

РАЗДЕЛ 5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Глава 5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

И. М. Ашик

В. П. Карклин, С. А. Кириллов, В. Ф. Радионов, Л. А. Тимохов

5.1.1. Введение

Данная глава посвящена арктическим морям России, к которым отнесены Баренцево море, Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря, а также Белое море. Влияние изменения климата на эти моря и их береговые зоны представляет существенный интерес с экономической и экологической точек зрения, поскольку их роль в экономике страны значительна, а экосистемы северных морей особенно чувствительны к изменению состояния среды, в том числе к изменению климата.

Морская деятельность на северных морях России и экономическое развитие северных регионов в значительной степени зависят от климата. Так, например, климат, в особенности повторяемость и интенсивность экстремальных гидрометеорологических явлений, ледовые условия влияют на эффективность и безопасность добычи полезных ископаемых и морских транспортных перевозок, на возможности развития и сохранность инфраструктуры. Климат в значительной степени влияет на доступность морских биоресурсов, в том числе на условия и эффективность рыболовства.

Последствия изменения климата имеют не только экономическую, но и экологическую составляющую. Экосистемы северных морей, в особенности арктических, весьма чувствительны к внешним воздействиям. Это касается и загрязнения морской среды, которое, как правило, удаляется за счет естественных процессов гораздо медленнее, чем в южных морях, и изменения таких базовых характеристик водной массы, как температура и соленость. Изменение климата влияет на эти процессы, что приводит к последующим модификациям морских экосистем, к изменению их видового состава и продуктивности. В итоге это сказывается и на продуктивности популяций экономически значимых видов рыб и других морских организмов.

Результаты анализа изменений температуры воздуха в Арктике, представленные в первом Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (ОД_РФ-1, 2008), показали, что температура воздуха в большинстве арктических регионов в целом за XX век повысилась. В 2005 г. средняя годовая температура в области севернее 60° с. ш. впервые превзошла уровень, достигнутый в период потепления Арктики 1930–1940-х годов.

Наилучшим индикатором изменений климата в морской части Арктики являются морские льды (Захаров, 1996; Алексеев и др., 2007; Alekseev et al., 2007). В ОД_РФ-1 (2008 г.) было

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

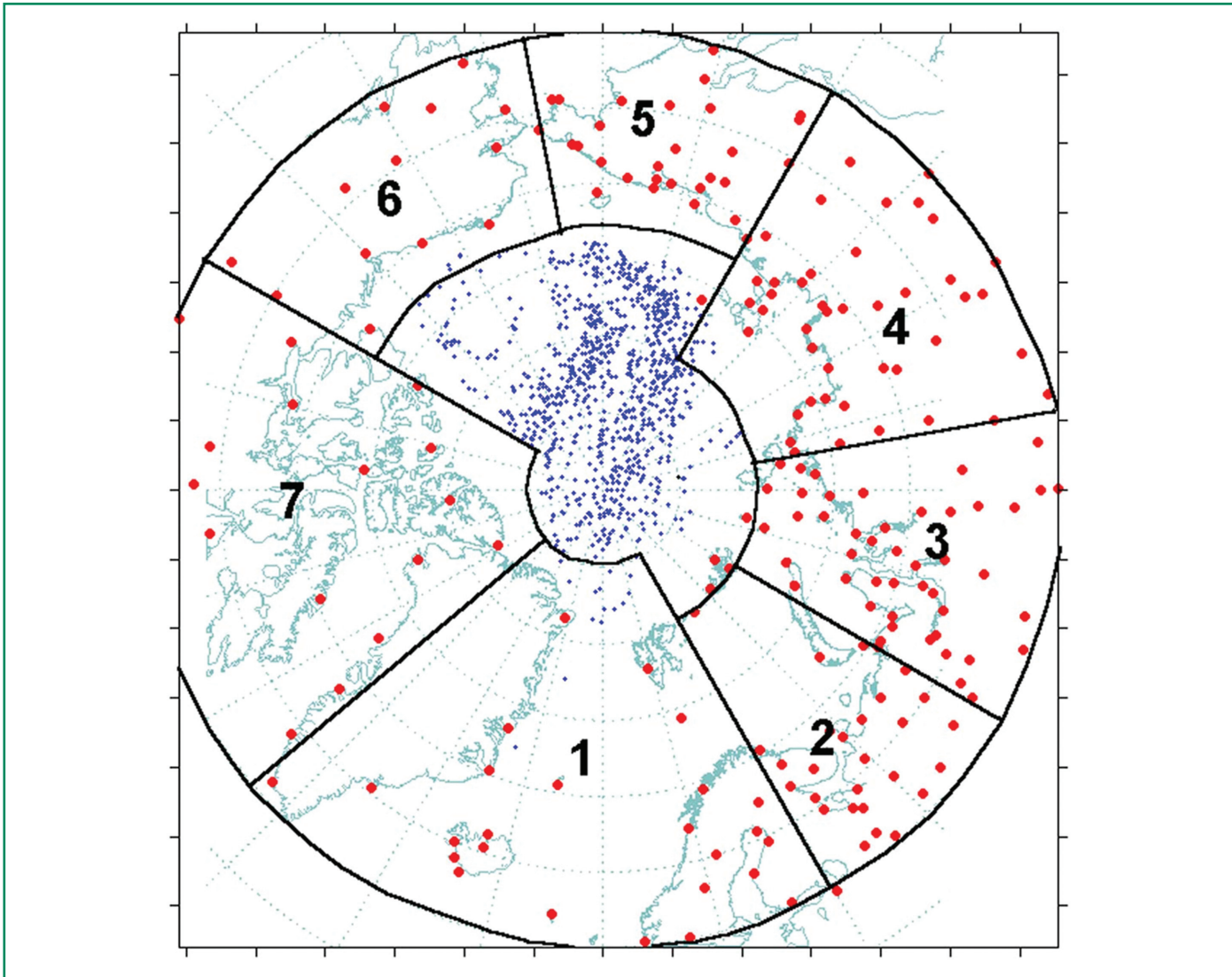


Рис. 5.1.1. Сеть станций (красные кружки – метеорологические станции, синие – дрейфующие буи и дрейфующие станции) и границы климатических районов. 1 – Атлантический район; 2 – Североευропейский район; 3 – Западносибирский район; 4 – Восточносибирский район; 5 – Чукотский район; 6 – Аляскинский район; 7 – Канадский район.

отмечено, что во второй половине XX века в Северном полушарии наблюдалось сокращение площади морского льда на фоне значительной межгодовой изменчивости. Особенно быстро в последнее тридцатилетие сокращалась минимальная в сезонном ходе (сентябрь) площадь морского льда. Абсолютный минимум площади льда за весь период наблюдений до выхода в свет ОД_РФ-1 был достигнут в сентябре 2007 г. Одновременно с этим отмечалось и уменьшение толщины дрейфующих льдов. В 2001–2005 гг. в конце летнего сезона – в августе и сентябре – существенно улучшились ледовые условия плавания по высокоширотным трассам к северу от

арктических архипелагов Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова. Вместе с тем в ОД_РФ-1 указывалось на то, что даже в периоды потеплений на лимитирующих участках трассы необходима ледокольная проводка.

В 2008 и 2009 гг. наблюдалось увеличение количества льда, однако в 2010 и 2011 гг. площадь льда вновь начала сокращаться и в 2012 году был отмечен новый минимум, на 16 % превзошедший минимум 2007 г. В западном секторе Арктики к северу от островов архипелага Земля Франца Иосифа кромка льда поднялась до 85° с.ш., а в восточном секторе – до 80° с.ш.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

5.1.2. Метеорологические условия

Для оценки произошедших за последние 30 лет изменений температуры воздуха, осадков и характеристик снежного покрова в акваториях окраинных морей Северного Ледовитого Океана (СЛО) использован подход, применяемый при подготовке арктического раздела ежегодного Доклада об особенностях климата на территории Российской Федерации, подготавливаемого Росгидрометом, см., например, оценки за 2011 год в (Доклад, 2012). В нем, в частности, представляются оценки изменений метеорологических параметров, пространственно осредненных по территориям различных климатически однородных районов Арктики. Долготные границы климатически однородных районов следующие: атлантический (50° з.д.–30° в.д.); североевропейский (30–60° в.д.); западносибирский (60–100° в.д.); восточносибирский (100–150° в.д.); чукотский (150° в.д.–170° з.д.) (Обзор, 2011; Радионов и др., 2004). Исходными данными для расчетов являются результаты наблюдений 250 метеорологических станций, а также данные, поступающие и поступающие с дрейфующих буев и дрейфующих станций “Северный полюс”, представленные на рис. 5.1.1. На этом же рисунке нанесены границы однородных климатических районов.

Климатические условия в атлантическом, североевропейском и западносибирском секторах формируются преимущественно под влиянием переноса тепла и влаги из Северной Атлантики. Климат в восточносибирском и чукотском секторах в значительной степени определяется условиями над северной частью Тихого океана и центром

действия атмосферы над Восточной Сибирью (Радионов и др., 2012).

При расчетах средних по площадям характеристик многолетних климатических изменений используются средние месячные значения этих метеорологических параметров в каждом из стационарных пунктов наблюдений и средние месячные значения по данным наблюдений на дрейфующих станциях и с дрейфующих буев.

Акватории каждого из окраинных морей СЛО – Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского – практически полностью входят в границы соответствующих частей климатически однородных районов в широтной зоне 70–85° с.ш. В дальнейшем приводятся характеристики многолетних изменений анализируемых метеорологических параметров, пространственно осредненных по северным частям (70–85° с.ш.) территорий климатически однородных районов.

5.1.2.1. Температура воздуха

В качестве характеристик изменения температуры воздуха используются значения ее аномалий, рассчитанные относительно средних значений температуры за базовый период 1961–1990 гг. Для расчета аномалий температуры воздуха, осредненных по территории акваторий морей, использован метод оптимального осреднения (Лугина, Сперанская, 1984).

На рисунке 5.1.2 представлена межгодовая изменчивость аномалий средних годовых значений температуры воздуха, рассчитанных относительно нормы за период 1961–1990 гг., в однородных климатических районах, включающих соот-

Таблица 5.1.1. Линейный тренд b (°C/10 лет) средней за сезоны и за год температуры воздуха за период 1981–2010 гг. над акваториями арктических морей и доля дисперсии, объясняемая линейным трендом, D (%)

Море	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	$D\%$	b	$D\%$	b	$D\%$	b	$D\%$	b	$D\%$
Баренцево	1.40	57.4	0.54	36.6	0.32	39.4	0.67	48.1	0.75	68.1
Карское	0.93	29.7	0.88	41.9	0.26	39.9	1.12	45.2	0.79	53.2
Лаптевых	0.12	7.0	0.69	40.7	0.52	47.5	0.98	51.8	0.57	48.8
Восточно-Сибирское	0.14	11.1	0.71	37.9	0.40	45.8	1.35	63.7	0.71	61.0
Чукотское	0.35	19.4	0.75	32.5	0.61	55.3	1.51	61.8	0.79	62.0

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, статистически значимые на 5%-м уровне.

