е.И.* Морская гидрометрия. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 264 с.
- Косарев А.Н.* Гидрология Каспийского и Аральского морей. – М.: Изд-во МГУ. 1975. – 272 с.
- Косарев А.Н., Костяной А.Г.* Феномен Кара-Богаз-Гола // Земля и Вселенная. – 2005. – № 1. – С. 34–40.
- Косарев А.Н., Макарова Р.Е.* Об изменении уровня Каспийского моря и возможности его прогнозирования // Вестник МГУ. Серия 5. География. – 1988. – № 1. – С. 21–26.
- Косарев А.Н., Никонова Р.Е.* Современные колебания уровня Каспийского моря: причины, последствия, тенденции // Вестник Каспия. – 2006. – № 4(60). – С. 40–59.
- Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А., Франкиньоль М., Делиль Б.* Фронты и мезомасштабная изменчивость в южной части Индийского океана по альтиметрическим данным ТОРЕХ/Poseidon и ERS-2 // Океанология. – 2003. – Т. 43. – № 5. – С. 671–682.
- Костяной А.Г., Терзиев Ф.С., Гинзбург А.И., Заклинский Г.В., Филиппов Ю.Г., Левинсон А.М.* Аномалии уровня Каспийского моря в 2003–2004 гг. // Вестник Каспия. – 2005. – № 4(60). – С. 5–12.

- бедев С.А., Незлин Н.П., Шеремет Н.А.* Южные моря // Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том II. Последствия изменения климата. – М.: Росгидромет, 2008. – С. 149–167.
- Костяной А.Г., Лебедев С.А., Зонн И.С., Лаврова О.Ю., Соловьев Д.М.* Спутниковый мониторинг Туркменистана. – М.: Сигнал, 2011. – 16 с.
- Костяной А.Г., Лебедев С.А., Терзиев Ф.С., Григорьев А.В., Никонова Р.Е., Филиппов Ю.Г.* Моря // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Науч. ред: С.М. Семенов. – М.: Росгидромет, 2012. – С. 430–478.
- Кочергин В.П.* Теория и методы расчета океанических течений. – М.: Наука, 1978. – 128 с.
- Кошинский С.Д.* Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч. 1. Каспийское море. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 412 с.
- Кошликов М.Н., Лисина И.И., Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю.* Абсолютные геострофические течения в проливе Дрейка по наблюдениям 2003 и 2005 гг. // Океанология. – 2007. – Т. 47. – № 4. – С. 487–500.
- Кренке А.Н., Ананичева М.Д., Демченко П.Ф., Кислов А.В., Носенко Г.А., Поповин В.В., Хромова Т.Е.* Ледники и ледниковые системы // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Научный редактор: С.М. Семенов. – М.: Росгидромет, 2012. – С. 360–399.
- Кубряков А.А., Станичный С.В.* Восстановление средней динамической топографии Черного моря для альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. – 2011. – № 4. – С. 1–7.
- Кузнецов Ю.Г., Кафтан В.И., Бебутова В.К., Серебрякова Л.И., Верещетина А.В.* Современные вертикальные движения земной поверхности Прикаспийского региона // Геодезия и картография. – 1997. – № 9. – С. 29–34.
- Куликов Е.А., Медведев П.П., Лаппо С.С.* Регистрация из космоса цунами 26 декабря 2004 г. в Индийском океане // ДАН. – 2005. – Т. 401. – № 4. – С. 537–542.
- Лавренов И.В.* Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. – 499 с.
- Лавров Д.А.* Гидрологический режим залива Кара-Богаз-Гол в условиях свободно-

го доступа воды // Экологический проблемы Каспия /Под ред. М.Г. Хубларяна. – М., Киров: 2000. – С. 17–21.

*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.

*Лебедев С.А.* Применение спутниковой альtimетрии для решения задач экологического мониторинга морской среды // Физические проблемы экологии (экологическая физика). – 2001. – № 7. – С. 130–137.

*Лебедев С.А.* Анализ сезонной и межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол по данным альтиметрии спутника TOPEX/Poseidon // Материалы VII Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований». Москва. 25–27 ноября 2003 г. Часть. 1. – М.: ИО РАН, 2003. – С. 231–232.

*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.

*Лебедев С.А.* Межгодовая изменчивость температуры поверхности и уровня Южного океана по данным дистанционного зондирования // Ученые записки РГТМУ. – 2006. – № 6. – С. 82–88.

*Лебедев С.А.* Модельные расчеты фоновых значений антропогенного загрязнения нефтепродуктами и ассимиляционной емкости Черного моря (с использованием данных дистанционного зондирования) // Инженерная экология. – 2008. – №5. – С. 43–51.

*Лебедев С.А.* Оценка фонового загрязнения нефтепродуктами Черного и Каспийского морей с использованием данных дистанционного зондирования и модельных расчетов // Экологические проблемы современности: Материалы международного научно-практического семинара, Майкоп, Россия, 12–15 мая. – Майкоп: ИП Магарин О.Г., 2009. – С. 171–191.

*Лебедев С.А.* Климатическая изменчивость температуры поверхности и уровня

Южного океана по данным дистанционного зондирования // Тр. ГОИН. – 2011. – Вып. 213. – С. 103–109.

*Лебедев С.А.* Модель средней высоты морской поверхности Каспийского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9. – № 3. – С. 224–234.

*Лебедев С.А.* Спутниковая альtimетрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, – № 3. – С. 33–49.

*Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альtimетрия Каспийского моря // Вестник Каспия. – 2004. – № 3. – С. 82–101.

*Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альtimетрия Каспийского моря. – М.: Изд. центр «МОРЕ» Международного института океана. 2005. – 366 с.

*Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковый мониторинг трансграничных вод России и Эстонии // Материалы II Международной научно-практической конференции «Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий», посвященной 20-летию МГТУ, Майкоп, 14–17 мая 2013 г. – Майкоп: Изд-во Магарин О.Г., 2013. – С. 152–169.

*Лебедев С.А., Сирота А.М.* Применение данных спутниковой альtimетрии в промысловоокеанологических исследованиях юго-восточной части Тихого океана // Вопросы рыболовства. – 2004. – Т. 5. – № 19. – С. 482–488.

*Лебедев С.А., Тихонова О.В.* Применение спутниковой альtimетрии при исследовании уровня юго-восточной части Баренцева моря // Материалы VI Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований». Москва, 15–17 ноября 2000 г. Часть 2. – М.: ИО РАН. 2000. – С. 58–64.

*Лебедев С.А., Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К.* Сравнительный анализ изменения уровня Баренцева и Белого морей по данным спутниковой альtimетрии, результатам гидродинамического моделирования и данным уровнемерных постов // Научная конференция по результатам исследований в области гидрометеорологии и мониторинга загрязнения природной среды

в государствах – участниках СНГ, посвященная 10–летию образования Межгосударственного совета по гидрометеорологии, Санкт-Петербург, 23–26 апреля 2002 г. Тезисы докладов. Секция 2. Гидрологические и океанографические наблюдения, оценка и прогноз гидрологических и океанографических условий. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. – С. 182–183.

*Лебедев С.А., Медведев П.П.* Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии // Материалы VI Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований», Москва, 15–17 ноября 2000 г. Часть 2. – М.: ИО РАН, 2000. – С. 52–57.

*Лебедев С.А., Медведев П.П.* Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии как инструмент океанографических исследований // Научная конференция по результатам исследований в области гидрометеорологии и мониторинга загрязнения природной среды в государствах – участниках СНГ, посвященная 10–летию образования Межгосударственного совета по гидрометеорологии, Санкт-Петербург, 23–26 апреля 2002 г. Тезисы докладов. Секция 2. Гидрологические и океанографические наблюдения, оценка и прогноз гидрологических и океанографических условий. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. – С. 184–186.

*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.

*Левин Б.В.* Проблема цунами: вчера, сегодня, завтра // Вестник ОНЗ РАН. – 2010. – Т. 2. – NZ10002. – doi: 10.2205/2010NZ000055.

*Леднев В.А.* Течения Северного и Среднего Каспия. – М.: Морской транспорт, 1943. – 97 с.

*Леонов А.К.* Каспийское море // Региональная океанография. Т. 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – С. 464–622.

*Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е.* Проблемы содержания, типология и методики составления: карт современных тектонических движений // Современные дви-

- жения земной коры. Теория, методы, прогноз. – М.: Наука, 1980. – С. 76–84.
- Линейкин П.С., Фельзенбаум А.И.* Теория и расчет ветровых течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1955. – №. 20. – С. 454–471.
- Лонге-Хиггинс М.С.* Статистический анализ случайной движущейся поверхности // Ветровые волны. – М.: Иностранная литература, 1962. – С. 125–218.
- Магницкий В.А.* О природе современных вертикальных движений земной коры // Вестник АН СССР. – 1976. – № 3. – С. 51–59.
- Мадат-заде А.А.* Синоптико-климатическое районирование Каспийского моря // Тр. ИГ АН АзССР. – 1954. – Т. 4. – С. 5–64.
- Май Р.И.* Оценка вклада различных нелинейных эффектов в формирование остаточных приливных явлений Белого моря // Тр. ГОИН. – 2007. – Вып. 210. – С. 126–136.
- Май Р.И.* Нелинейные баротропные и бароклиновые приливные явления в морях Европейской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – № 3(80). – С. 115–125.
- Македонский Е.Л., Непоклонов В.Б., Задорожко Л.И.* Моделирование гравитационного поля Земли для коррекции измерительных и навигационных средств. – СПб.: ЦНИИ Электроприбор, 1992. – 58 с.
- Малинин В.Н.* Проблема прогноза уровня Каспийского моря. – СПб.: РГГМИ. 1994. – 160 с.
- Малинин В.Н.* Долгосрочное прогнозирование уровня Каспийского моря // Известия РАН. Серия географическая. – 2009. – № 6. – С. 7–16.
- Малинин В.Н.* Уровень океана: настоящее и будущее. – СПб.: РГГМУ, 2012. – 260 с.
- Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Эвстатические колебания уровня Мирового океана в современных климатических условиях // Изв. РГО. – 2008. – Т. 140. – Вып. 4. – С. 20–30.
- Малиновский Н.В.* Приливы на Каспийском море // Метеорологический вестник. – 1926. – Вып. 5. – С. 116–117.
- Мамедов Р.М.* Гидрометеорологическая изменчивость и экогеографические проблемы Каспийского моря. – Баку: Элм, 2007. – 436 с.
- Манк У. Макдональд Г.* Вращение Земли. М.: Мир, 1964. 384 с.

- Марчук Г.И., Каган Б.А.* Динамика океанских приливов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 471 с.
- Марчук Г.И., Саркисян А.С.* Математическое моделирование циркуляции океана. – М.: Наука, 1988. – 304 с.
- Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 750 с.
- Медведев П.П.* Исследование гравитационного поля и фигуры Земли новыми методами космической геодезии // Итоги науки и техники. Серия «Геодезия и аэросъемка». Т. 17. – М.: ВНИТИ, 1980. – 99 с.
- Медведев П.П.* Изучение топографической поверхности Мирового океана // Итоги науки и техники. Серия «Геодезия и аэросъемка». Т. 26. – М.: ВНИТИ, 1988. – 130 с.
- Медведев П.П., Непоклонов В.Б., Лебедев С.А., Зуева А.Н., Плещаков Д.И., Родкин М.В.* Спутниковая альтиметрия // Гравиметрия и геодезия / Отв. ред. Б.В. Бровар. – М.: Научный мир, 2010. – С. 340–359.
- Мельник Ю.А., Зубкович С.Г., Степаненко В.Д., Соколов Ю.П., Губин В.А., Дулевич В.Е., Переслегин С.В., Веретягин А.А., Глушков В.М., Юрков Ю.А.* Радиолокационные методы исследования Земли / Под ред. Ю.А. Мельника. – М.: Советское радио, 1980. – 262 с.
- Мельхиор П.* Земные приливы. – М.: Мир, 1968. – 482 с.
- Месхетели А.В.* Условия формирования и количественная оценка подземного стока в Каспийское море // Бюллетень МОИП. Отд. геол. – 1975. – Т. 50. – Вып. 5. – 137 с.
- Михайлов В.Н.* Загадки Каспийского моря // Соровский образовательный журнал. – 2000. – Т. 6. – № 4. – С. 63–70.
- Михалевский А.И.* Схема течений Каспийского моря // Записки по гидрографии. – 1931. – Т. 16. – С. 46–54.
- Монин А. С., Жихарев Г.М.* Океанские вихри // Успехи физ. наук. – 1990. – Т. 160. – Вып. 5. – С. 1–47.
- Мориц Г.* Современная физическая геодезия. – М.: Недра, 1983. – 392 с

- Морозов В.П.* Курс сфериодической геодезии. – М.: Недра, 1979. – 296 с.
- Мысленков С.А.* Использование спутниковой альtimетрии для расчета переноса вод в Северной Атлантике // Тр. Гидрометцентра РФ. – 2011. – Вып. 345. – С. 119–125.
- Непоклонов В.Б.* Космические методы определения системы геодезических параметров Земли // Гравиметрия и геодезия / Отв. ред. Б.В. Бровар. – М.: Научный мир, 2010. – С. 275–287.
- Океанология. Физика океана. Том 2. Динамика океана / Под. ред. В.М. Каменковича, А.С. Монина – М.: Наука, 1978. – 435 С.
- Основные гидрометеорологические сведения о морях СССР. Т 2. Каспийское море. Вып. 1. (водный кадастр). – Л.: Гидрометеоиздат, 1940. – 320 с.
- Панин Г.Н.* Испарение и теплообмен Каспийского моря. – М.: Наука, 1987. – 89 с.
- Панин Г.Н., Мамедов Р., Митрофанов И.В* Современное состояние Каспийского моря. – М.: Наука, 2005. – 356 с.
- Параметры общего земного эллипсоида и гравитационного поля Земли. Параметры Земли 1990 г. – М.: ВТУ ГШ, РИО, 1991. – 68 с.
- Педлоски Дж.* Геофизическая гидродинамика. – М.: Мир. 1984. – В 2-х томах. 811 с.
- Пеллинен Л.П.* Высшая геодезия. – М.: Недра, 1985. – 128 с.
- Пешехонов В.Г., Несенюк Л.П., Старосельцев Л.П., Элинсон Л.С.* Судовые средства измерения параметров гравитационного поля Земли. – Л.: Центральный НИИ Румб, 1979. – 29 с.
- Пигин А.П., Березина С.В.* Глобальная модель геоида EGM2008. Предварительный анализ // Автоматизированные технологии изысканий и проектирования. – 2008. – №4 (31). – С. 63–66.
- Пирсон В.Дж.* Ветровые волны // Ветровые волны. – М.: Иностранная литература, 1962. – С. 42–124.
- Победоносцев С.В., Абузяров З.К., Копейкина Т.Н.* О качестве наблюдений за уровнем Каспийского моря // Тр. Гидрометцентра РФ. – 2004. – № 339. – С. 22–31.
- Поляков В.М.* Дистанционное зондирование природной среды радиофизическими методами. Конспект лекций. – М.: Изд-во МГТУ им.Н.Э.Баумана, 1995. – 103 с
- Попов С.К.* Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспий-

ском море // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 5. – С. 76–84.

*Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М.* Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений // Метеорология и гидрология. – 2009. – №12. – С. 41–53.