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

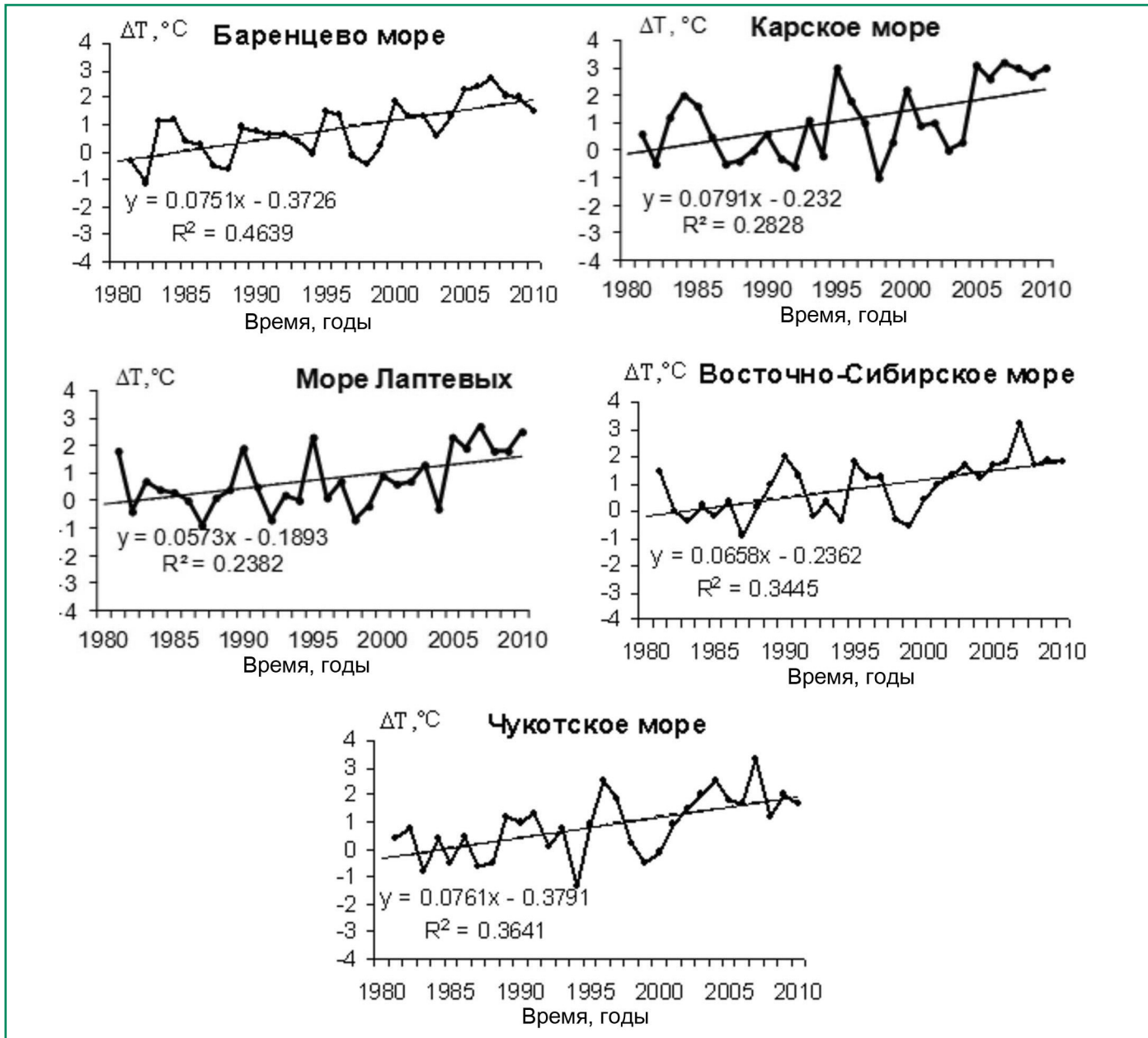


Рис. 5.1.2. Межгодовой ход аномалий (от нормы за 1961–1990 гг.) среднегодовой температуры воздуха в районах арктических морей в широтной зоне 70–85° с.ш.

Таблица 5.1.2. Линейный тренд b (мм/10 лет) годовых и сезонных сумм осадков за период 1981–2010 гг и их изменение Δp , % относительно нормы за этот же период

Море	Холодный период		Теплый период		Год	
	b	Δp	b	Δp	b	Δp
Баренцево	5.35	6.5	-5.23	-10.8	0.12	0.1
Карское	16.59	14.9	-4.44	-11.2	2.15	2.5
Лаптевых	0.03	0.1	1.42	3.4	1.45	1.9
Восточно-Сибирское	1.99	5.8	-6.48	-19.5	-4.49	-6.7
Чукотское	-4.32	-9.7	-4.62	-12.2	-8.94	-10.8

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, статистически значимые на 5%-м уровне.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

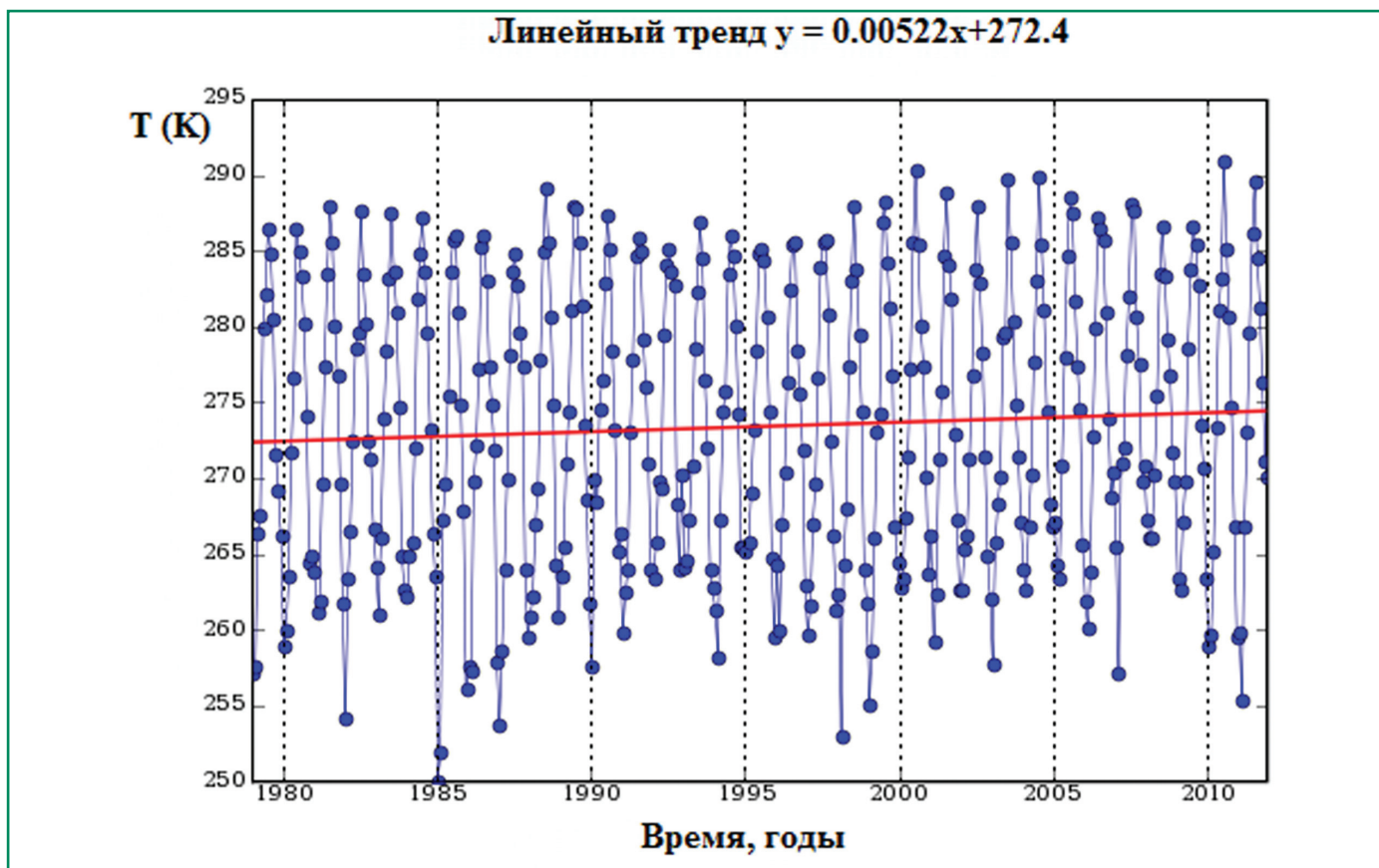


Рис. 5.1.3. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (°K) над Белым морем (64–68° с.ш., 33–44° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в К/мес.

ветствующие акватории окраинных морей российской Арктики.

За период 1981–2010 гг. повышение среднегодовой температуры воздуха было статистически значимым на 5%-м уровне над всеми районами арктических морей (рис. 5.1.2, табл. 5.1.1).

Из таблицы 5.1.1 следует, что за последние 30 лет в различных частях “морской Арктики” (в зоне от 70° с.ш. до 85° с.ш.) скорости потепления были различны. Так, в зимний сезон повышение температуры в северной части Баренцева моря составило чуть более 4°C за 30 лет, а в районах морей азиатского сектора – Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского – повышение температуры было в диапазоне от 0.4 до 1.1 °C за этот же период. В осенний сезон основное повышение температуры наблюдалось в районе Чукотского моря. Здесь оно составило около 4.5 °C за 30 лет.

Представление о сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячной температуры возду-

ха на высоте 2 м над Белым морем в 1979–2011 гг. дает рис. 5.1.3 (Костяной и др., 2013). За 33-летний период линейный тренд температуры воздуха составил 0.063 °C/год. Таким образом, температура воздуха с 1979 по 2011 г. увеличилась в среднем на 2.1 °C. Наиболее заметно повышение летних температур воздуха было в 2000-х годах. Самые низкие месячные температуры воздуха зимой в 2000-х годах наблюдались в 2007, 2010 и 2011 гг. (рис. 5.1.3).

5.1.2.2. Осадки

При анализе данных о суммах осадков за год или за сезон средние для того или иного региона величины сумм осадков (в отличие от способа вычисления средних значений температуры) получены арифметическим осреднением их значений на сети станций, прилегающих к акваториям рассматриваемых морей, и на островах.

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

На рис. 5.1.4 показана многолетняя изменчивость сумм осадков за холодный период (октябрь–май), в табл. 5.1.2 – параметры их изменений в теплый и холодный периоды года и в целом за год.

Общей для всего периода 1981–2010 гг. является тенденция к увеличению твердых осадков в районах арктических морей, за исключением Чукотского моря. Вместе с тем статистически значимое увеличение твердых осадков в 1981–2010 гг. отмечается только в районе Карского моря (табл. 5.1.2). Увеличение сумм осадков холодного периода на станциях, прилегающих к акватории Карского моря, оцененное с помощью линейного

тренда, составило 15 % по отношению к среднему значению за эти годы.

В суммах осадков за теплый период (июнь–сентябрь) статистически значимых изменений не обнаружено, хотя в большинстве районов, за исключением моря Лаптевых, наблюдается тенденция к многолетнему уменьшению количества жидких осадков.

В целом, в годовых суммах осадков в широтной зоне 70–85° с.ш. российской Арктики статистически значимые изменения отсутствуют. Достоверное увеличение осадков холодного периода отмечено только на станциях, прилегающих к акватории Карского моря.

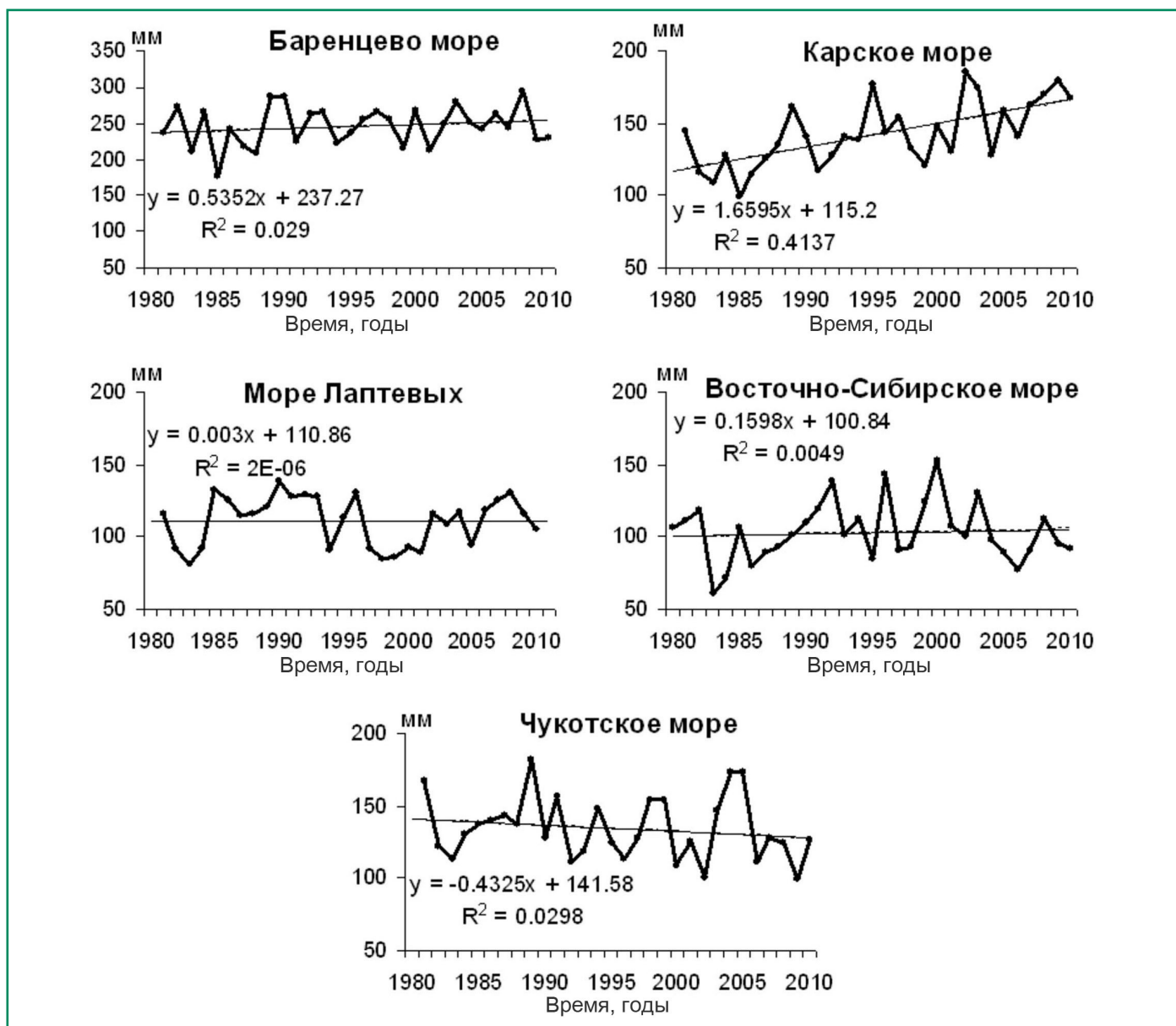


Рис. 5.1.4. Многолетняя изменчивость сумм осадков за холодный период (октябрь–май) в районах арктических морей в широтной зоне 70–85° с.ш.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

5.1.2.3. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова

Межгодовая изменчивость, как дат формирования снежного покрова, так и дат его разрушения велика – эти даты изменяются в пределах полутора месяцев (Радионов и др., 2012). За дату образования устойчивого снежного покрова принимался день, когда снежный покров занимал не менее половины видимой площади в окрестности станции, а за дату устойчивого разрушения снежного покрова весной считался день, когда снежный покров занимал не более половины видимой площади (Радионов и др., 1996).

Оценки линейного тренда дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова и его продолжительности в акваториях арктических морей, на территории Канадского архипелага и в околополюсном районе приведены в таблице 5.1.3.

Во всех районах арктических морей наблюдается тренд к более позднему образованию снежного покрова. В изменениях сроков разрушения снежного покрова почти на всей территории севернее 70° с.ш. отмечаются тенденции к более раннему разрушению, особенно в районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Тренд к более поздним срокам разрушения снежного покрова отмечен только в районе Карского моря. В результате за последние 30 лет наблюдалась тенденция к уменьшению продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на всей территории севернее 70° с.ш.

Многолетний ход числа дней с устойчивым снежным покровом в районах арктических морей приведен на рисунке 5.1.5.

В целом за период 1981–2010 гг. почти для всех рассматриваемых районов сокращение периода со снежным покровом было статистически значимо на 5%-м уровне (см. табл. 5.1.3). Наибольшее сокращение продолжительности залегания снежного покрова произошло в районе Чукотского моря (18 дней за 30 лет). Несколько меньшее сокращение периода со снежным покровом было в районах Баренцева и Карского морей. Здесь его продолжительность уменьшилась на 15 дней. Наименьшими стали изменения в продолжительности залегания снежного покрова в районе моря Лаптевых.

По данным реанализа (GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>) в Белом море в последние примерно 30 лет наблюдается незначительное увеличение осадков (рис. 5.1.6) (Костяной и др., 2014). За 32-летний период линейный тренд увеличения осадков составил 1.98 мм/год. Таким образом, количество осадков с 1979 по 2010 г. возросло в среднем на 63 мм.

5.1.3. Морские гидрологические условия

5.1.3.1. Термохалинные характеристики

Несмотря на то, что наиболее выраженные климатические изменения термохалинного состояния СЛЮ наблюдаются в глубоководной час-

Таблица 5.1.3. Оценки линейного тренда дат образования b_o , дат разрушения b_p и продолжительности залегания b_n (сут/10 лет) устойчивого снежного покрова за период 1981–2010 гг.; доля дисперсии, объясняемой линейным трендом, D (%)

Море	Дата образования		Дата разрушения		Продолжительность залегания	
	b_o	D	b_p	D	b_n	D
Баренцево	-2.25	28.2	2.49	17.3	-4.55	52.6
Карское	-4.54	31.7	-0.35	17.0	-4.67	45.5
Лаптевых	-2.30	33.2	4.59	44.1	-1.06	12.1
Восточно-Сибирское	-5.52	54.7	5.15	45.3	-3.71	40.7
Чукотское	-5.94	55.9	1.27	20.2	-6.10	58.0

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, статистически значимые на 5%-м уровне.

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

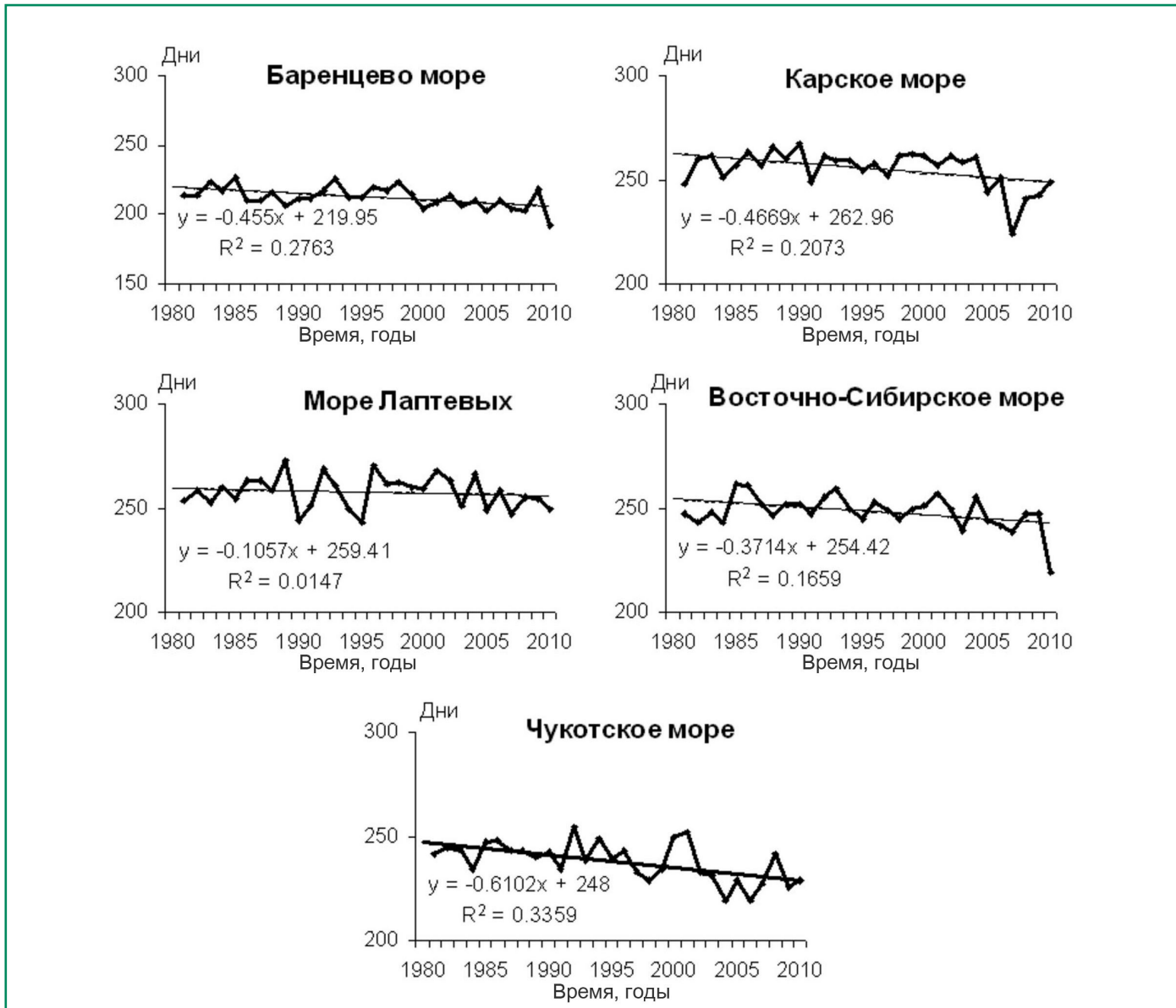


Рис. 5.1.5. Многолетняя изменчивость числа дней со снежным покровом в районах арктических морей в широтной зоне 70–85° с.ш.

ти Арктического бассейна, окраинные моря сибирского шельфа, с учетом их относительной площади, вносят существенный вклад в общую изменчивость отдельных элементов и характеристик арктической климатической системы. Большой объем информации, накопленной в течение прошлого столетия и в начале XXI века о морях Баренцевом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском, позволяет выявить основные тенденции долгопериодных изменений термохалинного состояния этих морей, а также высказать предположения о причинах, их обуславливающих.

Характерные максимальные значения солёности и минимальные значения температуры, близких к точке замерзания, связанные с осолонением и охлаждением при ледообразовании, приходится на март–май. Противоположно этому, в августе–сентябре на акватории морей наблюдаются максимальные значения температур и минимальные значения солёности вследствие таяния льда и речного стока, максимум которого приходится на июнь–июль (Shiklomanov et al., 2000). При этом на конец августа–сентябрь приходится минимум протяженности и толщины ледяного покрова (Comiso, 2006). В ряду всех окраинных морей российской Арктики Ба-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

ренцево и Карское моря занимают особое место. Постоянный приток вод из северной Атлантики поддерживает среднюю температуру воды гораздо выше температуры замерзания в течение зимнего периода в обоих морях, а сами колебания термохалинных характеристик тесным образом сопряжены друг с другом, что хорошо видно из рисунка 5.1.7. При этом характер долгопериодной изменчивости в большой степени определяется динамическими процессами в атмосфере, что подтверждается высокой степенью коррелированности характеристик с индексом Североатлантического колебания (САК). Основным фактором, определяющим текущее термохалинное состояние вод Баренцева и Карского морей, является поступление более теплых и соленых вод с акватории Североευропейского бассейна и, соответственно, его изменение во времени.

С конца 70-х годов прошлого века отмечается выраженный положительный тренд средних интегральных значений температуры и солености в Баренцевом и Карском морях. Так, в конце 2000-х годов средние летние и зимние температуры Ба-

ренцева моря находились на уровне около $+1.9..2.1$ и $+0.9..1.1^{\circ}\text{C}$, что почти на один градус Цельсия выше соответствующих температур в конце 1970-х. Увеличение температуры происходило одновременно с ростом солености, которая изменилась с примерно 34.73 до 34.8‰ зимой и с 34.55 до 34.67‰ летом (рис. 5.1.7). Аналогичная ситуация наблюдается в Карском море, где рост как летних так и зимних температур с конца 1970-х годов составил $0.8-0.9^{\circ}\text{C}$. Соленость Карского моря к концу 2000-х годов также увеличилась на $0.5-0.6\text{‰}$ по сравнению с 1980-м годом.