Проблемы исследования и математического моделирования ветрового волнения / Под ред. И.Н. Давидана. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. – 472 с.

*Пустовойтенко В.В., Запевалов А.С.* Оперативная океанография: современное состояние, перспективы и проблемы спутниковой альtimетрии. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2012. – 218 с.

*Пустовойтенко В.В., Запевалов А.С., Показеев К.В.* Космические радиолокационные системы мониторинга морских акваторий. Альтиметры (высотомеры) // Физические проблемы экологии (Экологическая физика). – 2011. – № 18. – С. 287–305.

*Рабинович А.Б.* Расчет сейш Каспийского моря // Вестник МГУ. Серия 5. География. – 1973. – №4. – С. 116–121.

*Раткович Д.Я.* Современные колебания уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. – 1993. – Т. 20. – № 2. – С. 160–179.

*Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В.* Мезомасштабная модель COSMO–RU07 и результаты ее оперативных испытаний // Гидрометцентр РФ. Информационный сборник. – 2012. – № 39. – С. 15–42.

*Родионов С.Н.* Современные изменения климата Каспийского моря / Под ред. С.С. Лаппо. – М.: Гидрометеоиздат, 1989. – 124 с.

*Рыбушина Г.В., Троицкая Ю.И., Соустова И.А., Баландина Г.Н., Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альтиметрия внутренних водоемов // Тр. ГОИН. – 2011. – Вып. 213. – С. 179–192.

*Саркисян А.С.* Численный анализ и прогноз морских течений. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 181 с.

*Саркисян А.С.* Моделирование динамики океана. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 295 с.

*Саркисян А.С., Зарипов Б.Р., Косарев А.Н., Ржеплинский Д.Г.* Диагностические расчеты течений в Каспийском море // Изв. АН СССР. ФАО. – 1976. – Т. 2. – № 10. – С. 1106–1110.

- Саркисян А.С., Демин Ю.Л., Бреховских А.Л., Шаханова Т.В.* Методы и результаты расчета циркуляции вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 152 с.
- Сирота А.М., Лебедев С.А., Тимохин Е.Н., Чернышков П.П.* Использование спутниковой альтиметрии для диагноза промыслового-океанологических условий в Атлантическом и юго-восточной части Тихого океанов. – Калининград: АтлантНИРО, 2004. – 68 с.
- Скриптунов Н.А.* Сезонные изменения течений на устьевом взморье Волги (по данным плавмаяка Астраханский приемный) // Тр. ГОИН. – 1970. – Вып. 98. – С. 195–202.
- Скриптунов Н.А.* Течения в западной части Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1974. – Вып. 118. – С. 83–101.
- Скриптунов Н.А.* Схемы течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1984. – Вып. 172. – С. 32–47.
- Смирнова К.И.* Изменчивость элементов водного баланса Каспийского моря // Тр. Гидрометцентра СССР. – 1968. – Вып. 34. – С. 26–33.
- Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР / Под ред. А.И. Симонова, Н.П. Гоптарева // Тр. ГОИН. – 1972. – Вып. 108. – 235 с.
- Соловьева Н.Н.* Исследование зависимости колебания уровня Каспийского моря от солнечной активности. – СПб.: РГГМУ, 2004. – 70 с.
- Стидченко А.Н.* О приливах на Каспийском море // Метеорология и гидрология. – 1973. – № 5. – С. 98–100.
- Стейси Ф.* Физика Земли. – М.: Мир, 1972. – 344 с.
- Струков Б.С., Зеленъко А.А., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л.* Система прогнозирования характеристик ветрового волнения и результаты ее испытаний для акваторий Азовского, Черного и Каспийского морей // Гидрометцентр РФ. Информационный сборник. – 2013. – № 40. – С. 64–79.
- Сурмава А.А., Гвелесиани А.И.* О влиянии сложного крупно- и мезомасштабного рельефов на поля ветра и турбулентности // Тр. Ин-та геофиз. им. М. Нодиа. – 2010. – Т. LXII. – С. 105–121.
- Тамбовцева Л.П.* Режим волнения в открытой части Среднего и Южного Каспия

// Сб. работ Бакинской ГМО. – 1966. – Вып. 2. – С. 28–33.

*Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М.* Структура фронтов в районе к югу от Африки по данным разреза SR02 в декабре 2009 г. и спутниковой альtimетрии // Исследовано в России. – 2011. – Т. 14. – С. 672–684.

*Татевян С.К.* Космические технологии для контроля изменений уровня Каспийского моря // Вестник Каспия. – 1997. – № 3. – С. 21–23.

*Терзиев Ф.С., Монахов С.К., Землянов И.В., Олейник О.В.* Исследование многолетней изменчивости уровня Каспийского моря – подготовка и издание Генерального каталога уровенных наблюдений // Тр. ГОИН. – 2008. – № 211. – С. 418–424.

Течения Каспийского моря (руководство для мореплавателей). – Баку, 1942. – 73 с.

*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 // Исследования Земли из Космоса. – 2011. – № 1. – С. 48–56.

*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. Препринт № 808. – Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2010. – 28 с.

*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.

*Трубе Л.Л.* География Горьковской области. – Горький: Волго-Вятское кн. изд-во, 1978. – 176 с.

*Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е.* Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с вариациями климата // Вестник МГУ. Серия 5. География. – 2011. – № 2. – С. 62–71.

*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.

*Федоров П.В.* Трансгрессия и регрессия Каспийского моря в четвертичном периоде и проблема долгосрочных предсказаний его уровня // Сверхдолгосрочные про-

- тнозы уровня Каспийского моря. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – С. 64–67.
- Фролов А.В.* Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. – М.: ГЕОС, 2003. – 174 с.
- Фукс В.Р.* О возможности оценки положения фронтальных зон в океане по данным спутниковых измерений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2009. – Т. 2. – № 1. – С. 29–34.
- Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 327 с.
- Цицарев А.Н.* Особенности дрейфовых течений на акватории взморья р. Куры // Сб. работ Бакинской ГМО. – 1967. – Вып. 3. – С. 50–57.
- Шикломанов И.А.* Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 79 с.
- Шкудова Г.Я.* Расчет стационарных течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. – 1979. – Вып. 115. – С. 26–40.
- Abdalla S., Janssen P.A.E M., Bidlot J.-R.* Altimeter Near Real Time Wind and Wave Products: Random Error Estimation // Mar. Geodesy. – 2011. – V. 34. – № 3–4. – Р. 393–406. doi: 10.1080/01490419.2011.585113.
- Agnew D.C., Farrell W.E.* Self-consistent equilibrium ocean tides // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. – 1978. – V. 55. – № 1. – P. 171–181. doi: 10.1111/j.1365-246X.1978.tb04755.x.
- Agoshkov V.I.* Inverse problems of the mathematical theory of tides: boundary-function problem // Russ. J. Numer. Anal. Math. Model. – 2005. – V. 20. – № 1. – P. 1–18. doi: 10.1515/1569398053270813.
- Agoshkov V.I., Assovskii M.V., Lebedev S.A.* Numerical simulation of the Black Sea hydrothermodynamics taking into account tide-forming forces // Russ. J. Numer. Anal. Math. Model. – 2012. – V. 27. – № 1. – P. 5–31. doi: 10.1515/mam-2012-0002.
- Agoshkov V.I., Kamenschikov L.P., Karepova E.D., Shaidurov V.V.* Numerical Solution of Some Direct and Inverse Mathematical Problems for Tidal Flows // Notes on Numerical Fluid Mechanics and Multidisciplinary Design. V. III / Eds. E. Krause, Y.I. Shokin, M. Resch, N. Shokina. – Berlin: Springer-Verlag, 2008. – P. 41–54. doi: 10.1007/978-3-540-69010-8\_4.
- Alishouse J.C.* Total precipitable water and rainfall determinations from the SEASAT

- scanning multichannel microwave radiometer // J. Geophys. Res. – 1983. – V. 88. – № C3. – P. 1929–1936. doi: 10.1029/JC088iC03p01929.
- Alsdorf D., Birkett C., Dunne T. Melack J., Hess L.* Waterlevel changes in Large Amazon Lake measured with spaceborn radar interferometry and altimetry // Geophys. Res. Lett. – 2001. – V. 28. – № 14. – P. 2671–2674. doi: 10.1029/2001GL012962.
- Altimeter and Microwave Radiometer ERS Products User Manual. – C2-MUTA-01-IF. – Version 2.3. – Plouzane, France: CERSAT, IFREMER, CLS, 2001. – 137 p.
- Andersen O.B.* Global Ocean Tides from ERS-1 and TOPEX/Poseidon Altimetry // J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100. – № C12. – P. 25249–25260. doi: 10.1029/95JC01389.
- Andersen P.H., Aksnes K., Hauge S.* Precise ERS-1 orbit calculation // Bulletin geodésique. – 1995. – V. 69. – № 4. – P. 192–199. doi: 10.1007/BF00806732.
- Anzenhofer M., Shum C.K., Retsch M.* Coastal Altimetry and Applications // Tech. Rep. № 464. Geodetic Science and Surveying. – Columbus: Ohio State University, 1999. – 40 p.
- Arpe K., Leroy S.A G., Lahijani H., Khan V.* Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level // Hydrology and Earth System Sciences. – 2012. – V. 16. – P. 19–27. doi: 10.5194/hess-16-19-2012.
- Assovskii M.V., Agoshkov V.I.* Numerical simulation of general World Ocean dynamics subject to tide-forming forces // Russ. J. Numer. Anal. Math. Model. – 2011. V. 26. – № 2. – P. 113–141. doi: 10.1515/rjnumm.2011.007.
- AVISO/Altimetry. User Handbook. Merged TOPEX/Poseidon Products. – AVI-NT-02-101-CN. Edition 3.0. – Toulouse: AVISO, 1996. – 201 p.
- AVISO DT CorSSH and DT SLA Product Handbook. – CLS-DOS-NT-08.341. Edition 2.9. – Toulouse: AVISO, 2012. – 24 p.
- Barrick D.E.* Wind dependence of quasi-specular microwave scatter // IEEE Trans. Anten. Propag. – 1974. – V. 22. – № 1. – P. 135–136. doi: 10.1109/TAP.1974.1140736.
- 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.
- Benada J.R.* PODAAC Merged GDR (TOPEX/Poseidon) Generation B User's Handbook. – JPL D-11007. Version 2.0. – Pasadena: JPL, 1997. – 131 p.
- Benveniste J.* Radar Altimetry: Past, Present and Future // Costal altimetry / Eds

S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2011. – P. 1–17. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0\_1.

*Benveniste J., Berry P.* Monitoring River and Lake Levels from Space // *ESA Bulletin*. – 2004. – № 117. – P. 36–42.

*Berry P.A.M., Garlick J.D., Freeman J.A., Mathers E.L.* Global inland water monitoring from multi-mission altimetry // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – V. 32. – № 16. – L16401. doi: 10.1029/2005GL022814.

*Bilitza D., Reinisch B.* International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters // *J. Adv. Space Res.* – 2008. – V. 42, – № 4. – P. 599–609. doi: 10.1016/j.asr.2007.07.048

*Birkett C.M.* The contribution of TOPEX/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes // *J. Geophys. Res.* – 1995. – V. 100. – № C12. – P. 25179–25204. doi: 10.1029/95JC02125.

*Birkett C.M.* Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands // *Water Resour. Res.* – 1998. – V. 34. – № 5. – P. 1223–1239. doi: 10.1029/98WR00124.

*Birkett C.M., Beckley B.* Investigating the Performance of the Jason-2/OSTM Radar Altimeter over Lakes and Reservoirs // *Marine Geodesy*. – 2010. – V. 33. – № 1. – P. 204–238. doi: 10.1080/01490419.2010.488983.

*Birkett C.M., Mertes L.A.K., Dunne T., Costa M.H., Jasinski M.J.* Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry // *J. Geophys. Res.* – 2002. – V. 107. – № D20. – P. LBA 26-1–LBA 26-21. doi: 10.1029/2001JD000609.

*Birkett C., Reynolds C., Beckley B., Doorn B.* From Research to Operations: The USDA Global Reservoir and Lake Monitor // Costal altimetry / Eds S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2011. – P. 19–50. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0\_2.

*Born G.H., Richards M.A., Rosborough G.W.* An empirical determination of the effects of sea state bias on Seasat altimetry // *J. Geophys. Res.* – 1982. – V 87. – № C5. – P. 3221–3226. doi: 10.1029/JC087iC05p03221.

*Boucher C., Altamimi Z.* ITRS, PZ-90 and WGS-84: current realizations and the related

transformation parameters // *J. Geodesy.* 2001. – V. 75. – P. 613–619. doi: 10.1007/s001900100208.

*Brenner A.C., Koblinsky C.J., Beckley B.D.* A preliminary estimate of geoid-induced variations in repeat orbit satellite altimeter observations // *J. Geophys. Res.* – 1990. – V. 95. – № C3. – P. 3033–3040. doi: 10.1029/JC095iC03p03033.

*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.

*Brown G.S.* Estimation of surface wind speeds using satellite-borne radar measurements at normal incidence // *J. Geophys. Res.* – 1979. – V. 84. – № B8. – P. 3974–3978. doi: 10.1029/JB084iB08p03974.

*Brown G.S., Stanley H.R., Roy N.A.* The wind speed measurement capability of space-borne radar altimetry // *IEEE J. Ocean. Eng.* – 1981. – V. 6. – № 2. – P. 59–63. doi: 10.1109/JOE.1981.1145484.

*Callahan P.S.* Ionospheric variations affecting altimeter measurements: A brief synopsis. // *Marine Geodesy.* – 1984. – V. 8. – № 1. – P. 249–263. doi: 10.1080/15210608409379505

*Campos I.O., Mercier F., Maheu C., Cochonneau G., Kosuth P., Blitzkow D., Cazenave A.* Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin // *Earth and Planetary Sciences.* – 2001. – V. 333. – № 10. – P. 633–643. doi: 10.1016/S1251-8050(01)01688-3.

*Carlson R.E.* Interpolation of track data with radial basis methods // *Computers Math. Applic.* – 1992. – V. 24. – № 12. – P. 27–34. doi: 10.1016/0898-1221(92)90169-I.

*Cartwright D.E., Ray R.D.* Oceanic Tides from GEOSAT Altimetry // *J. Geophys. Res.* – 1990. – V. 95. – № C3. – P. 3069–3090. doi: 10.1029/JC095iC03p03069.

*Cartwright D.E., Ray R.D., Sanchez B.V.* Oceanic tide maps and spherical harmonic coefficients from Geosat altimetry // *NASA Tech. Mem.* № 104544. – Greenbelt: NASA, GSFC, 1991. – 86 p.

*Cazenave A., Bonnefond P., Dominh K., Schaeffer P.* Caspian sea level from Topex-Poseidon altimetry: Level now falling // *Geophys. Res. Lett.* – 1997. – V. 24. –

№ 8. – P. 881–884. doi: 10.1029/97GL00809.

*Cazenave A., Okal E.A.* Use of satellite altimetry in studies of the oceanic lithosphere // Space Geodesy and Geodynamic / Ed. A.J. Anderson, A. Cazenave. – London: Academic Press, 1986. – P. 347–375.

*Cazenave A., Royer J.Y.* Applications to marine geophysics // Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 371–406.

*Chandler S.C.* The Variation of Terrestrial Latitudes, By Dr. S.C. Chandler // Astr. Soc. Pacific. – 1894. – V. 6. – №. 36. – P. 180–182.

*Chang H.D., Hwang P.H., Wilheit T.T., Chang A.T.C., Staelin D.H., Rosenkranz P.W.* Monthly distributions of precipitable water from the Nimbus-7 SMMR data // J. Geophys. Res. – 1984: – V. 89. – № D4. – P. 5328–5334. doi: 10.1029/JD089iD04p05328.

*Chapron B., Kerbaol V., Vandemark D., Elfouhaily T.* Importance of peakedness in sea slope measurements and applications // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105. – № C7. – P. 17195–17202. doi: 10.1029/2000JC900079.

*Chelton D.B.* WOCE/NASA Altimeter Algorithm Workshop // U.S. WOCE Tech. Report № 2. – U.S. College Station: Planning Office for WOCE, 1988. – 70 p.

*Chelton D.B.* The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24995–25008. doi: 10.1029/94JC02113.

*Chelton D.B., Hussey K.J., Parke M.E.* Global satellite measurements of water vapour, wind speed and wave height // Nature. – 1981. – V. 294. – № 5841. – P. 529–532. doi: 10.1038/294529a0.

*Chelton D.B., McCabe P.J.* A review of satellite altimeter measurement of sea surface wind speed: with a proposed new algorithm // J. Geophys. Res. – 1985. – V. 90. – № C7. – P. 4707–4720. doi: 10.1029/JC090iC03p04707.

*Chelton D.B., Ries J.C., Haines B.J., Fu L.-L., Callahan P.S.* Satellite Altimetry // Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 1–131.

- Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M., de Szoeke R.A.* Global observations of large oceanic eddies // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – V. 34. – № 15. – L15606. doi: 10.1029/2007GL030812.
- Chelton D.B., Walsh E.J., MacArthur J.L.* Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry // *J. Atm. Ocean. Tech.* – 1989. – V. 6. – №. 3. – P. 407–438. doi: 10.1175/1520-0426(1989)006<0407:PCASLT>2.0.CO;2.
- Chelton D.B., Wentz F.J.* Further development of an improved altimeter wind speed algorithm // *J. Geophys. Res.* – 1986. – V. 91. – № C12. – P. 14250–14260. doi: 10.1029/JC091iC12p14250.
- Chen G., Chapron B., Ezraty R., Vandemark D.* A dual-frequency approach for retrieving sea surface wind speed from TOPEX altimetry // *J. Geophys. Res.* – 2002. – V. 107. – № C12. – P. 19-1–19-10. doi: 10.1029/2001JC001098.
- Cheng Y., Andersen O.B.* Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas // *J. Geophys. Res.* – 2011. – V. 116. – № C11. – C11001. doi: 10.1029/2011JC007172.
- Cipollini P., Sutcliffe A.C.S., Robinson I.S.* Oceanic planetary waves and eddies: a privileged view from satellite altimetry // *Oceanography from Space* / Eds. V. Barale, J.F.R. Gower, L. Alberotanza. – Dordrecht: Springer, 2010. – P. 195–209. doi: 10.1007/978-90-481-8681-5\_12.
- Costal altimetry / Eds S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2011. – 565 p. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0.
- Cracknell A.P., Hayes L.W.* Introduction to remote sensing. – Boca Raton. London. New York: CRC Press. Taylor & Francis Ltd, 2007. – 335 p.
- Creteaux J., Birkett C.* Lake studies from satellite radar altimetry // *Comptes Rendus Geosciences*. 2006. – V. 338. – № 14–15. – P. 1098–1112. doi: 10.1016/j.crte.2006.08.002.
- Creteaux J.-F., Calmant S., Abarca del Rio R., Kouraev A., Berge-Nguyen M., Maisond’Yerre P.* Lakes studies from satellite altimetry // *Coastal Altimetry* / Eds. S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2011a. – P. 509–534. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0\_19.
- Creteaux J-F., Jelinski W., Calmant S., Kouraev A., Vuglinski V., Berge Nguyen M.,*

- Gennero M-C, Nino F., Abarca Del Rio R., Cazenave A., Maisongrande P.*  
 SOLS: A Lake database to monitor in Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data // J. Adv. Space Res. – 2011b. – V. 47. – № 9. – P. 1497–1507. doi:10.1016/j.asr.2011.01.004.
- Crossley D, Hinderer J, Riccardi U.* The measurement of surface gravity // Rep. Prog. Phys. – 2013. – V. 76. – № 4. – 046101. doi: 10.1088/0034-4885/76/4/046101.
- Davis C.H.* A robust threshold retracking algorithm for measureing ice sheet surface elevation change from satellite radar altimeters // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 1997. – V. 35. – № 4. – P. 974–979. doi: 10.1109/36.602540
- Davis C., Khuever C., Haines B., Perez C., Yoon Y.* Improved elevation-change measurement of the Southern Greenland Ice Sheet from satellite radar altimetry // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 2000. – V. 38. – № 3. – P. 1367–1378 doi: 10.1109/36.843031.
- Davies K.* Recent progress in satellite radio beacon studies with particular emphasis on the ATS–6 radio beacon experiment // Space Science Reviews. – 1980. – № 25. – P. 357–430. doi: 10.1007/BF00241558.
- Davies K., Hartman G.K., Leitinger R.* A comparison of several methods of estimating the columnar electron content of the plasmasphere // J. of Atmos. and Ter. Phys. – 1977. – V. 39. – № 5. – P. 571–580. doi: 10.1016/0021-9169(77)90066-6.
- Deng X., Featherstone W. E.* A coastal retracking system for satellite radar altimeter waveforms: Application to ERS–2 around Australia // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111. – № C6. – C06012. doi: 10.1029/2005JC003039.
- Desai S.D.* Observing the pole tide with satellite altimetry // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107. – № C11. – P. 7-1–7-13. doi:10.1029/2001JC001224,
- Desai S.D., Wahr J.M.* Empirical Ocean Tide Models Estimated from TOPEX/Poseidon Altimetry //J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100. – № C12. – P. 25205–25228. doi: 10.1029/95JC02258.
- Desportes C., Obligis E., Eymard L.* On the Wet Tropospheric Correction for Altimetry in Coastal Regions // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 2007. – V. 45. – № 7. – P. 2139–2149. doi: 10.1109/TGRS.2006.888967.

- Desportes C., Obligis E., Eymard L.* One-Dimensional Variational Retrieval of the Wet Tropospheric Correction for Altimetry in Coastal Regions // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 2010. – V. 48. – № 3. – P. 1001–1008. doi: 10.1109/TGRS.2009.2031494.
- Dobson E.B., Monaldo F., Goldhirsh J., Wilkerson J.* Validation of GEOSAT altimeter derived wind speeds and significant wave heights using buoy data // J. Geophys. Res. – 1987. – V. 92. – № C10. – P. 10719–10732. doi: 10.1029/JC092iC10p10719.
- Donelan M., Hamilton J., Hui W.H.* Directional spectra of wind generated waves // Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A. – 1985. – V. A315. – № 1534. – P. 509–562. doi: 10.1098/rsta.1985.0054
- Douglas B.C., Agreen R.W.* The sea state correction for GEOS 3 and Seasat satellite altimeter data // J. Geophys. Res. – 1983. – V. 88. – № C3. – P. 1655–1661. doi: 10.1029/JC088iC03p01655.
- Dumont J.P., Sicard P., Stum J., Zanife O.Z.* Algorithm Definition, Accuracy and Specification. – Volume 4: CMA altimeter Level 2 processing. – SMM-ST-M2-EA-11005-CN. – CNES, 2001. – 427 p.
- Dumont J.P., Rosmorduc V., Picot N., Desai S., Bonekamp H., Figa J., Lillibridge J., Scharroo R.* OSTM/Jason-2 Products Handbook. – CNES: SALP-MU-M-OP-15815-CN. – EUMETSAT: EUM/OPS-JAS/MAN/08/0041. – JPL: OSTM-29-1237. – NOAA/NESDIS: Polar Series/OSTM J400. – Issue 1. Rev. 8. – CNES, EUMETSAT, JPL, 2011. – 72 p.
- Dumont J.P., Thibaut P., Zanife O.Z., Soussi B., Benveniste J., Femenias P., Vincent P., Picot N.* CNES/NASA Radar Altimeters, Ocean Ground Processing and Products. // Processing of 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium. Venice, Lido, Italy, 13–18 Mar., 2006 / Ed. D. Danesy. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2006. – SP-614. – 6 p.
- Eanes R.J.* Diurnal and Semidiurnal Tides from TOPEX/Poseidon Altimetry // EOS Transactions. – 1994. – V. 75. – № 16. – P. 108.
- Eanes R.J., Bettadpur S.V.* The CSR3.0 Global Ocean Tide Model: Diurnal and Semidiurnal Ocean Tides from TOPEX/Poseidon Altimetry // Tech. Report Centre for Space Research CRS-TM-96-05. – Austin, TX: University of Texas, 1996. – 28 p.

- Eanes R.J.* The CSR4.0 Global Ocean Tide Model. – 2002. – URL:<ftp://ftp.csr.utexas.edu/pub/tide>.
- Egbert G.D., Erofeeva L.* Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides // *J. Atm. Ocean. Tech.* – 2002. – V. 19. – № 2. – P. 183–204. doi: 10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2.
- Egbert G.D.* Tidal Data Inversion: Interpolation and Inference // *Progress in Oceanography*. – 1997. – V. 40. – № 1–4. – P. 53–80. doi: 10.1016/S0079-6611(97)00023-2.
- Egbert G.D., Bennett A.F., Foreman M.G.G.* TOPEX/Poseidon Tides Estimated Using a Global Inverse Model // *J. Geophys. Res.* – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24821–24852. doi: 10.1029/94JC01894.
- Elfouhaily T., Vandemark D., Gourrion J., Chapron B.* Estimation of wind stress using dual-frequency TOPEX data // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – № C11. – P. 25101–25108. doi: 10.1029/98JC00193.
- ENVISAT Altimetry Level 2 User Manual / Ed. P. Femenias. Version V1.4. – 2011. – 173 p.
- Essen H.-H.* Theoretical investigation on the impact of long surface waves on empirical ERS-1/2 scatterometer models // *Int. J. Remote Sensing*. – 2000. – V. 21. – № 8. – P. 1633–1656. doi: 10.1080/014311600209940.
- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Osokin M., Burbank D., Alsdorf D.* The Shuttle Radar Topography Mission // *Rev. of Geophys.* – 2007. – V. 45. – № 2. – RG2004. doi: 10.1029/2005RG000183.
- Farrell W.E.* Deformation of the Earth by surface loads // *Rev. of Geophys. Space Phys.* – 1972. – V. 10. – № 3. – P. 761–797. doi: 10.1029/RG010i003p00761.
- Fernandes M.J., Lazaro C., Nunes A.L., Pires N., Bastos L., Mendes V.B.* GNSS-Derived Path Delay: An Approach to Compute the Wet Tropospheric Correction for Coastal Altimetry // *IEEE Geosci. Rem. Sens. Let.* – 2010. – V. 7. – № 3. – P. 596–600. doi: 10.1109/LGRS.2010.2042425.
- Fleury R., Foucher F., Lassudrie-Duchesne P.* Global TEC measurement capabilities of the DORIS system // *Adv. Space Res.* – 1991. – V. 11. – № 10. – P. 51–54. doi:

10.1016/0273-1177(91)90321-A.

*Francis O., Mazzega P.* Global charts of ocean tide loading effects // *J. Geophys. Res.* – 1990. – V. 95. – № C7. – P. 11411–11424. doi: 10.1029/JC095iC07p11411.

*Fu L.L., Glazman R.* The effect of the degree of wave development on the sea state bias in radar. // *J. Geophys. Res.* – 1991. – V. 96. – № C1. – P 829–834. doi: 10.1029/90JC02319.

*Fu L.-L., Le Traon P.-Y.* Satellite altimetry and ocean dynamics // *Comptes Rendus Geoscience.* – 2006. – V. 338. – № 14–15. – P. 1063–1076. doi: 10.1016/j.crte.2006.05.015.

*Fu L.-L., Pihos G.* Determining the response of sea level to atmospheric pressure forcing using TOPEX/Poseidon data // *J. Geophys. Res.* – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24633–24642. doi: 10.1029/94JC01647.

*Garlick J.D., Berry P.A.M., Mathers E.L., Benveniste J.* The Envisat/ERS River and Lake Retracking System // Proceedings Envisat & ERS symposium, Salzburg, Austria, 6–10 September 2004 / Eds. H. Lacoste, L. Ouwehand. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2004. – SP-572. – 4 p.

*Garner T.W., Gaussiran II T.L., Tolman B.W., Harris R.B., Calfas R.S., Gallagher H.* Total electron content measurements in ionospheric physics // *Adv. Space Res.* – 2008. – V. 42. – № 4. – P. 720–726. doi: 10.1016/j.asr.2008.02.025.

*Gaspar P., Ogor F., Le Traon P.Y., Zanife O.Z.* Joint estimation of the TOPEX and Poseidon sea-state biases // *J. Geophys. Res.* – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24981–24994. doi: 10.1029/94JC01430.

*Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sheremet N.A. Lebedev S.A.* Satellite Altimetry Applications in the Black Sea // *Coastal Altimetry* / Eds. S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2011. – P. 367–388. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0\_14.

*Glazman R.E., Greysukh A., Zlotnicki V.* Evaluating models of sea state bias in satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* – 1994. – V. 99. – № C6. – P. 12581–12591. doi: 10.1029/94JC00478.

*Glazman R.E., Pihos G.G., Ip J.* Scatterometer wind-speed bias induced by the large-

scale component of the wave field // J. Geophys. Res. – 1988. – V. 93. – № C2. – P. 1317–1328. doi:10.1029/JC093iC02p01317.

*Glazman R.E., Srokosz M.A.* Equilibrium wave spectrum and sea state bias in satellite altimetry. //J. Phys. Oceanogr. – 1991. – V. 21. – № 11. – P. 1609–1621. doi: 0.1175/1520-0485(1991)021<1609:EWSASS>2.0.CO;2.

*Gomez-Enri J., Gommenginger C.P., Challenor P.G., Srokosz M.A., Drinkwater M.R.* ENVISAT radar altimeter tracker bias // Marine Geodesy. – 2006. – V. 29. – № 1. – P. 19–38. doi: 10.1080/01490410600582296.

*Gomez-Enri J., Gommenginger C.P., Srokosz M.A., Challenor P.G., Benveniste J.* Measuring global ocean wave skewness by retracking RA-2 Envisat waveforms // J. Atm. Ocean. Tech. – 2007. – V. 24. – № 6. – P. 1102–1116. doi: 10.1175/JTECH2014.1.

*Gourrion J., Vandemark D., Bailey S., Chapron B., Gommenginger G.P., Challenor P.G., Srokosz M.A.* A Two-Parameter Wind Speed Algorithm for Ku-Band Altimeters / J. Atm. Ocean. Tech. – 2002. – V. 19. – № 12. – P. 2030–2048. doi: 10.1175/1520-0426(2002)019<2030:ATPWSA>2.0.CO;2.

*Groten E.* A precise definition and implementation of the geoid and related problems // Z. Vermessungsw. – 1982. – V. 107. – № 1. – P. 26–32.