Тренды температуры и солености в морях восточного сектора российской Арктики, рассчитанные по 10-метровым слоям, демонстрируют достаточно быстрое убывание значений трендов с глубиной (рис. 5.1.8). Исключение составляют отдельные слои в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Но если в первом из них отсутствие изменчивости по вертикали может быть объяснено относительно слабой стратифицированностью водной толщи, то для Восточно-Сибирского моря су-

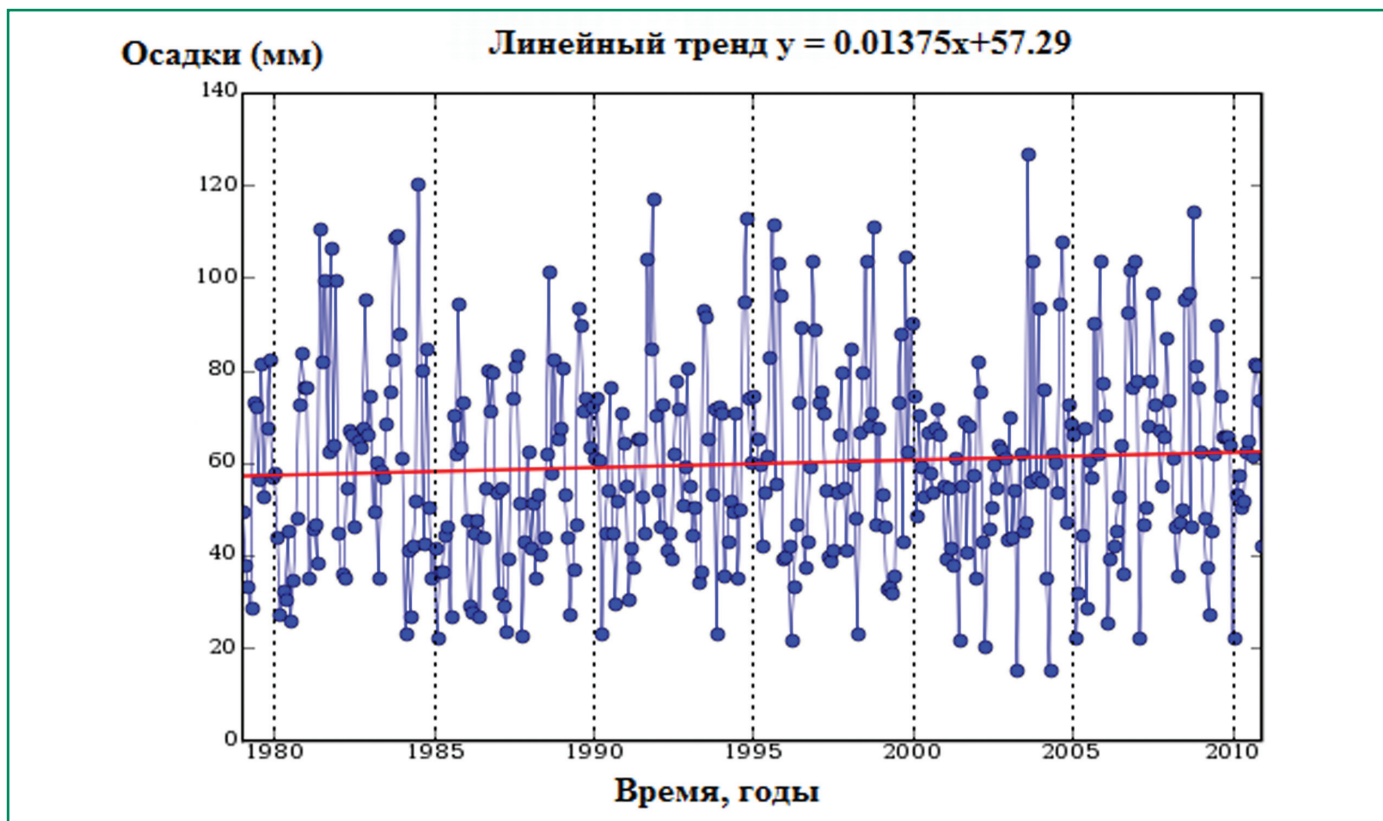


Рис. 5.1.6. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Белым морем ($64-68^{\circ}$ с.ш., $33-44^{\circ}$ в.д.) в 1979–2010 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

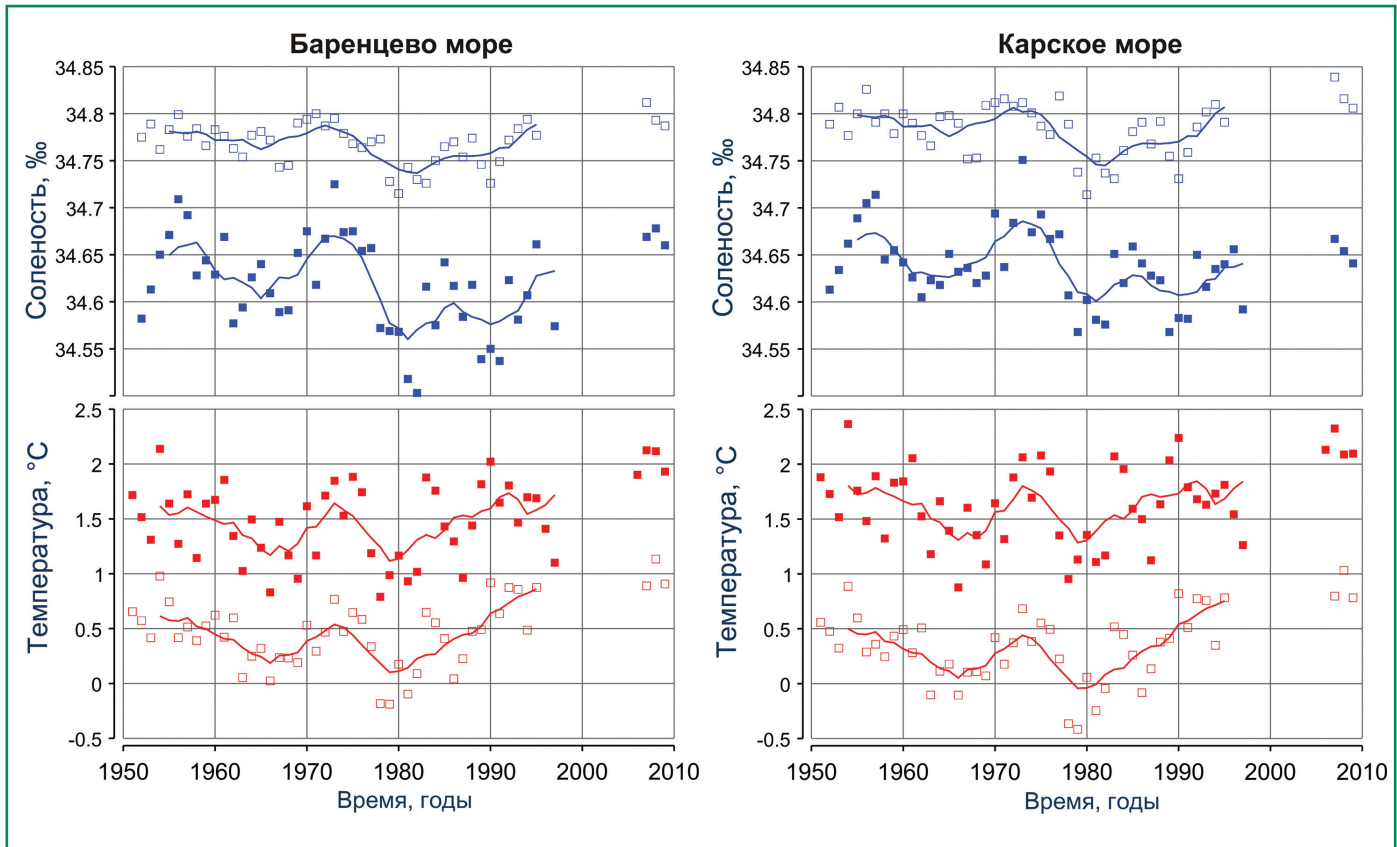


Рис. 5.1.7. Сравнительное изменение средней интегральной солёности и температуры морей Баренцева (в слое от поверхности до дна) и Карского (в слое от поверхности до 200 метров) в летний (сплошные квадраты) и зимний (незалитые квадраты) период. Сплошными кривыми показаны 7-летние скользящие средние.

ществленные вариации трендов могут объясняться небольшим количеством данных наблюдений. При этом самые глубоководные слои расположены в северной части моря, наименее покрытой сеткой океанографических станций. Полученные результаты подтверждают, что вклад верхнего 15–20 метрового слоя морей Карского (Steele, Ermold, 2004), Лаптевых и Восточно-Сибирского (Steele, Ermold, 2004; Dmitrenko et al., 2007) является определяющим в интегральной изменчивости всей водной толщи этих морей от поверхности до дна.

С учетом относительного веса каждого слоя, в морях Карском, Лаптевых и Чукотском верхний 50-метровый слой отвечает более чем за 95% общей изменчивости каждой характеристики в пределах выделенных областей, как в зимний, так и в летний период. При этом мелководное Восточно-Сибирское море целиком расположено в пределах 50-метровой изобаты. Это позволяет использовать изменчивость верхнего 50-метрового слоя, как показатель интегральной изменчивости термохалинного состояния морей сибирского шельфа.

Наибольшая изменчивость солёности верхнего 50-метрового слоя отмечается в Восточно-Сибирском море и в море Лаптевых. Стандартные отклонения от средних многолетних значений солёности в зимний период составляют здесь 0.93 и 1.06‰, а летом – 1.12 и 1.64‰ соответственно. Это значительно выше изменчивости в Баренцевом (0.03/0.09‰ – зима/лето), Карском (0.63/0.64‰) и Чукотском (0.47/1.05‰) морях. При этом многолетняя изменчивость средних температур всех морей в летний период изменяется в достаточно узком диапазоне от 0.49°C в Баренцевом море до 0.91°C в Чукотском (Кириллов и др., 2009).

Результаты наблюдений за температурой и солёностью в морях сибирского шельфа свидетельствуют о наличии значимых трендов как летней, так и зимней солёности, а также летней температуры. При рассмотрении периода начиная с 1965 г., который, в целом, характеризуется положительным трендом значения индекса арктической осцилляции (или увеличением переноса теп-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Таблица 5.1.4. Оценки линейных трендов солености и содержания пресной воды верхнего 50-метрового слоя, рассчитанные по временным рядам со степенью покрытия более 20%. Жирным шрифтом выделены оценки трендов 85%-го уровня достоверности

Сезон	Море	1935–1965 гг.			1965–1995 гг.		
		Оценка тренда, 10 %/год	Изменение СПВ за 30 лет, м (нормиро- вано на площадь)	Изменение СПВ и реч- ного стока за 30 лет, км ³	Оценка тренда, 10 %/год	Изменение СПВ за 30 лет, м (нормиро- вано на площадь)	Изменение СПВ и реч- ного стока за 30 лет, км ³
Зима	Карское	–	–	–	0.10	–0.40	–278
	Лаптевых	–	–	–	–0.16	0.48	240
	ВСМ****	–	–	–	–0.51	1.53	1034
	Чукотское	–	–	–	–0.31	1.35	477
Лето	Карское	0.09	–0.41	–290 (–50*)	0.09	–0.36	–257 (66*)
	Лаптевых	0.28	–1.00	–510 (39**)	–0.08	0.30	152 (15**)
	ВСМ	0.84	–2.98	–2053 (0***)	–0.27	0.98	671 (1***)
	Чукотское	0.10	–0.45	–174	–0.09	0.37	145

* – суммарный сток рек Оби и Енисея; ** – сток Лены; *** – сток Индигирки; **** – Восточно-Сибирское море.

ла и влаги из северной Атлантики в северные районы Евразии), можно отметить присутствие отрицательных трендов зимней солености в морях восточного сектора (таблица 5.1.4). Изменения солености в летний период не столь значительны, хотя тренд также отрицателен (таблица 5.1.4). Оценка вклада стока наиболее крупных рек региона в формирование наблюдаемых изменений солености в периоды уменьшения и увеличения индекса арктической осцилляции показывает, что величина речного стока значительно меньше наблюдаемых изменений содержания пресной воды (СПВ).

Влияние разности осадки-испарение на изменения СПВ в морях сибирского шельфа также не существенно. Хотя для всей акватории СЛО вклад разности осадки-испарение сопоставим с объемами речного стока в арктические моря, для выделенных районов этот вклад можно принять пренебрежимо малым.

Наблюдаемое уменьшение зимних значений солености на акваториях морей сибирского шельфа может быть вызвано рядом причин, связанных с атмосферными процессами. Одним из возможных факторов является ослабление выноса льдов в осенне-зимний период и закрытие заприпайных полыней, вследствие чего замедляется процесс образования нового льда.

Однако по результатам спутниковых наблюдений удалось установить, что изменение направления дрейфа льда при переходе от циклонического к антициклоническому режиму циркуляции атмосферы над Арктикой, приводит к незначительным изменениям выноса льдов из районов окраинных морей. В большинстве случаев, с учетом конфигурации открытой северной границы исследуемых районов, при обоих режимах атмосферной циркуляции дрейф льда направлены вдоль открытой границы.

Другим фактором, влияющим на уменьшение солености в зимний период, является увеличение температур воздуха, определяющих скорость нарастания льдов. Изменение количества тепла, переносимого в Арктический регион из умеренных широт, и общее изменение теплового состояния атмосферы во второй половине прошлого века привело к тому, что над акваториями всех морей сибирского шельфа, начиная с 60-х годов прошлого века, наблюдается устойчивый рост температуры воздуха.