*Guo J.-Y., Gao Y.-G., Chang X.-T., Hwang C.* Optimized Threshold Algorithm of Envisat Waveform Retracking over Coastal Sea // Chinese J. Geophys. – 2010. – V. 53. – № 2. – P. 231–239. doi: 10.1002/cjg2.1490.

*Hayne G.S.* Radar altimeter mean return waveforms from near-normalincidence ocean surface scattering // IEEE Trans. Anten. Propag. – 1980. – V. AP-28. – № 5. – P. 687-692. doi: 10.1109/TAP.1980.1142398.

*Heezen B., Tharp M.* World Ocean Floor panorama map. – Painted by Heinrich Berann, 1977.

*Hevizi L.G., Walsh E.J., Macintosh R.E., Vandemark D., Hines D.E.* Electromagnetic bias in sea-surface range measurements at frequencies of the TOPEX/Poseidon satellite // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 1993. – V. 31. – № 2. – P. 376–388. doi: 10.1109/36.214914.

*Hou Y., Song G., Zhao X., Song J., Zheng Q.* Statistical distribution of nonlinear random

water wave surface elevation // Chinese J. Ocean. Limno. – 2006. – V. 24. – №. 1. – P. 1–5. doi: 10.1007/2FBF02842767.

*Huang N.E., Long S.R.* An experimental investigation of the surface elevation probability distribution and statistics of wind-generated waves // J. Fluid Mech. – 1980. – V. 101. – № 1. – P. 179–200. doi: 10.1017/S0022112080001590.

*Hwang C., Hsu H., Jang R.* Global Mean Sea Surface and Marine Gravity Anomaly from Multi-satellite Altimetry: Applications of Deflection-geoid and Inverse Vening Meinesz Formulae // J. of Geodesy. – 2002. – V. 76. – № 8. – P. 407–418. doi: 10.1007/s00190-002-0265-62001.

IERS Conventions 2003 / Eds. D.D. McCarthy, G. Petit // ERS Technical Note. – 2004. – № 32. – 127 p.

*Ilk K.H., Flury J., Rummel R., Schwintzer P., Bosch W., Haas C., Schroter J., Stammer D., Zahel W., Miller H., Dietrich R., Huybrechts P., Schmeling H., Wolf D., Riegger J., Bardossy A., Guntner A., Gruber Th.* Mass Transport and Mass Distribution in the Earth System, Contribution of the New Generation of Satellite Gravity and Altimetry Missions to Geosciences. – Potsdam: Technische Universität München and GeoForschungsZentrum, 2004. – 160 p.

*Imel D.* Evaluation of the TOPEX/Poseidon dual-frequency ionosphere correction // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24895–24906. doi: 10.1029/94JC01869.

*Jackson F.C.* The reflection of impulses from a nonlinear random sea // J. Geophys. Res. – 1979. – V. 84. – № C8. – P. 4939–4943. doi: 10.1029/JC084iC08p04939.

*Jackson F.C., Walton W.T., Walter BA., Peng C.Y.* Sea surface mean square slope from Ku-band backscatter data // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97. – № C7. – P. 11411–11427. doi: 10.1029/92JC00766.

*Janssen M.A., Ruf C.S., Keihm S.J.* TOPEX/Poseidon Microwave Radiometer (TMR). II. Antenna pattern correction and brightness temperature algorithm // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 1995. – V. 33. – № 1. – P. 138–146. doi: 10.1109/36.368214.

*Janssen P.* The Interaction of Ocean Waves and Wind. – Cambridge: Cambridge Uni-

versity Press, 2004. – 300 p.

*Kantha L.H.* Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides: 1. Model description and results // J. Geophys. Res. – 1995a. – V. 100. – № C12. – P. 25283–25308. doi: 10.1029/95JC02578.

*Kantha L.H.* Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides: 2. Altimetric and geophysical implications // J. Geophys. Res. – 1995b. – V. 100. – № C12. – P. 25309–25317. doi: 10.1029/95JC02577.

*Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40 Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1996. – V.77. – № 3. – P. 437–471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.

*Keihm S.J., Janssen M.A., Ruf C.S.* TOPEX/Poseidon microwave radiometer (TMR): III. Wet troposphere range correction algorithm and pre-launch error budget // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 1995. – V. 33. – № 1. – P. 147–161. doi: 10.1109/36.368213.

*Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M.* The NCEP/NCAR 50 Year Reanalysis: Monthly Means CD ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 2001. – V.82. – № 2. – P. 247–267. doi: 10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2.

*Knudsen P.* Global Low Harmonic Degree Models of Seasonal Variability and Residual Ocean Tides from TOPEX/Poseidon Altimeter Data // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24643–24655. doi: 10.1029/94JC01112.

*Koblinsky C.J., Clarke R.T., Brenner A.C., Frey H.* Measurement of river level variations with satellite altimetry // Water Resources Research. – 1993. – V. 29. – № 6. – P. 1839–1848. doi: 10.1029/93WR00542.

*Koblinsky C.J., Ray R., Becley B.D., Wang Y.-M., Tsoussi L., Brenner A., Williamson R.* NASA Ocean Altimeter Pathfinder Project. Report 1: Data Processing

Handbook. – NASA Tech. Mem. NASA/TM-1998-208605. – NASA Goddard Space Flight Center, 1999a. – 55 p.

*Koblinsky C.J., Ray R., Becley B.D., Wang Y.-M., Tsaoussi L., Brenner A., Williamson R.* NASA Ocean Altimeter Pathfinder Project. Report 2: Data Set Validation, – NASA Tech. Mem. NASA/TM-1999-209230. – NASA Goddard Space Flight Center, 1999б. – 56 p.

*Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V.* Case Studies of Optical Remote Sensing in the Barents Sea, Black Sea, and Caspian Sea // Remote Sensing of the European Seas / Eds. V. Barale, M. Gade. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer–Verlag, 2008. – P. 53–66. doi: 10.1007/978-1-4020-6772-3\_4.

*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., Kostianoy A.G.* Kara-Bogaz-Gol Bay // 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. 211–221, doi: 10.1007/698\_5\_011.

*Kosarev A.N., Tuzhilkin V.S., Kostianoy A.G.* Main features of the Caspian sea hydrology // Dying and Dead Seas / 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. 159–184. doi: 10.1007/978-94-007-0967-6\_7.

*Kosarev A.N., Yablonskaya E.A.* The Caspian Sea. – Hague: SPB Academic Publishing, 1994. – 259 p.

*Kostianoy A., Vignudelli S., Snaith H.M., Cipollini P., Venuti F., Lyard F., Cretaux J.-F., Birol F., Bouffard J., Roblou L., Ginzburg A., Sheremet N., Kuzmina E., Lebedev S., Sirota A., Medvedev D., Khlebnikova S., Mamedov R., Ismatova K., Alyayev A., Nabiyev T.* ALTICORE – a consortium serving Caspian Sea with Coastal Altimetry // Вестник Каспия. – 2007. – № 4. – С. 65–80.

*Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Lebedev S.A., Frankignoulle M., Delille B.* Oceanic

fronts in the southern Indian Ocean as inferred from the NOAA SST, TOPEX/Poseidon and ERS-2 altimetry data // *Gayana*. 2004a. – V. 68. – № 2. – P. 333–339. doi: 10.4067/S0717-65382004000300003.

*Kostianoy A.G., Lebedev S.A.*, Three-Dimensional Digital Elevation Model of the Karashor Depression and Altyn Asyr Lake // *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. 177–196. doi: 10.1007/698\_2013\_238.

*Kostianoy A., Lebedev S.* Satellite altimetry of the Caspian Sea // Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry. Venice. Italy. 13–18 March 2006 / Ed. D. Danesy. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2006. – SP-614. – 1202. 6 p.

*Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Solovyov D.M.* Satellite monitoring of water resources in Turkmenistan // *Int. Water Tech. J.* – 2011. – V. 1. – № 1. – P. 4–15.

*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.

*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., 2004б. – P. 1–48. doi: 10.1007/978-94-007-0967-6\_1.

*Kouraev A.V., Papa F., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F.* Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive microwave satellite data // *Polar Research*. – 2003. – V. 22. – № 1. – P. 43–50. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00094.x.

*Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F.* Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical

and satellite data // *J. Marine Systems.* – 2004a. – V. 47. – № 1–4. – P. 89–100. doi: 10.1016/j.jmarsys.2003.12.011.

*Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F.* Synergy of Active and Passive Satellite Microwave Data for the Study of First-Year Sea Ice in the Caspian and Aral Seas // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* – 2004б. – V. 42. – № 10. – P. 2170–2176. doi: 10.1109/TGRS.2004.835307

*Kouraev A.V., Shimaraev M.N., Buharizin P.I., Naumenko M.A., Cretaux J.-F., Mognard N.M., Legresy B., Remy F.* Ice and snow cover of continental water bodies from simultaneous radar altimetry and radiometry observations // *Survey in Geophysics.* – 2008. – V. 29. – № 4–5. – P. 271–295. doi: 10.1007/s10712-008-9042-2.

*Kouraev A.V., Kostianoy A.G., Lebedev S.A.* Recent changes of sea level and ice cover in the Aral Sea derived from satellite data (1992–2006) // *J. Marine Systems.* – 2009. – V. 76. – № 3. – P. 272–286. doi: 10.1016/j.jmarsys.2008.03.016.

*Kouraev A.V., Cretaux J.-F., Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Shemet N.A., Mamedov R., Zakharova E.A., Roblou L., Lyard F., Calmant S., Berger-Nguyen M.* Satellite Altimetry Applications 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.

*Kouraev A.V., Zakharova E.A., Samain O. Mognard N.M., Cazenave A.* Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite alimetry (1992–2002) // *Rem. Sens. Environment.* – 2004. – V. 93. – № 1–2. – P. 238–245. doi: 10.1016/j.rse.2004.07.007

*Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Mean dynamic topography of the black sea, computed from altimetry, drifters measurements and hydrology data // *Ocean Sci. Discuss.* – 2011. – V. 7. – № 6. – P. 701–722. doi: 10.5194/osd-8-701-2011.

*Le Traon P.Y., Dibarboure G., Ducet N.* Use of a high resolution model to analyze the mapping capabilities of multiple altimeter missions // *J. Atm. Ocean. Tech.* – 2001. – V. 18. – № 7. – P. 1277–1288. doi: 10.1175/1520-0426(2001)018<1277:UOAHRM>2.0.CO;2

*Le Traon P.Y., Nadal F., Ducet N.* An improved mapping method of multi-satellite altimeter data // *J. Atm. Ocean. Tech.* – 1998. – V. 15. – № 2. – P. 522–534. doi:

10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2

*Le Traon P.-Y., Morrow R.A.* Ocean currents and mesoscale eddies // Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 171–215.

*Le Traon P.-Y., Ogor F.* ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/Poseidon: The 2 cm challenge // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103. – № C4. – P. 8045–8057. doi: 10.1029/97JC01917.

*Le Provost J.M.* Ocean tides // Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 267–304.

*Le Provost C., Genco M.L., Lyard F., Vincent P., Cancéil P.* Spectroscopy of the World Ocean Tides from a Finite-element Hydrodynamic Model // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24777–24797. doi: 10.1029/94JC01381.

*Le Provost C., Lyard F., Molines J.M., Genco M.L., Rabilloud F.* A Hydrodynamic Ocean Tide Model Improved by Assimilating a Satellite Altimeter-Derived Data Set // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103. – № C3. – P. 5513–5529. doi: 10.1029/97JC01733.

*Lebedev S.A.* Inertannual and Seasonal Variation of Axis Position and Intensity of the Antarctic Circumpolar Current by Satellite Altimetry // Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry. Venice. Italy. 13–18 March 2006. / Ed. D. Danesy. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2006. – SP-614. – 7 p.

*Lebedev S.A.* Interannual trends in the Southern Ocean sea surface temperature and sea level from remote sensing data // Russ. J. Earth. Sci. – 2007. – V. 9. – №. 3. – ES3003. doi: 10.1029/2007ES000283.

*Lebedev S.A.* Flood Wave Propagation Model for the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Int. Water Tech. J. – 2012a. – V. 2. – № 1. – P. 64–75.

*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, 2012b. – P. 833–841. doi: 10.1007/978-3-642-20338-1\_105.

*Lebedev S.A.* Flood Wave Propagation Model of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Proceedings of the Symposium on 20 Years of Altimetry, Venice. Italy. 24–29 September 2012. / Ed. L. Ouwehand. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2013. – SP–710. – 6 p.

*Lebedev S., Kostianoy A.* Satellite altimetry of the Caspian Sea // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2006а. – Вып. 3. Т. 2. – С. 113–120.

*Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* The Caspian Sea level, dynamics, wind, waves and uplift of the Earth's crust derived from satellite altimetry // Proceeding of the International Symposium on Remote Sensing and the Pan Ocean Remote Sensing Conference (ISRS 2006 PORSEC), BEXCO, Busan, Korea, 2–4 November. Seoul: Korean Society of Remote Sensing, 2006 b. – V. 2. – P. 973–976.

*Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* Integrated using of satellite altimetry in investigation of meteorologic, 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).

*Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* Complex Investigation of Meteorological, Hydrological and Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Proceedings 4<sup>th</sup> Symposium «Oceans from Space». Venice. Italy. 26–30 April 2010 / Eds. V. Barale, J.F.R. Gower, L. Alberotanza. – Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2010. – P. 149–150. doi: 10.2788/8394.

*Lebedev S.A., Kostyanoy A.G.* Interannual Variability of Meteorological, Hydrological and Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Processing of International Conference «The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change». Moscow. Russia. 14–16 October 2010. – Moscow: Faculty of Geography MSU, 2010. – P. 263–268.

*Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Medvedev D.P., Sheremet N.A., Shauro S.N.* Satellite Altimetry Applications in the Barents and White Seas // Coastal Altimetry / Eds. S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin: Springer–Verlag, 2011. – P. 389–416. – doi:

10.1007/978-3-642-12796-0\_15.

*Lebedev S.A., Sirota A.M.* Oceanographic investigation in the Southeastern Pacific Ocean by satellite radiometry and altimetry data // *Adv. Space Res.* – 2007. – V. 39. – № 1. – P. 203–208. doi: 10.1016/j.asr.2006.11.002.

*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.

*Lebedev S.A., Zilberstein O.I., Popov S.K., Tikhonova O.V.* Analysis of temporal sea level variation in the Barents and the White Seas from altimetry, tide gauges and hydrodynamic simulation // *Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography* / Eds. C. Hwang, C.K. Shum, J.C. Li. – IAG Symposia. V. 126. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2003. – P. 243–250. doi: 10.1007/978-3-642-18861-9\_30.

*Lefèvre F., Lyard F.H., Le Provost C.* FES98: A New Global Tide Finite Element Solution Independent of Altimetry // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – V. 27. – № 17. – P. 2717–2720. doi: 10.1029/1999GL011315.

*Lefèvre F., Lyard F.H., Le Provost C., Schrama E.J.O.* FES99: A Global Tide Finite Element Solution Assimilating Tide Gauge and Altimetric Information // *J. Atm. Ocean. Tech.* – 2002. – V. 19. – № 9. – P. 1345–1356. doi: 10.1175/1520-0426(2002)019<1345:FAGTFE>2.0.CO;2.

*Lefèvre J.M., Cotton P.D.* Ocean surface waves // *Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications* / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 305–328.