Оценка изменений суммарной толщины льда, образующегося за зиму, выполненная в работе (Rothrock, Zhang, 2005), показала, что наибольшие изменения толщин наблюдаются в Восточно-Сибирском и Чукотском морях. С 1965 по 1995 гг. изменение средней толщины общего количества

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

образующегося за зимние месяцы льда (с учетом вынесенного за пределы рассматриваемых районов) составило в этих морях порядка 2.0 и 1.2 м, соответственно (в Восточно-Сибирском толщина изменилась от 4.1 до 2.1 м, а в Чукотском от 2.9 до 1.7 м). С учетом поправки на соленость льда, эти величины достаточно близки к оценкам изменений содержания пресной воды за этот же период времени, которые составляют 1.53 м для Восточно-Сибирского моря и 1.35 м для Чукотского моря (таблица 5.1.4). Изменение толщины ледяного покрова в море Лаптевых, согласно оценкам (Rothrock, Zhang, 2005), составляет около 0.80 м (изменение от 2.7 до 1.9 м), что также сопоставимо с вычисленным изменением содержания пресной воды в 0.48 м. Наблюдаемые различия находятся в пределах доверительного интервала трендов солености.

Однонаправленность наблюдаемых трендов солености во всех морях не может быть вызвана исключительно перераспределением речного сто-

ка, как одного из наиболее вероятных факторов формирования долгопериодной изменчивости солености. В связи с этим, наиболее вероятными причинами возникновения климатических трендов солености в летний период являются долгопериодные изменения в процессах таяния и выноса морских льдов, а также водообмена на жидких границах исследуемых областей, что находится в соответствии с общими тенденциями уменьшения солености верхнего слоя в глубоководной части Арктического бассейна (Обзор, 2012). В пользу первого фактора свидетельствуют наблюдаемые тенденции увеличения температуры воды после 1965 г. (таблица 5.1.5). Хотя температуры воздуха в летний период меняются незначительно (Кириллов и др., 2009), уменьшение протяженности ледяного покрова в морях сибирского шельфа способствует уменьшению среднего альbedo поверхности и накоплению большего количества тепла в водной толще. Это тепло, в свою очередь, расходуется на усиление таяния льда.

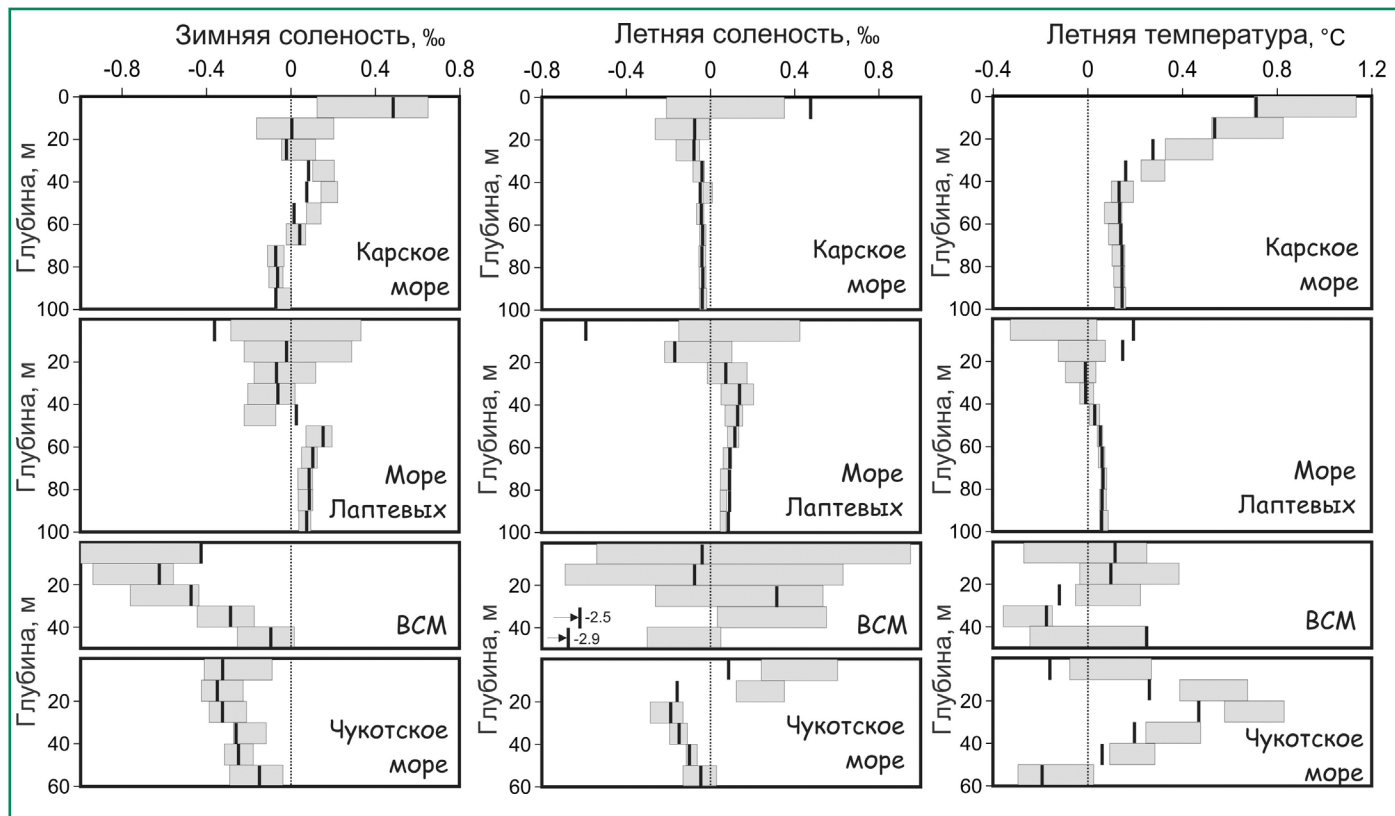


Рис. 5.1.8. Тренды солености и температуры в морях сибирского шельфа по 10-метровым слоям в период с 1965 по 2005 гг. Значения трендов представлены в промилле и градусах Цельсия за 10 лет. Ширина полосы тренда соответствует 85% доверительному интервалу. Черной чертой отмечены значения трендов, рассчитанных при покрытии данными более 20% акватории моря.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

В абсолютных значениях увеличение температуры с конца 1970-х годов в морях восточного сектора российской Арктики выражено в меньшей степени, чем в Баренцевом и Карском. Так, в море Лаптевых средняя температура верхнего 50-метрового слоя моря к концу 2000-х годов увеличилась примерно на $+0.4^{\circ}\text{C}$ и на $+0.3..0.4^{\circ}\text{C}$ – в Чукотском. Оценить трендовую составляющую изменения температуры в Восточно-Сибирском море не представляется возможным из-за относительно малого количества данных наблюдений, хотя также можно отметить тенденцию к появлению повышенных температур воды в 2000-х годах.

Изменчивость температуры поверхности моря (ТПМ) для Белого моря с января 1982 г. по декабрь 2011 г. прослежена с использованием спутниковых данных проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder по среднемесячным значениям ТПМ (рис. 5.1.9) (Костяной и др., 2014). В указанный период ТПМ менялась от $-1.5...-1.0^{\circ}\text{C}$ (фактически температуры замерзания морской воды) зимой до $7-13^{\circ}\text{C}$ летом. На графике выделяется минимум 1999 г., когда среднемесячная температура летом не поднималась выше 5°C . Наибольшие ТПМ достигались летом 2005, 2007 и 2010 гг., когда ТПМ превышала 12°C . Поскольку Белое море ежегодно замерзает, то очевидно, что летние ТПМ от года к году изменялись в большей степени, чем зимние, при этом амплитуда сезонных колебаний ТПМ была значительна. Линейный тренд среднемесячной ТПМ за период 1982–2011 гг. оказался равным $+0.077^{\circ}\text{C}/\text{год}$, т. е.

среднегодовая температура воды в море в целом увеличилась примерно на 2.3°C .

О межгодовой изменчивости солености Белого моря можно судить по данным Беломорской биологической станции “Картеш” (ББС) Зоологического Института РАН (Санкт-Петербург), расположенной в Карелии, в губе Чупа Кандалакшского залива Белого моря ($66^{\circ} 20.230'$ с.ш. $33^{\circ} 38.972'$ в.д.) за 1963–1998 гг. (Berger et al., 2003). На рис. 5.1.10 представлена межгодовая изменчивость аномалии солености верхнего 10–15-м слоя, которая показала наличие трех отдельных периодов. С 1963 по 1975 г. среднегодовые значения солености варьировались в пределах $1-1.5\text{‰}$, затем соленость моря резко уменьшилась на 3‰ к 1982 г., после чего наблюдался плавный рост солености до 2000 г., во время которого она увеличилась примерно на 2‰ . Поэтому общий линейный тренд изменения солености Белого моря за указанный период оказался отрицательным, а именно $(-0.03)\text{‰}/\text{год}$.

5.1.3.2. Уровень моря

Повышение уровня СЛО есть результат многих процессов в земной, океанской, атмосферной и криосферной оболочках Земного шара, включая глобальное потепление. Оно может оказать существенное влияние на эрозию берегов арктических морей, условия мореплавания, добычу и транспортировку нефти и газа и другие виды хозяйственной деятельности в Арктике.

Таблица 5.1.5. Оценки линейных трендов средней летней температуры верхнего 50-метрового слоя, рассчитанные по временным рядам со степенью покрытия более 20%. Жирным шрифтом выделены оценки трендов 85%-го уровня достоверности

Море	1935–1965 гг.			1965–1995 гг.		
	Оценка тренда, $10^{\circ}\text{C}/\text{год}$	Изменение теп- лосодержания за 30 лет, Дж	В эквиваленте дополнитель- ного потока тепла за июль–август, $\text{Вт}/\text{м}^2$	Оценка тренда, $10^{\circ}\text{C}/\text{год}$	Изменение теп- лосодержания за 30 лет, Дж	В эквиваленте дополнитель- ного потока тепла за июль–август, $\text{Вт}/\text{м}^2$
Карское	-0.09	-34 10^{18}	-9.4	0.41	154 10^{18}	42
Лаптевых	-0.08	-15 10^{18}	-5.6	0.09	17 10^{18}	6
ВСМ	-0.04	-9 10^{18}	-2.5	0.29	71 10^{18}	20
Чукотское	0.13	27 10^{18}	13.2	0.16	33 10^{18}	16

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

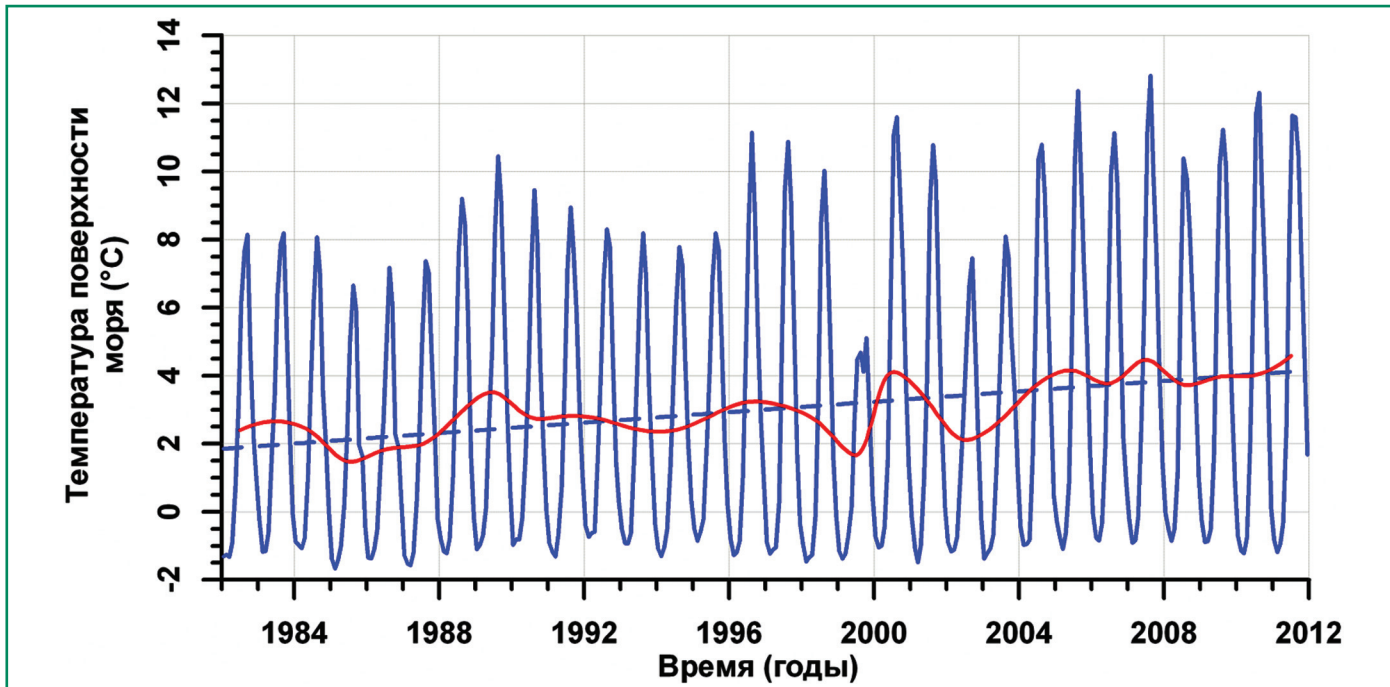


Рис. 5.1.9. Межгодовая изменчивость среднемесячных значений ТПМ ($^{\circ}\text{C}$) в Белом море в целом в 1982–2011 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder. Красная линия – изменчивость среднегодовой ТПМ.

Изменение высоты уровня моря может быть представлено как результирующая сумма вкладов различных факторов, среди которых: – приливные колебания уровня; – изменения атмосферного давления и ветра; – изменения характера циркуляции вод; – стерическая составляющая колебаний; – эвстатические колебания уровня за счет изменений объема воды в океане (осадки, испарение, таяние льда, речной сток, сток грунтовых вод и пр.); – изменения положения уровня, вызванные геологическими процессами типа постледникового подъема материков и/или оседания земной коры. В СЛО необходимо также учитывать фазовые превращения воды.

Инструментальные измерения уровня в арктических морях России начались в 1920–1930-е. Регулярные наблюдения за данным параметром были начаты в Карском море на станции о. Диксон в 1933 г., в море Лаптевых в бухте Тикси в 1934 г., в Восточно-Сибирском море на станции бухта Амбарчик в 1939 г., в Чукотском море на станции Мыс Шмидта в 1935 г. В 1980-е годы наблюдения за уровнем в арктических морях велись на 71 станции. Однако в 1990-е годы произошло резкое сокращение сети полярных станций, в настоящее время такие наблюдения ведут-

ся только на 21 станции, расположенной в арктических морях.

До конца 1940-х – начала 1950-х годов наблюдения за уровнем моря не привязывались к постоянной высотной основе, что делает невозможным использование этих данных в многолетнем анализе изменчивости данной характеристики. После перехода к постоянной высотной основе по данным наблюдений за уровнем арктических морей в ААНИИ были рассчитаны среднемесячные и среднегодовые уровни по каждой станции.

Максимальная продолжительность наблюдений, охваченных анализом, составила 52 года (п/ст Тикси), минимальная – 39 лет (п/ст б. Солнечная); средняя продолжительность – 534 месяца или 44.5 года. Минимальное значение средней квадратической ошибки составило 9.8 см (п/ст о. Малый Таймыр), максимальное 17.6 см (п/ст Неттен); среднее значение – 14.4 см. Линейный тренд оценивался методом наименьших квадратов. Среднее значение тренда, вычисленное по всем станциям арктических морей России, оказалось равным $+0.177 \pm 0.047$ см/год. При этом отмечается значительный разброс значений в зависимости от положения станций. Так, средний тренд для Баренцева

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

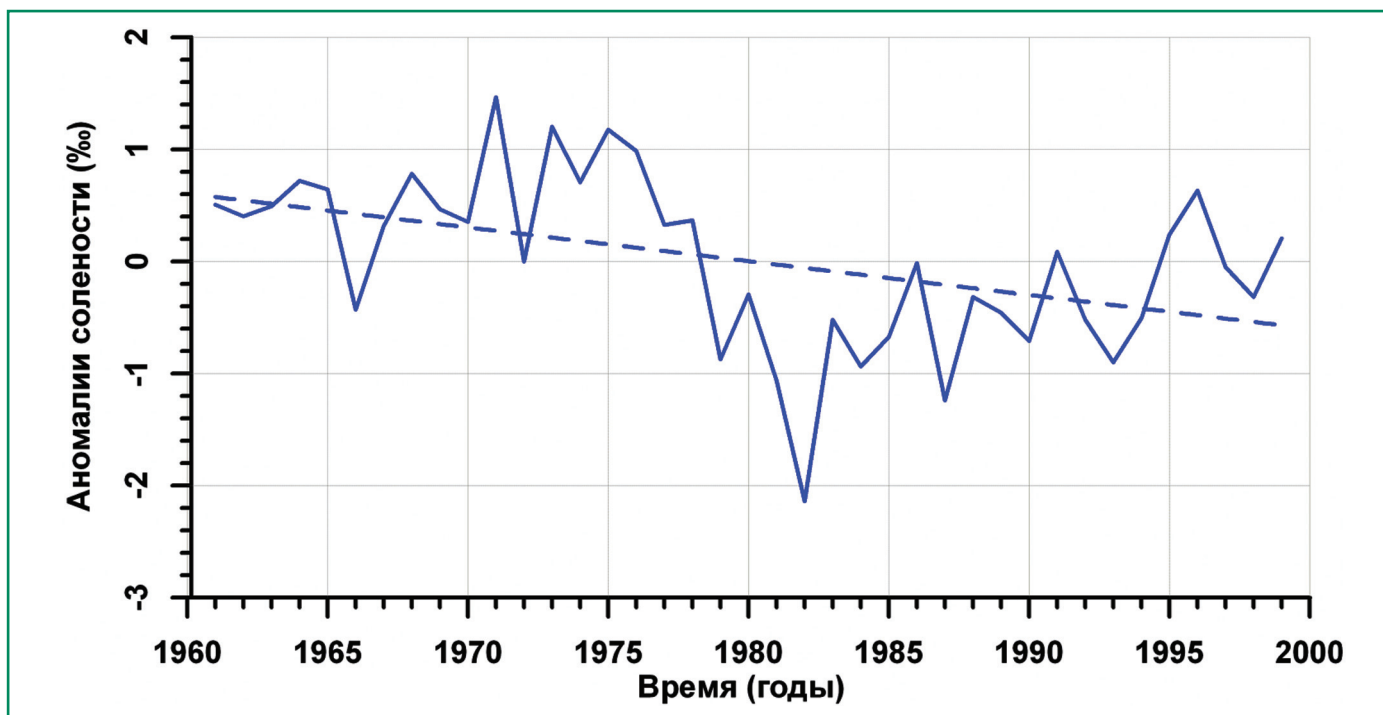


Рис. 5.1.10. Межгодовая изменчивость аномалии солёности (‰) Белого моря по данным Беломорской биологической станции «Картеш» (ББС) Зоологического Института РАН за 1963–1998 гг. (Berger et al., 2003).

моря равен -0.048 ± 0.042 см/год, для Карского моря $+0.182 \pm 0.047$ см/год, для моря Лаптевых $+0.259 \pm 0.045$ см/год, для Восточно-Сибирского $+0.131 \pm 0.051$ см/год и для Чукотского моря $+0.252 \pm 0.050$ см/год.

Пространственные вариации тренда среднего уровня моря могут объясняться различием в длинах рядов, по которым вычислялся тренд. Чтобы исключить влияние этого фактора был выделен период времени, в течение которого наблюдения за уровнем моря велись на всех сорока станциях арктических морей, что происходило в 1954–1989 годах. Результаты вычислений тренда средних уровней арктических морей за этот период представлены в таблице 5.1.6. Нетрудно заметить, что хотя величина среднего тренда при этом уменьшилась и составила $+0.123$ см/год, различие в значениях трендов для различных акваторий не исчезло.

Долговременные линейные изменения уровня моря, наблюдаемые на береговых станциях, в основном обусловлены двумя факторами: вертикальными движениями Земной коры и климатическими изменениями состояния атмосферы и гидросферы. Разделить эти составляющие, оперируя только данными наблюдений за колебаниями уровня, практически невозможно. Анализ

многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному проявляющийся в разных районах. Однако характерной чертой уровня режима для большинства районов является наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 года и после, с другой стороны. Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 года носили стационарный характер, его линейный тренд в этот период был близок к нулю (таблица 5.1.7): $+0.006$ – 0.114 см/год при среднем значении $+0.044$ см/год. После 1985 года характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рисунок 5.1.11): в 1985 году начался резкий подъем уровня и в конце 1980-х – начале 1990-х его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение, во многих районах арктических морей уровень даже вернулся к средним величинам, но затем в конце 1990-х – начале 2000-х годов он вновь стал расти и в 2005–2007 гг. достиг или превысил наблюдавшиеся ранее максимумы. Значение тренда за период 1984–2011 гг. (Обзор..., 2011) для различных районов арктических морей

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

Таблица 5.1.6. Оценки изменчивости среднегодовых уровней моря и значений трендов по станциям арктических морей за периоды наблюдений

Станция	Продолжительность наблюдений, мес.	Среднеквадратическое отклонение, см	Тренд за полный период наблюдений, см/год	Тренд за период наблюдений 1954-1989 гг., см/год	Ошибка тренда, см/год
Баренцбург	540	10.143	-0.151	-0.156	0.033
Мурманск	492	11.980	0.074	-0.091	0.046
Русская Гавань	474	12.483	-0.066	-0.113	0.050
Баренцево море	502	11.535	-0.048	-0.120	0.043
Мыс Желания	529	11.748	-0.05	-0.255	0.040
Мыс Болванский Нос	514	13.922	0.292	0.133	0.048
Югорский Шар	480	12.720	0.073	0.057	0.050
Амдерма	600	13.710	0.259	0.110	0.037
Моржовая	480	17.043	0.095	0.252	0.067
о. Визе	480	11.002	0.081	0.031	0.043
о. Диксон	559	16.041	0.197	0.090	0.050
о. Уединения	502	11.922	0.078	0.146	0.044
о-ва Известий ЦИК	534	12.931	0.061	0.049	0.044
м. Стерлегова	545	15.988	0.228	0.173	0.051
о. Исаченко	471	12.466	0.356	0.312	0.048
о. Голомянный	526	10.338	0.099	0.023	0.035
о. Правды	537	15.552	0.272	0.221	0.051
о. Гейберга	524	11.576	0.274	0.170	0.038
б. Солнечная	468	11.712	0.470	0.498	0.043
м. Челюскина	493	12.600	0.203	0.128	0.047
Карское море	515	13.204	0.187	0.134	0.046
о. Андрея	544	13.743	0.379	0.403	0.042
о. Малый Таймыр	504	9.848	0.273	0.238	0.034
о. Преображения	492	13.162	0.136	0.130	0.050
о. Дунай	595	15.744	0.175	0.180	0.045
Тикси	624	14.895	0.123	0.131	0.039
о. Муостах	538	17.475	0.300	0.176	0.057
о. Котельный	597	17.205	0.440	0.417	0.046
пр. Санникова	612	15.592	0.094	0.052	0.043
м. Кигилях	598	13.985	0.025	-0.073	0.040
море Лаптевых	567	14.628	0.216	0.184	0.044
м. Шалаурова	591	14.248	0.055	0.026	0.041
Амбарчик	572	18.624	0.364	0.229	0.055
о. Четырехстолбовой	519	17.011	0.134	0.137	0.060
Рау-Чуа	550	16.563	0.001	0.015	0.053
о. Айон	561	16.159	0.073	-0.087	0.051
Певек	592	16.196	0.211	0.152	0.046
м. Биллингса	511	16.614	0.186	0.077	0.059
Восточно-Сибирское море	557	16.488	0.146	0.078	0.052
Мыс Шмидта	532	15.788	0.180	0.082	0.053
о. Врангеля	604	13.546	0.274	0.195	0.036
Ванкарем	600	16.847	0.323	0.256	0.046
о. Колочин	504	16.526	0.278	0.214	0.059
Неттен	537	17.604	0.204	0.201	0.058
Чукотское море	555	16.062	0.252	0.190	0.050
Среднее	538	14.331	0.177	0.123	0.047

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

составила от +0.023 до 0.475 см/год при средней величине 0.247 см/год и среднеквадратической ошибке 0.112 см/год. При этом наиболее значительные тренды были зафиксированы в юго-западной части Карского моря и в Восточно-Сибирском море.