*Legresy B., Papa F., Remy F., Vinay G., van den Bosch M., Zanife O.Z.* ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE–2 retracking algorithm // *Rem. Sens. Environment.* – 2005. – V. 95. – № 2. – P. 150–163. doi: 10.1016/j.rse.2004.11.018.

*Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S.,*

- Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H., Olson T.R.* The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. – NASA Tech. Mem. NASA/TP-1998-206861. – NASA, 1998. – 575 p.
- Letestu S.* International Meteorological Tables. – WMO-№ 188.TP.94. – World Meteorological Organization, 1966. – 324 p.
- Liu W.T.* Estimation of latent heat flux with SEASAT SMMR, a case study in the North Atlantic // Large-Scale Oceanographic Experiments and Satellites / Eds. C. Gautier and M. Fieux. – NATO Science Series: NATO Advanced Research Workshop on Large-Scale Oceanographic Experiment. – Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1984. – P. 205–221. doi: 10.1007/978-94-009-6421-1\_14
- Liu Y., Yan X.-H., Liu W.T., Hwang P.A.* The probability density function of the ocean surface slopes and its effects on radar backscatter // J. Phys. Oceanogr. – 1997. – V. 27. – № 5. – P. 782 – 797. doi: 10.1175/1520-0485(1997)027<0782:TPDFOO>2.0.CO;2.
- Lyard F., Lefevre F., Letellier T., Francis O.* Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004 // Ocean Dynamics. – 2004. – V. 56. – № 5–6. – P. 394–415. doi: 10.1007/s10236-006-0086-x.
- Ma X.C., Shum C.K., Eanes R.J., Tapley B.D.* Determination of Ocean Tides from the First Years of TOPEX/Poseidon Altimeter Measurements // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24809–24820. doi: 10.1029/94JC02140.
- Maheu C., Cazenave A., Mechoso C.R.* Water level fluctuations in the Plata Basin (South America) from Topex/Poseidon Satellite Altimetry // Geophys. Res. Let. – 2003. – V. 30. – № 3. – P. 1143–1146. doi: 10.1029/2002GL016033.
- Marshall J.A., Zelensky N.P., Klosko S.M., Chinn D.S., Luthcke S.B., Rachlin K.E., Williamson R.G.* The temporal and spatial characteristics of TOPEX/Poseidon radial orbit error // J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100. – № C12. – P. 25331–25352. doi: 10.1029/95JC01845.
- Martin T.V., Zwally H.J., Brenner A.C., Bindschadler R.A.* Analysis and Retracking of Continental Ice Sheet Radar Altimeter Waveforms // J. Geophys. Res. – 1983. – V. 88. – № C3. – P. 1608–1616. doi: 10.1029/JC088iC03p01608.

- Matsumoto K., Ooe M., Sato T., Segawa J.* Ocean Tide Model Obtained from TOPEX/Poseidon Altimetry Data. //J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100. – № C12. – P. 25319–25330. doi: 10.1029/95JC02777.
- Matsumoto K., Takanezawa, T., Ooe M.* Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/Poseidon Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model around Japan. //J. Oceanography. – 2000. – V. 56. – № 5. – P. 567–581. doi: 10.1023/A:1011157212596.
- Mazzega P., Merge M., Francis O.* TOPEX/Poseidon Tides: The OMP2 Atlas // EOS Transactions. – 1994. – V. 75. – № 44. – P. 161.
- Medvedev P.P., Lebedev S.A., Tyupkin Yu.S.* An Integrated Data Base of Altimetric Satellite for Fundamental Geosciences Research // Proceedings of the First East-European Symposium on Advances in Data Bases and Information Systems (ADBIS'97) St.–Petersburg, Russia, 2–5 September 1997. – SPb: SPb University. 1997. – V. 2. – P. 95–96.
- Melville W.K., Stewart R.H., Keller W.C., Kong J.A., Arnold D.V.* Measurements of electromagnetic bias in radar altimetry // J. Geophys. Res. – 1991. – V. 96. – № C3. – P. 4915–4924. doi: 10.1029/90JC02114.
- Menard Y., Fu L.L.* Jason–1 on the tracks of TOPEX/Poseidon // AVISO Newsletters. – 2000. – № 7. – P. 3–8.
- Mercier F., Zanife O.-Z.* Improvement of the TOPEX/Poseidon altimetric data processing for hydrological purposes (CASH project) // Proceedings of the symposium on 15 years of progress in radar altimetry, Venice, Italy, 13–18 March 2006 / Ed. D. Danesy. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2006. – SP 614. – 6 p.
- Miller L.S.* Topographic and backscatter characteristics of GEOS-3 overland data // J. Geophys. Res. – 1979. – V. 84. – № B8. – P. 4045–4054. doi: 10.1029/JB084iB08p04045.
- Mognard N.M., Lago B.* The computation of wind speed and wave heights from GEOS-3 data // J. Geophys. Res. – 1979. – V. 84. – № B8. – P. 3979–3986. doi: 10.1029/JB084iB08p03979
- Monaldo F.* TOPEX ionospheric height correction precision estimated from prelaunch test results // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 1993. – V. 31. – № 2. – P. 371–

375. doi: 10.1109/36.214913.

*Moore R.K., Williams C.S.* Radar terrain return at near vertical incidence // Proceedings of the Institute of Radio Engineers. – 1957. – V. 45. – № 2. – P. 228–238. doi: 10.1109/JRPROC.1957.278394

*Nerem R.S., Chambers D., Choe C., Mitchum G.T.* Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions // Marine Geodesy. – 2010. – V. 33. – № 1. – P. 435–446. doi: 10.1080/01490419.2010.491031.

*Obligis E., Desportes C., Eymard L., Fernandes J., Lazaro C., Nunes A.* Tropospheric corrections for Coastal Altimetry // Coastal altimetry / Eds S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin: Springer–Verlag, 2011. – P. 147–176. – doi: 10.1007/978-3-642-12796-0\_6.

Observing the Oceans in the 21<sup>st</sup> Century / Eds. C.J. Koblinsky, N.R. Smith. – Melbourne: Australian Government – Bureau of Meteorology, 2001. – 604 p.

*Papa F., Legresy B., Mognard N.M., Josberger E.G., Remy F.* Estimating terrestrial snow depth with the Topex-Poseidon altimeter and radiometer // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 2002. – V. 40. – № 10. – P. 2162–2169. doi: 10.1109/TGRS.2002.802463.

*Papa F., Legresy B., Remy F.* Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces // Rem. Sens. Environment. – 2003. – V. 87. – № 2–3. – P. 136–147. doi: 10.1016/S0034-4257(03)00136-6.

*Papa F., Prigent C., Rossow W.B., Legresy B., Remy F.* Inundated wetland dynamics over boreal regions from remote sensing: the use of Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter observations // Int. J. Rem. Sens. – 2006. – V. 27. – № 21. – P. 4847–4866. doi: 10.1080/01431160600675887.

*Parsons C.L., Walsh E.J.* Off-nadir radar altimetry // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. – 1989. – V. 27. – № 2. – P. 215–224. doi: 10.1109/36.20300.

*Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K.* The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117. – № B4. – B04406. doi: 10.1029/2011JB008916.

*Picot N., Case K., Desai S., Vincent P.* AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products. – SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO). JPL D–

- 21352 (PODAAC). Edition 4.1. – AVISO, PODAAC, 2008. – 130 p.
- Plant W.* A new interpretation of sea surface slope probability density functions // *J. Geophys. Res.* – 2003. – V. 108. – № C9. – 3295. doi: 10.1029/2003JC001870.
- Plant W.J., Keller W.C., Hesany V., Hara T., Bock E., Donelan M.* Bound waves and Bragg scattering in a wind wavetank // *J. Geophys. Res.* – 1999. – V. 104. – № C2. – P. 3243–3263. doi: 10.1029/1998JC900061.
- Ponte R.M., Wunsch C., Stammer D.* Spatial Mapping of Time-Variable Errors in Jason-1 and TOPEX/Poseidon Sea Surface Height Measurements // *J. Atmos. Oceanic Tech.* – 2007. – V. 24. – № 6. – P. 1078–1085. doi: 10.1175/JTECH2029.1.
- Popov S.K., Safronov G.F., Zilberstein O.I., Tikhonova O.V., Verbitskaya O.A.* Density and Residual Tidal Circulation and Related Mean Sea Level of the Barents Sea // *Ocean Circulation Science Derived from the Atlantic, Indian and Arctic Sea Level Networks / Ed. G. Mitchum.* – IOC Workshop. Repor. № 171. – Paris: UNESCO, 2000. – P. 106–131.
- Pritchard H.D., Arthern R.J., Vaughan D.G., Edwards L.A.* Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets // *Nature.* – 2009. – V. 461. – № 7266. – P. 971–975. doi: 10.1038/nature08471.
- Queffeulou P.* Long term validation of wave height measurements from altimeters // *Marine Geodesy.* – 2004. – V. 27. – № 3–4. – P. 495–510. doi: 10.1080/01490410490883478
- Rapp R.H.* Fundamental geodetic constants // *Trav. Assoc. Int. Geod.* – 1984. – V. 27. – P. 464–478.
- Ray R.D.* A Global Ocean Tide Model from TOPEX/Poseidon Altimetry: GOT99.2. – NASA Technical Mem. NASA/TM-1999-209478. – Greenbelt: NASA GSFC, 1999. – 58 p.
- Ray R.D., Koblinsky C.J.* On the sea-state bias of the Geosat altimeter // *J. Atmos. Oceanic Tech.* – 1991. – V. 8. – № 3. – P. 397–408. doi: 10.1175/1520-0426(1991)008<0397:OTSSBO>2.0.CO;2.
- Ray R.D., Sanchez B.V.* Radial deformation of the earth by oceanic tidal loading. – NASA Technical Mem 100743. – Greenbelt: NASA GSFC, 1989. – 49 p.
- Ray R.D., Sanchez B.V., Cartwright D.E.* Some Extensions to the Response Method of

Tidal Analysis Applied to TOPEX/Poseidon Altimetry // EOS Transactions. – 1994. – V. 75. – № 16. – P. 108.

*Rees W.G.* Physical Principles of Remote Sensing. – Cambridge: Cambridge University Press. 2001. – 372 p.

Remote Sensing of the European Seas // Eds. V. Barale, M. Gade. – Berlin Heidelberg: Springer–Verlag, 2008. – 513 p. – doi: 0.1007/978-1-4020-6772-3.

Remote Sensing Using Microwaves / Eds. J. Askne. – Goteborg: Chalmers University of Technology. Department of Radio and Space Science, 2003. – 253 p.

*Remy F., Parouty S.* Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review // Remote Sensing. – 2009. – V. 1. – № 4. – P. 1212–1239. doi: 10.3390/rs1041212.

*Remy F., Shaeffer P., Legresy B.* Ice flow physical processes derived from ERS–1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets // Geophys. J. Int. – 1999. – V. 139. – № 3. – P. 645–656. doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00964.x.

*Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES–CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // J. Geophys. Res. – 2011. – V 116. – № C7. – C07018. doi: 10.1029/2010JC006505.

*Rio M.H., Poulaire P.M., Pascual A., Mauri E., Larnicol G., Santoleri R.* A Mean Dynamic Topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model // J. Marine Systems. – 2007. – V. 65. – № 1–4. – P. 484–508. doi: 10.1016/j.jmarsys.2005.02.006.

*Robinson I.S.* Discovering the Ocean from Space: The Unique Applications of Satellite Oceanography. – Berlin Heidelberg: Springer–Verlag, 2010. – 638 p. doi: 10.1007/978-3-540-68322-3.

*Robinson I.S.* Measuring the Oceans from Space: The Principles and Methods of Satellite Oceanography. – Chichester: Springer–Praxis Publishing Ltd., 2004. – 670 p.

*Rodriguez E.* Altimetry for non-Gaussian oceans: Height biases and estimation of parameters // J. Geophys. Res. – 1988. – V. 93. – № C11. – P. 14107–14120. doi: 10.1029/JC093iC11p14107

*Rodriguez E., Kim Y., Martin J.M.* The effect of small-wave modulation on the electromagnetic bias // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97. – № C2. – P. 2379–2389. doi:

10.1029/91JC02511.

*Rodriguez E., Martin J.M.* Estimation of the electromagnetic bias from retracked TOPEX data // *J. Geoph. Res.* – 1994. – V. 99. – № C12. – P. 24971–24979. doi: 10.1029/94JC02029.

*Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S.* An assessment of the SRTM topographic products. – Tech. Rep. JPL D–31639. – Pasadena: Jet Propulsion Laboratory, 2005. – 143 p.

*Rosenkranz P.W.* Inversion of data from diffraction-limited multiwavelength remote sensors: 2. Nonlinear dependence of observables on the geophysical parameters // *Radio Sci.* – 1982. – V. 17. – № 1. – P. 245–256. doi: 10.1029/RS017i001p00245.

*Ruf C.S.* Detection of calibration drifts in spaceborne microwave radiometers using a vicarious cold reference // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* – 2000. – V. 38. – № 1. – P. 44–52. doi: 10.1109/36.823900.

*Rush C.M.* Ionospheric radio propagation models and predictions – a mini review // *IEEE Trans. Anten. Propag.* – 1986. – V. 34. – № 9. – P. 1163–1170. doi: 10.1109/TAP.1986.1143951.

*Rybushkina G., Troitskaya Yu., Soustova I.* Jason–2 sattelite water level monitoring in the volga reservoirs // *IEEE Int. Geosci. Rem. Sens. Sym.* – 2012. – P. 786–789. doi: 10.1109/IGARSS.2012.6351444.

*Saastamoinen J.* Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites // The Use of Artificial Satellites for Geodesy / Eds S.W. Henriksen, A. Mancini, B.H. Chovitz. – *Geophys. Monogr. Ser.* V. 15. – Washington: AGU, 1972. – P. 247–251. doi: 10.1029/GM015p0247.

*Safronov G.F., Zilberstein O.I.* Calculation of the climate dynamics characteristics in the coastal sea zone by the methods of hydrodynamic and probabilistic modelling // *J. Marine Systems.* – 1996. – V. 7. – № 2–4. – P. 395–410. doi: 10.1016/0924-7963(95)00009-7.

*Sailer U.* Periodic Changes of the Angular Momentum Budget due to the Tides of the World Ocean // *J. Geophys. Res.* – 1991. – V. 96. – № B6. – P. 10287–10300. doi: 10.1029/91JB00219.