О межгодовой изменчивости уровня в Белом море в 1993–2011 гг. можно судить по временно-

му ходу аномалий уровня (высоты морской поверхности) моря, рассчитанному по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon (Т/Р) и Jason 1/2 (J1/2) (рис. 5.1.12) (Костяной и др., 2014). Эта изменчивость характеризуется нерегулярным сезонным ходом уровня моря, амплитуда которого варьирует от 10 до 25 см. При этом, наблюдается его постепенный

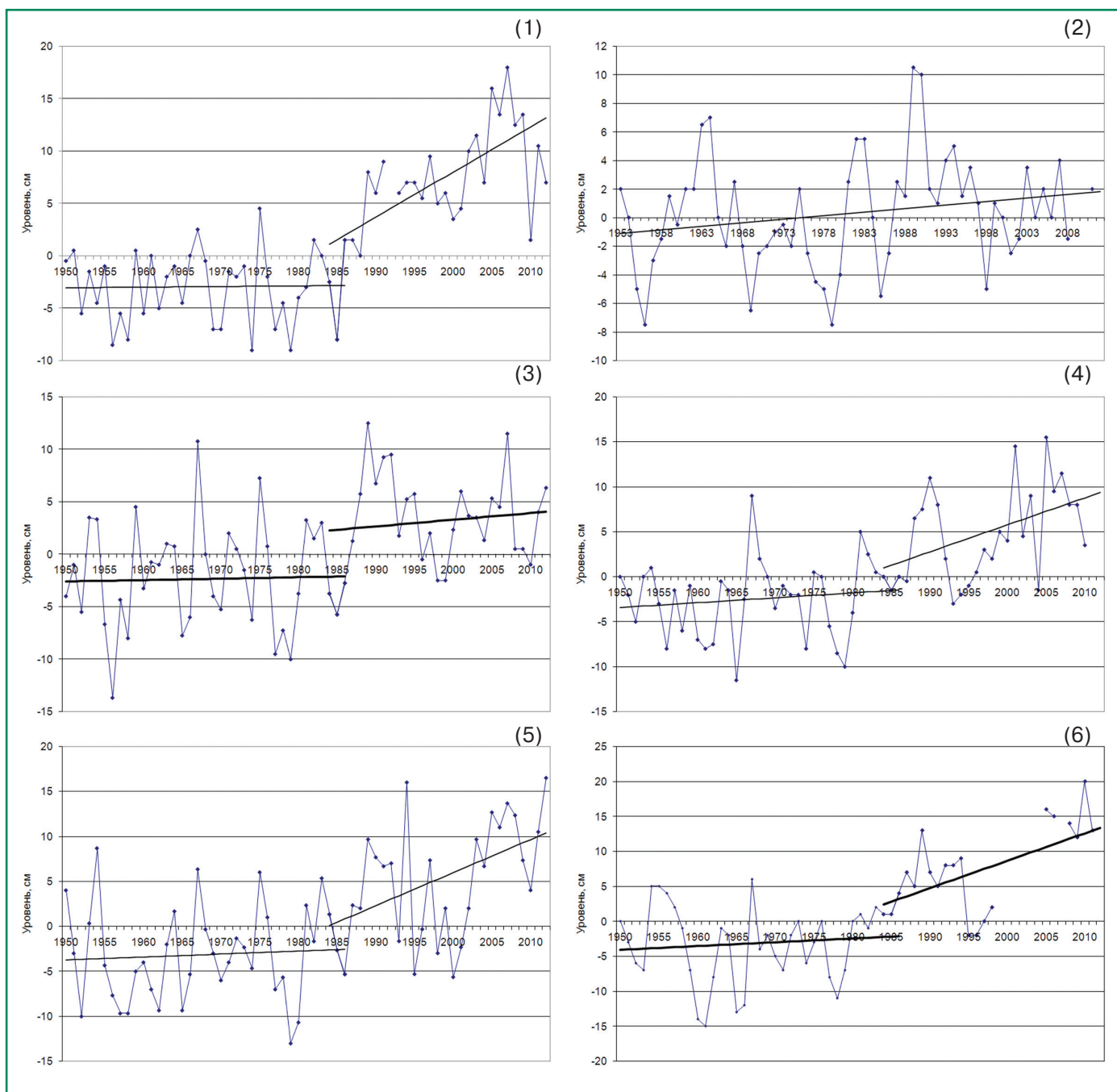


Рис. 5.1.11. Аномалии среднегодового уровня, осредненные по районам арктических морей: 1 – юго-запад Карского моря; 2 – север Карского моря; 3 – восток Карского моря; 4 – юг моря Лаптевых; 5 – Новосибирские о-ва; 6 – Восточно-Сибирское и Чукотское моря (средний уровень за сентябрь). Прямыми линиями показаны линейные тренды.

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

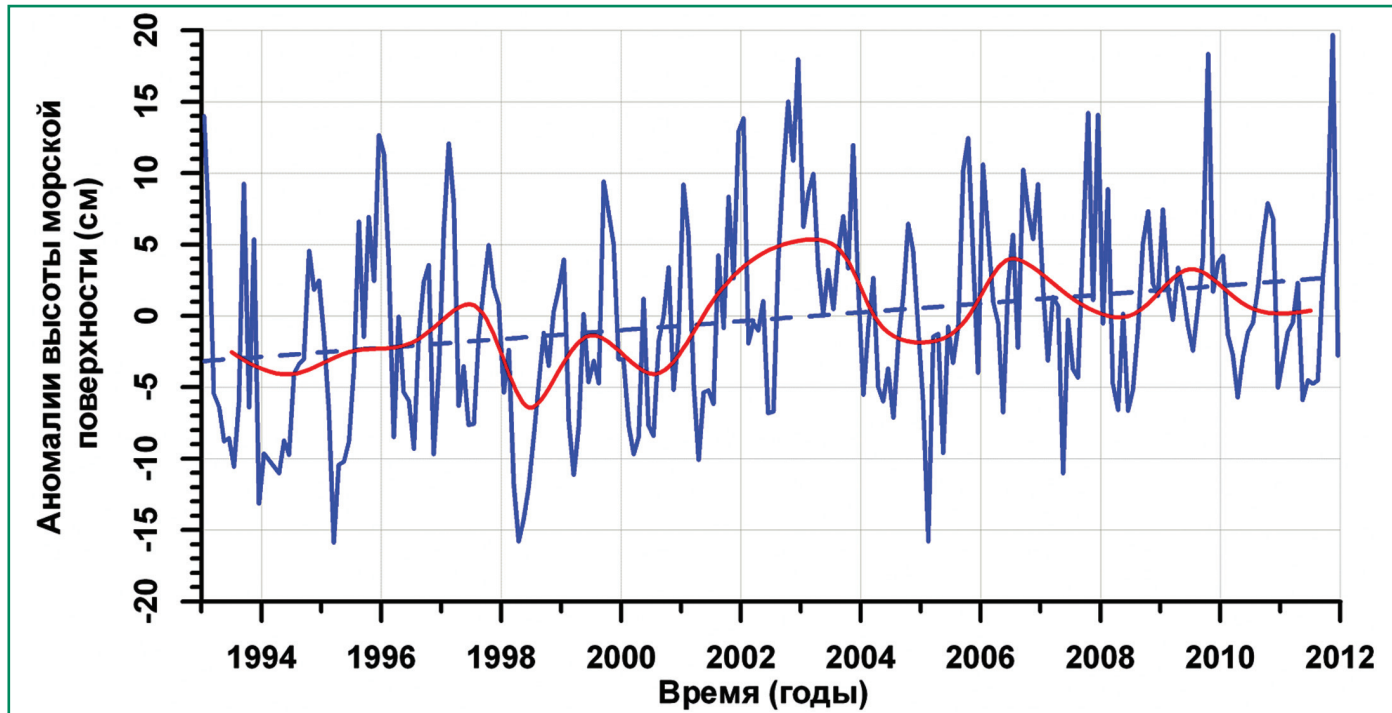


Рис. 5.1.12. Межгодовая изменчивость аномалий высоты морской поверхности (см) Белого моря за период с января 1993 по декабрь 2011 г. по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1. Линейный тренд нанесен пунктирной линией. Красная линия – изменчивость среднегодового уровня.

Таблица 5.1.7. Линейный тренд уровня моря (см/год) по районам арктических морей, оцененный для разных периодов

Район	Оценка линейного тренда (см/год)		
	1950–2011 гг.	1950–1986 гг.	1984–2011 гг.
Юго-запад Карского моря	+0.277 ± 0.032	+0.006 ± 0.053	+0.475 ± 0.099
Север Карского моря	+0.052 ± 0.031	–	–
Восток Карского моря	+0.128 ± 0.036	+0.016 ± 0.078	+0.023 ± 0.108
Юг моря Лаптевых	+0.208 ± 0.033	+0.055 ± 0.064	+0.288 ± 0.109
Новосибирские о-ва	+0.210 ± 0.041	+0.030 ± 0.080	+0.276 ± 0.136
Восточно-Сибирское море	+0.302 ± 0.047	+0.055 ± 0.084	+0.456 ± 0.124
Среднее	+0.220 ± 0.038	+0.032 ± 0.072	+0.247 ± 0.112

рост со средней скоростью 0.31 см в год, что соответствует средней скорости роста уровня Мирового океана. Таким образом, уровень Белого моря за последние 20 лет вырос примерно на 6 см.

5.1.4. Морской лед

5.1.4.1. Оценка изменения площади льдов в арктических морях

Морские льды – важная составляющая климатической системы Земли. Анализ данных на-

блюдений состояния ледяного покрова арктических морей показал, что площадь льдов, их толщина, сплоченность и другие характеристики заметно изменялись во времени. Климатические изменения ледяного покрова арктических морей в XX веке–начале XXI века характеризовались наличием отрицательного линейного тренда (рис. 5.1.13). На фоне этого тренда происходили межгодовые и циклические колебания различной продолжительности. Как показано в работах (Фролов и др., 2007; Frolov et al., 2009), во временной структуре изменений ледовитости

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

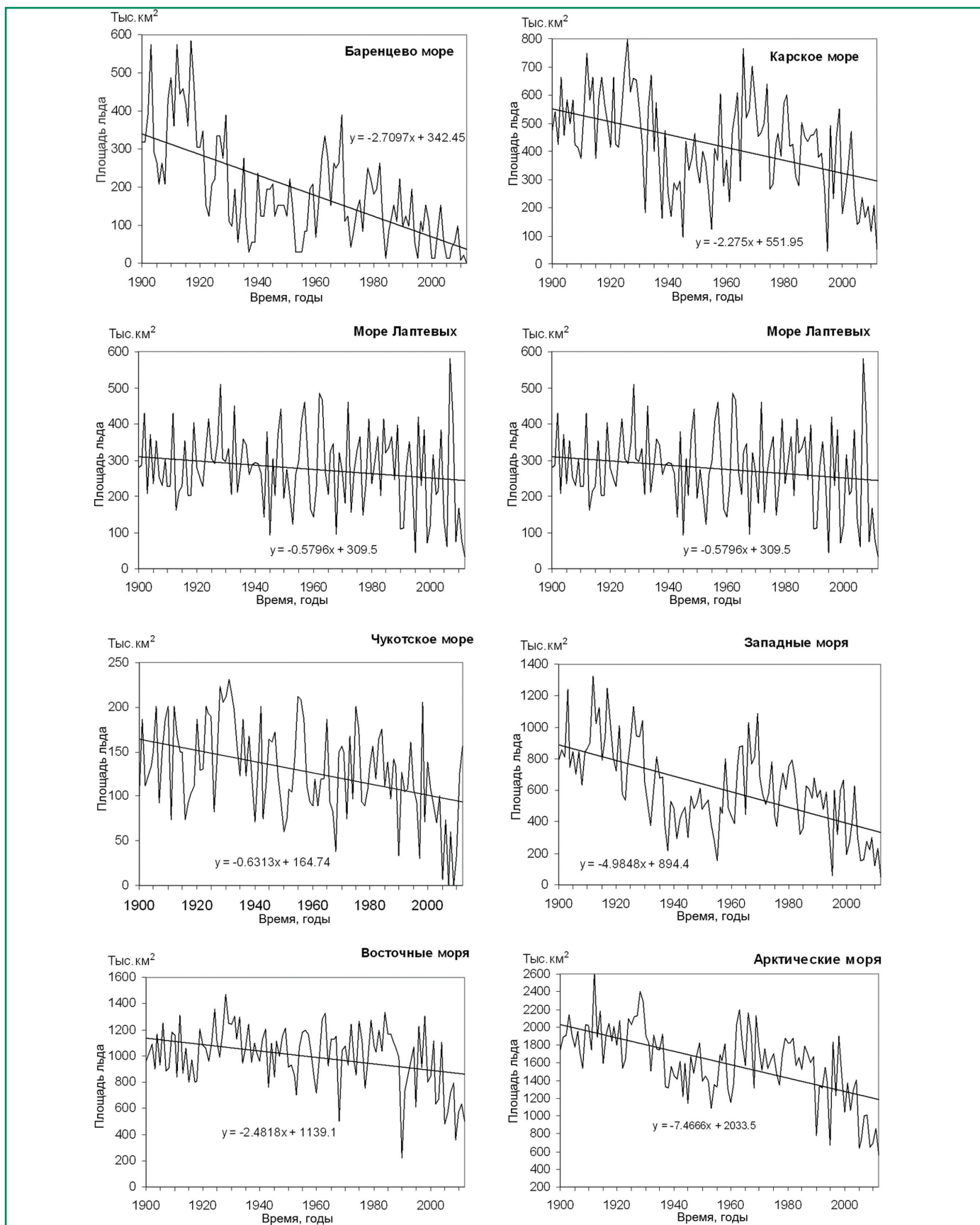


Рис. 5.1.13. Изменения ледовитости в каждом из арктических морей, суммарной ледовитости в западных морях (Баренцевом и Карском) и в восточных морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском) в августе за период 1900–2012 гг. (прямые линии – линейные тренды).