- Sanchez B.V., Pavlis N.K.* Estimation of Main Tidal Constituents from TOPEX Altimetry Using a Proudman Function Expansion // *J. Geophys. Res.* – 19956. – V. 100. – № C12. – P. 25229–25248. doi: 10.1029/95JC02082.
- Sandwell D.T., Smith W.H.* Bathymetric estimation // *Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications* / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Dieqo: Academic Press, 2001. – P. 441–457.
- Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications* / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – 464 p.
- Savcenko R., Bosch W.* EOT08a – empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry. – DGFI Report. № 81. – München: DGFI, 2008. – 37 p.
- Savcenko R., Bosch W.* EOT10a – A New Global Tide Model from Multi-Mission Altimetry // *Geophys. Res. Abst.* – 2010. – V. 12. – EGU2010-9624.
- Savcenko R., Bosch W.* EOT11a – empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry. – DGFI Report. № 89. – München: DGFI, 2012. – 49 p.
- Schaeer P., Faugere Y., Legeais J.F., Ollivier A., Guinle T., Picot N.* The CNES–CLS11 Global Mean Sea Surface computed from 16 years of satellite altimeter data // *Marine Geodesy*. – 2012. – V. 35. – № 1. – P. 3–19. doi: 10.1080/01490419.2012.718231.
- Scharroo R., Lillibridge J.L., Smith W.H.F., Schrama E.J.O.* Cross-Calibration and Long-Term Monitoring of the Microwave Radiometers of ERS, TOPEX, GFO, Jason, Envisat // *Marine Geodesy*. – 2004. – V. 27. – № 1–2. – P. 279–297. doi: 10.1080/01490410490465265.
- Scharroo R., Visser P.* Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – № C4. – P. 8113–8127. doi: 10.1029/97JC03179.
- Scharroo R., Wakker K.F., Mets G.J.* The orbit determination accuracy of the ERS–1 // Proceedings of Second ERS–1 Symposium «Space at the Service of our Environment», Hamburg, Germany, 11–14 October 1993 / Ed. B. Kaldeich. V. 2. – Noordwijk: ESA Publications Division, 1994. – SP–361. – P. 735–740.
- Schrama E., Scharroo R., Naeije M.* Radar Altimeter Database System (RADS): Towards a generic multi-satellite altimeter database system. – Delft, Netherlands: Delft Institute

- for Earth-Oriented Space Research, Delft University of Technology, 2000. – 98 p.
- Schrama E.J.O., Ray R.D.* A Preliminary Tidal Analysis of TOPEX/Poseidon Altimetry // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – № C12. – P 24799–24808. doi: 10.1029/94JC01432.
- Schwiderski E.W.* Ocean Tides. Part I: Global Ocean Tidal Equations // Marine Geodesy. – 1980a. – V. 3. – № 1–4. – P. 161–217. doi: 10.1080/01490418009387997.
- Schwiderski E.W.* Ocean Tides. Part II: A hydrodynamical interpolation model // Marine Geodesy. 1980б. – V. 3. – № 1–4. – P. 219–255. doi: 10.1080/01490418009387998.
- Seeber G.* Satellite Geodesy. Foundations, Methods, and Applications. – Berlin, New York: Walter de Gruyter, 2003. – 589 p.
- Seelye M.* An Introduction to Ocean Remote Sensing. – Cambridge: Cambridge University Press. 2004. – 454 p.
- Shum C.K., Woodworth P.L., Andersen O.B., Egbert G.D., Francis O., King C., Klosko S.M., Le Provost C., Li X., Molines J.-M., Parke M.E., Ray R.D., Schlax M.G., Stammer D., Tierney C.C., Vincent P., Wunsch C.I.* Accuracy assessment of recent ocean tide models // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102. – № C11. – P. 25173–25,194. doi: 10.1029/97JC00445.
- Sirota A.M., Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* Oceanic currents in the southeastern Pacific Ocean as revealed by satellite altimetry data // Gayana. – 2004. – V.68. – № 2. – P.539–542. doi: 10.4067/S0717-65382004000300040.
- Smith A.J.E., Hesper E.T., Kuijper D.C., Mets G.J., Visser P.N.A.M., Ambrosius B.A.C., Wakker K.F.* TOPEX/Poseidon Data Analysis Study. Final Report. – ESOC contract 10261/92/D/CS. – Delft: Delft University of Technology, Dep. Aerospace Engineering. Section Space Research & Technology, 1994. – 163 p.
- Smith E.K., Weintraub S.* The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies // Inst. Radio Enq. – 1953. – № 41. – P. 1035–1037. doi: 10.1109/JRPROC.1953.274297.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – № B11. – P. 21803–21824. doi:10.1029/94JB00988.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and

Ship Depth Soundings // Science. – 1997. – V. 277. – № 5334. – P. 1956–1962.  
doi: 10.1126/science.277.5334.1956.

*Soicher H.* Variability of transitionospheric signal time delay at subauroral latitudes. // IEEE Trans. Anten. Propag. – 1986. – V. 34. – № 11. – P. 1313–1319. doi: 10.1109/TAP.1986.1143756

SSALTO Products Specifications. Volume 1: Jason-1 User Products. – SMM-ST-M-EA-10879-CN. – Toulouse: CNES. 2001. – 37 p.

SSALTO/DUACS User Handbook: (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products. – CLS-DOS-NT-06-034. SALP-MU-P-EA-21065-CLS. Edition 3.4. – Toulouse: CNES, 2013. – 70 pp.

*Staelin D.H., Kunzi K.F., Pettyjohn R.L., Poon R.K.L., Wilcox R.W., Waters J.W.* Remote sensing of atmospheric water vapor and liquid water with the Nimbus-5 microwave spectrometer // J. Appl. Meteor. – 1976. – № 15. – P. 1204–1214. doi: 10.1175/1520-0450(1976)015<1204:RSOAWV>2.0.CO;2

*Strukov B.S., Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Martynov S.L.* Verification of the Wind Wave Forecasting System for the Black, Azov and Caspian Seas // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling / Eds. A. Zadra. – WCRP Informal Report № 5. CAS/JSC WGNE. – Geneva: WMO, 2012. – P. 8.5–8.6.

*Tai C.-K.* Accuracy assessment of widely used orbit error approximations in satellite altimetry // J. Atmos. Ocean. Tech. – 1989. – V. 6. – № 1, – P. 147–150. doi: 10.1175/1520-0426(1989)006<0147:AAOWUO>2.0.CO;2

*Tai C.-K.* How to observe the gyre to global scale variability in satellite altimetry: Signal attenuation by orbit error removal // J. Atmos. Ocean. Tech. – 1991. – V. 8. – № 2. – P. 271–288. doi: 10.1175/1520-0426(1991)008<0271:HTOTGT>2.0.CO;2

*Tapley B.D., Born G.H., Parke M.E.* The SEASAT altimeter data and its accuracy assessment // J. Geophys. Res. – 1982a. – V. 87. – № C5. – P. 3179–3188. doi: 10.1029/JC087iC05p03179.

*Tapley B.D., Kim M.C.* Applications to Geodesy // Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 371–406.

- Tapley B.D., Lundberg J.B., Born G.H.* The SEASAT altimeter wet tropospheric range correction // *J. Geophys. Res.* – 1982b. – V. 87. – № C5. – P. 3213–3220. doi: 10.1029/JC087iC05p03213.
- Technical Considerations for Use of Geospatial Data in Sea Level Change Mapping and Assessment. – NOAA NOS Technical Report. – Silver Spring: NOAA NOS, 2010. – 130 p.
- The WAMDI Group.* The WAM Model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model // *J. Phys. Oceanogr.* – 1988. – V. 18. – № 12. – P. 1775–1810. doi: 10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2.
- Thiébaux H.J., Pedder M.A.* Spatial Objective Analysis: With Applications in Atmospheric Science. – London, New York: Academic Press, 1987. – 299 p.
- Tierney C.C., Kantha L.H., Born G.H.* Shallow and Deep Water Global Ocean Tides from Altimetry and Numerical Modeling // *J. Geophys. Res.* – 2000. – V. 105. – № C5. – P. 11259–11277. doi: 10.1029/1999JC900314.
- Tolman H.L.* The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas. Communications on Hydraulic and Geotechnical. – Delft: Delft University of Technology, 1989. – 72 p.
- Tomaschek R.* Tides of the Solid Earth // Encyclopedia of Physics. V. XLVIII. Geophysics II. / Eds. J. Bartels. – Berlin, Göttingen, Heidelberg: Springer-Verlag. 1957. – P. 775–845. doi: 10.1007/978-3-642-45881-1\_14.
- TOPEX/Poseidon Project. TOPEX Ground System Software Interface Specifications Volume 2: Design (SIS-2). Geophysical Data Records (GDR). Interim Geophysical Data Records (IGDR). – PD-633-751-23-004, JPLD-8950. 1991. – 133 p.
- Tournadre J., Chapron B., Reul N., Vandemark D.C.* Satellite altimeter model for ocean slick detection // *J. Geophys. Res.* – 2006. – V. 111. – № C4. – C04004. doi: 10.1029/2005JC003109.
- Troitskaya Y.I., Ermakov S.A.* Manifestations of the Indian Ocean tsunami of 2004 in satellite nadir-viewing radar backscatter variations // *Geophys. Res. Let.* – 2006. – V. 33. – № 4. – L04607. doi: 10.1029/2005GL024445.
- Troitskaya Yu, Rybushkina G., Soustova I., Balandina G., Lebedev S., Kostianoy A.* Adaptive retracking of Jason-1 altimetry data for inland waters: the example of

the Gorky Reservoir // Int. J. Rem. Sens. – 2012a. – V. 33. – № 23. –P. 7559–7578. doi: 10.1080/01431161.2012.685972.

*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. – 2012б. – P. 794–797. doi: 10.1109/IGARSS.2012.6351442.

*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.

*Trukhchev D., Kosarev A., Ivanovo D., Tuzhilkin V.* Numerical analysis of the general circulation in the Caspian Sea // Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences. – 1995. – V. 48. – № 10. – P. 35–38.

*Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., Van De Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Holm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J.* The ERA-40 reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 2005. – V. 131 – Part B. – № 612. – P. 2961–3012. doi: 10.1256/qj.04.176

*Urschl C., Dach R., Hugentobler U., Schaer S., Beutler G.* Validating ocean tide loading models using GPS // J. Geodesy. – 2005. – V. 78. – № 10. – P. 616–625. doi: 10.1007/s00190-004-0427-9.

*Varotsou A., Chatry N., Peyrard P.-F., Bezerra F., Samaras A., Lorfevre E., Ecoffet R.* Shielding geometry effect on SEE prediction using the new OMERE release: Jason-2 mission case study // European Conference on Radiation and its Effects on Components and Systems – RADECS. 2011. – P. 849–853. doi: 10.1109/RADECS.2011.6131315.

- Varushchenko A.N., Lukyanova S.A., Solovyeva G.D., Kosarev A.N., Kurayev A.V.* Evolution of the Gulf of Kara-Bogaz-Gol in the Past Century // Dynamics Earth Environments. Remote Sensing Observations from Shuttle–Mir Missions / Eds. K.P. Lulla, L.V. DessinoV. – New York: John Wiley & Sons, 2000. – P. 201–210.
- Verbitskaya OA., Zilberstein O.I., Popov S.K., Lobov A.L.* Operational model of short-term sea level forecast in the Caspian Sea // Proceedings of the MEDCOAST International Conference, Ravenna, Italy. 7–11 October 2003. / Ed.Ozhan E. – Ankara: MEDCOAST Secretariat, Middle East Technical University, 2003. – P. 2179–2187.
- Vignudelli S., Roblou L., Snaith H.M., Cipollini P., Venuti F., Kostianoy A., Ginzburg A., Lyard F., Creteaux J.-F., Birol F., Lebedev S., Sirota A., Medvedev D., Khlebnikova S., Mamedov R., Ismatova K., Alyev A., Nabihev T.* ALTCORE – A consortium serving european seas with coastal altimetry // IEEE Int. Geosci. Rem. Sens. Sym. – 2007. – P. 5125–5128. doi: 10.1109/IGARSS.2007.4424015.
- Vignudelli S., Kostianoy A., Ginzburg A., Sheremet N., Lebedev S., Sirota A., Snaith H.M., Bouffard J., Roblou L., Cipollini P.* Reprocessing Altimeter Data Records along European Coasts: Lessons Learned from the Alticore Project // IEEE Int. Geosci. Rem. Sens. Sym. – 2008. – V. 3. – P. III-419–III-422. doi: 10.1109/IGARSS.2008.4779373.
- Vrscaj B., Daroussin J., Montanarella L.* SRTM as a possible source of elevation information for soil-landscape modelling // Digital terrain modelling / Eds. R.J. Peckham, G. Jordan. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2007. – P. 99–120. doi: 10.1007/978-3-540-36731-4\_5.
- Wahr J.M.* Deformation induced by polar motion // J. Geophys. Res. – 1985. – V. 90. – № B11. – P. 9363–9368. doi: 10.1029/JB090iB11p09363.
- Walsh E.J., Banner M.L., Wright C.W., Vandemark D.C., Chapron B., Jensen J., Lee S.* The southern ocean waves experiment. Part III: sea surface slope statistics and near-nadir remote sensing // J. Phys. Oceanogr. – 2008. – V. 38. – № 3, P. 670–685. doi: 10.1175/2007JPO3771.1.
- Walsh E.J., Jackson F.C., Hines D.E., Piazza C., Hevizi L.G.* Frequency dependence of

- electromagnetic bias in radar altimeter sea-surface range measurements // J. Geophys. Res. – 1991. – V. 96. – № C11. – P. 571–583. doi: 10.1029/91JC02097.
- Walsh E.J., Jackson F.C., Uliana E.A., Swift R.N.* Observations of the electromagnetic bias in radar altimeter sea surface measurements // J. Geophys. Res. – 1989. – V. 94. – № C10. – P. 14575–14584. doi: 10.1029/JC094iC10p14575.
- Wang Y.M., Rapp R.H.* Estimation of Sea Surface Topography, Ocean Tides, and Secular Changes from TOPEX Altimeter Data. – Ohio State University Report 430. – Ohio: Ohio State University, 1994. – 89 p.
- Wessel P.* Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry // J. Geophys. Res. – 2001. – V. 106. – № B9. – P. 19431–19441. doi: 10.1029/2000JB000083.
- Whewell W.* Essay towards a first approximation to a map of cotidal lines // Philos. Trans. Roy. Soc. London. – 1833. – V. 123. – P. 147–236. doi: 10.1098/rstl.1833.0013.
- Wingham D.J.* Elevation Change of the Greenland Ice Sheet and Its Measurement with Satellite Radar Altimetry // Philos. Trans. Roy. Soc. London. – Series A: Phys. Eng. Sci. – 1995. – V. 352. – № 1699. – P. 335–346. doi: 10.1098/rsta.1995.0074.
- Witter D.L., Chelton D.B.* A GEOSAT altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development // J. Geophys. Res. – 1991a. – V. 96. – № C5. – P. 8853–8860. doi: 10.1029/91JC00414.
- Witter D.L., Chelton D.B.* An apparent wave height dependence in the sea state bias in Geosat altimeter range measurements // J. Geophys. Res. – 1991б. – V. 96. – № C5. – P. 8861–8867. doi: 10.1029/91JC00415.
- Yaplee B.S., Shapiro A., Hammond D.L., Au B.D., Uliana E.A.* Nanoseconds radar observations of the ocean surface from a stable platform // IEEE Trans. Geosci. Electr. – 1971. – V. 9. – № 3. – P. 170–174. doi: 10.1109/TGE.1971.271490.
- Young I.R.* An Estimate of the GEOSAT Altimeter Wind Speed Algorithm at High Wind Speeds // J. Geophys. Res. – 1993. – V. 98. – № C11. – P. 20275–20285. doi: 10.1029/93JC02117.
- Zahel W.* Assimilating Ocean Tide Determined Data into Global Tidal Models // J. Marine Sys. – 1995. – V. 6. – № 1–2. – P. 3–13. doi: 10.1016/0924-7963(94)00014-3.
- Zahran K.H., Jentzsch G., Seeber G.* Accuracy assessment of ocean tide loading compu-

tations for precise geodetic observations // *J. Geodyn.* – 2006. – V. 42. – № 4–5. – P. 159–174. doi: 10.1016/j.jog.2006.07.002.

*Zakharova E.A., Kouraev A.V., Cretaux J.-F., Al-Yamani F., Polikarpov I.* Radar Altimetry for Studies of Large River Basins: Hydrological Regime of the Euphrates-Tigris Rivers // Proceedings of the Envisat Symposium 2007, Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007 / Eds. H. Lacoste, L. Ouwehand. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2007. – SP–636. – 6 p.

*Zakharova E.A., Kouraev A.V., Kolmakova M., Mognard N.M., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N.* The modern hydrological regime of the Northern Western Siberia from in situ and satellite observations // *Int. J. Env. Stud.* – 2009. – V. 66. – № 4. – P. 447–463. doi: 10.1080/00207230902823578.

*Zhao C., Shum C.K., Yi Y.* Calibration Results of GFO // Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography / Eds. C. Hwang, C.K. Shum, J.C. Li. – IAG Symposia. V. 126. – Berlin. Heidelberg: Springer–Verlag, 2003. – P. 41–45. doi: 10.1007/978-3-642-18861-9\_4.

## **ПРИЛОЖЕНИЯ**

## П.1 Список публикаций автора по теме диссертации

### **Монографии и препринты:**

1. *Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альtimетрия Каспийского моря. – М.: Изд. центр «МОРЕ» Международного института океана. 2005. – 366 с.
2. *Троицкая Ю.И., Рыбушикина Г.В., Соустова И.А., Баландина Г.Н., Лебедев С.А., Костяной А.Г., Панютин А.А., Филина Л.В.* Спутниковая альtimетрия внутренних водоемов. Препринт № 808. – Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2010. – 28 с.
3. *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.

### **Главы в книгах и статьи в сборниках:**

1. *Kostyanoy 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 Anthropogenic 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. [Web of science]
2. *Костяной А.Г., Терзиев Ф.С., Гинзбург А.И., Заклинский Г.В., Филиппов Ю.Г., Лебедев С.А., Незлин Н.П., Шеремет Н.А.* Южные моря // Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том II. Последствия изменения климата. – М.: Росгидромет, 2008. – С. 149–167.
3. *Медведев П.П., Непоклонов В.Б., Лебедев С.А., Зуева А.Н., Плешиakov Д.И., Родкин М.В.* Спутниковая альtimетрия // Гравиметрия и геодезия / Отв. ред. Б.В. Бровар. – М.: Научный мир, 2010. – С. 340–359.
4. *Рыбушикина Г.В., Троицкая Ю.И., Соустова И.А., Баландина Г.Н., Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альtimетрия внутренних водоемов // Тр. ГОИН. – 2011. – Вып. 213. – С. 179–192.

5. *Kouraev A.V., Cretaux J.-F., Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Shemet N.A., Mamedov R., Zakharova E.A., Roblou L., Lyard F., Calmant S., Berger-Nguyen M.* Satellite Altimetry Applications 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. [Scopus]
6. *Костяной А.Г., Лебедев С.А., Терзиев Ф.С., Григорьев А.В., Никонова Р.Е., Филиппов Ю.Г.* Моря // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Науч. ред: С.М. Семенов. – М.: Росгидромет, 2012. – С. 430–478.
7. *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. [Web of science] [Scopus]
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. [Scopus]

### **Статьи в журналах:**

1. *Лебедев С.А.* Возможности автоматизированной реляционной геодисциплинарной оперативной системы АРГОС при работе со спутниковой информацией // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 2. – С. 110–115. [Перечень ВАК]
2. *Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альтиметрия Каспийского моря // Вестник Каспия. – 2004. – № 3. – С. 82–101.
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. [Перечень ВАК]
4. Lebedev S., Kostianoy A. Satellite altimetry of the Caspian Sea // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2006. – Вып. 3. Т. 2. – С. 113–120. [Перечень ВАК]
  5. Kostianoy A., Vignudelli S., Snaith H.M., Cipollini P., Venuti F., Lyard F., Cretaux J.-F., Birol F., Bouffard J., Roblou L., Ginzburg A., Sheremet N., Kuzmina E., Lebedev S., Sirota A., Medvedev D., Khlebnikova S., Mamedov R., Ismatova K., Alyev A., Nabiyev T. ALTICORE – a consortium serving Caspian Sea with Coastal Altimetry // Вестник Каспия. – 2007. – № 4. – С. 65–80.
  6. 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. [Перечень ВАК]
  7. 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). [Web of science]
  8. 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. [Перечень ВАК]
  9. Троицкая Ю.И., Баландина Г.Н., Рыбушикина 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 // Исследования Земли из Космоса. – 2011. – № 1. – С. 48–56. [Перечень ВАК]

10. *Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Solovyov D.M.* Satellite monitoring of water resources in Turkmenistan // Int. Water Tech. J. – 2011. – V. 1. – № 1. – P. 4–15.
11. *Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В., Соустова И.А., Баландина Г.Н., Лебедев С.А., Костяной А.Г., Панютин А.А., Филина Л.В.* Спутниковая альtimетрия внутренних водоемов // Водные ресурсы. – 2012. – Т. 39. – № 2. – С. 169–185. [Перечень ВАК][Web of science][Scopus]
12. *Лебедев С.А.* Модель средней высоты морской поверхности Каспийского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9. – № 3. – С. 224–234. [Перечень ВАК]
13. *Lebedev S.A.* Flood Wave Propagation Model for the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Int. Water Tech. J. – 2012. – V. 2. – № 1. – P. 64–75.
14. *Troitskaya Yu, Rybushkina G., Soustova I., Balandina G., Lebedev S., Kostianoy A.* Adaptive retracking 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. [Web of science][Scopus]
15. *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. [Перечень ВАК]
16. *Лебедев С.А.* Спутниковая альtimетрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, – № 3. – С. 33–49. [Перечень ВАК]
17. *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. [Scopus]

### **Материалы и труды конференций:**

1. *Medvedev P.P., Lebedev S.A., Tyupkin Yu.S.* An Integrated Data Base of Altimetric Satellite for Fundamental Geosciences Research // Proceedings of the First East-European Symposium on Advances in Data Bases and Information Systems

- (ADBIS'97) St.-Petersburg, Russia, 2–5 September 1997. – SPb: SPb University. 1997. – V. 2. – P. 95–96.
2. Лебедев С.А., Медведев П.П. Интегрированная база данных спутниковой альтиметрии // Материалы VI Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований», Москва, 15–17 ноября 2000 г. Часть 2. – М.: ИО РАН, 2000. – С. 52–57.
  3. Лебедев С.А. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол по данным альтиметрии спутника TOPEX/Posiedon // Материалы VII Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований». Москва. 25–27 ноября 2003 г. Часть. 1. – М.: ИО РАН, 2003. – С. 231–232.
  4. Лебедев С.А. Возможности комплексного мониторинга морей по данным спутниковой альтиметрии на примере Каспийского моря // Материалы XIII Международной конференции по промысловой океанологии. Светлогорск, Калининградская обл., 12-17 сентября 2005 г. – Калинград: АтлантНИРО, 2005. – С. 153–154.
  5. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Исследование метеорологического, гидрологического и гидродинамического режимов Каспийского моря с использованием данных спутниковой альтиметрии // Материалы международной конференции «50-летие Международного геофизического года и Электронный геофизический год». Сузdalь. Россия. 16-19 сентября 2007. М.: Геофизический центр РАН, 2007. С. 56. doi: 10.2205/2007-IGY50conf.
  6. Кураев А.В., Крето Ж.-Ф., Лебедев С.А., Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А., Мамедов Р., Захарова Е.А., Роблуу Л., Лиард Ф., Калмант С., Берже-Нгуен М. Проект ALTICORE: Каспийское море // Материалы международной конференции «Итоги электронного геофизического». Переславль-Залесский. Россия. 3-6 июня 2009. М.: Геофизический центр РАН, 2009. С. 95. doi: 10.2205/2009-REGYconf.
  7. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря // Материалы «Каспийского экологического форума». Туркменбашы. Туркменистан. 5-6 ноября 2012. Asgabat: Turkmen dowlet nesiryat gullugu, 2012. С. 82-85 (на рус-

ском, английском и туркменском языках).

8. *Kostianoy A., Lebedev S.* Satellite altimetry of the Caspian Sea // Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry. Venice. Italy. 13–18 March 2006 / Ed. D. Danesy. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2006. – SP–614. – 1202. 6 p.
9. *Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* The Caspian Sea level, dynamics, wind, waves and uplift of the Earth's crust derived from satellite altimetry // Proceeding of the International Symposium on Remote Sensing and the Pan Ocean Remote Sensing Conference (ISRS 2006 PORSEC). 2–4 November 2006, BEXCO. Busan. Korea. – Seoul: Korean Society of Remote Sensing, 2006. – V. 2. – P. 973–976.
10. *Vignudelli S., Roblou L., Snaith H.M., Cipollini P., Venuti F., Kostianoy A., Ginzburg A., Lyard F., Cretaux J.-F., Birol F., Lebedev S., Sirota A., Medvedev D., Khlebnikova S., Mamedov R., Ismatova K., Alyev A., Nabihev T.* ALTICORE – A consortium serving european seas with coastal altimetry // IEEE Int. Geosci. Rem. Sens. Sym. – 2007. – P. 5125–5128. doi: 10.1109/IGARSS.2007.4424015. [Web of science]
11. *Vignudelli S., Cipollini P., Snaith H., Venuti F., Lyard F., Roblou L., Kostianoy A., Lebedev S., Mamedov R.* Making Radar Altimetry More Usable and Web-Interoperable in the Coastal Ocean // Proceedings of the «Envisat Symposium 2007». Montreux. Switzerland. 23–27 April 2007. / Eds. H. Lacoste, L. Ouwehand. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2007. – SP–636. – 5 p.
12. *Vignudelli S., Snaith H.M., Cipollini P., Venuti F., Lyard F., Cretaux J.-F., Birol F., Bouffard J., Roblou L., Kostianoy A., Ginzburg A., Sheremet N., Kuzmina E., Lebedev S., Sirota A., Medvedev D., Khlebnikova S., Mamedov R., Ismatova K., Alyev A., Nabihev T.* Extending the use of satellite altimetry for coastal applications: the ALTICORE project. // Processing of Joint 15<sup>th</sup> American Meteorological Society (AMS) Satellite Meteorology & Oceanography and annual EUMETSAT Satellite Meteorological conferences, Amsterdam, Netherland, 24–28 September 2007. – Darmstadt: EUMETSAT, 2007. – 7 p.
13. *Vignudelli S., Kostianoy A., Ginzburg A., Sheremet N., Lebedev S., Sirota A.,*

*Snaith H.M., Bouffard J., Roblou L., Cipollini P.* Reprocessing Altimeter Data Records along European Coasts: Lessons Learned from the Alticore Project // IEEE Int. Geosci. Rem. Sens. Sym. – 2008. – V. 3. – P. III-419–III-422. doi: 10.1109/IGARSS.2008.4779373.

14. *Kouraev A.V., Crétaux J.-F., Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Shemet N.A., Mamedov R., Zakharova E.A., Roblou L., Lyard F., Calmant S., Berge-Nguyen M.* The ALTICORE Project: The Caspian Sea // Materials of the International Conference «Electronic Geophysical Year: State of the Art and Results». Pereslavl-Zalesky. Russian Federation. 3-6 June 2009. P. 48-49. doi: 10.2205/2009-REGYconf.
15. *Lebedev S.A.* Model of Overflow Wave Distribution on the Caspian Sea and its Verification Based on the Satellite Altimetry Data // Processing of «European Space Agency Living Planet» Symposium. Bergen. Norway. 28 June – 2 July 2010 / Ed. H. Lacoste-Francis. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2010. – SP-686. – 6 p.
16. *Lebedev S.A., Kostyanoy A.G.* Interannual Variability of Meteorological, Hydrological and Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Processing of International Conference «The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change». Moscow. Russia. 14–16 October 2010. – Moscow: Faculty of Geography, 2010. – P. 263–268.
17. *Troitskaya Yu., Rybushkina G., Soustova I., Lebedev S., Filina L., Panyutin A.* Adaptive re-tracking of Jason-1 altimeter data for coastal zone of the Gorky reservoir // Proceedings 4<sup>th</sup> Symposium «Oceans from Space». Venice. Italy. 26–30 April 2010. / Eds. V. Barale, J.F.R. Gower, L. Alberotanza. – Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2010. – P. 229–230. doi: 10.2788/8394.
18. *Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* Complex Investigation of Meteorological, Hydrological and Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Proceedings 4<sup>th</sup> Symposium «Oceans from Space». Venice. Italy. 26-30 April 2010. / Eds. V. Barale, J.F.R. Gower, L. Alberotanza. Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2010. P. 149–150. doi: 10.2788/8394.
19. *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. [Web of science]
20. Lebedev S.A. Flood Wave Propagation Model of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // Proceedings of «20 Years of Altimetry», Venice. Italy. 24–29 September 2012. / Ed. L. Ouwehand. – Noordwijk: ESA Publications Division, 2013. SP-710. – 6 p.
- 

### **Тезисы конференций:**

1. Костяной А.Г., Лебедев С.А. Мониторинг Каспийского моря // Вторая открытая всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)». Москва. 16-18 ноября 2004. Материалы научной конференции. М. ИКИ РАН. С. 141.
2. Лебедев С.А. Исследование межгодовой и сезонной изменчивости уровня Каспийского моря и стока реки Волга по данным альтиметрии спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 // Вторая открытая всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» Москва. 16-18 ноября 2004. Материалы научной конференции. М. ИКИ РАН. С. 148.
3. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Комплексный спутниковый мониторинг Каспийского моря с использованием данных альтиметрии // Третья открытая всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» Москва. 14-17 ноября 2005. Материалы научной конференции. М. ИКИ РАН. С. 153.
4. Лебедев С.А., Костяной А.Г., Полонский В.Ф., Остроумова Л.П., Сиро-

- та А.М.* Исследование сезонной и межгодовой изменчивости составляющих водного баланса Каспийского моря по данным дистанционного зондирования // Четвёртая всероссийская конференция открытая «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» Москва. 13-17 ноября 2006. Сборник тезисов конференции. М. ИКИ РАН. С. 159.
5. *Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Исследование метеорологического, гидрологического и гидродинамического режимов Каспийского моря с использованием данных спутниковой альtimетрии // Материалы международной конференции «50-летие Международного геофизического года и Электронный геофизический год». Сузdalь. Россия. 16-19 сентября 2007. М.: Геофизический центр РАН, 2007. С. 56. doi: 10.2205/2007-IGY50conf.
  6. *Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Исследование поверхностной циркуляции в Каспийском море по данным спутниковой альtimетрии и дрифтеров // Шестая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)». Москва. 10-14 ноября 2008. Сборник тезисов конференции. М. ИКИ РАН. С. 197.
  7. *Лебедев С.А.* Модель распространения волны половодья по акватории Каспийского моря и ее верификации по данным спутниковой альtimетрии // Седьмая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)». Москва. 16-20 ноября 2009. Сборник тезисов конференции. М. ИКИ РАН. С. 205.
  8. *Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В., Баландина Г.Н., Соустова И.А., Панютин А.А., Филина Л.В., Костяной А.Г., Лебедев С.А.* Определение параметров поверхности воды во внутренних водоемах на основе алгоритма ретрекинга

телеметрических импульсов альтиметрического радара спутника Jason-1 // Седьмая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)». Москва. 16-20 ноября 2009. Сборник тезисов конференции. М. ИКИ РАН. С. 225.

9. Лебедев С.А. Модель средней высоты морской поверхности Каспийского моря по данным спутниковой альтиметрии // Тезисы докладов Восьмой всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» Москва. 15-19 ноября 2010. М.: ИКИ РАН, 2010. С. 203.
10. Lebedev S.A. Analysis of interannual sea level variability of the Caspian Sea and the Kara Bogaz Gol bay by satellite TOPEX/Poseidon and Jason-1 altimetry data // Joint Assembly of European Geophysical Society (EGS), American Geosciences Union (AGU) and European Geosciences Union (EGU), Nice, France, 6-11 April 2003. Geophysical Research Abstracts. 2003. V. 5. 10062.
11. Lebedev S.A. Analysis of seasonal and interannual sea level variability of the Caspian Sea and Kara Bogaz Gol Bay by satellite altimetry data // XXII General Assemblies of International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Sapporo, Japan, 30 June – 11 July 2003. Abstract Book. V. A. P. 142.
12. Lebedev S.A. Analysis of seasonal and interannual sea level variability of the Caspian Sea and the Kara Bogaz Gol bay by satellite altimetry data // International Geosciences and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2003). Toulouse. France. 21-25 July 2003. 03.2262 FR10\_1500
13. Lebedev S.A. Analysis of Seasonal and Interannual Sea Level Variability of the Caspian Sea and the Kara Bogaz Gol Bay by Satellite Altimetry Data // 30<sup>th</sup> International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE), Honolulu, Hawaii, USA, 10-14 November 2003.
14. Lebedev S.A. Analysis of interannual sea level variability of the Caspian Sea and

the Kara Bogaz Gol bay by satellite TOPEX/Poseidon and Jason-1 altimetry data. //1<sup>st</sup> General Assembly of European Geosciences Union (EGU). Nice. France. 25-30 April 2004. Geophysical Research Abstracts. 2004. V. 6. 00717. 2004. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU04-A-00717.

15. *Kostianoy A.G., Lebedev S.A.* Monitoring of the Caspian Sea // 36<sup>th</sup> International Liège Colloquium on Ocean Dynamics «Marine Environmental Monitoring and Prediction». Liege. Belgium. 3-7 May. 2004. Abstracts book. P. 73.
16. *Lebedev S.A.* Investigation of Seasonal and Interannual Variability of the Caspian Sea Level and Volga River Run-off by Altimetry TOPEX/Poseidon and Jason-1 Data // 35<sup>th</sup> Scientific Assemblies of Committee on Space Research (COSPAR). Paris. France. 18-25 July 2004. COSPAR04-A-04026.
17. *Lebedev S.A.* Analysis of time-space variability of the Caspian Sea unperturbed or daturence surface by satellite altimetry and hydrodynamic simulation data // General Assembly of European Geosciences Union (EGU). Vienna. Austria. 24 – 29 April 2005. Geophysical Research Abstracts. 2005. V. 7. 01332. 2005. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-01332.
18. *Lebedev S.A., Popov S.K.* Analysis of synoptic variation of the Caspian Sea dynamic from satellite altimetry data and Hydrodynamic Simulation // Proceedings of 31<sup>st</sup> International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE). «Global Monitoring for Sustainability and Security». St. Petersburg. Russia. 20-24 June. 2005. PS7-1.10 (Ref. 393).
19. *Kostianoy A., Lebedev S.* Satellite altimetry of the Caspian Sea. //15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, Venice Lido, Italy, 13-18 March, 2006. Abstract Book. P. 56.
20. *Kostianoy A., Lebedev S.* Sea level variability in the Caspian Sea // General Assembly of European Geosciences Union 2006. Vienna, Austria, 02 – 07 April 2006. Geophysical Research Abstracts. V. 8. 04378. 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-04378.
21. *Lebedev S., Kostianoy A.,* Integrated Using of Satellite Altimetry in Monitoring Problem of the Caspian Sea // 36<sup>th</sup> Scientific Assemblies of Committee on Space

- Research (COSPAR). Beijing. China. 16-23 July 2006. COSPAR2006-A-01421.
22. Lebedev S., Kostianoy A., Integrated Using of Satellite Altimetry in Monitoring Problem of the Caspian Sea // 36<sup>th</sup> Scientific Assemblies of Committee on Space Research (COSPAR). Beijing. China. 16-23 July 2006. COSPAR2006-A-01421.
  23. Lebedev S.A. Creation GCRAS06 Mean Sea Surface Model and Investigation of Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea based on TOPEX/Poseidon and Jason-1 Satellite Altimetry Data // Program and Abstract book, Ocean Surface Topography Science Team (OSTST2007). Hobart. Australia. 12-15 March 2007. P. 105.
  24. Lebedev S. Investigation of Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea on TOPEX/Poseidon and Jason-1 Satellite Altimetry Data // Proceedings of 32<sup>nd</sup> International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE). «Sustainable Development Through Global Earth Observations». San Jose. Costa Rica. 25-29 June 2007. TS-33.6 (Ref. 441).
  25. Lebedev S., Sirota A., Ostroumova L. Investigation seasonal and interannual variability some component of the Caspian Sea water balance on remote sensing data // «Earth: Our Changing Planet». Proceedings of International Union of Geodesy and Geophysics IUGG XXIV General Assembly. Perugia. Italy. 2-13 July. 2007. Perugia: Umbria Scientific Meeting Association 2007. JMS001-723.
  26. Lebedev S. Feature of Thermohydrodynamical Regime of the Caspian Sea on Remote Sensing Data // 4<sup>th</sup> Annual General Assembly of the Asia Oceania Geosciences Society (AOGS 2007). Bangkok. Thailand. 31 July – 3 August 2007. HS01-A0007.
  27. Lebedev S., Sirota A., Ostroumova L. Seasonal and Interannual Variability Some Component of the Caspian Sea Water Balance on Remote Sensing Data // 4<sup>th</sup> Annual General Assembly of the Asia Oceania Geosciences Society (AOGS 2007). Bangkok. Thailand. 31 July – 3 August 2007. HS08-A0002.
  28. Lebedev S.A., Kostianoy A.G. Investigation of Meteorological, Hydrological and Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea on Integrated Use of Satellite Altimetry // Materials of the International Conference «50<sup>th</sup> Anniversary of International Geophysical Year (IGY) and Electronic Year (eGY)». Suzdal. Russian Federation.

- 16-19 September 2007. Moscow: Geophysical Center RAS. P. 31. doi: 10.2205/2007-IGY50conf.
29. *Kostianoy A., Lebedev S., Cretaux J.-F., Vignudelli S.* Estimating the Caspian Sea level and Volga river runoff from satellite altimetry // Second Space for Hydrology Workshop «Surface Water Storage and Runoff: Modeling, In-Situ data and Remote Sensing». Geneva. Switzerland. 12-14 November 2007. 1081423.
  30. *Lebedev S.A., Ostroumova L.P., Sirota A.M.* Seasonal and Interannual Variability of the Caspian Sea Evaporation on Remote Sensing Data // EGU General Assembly 2008. Geophysical Research Abstracts, V. 10, EGU2008-A-11814, 2008, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-11814.
  31. *Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* Investigation of the Caspian Sea Surface Dynamics Based on the Satellite Altimetry and Drifter Data // 37<sup>th</sup> Scientific Assemblies of Committee on Space Research (COSPAR). 13–20 July 2008. Montreal. Canada. Abstract CD. ISSN 1815-2619. A21-0033-08.
  32. *Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ostroumova L.P.* Temporal and spatial variability of the evaporation Caspian Sea on remote sensing and weather stations data // Processing of 9<sup>th</sup> Pan Ocean Remote Sensing Conference (PORSEC2008). «Oceanic Manifestation of Global Changes». Guangzhou.China. 2-6 December 2008. P. 25.
  33. *Lebedev S.A.* Estimating Model of the Caspian Sea Effective Evaporation Based on Satellite Altimetry Data // «Our Warming Planet» Joint Scientific Assembly of IAMAS, IAPSO and IACS (MOCA-09). Montreal. Canada. 19-29 July 2009. Abstract CD. J16.9/20407.
  34. *Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Troitskay Y.I., Solovyov D.M.* Investigation of Hydrological Regime of the Volga Tandem Reservoir System Based on Remote Sensing Data // 6<sup>th</sup> Annual Meeting of the Asia Oceania Geosciences Society Assembly (AOGS 2009). Singapore. Singapore. 11–15 August 2009. HS04-A006.
  35. *Lebedev S.A.* Model of the Caspian Sea Effective Evaporation Based on Remote Sensing Data // 6<sup>th</sup> Annual Meeting of the Asia Oceania Geosciences Society Assembly (AOGS 2009). Singapore. Singapore. 11–15 August 2009. OS06-A007.
  36. *Lebedev S.A.* Mean Sea Surface the Caspian Sea Based on TOPEX/Poseidon and

Jason-1 Satellite Altimetry Data // «Geodesy for planet Earth» IAG Scientific Assembly (IAG2009). Buenos Aires. Argentina. 31 August – 4 September 2009. Book of abstract. Buenos Aires: Asociacion Argentina de Geofisicos y Geodestas, 2009. P. 136.

37. *Troitskaya Yu.I., Rubushkina G.V., Soustova I.A., Balandina G.N., Panyutin A.A., Lebedev S.A., Kostianoy A.G.* Retracking Jason-1 Waveforms over Inland Waters. // 3<sup>rd</sup> Coastal Altimetry Workshop. Frascati (Rome). Italy. 17–18 September 2009.
38. *Lebedev S.A.* Model of Overflow Wave Distribution on the Caspian Sea and its Verification Based on the Satellite Altimetry Data // «European Space Agency Living Planet» Symposium. Bergen. Norway. 28 June – 2 July 2010. Abstract CD. CXNL\_10a04\_872973.
39. *Troitskaya Yu., Rybushkina G., Soustova I., Lebedev S., Panyutin A.* Retracking Jason-1,2 waveforms over Gorky reservoir of the Volga River // «European Space Agency Living Planet» Symposium. Bergen. Norway. 28 June – 2 July 2010. Abstract CD. CXNL\_10a04\_870716.
40. *Lebedev S.* Verification of Flood Wave Propagation Model of the Caspian Sea Based on the Satellite Altimetry Data // 38<sup>th</sup> COSPAR Scientific Assembly. Bremen. Germany. 18-25 July 2010. Abstract CD. ISSN 1815-2619. A21-0058-10.
41. *Lebedev S.* Mean Sea Surface the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // 38<sup>th</sup> COSPAR Scientific Assembly. Bremen. Germany. 18-25 July 2010. Abstract CD. ISSN 1815-2619. A21-0060-10.
42. *Lebedev S.A.* Flood wave propagation model of the Caspian Sea based on the TOPEX/Poseidon an Jason-1/2 satellite altimetry data // Proceeding of Pan Ocean Remote Sensing Conference (PORSEC). «Connecting Regional Impacts Environmental Change». Keelung. Taiwan. 18–23 October 2010. P. 51.
43. *Rybushkina G., Troitskaya Yu., Balandina I., Soustova I., Panyutin A., Lebedev S.* Jason-1, 2 Waveform Reracking in Coastal Zone of Rubinsk Reservoir of the Volga River // Proceeding of Pan Ocean Remote Sensing Conference (PORSEC). «Connecting Regional Impacts Environmental Change». Keelung. Taiwan. 18–23 October 2010. P. 51-52.

44. *Troitskaya Yu., Rybushkina G., Balandina I., Soustova I., Panyutin A., Filina L., Lebedev S.* Validation of the Retracking Jason-1, 2 –altimeter Water Levels over Gorky Reservoirs of the Volga River // Proceeding of Pan Ocean Remote Sensing Conference (PORSEC). «Connecting Regional Impacts Environmental Change». Keelung. Taiwan. 18–23 October 2010. P. 80.
45. *Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Solovyov D.M.* Satellite monitoring of the Turkmenistan water resources // Proceeding of Pan Ocean Remote Sensing Conference (PORSEC). «Connecting Regional Impacts Environmental Change». Keelung. Taiwan. 18–23 October 2010. P. 86.
46. *Troitskaya Yu., Rybushkina G., Soustova I., Lebedev S.* Adaptive Retracking of Jason-1 Altimetry Data for Inland Waters on the Example of the Gorky Reservoir // 92<sup>nd</sup> American Meteorological Society Annual Meeting. New Orleans. USA. 22-26 January 2012.
47. *Troitskaya Yu., Rybushkina G., Balandina G., Soustova I., Panyutin A., Filina L., Lebedev S., Kostianoy A., Solovyov D.* Satellite altimetry of Gorky and Rybinsk water reservoirs on the Volga river // Sixteenth International Water Technology Conference IWTC 2012. Istanbul. Turkey. 7-10 May. 2012. Abstract book. P.
48. *Lebedev S.* Flood wave propagation model of the Caspian Sea based on satellite altimetry data // Sixteenth International Water Technology Conference IWTC 2012. Istanbul. Turkey. 7-10 May. 2012. Abstract book. P. 9.
49. *Lebedev S., Kostianoy A., Solovyov D.* Validation of the regional algorithms for the sea surface temperature observation using the AVHRR NOAA sensors in the Black and Caspian Seas. //Abstract book. The 44<sup>th</sup> International Liege Colloquium on Ocean. Remote Sensing Of Colour, Temperature And Salinity – New Challenges And Opportunities, Liège, University Campus, 7-11 May 2012, P. 102.
50. *Kostianoy A., Lebedev S., Solovyov D.* Satellite Altimetry of Inland Water Bodies in Turkmenistan // 6<sup>th</sup> Coastal Altimetry Workshop. Riva del Garda. Italy. 20-21 September 2012. Abstract Book. P. 5.
51. *Troitskaya Yu., Rybushkina G., Soustova I., Balandina G., Lebedev S., Kostianoy A.* Adaptive Retracking of Jason-1 Altimetry Data for Inland Waters on the

Example of the Volga Reservoirs // 6<sup>th</sup> Coastal Altimetry Workshop. Riva del Garda. Italy. 20-21 September 2012. Abstract Book. P. 14.

52. Lebedev S. Flood Wave Propagation Model of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // 6<sup>th</sup> Coastal Altimetry Workshop. Riva del Garda. Italy. 20-21 September 2012. Abstract Book. P. 29.
53. Kostianoy A., Lebedev S., Solovyov D. Radar Altimetry for Monitoring of Marine and Inland Waters in Turkmenistan // «20 Years of Progress in Radar Altimetry» Symposium, Venice. Italy. 24-29 September 2012. Abstract Book. P. 94.
54. Troitskaya Yu., Rybushkina G., Balandina G., Lebedev S., Kostianoy A., Soustova I. Adaptive Retracking of Jason-1 Altimetry Data for Inland Waters on the Example of the Volga Reservoirs // «20 Years of Progress in Radar Altimetry» Symposium, Venice. Italy. 24-29 September 2012. Abstract Book. P. 29.
55. Lebedev S. Flood Wave Propagation Model of the Caspian Sea Based on Satellite Altimetry Data // «20 Years of Progress in Radar Altimetry» Symposium, Venice. Italy. 24-29 September 2012. Abstract Book. P. 188.