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

преобладают циклы продолжительностью около 60, 20 и 10 лет. Эти изменения имели пространственные особенности. В западных морях (Баренцевом, Карском) наблюдался более значительный отрицательный линейный тренд ледовитости, на фоне которого происходили длительные колебания, основным из которых был цикл близкий к 60 годам. В восточных арктических морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском) линейные тренды менее выражены, колебания ледовитости характеризуются большей межгодовой изменчивостью, и 60-летний цикл выражен слабее. Сравнить характер колебаний ледовитости в западных и восточных морях и их линейные тренды можно на рисунке 5.1.13.

Вследствие межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий, под влиянием которых формируется ледяной покров, в арктических морях складываются различные по сложности ледовые условия. Они различаются состоянием основных элементов ледяного покрова и их распределением по акваториям морей в различные климатические периоды.

Как известно (Фролов и др., 2007), согласно колебаниям температуры воздуха в арктической зоне, наиболее “холодный” период в XX веке наблюдался в 1965–1975 гг., а в XXI веке 2001–2012 гг. можно отнести к “теплому” периоду. Промежуточный период 1976–2000 гг. достаточно детально исследовался в отношении показателей ледового режима арктических морей в летнее и осенне-зимнее время.

В таблице 5.1.8 приведены сравнительные оценки ледовитости в арктических морях в различные климатические периоды. Происходив-

шие изменения ледовитости от “холодного” периода к “теплому”, представленные в таблице 5.1.8, наиболее существенны в морях Карском и Восточно-Сибирском. Средняя ледовитость в этих морях уменьшилась на 37 % и 31 %, соответственно. В теплый период эти моря чаще других почти полностью или полностью очищались ото льдов. В среднем общая площадь льдов в арктических морях уменьшилась на 20%, что соответствует 786 тыс. км², и сравнима с площадью Восточно-Сибирского моря, равной 770 тыс. км².

Абсолютный минимум ледовитости Северного Ледовитого океана наблюдался в сентябре 2012 г. Общая площадь льдов в океане составила 3.41 млн км², что оказалось на 0.76 млн км² меньше предыдущего минимума, который наблюдался в 2007 г. и составлял 4.17 млн км².

Изменчивость площади ледяного покрова Белого моря с января 1982 г. по декабрь 2011 г. прослежена с использованием спутниковых данных проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSSST по среднемесячным данным (рис. 5.1.14) (Костяной и др., 2014). В указанный период площадь ледяного покрова менялась от нуля (море полностью очищается ото льда) летом до 50–70 тыс. км² зимой. Наибольшая площадь льда наблюдалась зимой 1985 и 1987 гг., после чего происходит ее уменьшение до настоящего времени. Амплитуда колебаний ледяного покрова значительно менялась в течение всего периода исследования. Линейный тренд изменения среднемесячной площади ледяного покрова за период 1982–2011 гг. оказался равным –209 км²/год, т. е. площадь льда в море в целом сократилась примерно на 6.3 тыс. км².

Таблица 5.1.8. Сравнение площадей льда в арктических морях в августе в “холодный” 1965–1975 гг. и “теплый” 2001–2012 гг. периоды, тыс. км²

Периоды	Баренцево море	Карское море	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море	Все моря
1965-1975 гг.	180	521	269	630	127	1727
2001-2012 гг.	46	215	221	389	69	941
Разность	134	306	48	241	58	786
Разность относительно площади моря, %	10	37	9	31	16	20

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

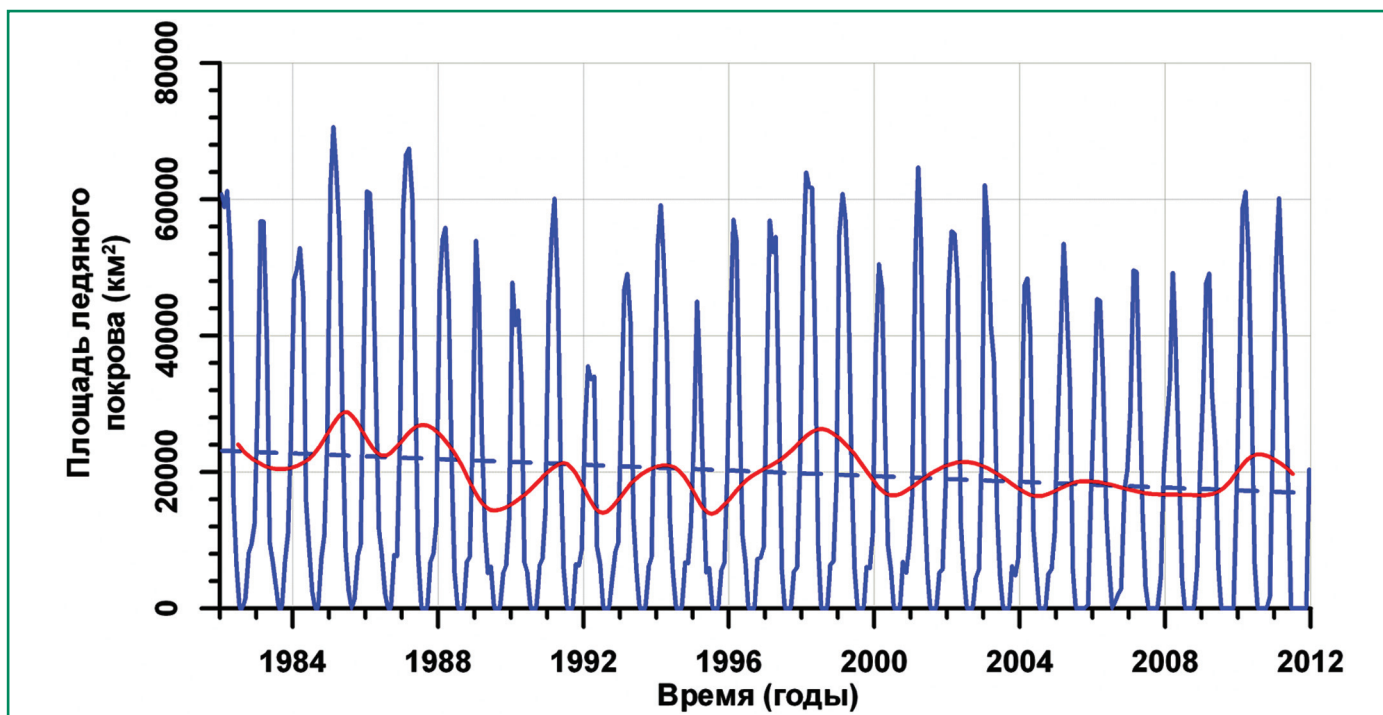


Рис. 5.1.14. Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова (км²) в Белом море в целом в 1982–2011 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSST. Красная линия – изменчивость среднегодовой площади льда.

5.1.4.2. Оценка изменения площадей сплоченных льдов в арктических морях

Наиболее важной характеристикой ледовых условий в летнее время в районах арктических морей являются ледяные массивы – скопления льдов сплоченностью 7–10 баллов. Эти льды обладают повышенной толщиной и торосистостью. В арктических морях сибирского шельфа выделено девять ледяных массивов. Они названы по их географическому положению (рис. 5.1.15).

В табл. 5.1.9 приведены значения разности среднемесячных площадей сплоченных льдов в арктических морях между “холодным” и “теп-

лым” периодами, а также вклад этой переменной в разности ледовитости между теми же климатическими периодами (%). Для каждого моря площади сплоченных льдов получены сложением площадей его ледяных массивов.

Как можно видеть из таблицы 5.1.9, наибольшее сокращение площади сплоченных льдов произошло в Карском море – в среднем на 208 тыс. км². В среднем за теплый сезон площадь сплоченных льдов уменьшилась на 475 тыс. км², с максимумом в августе – 675 тыс. км². В общем уменьшении ледовитости в июне–сентябре на сплоченные льды приходится 75% (табл. 5.1.9).

Таблица 5.1.9. Разности среднемесячных значений площади сплоченных льдов в арктических морях в июне–сентябре в “холодный” 1965–1975 гг и “теплый” 2001–2012 гг периоды, тыс. км²

Ледяные массивы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Средняя
Карское море	77	230	310	214	208
Море Лаптевых	68	73	200	113	113
Восточно-Сибирское море	8	28	106	212	88
Чукотское море	74	71	60	60	66
Общая площадь	227	402	676	599	475
Доля сплоченных льдов в суммарном изменении ледовитости, %	89	86	66	58	75

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

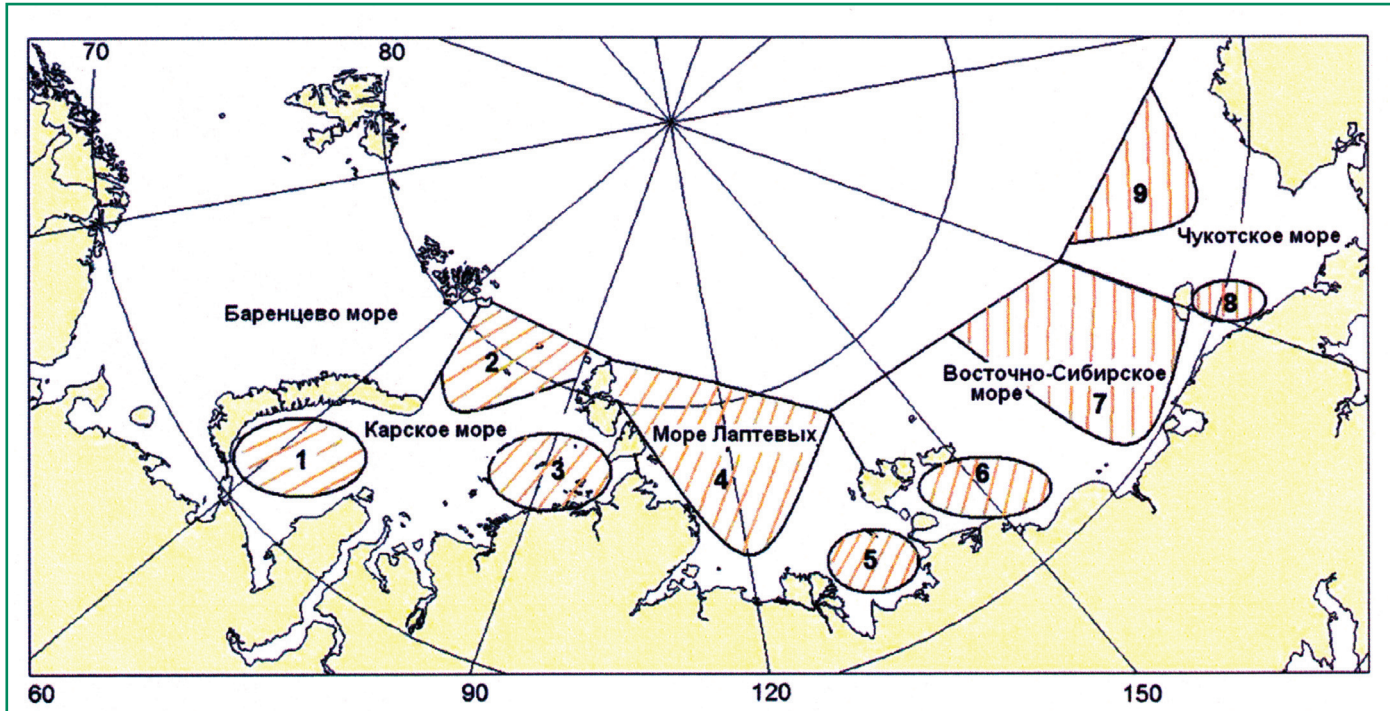


Рис. 5.1.15. Схема расположения ледяных массивов арктических морей. 1-Новоземельский, 2 – Карский Северный, 3 – Североземельский, 4 – Таймырский, 5 –Янский, 6 – Новосибирский, 7 – Айонский, 8 – Врангелевский, 9 – Чукотский Северный.

5.1.4.3. Оценка изменения сроков устойчивого ледообразования в арктических морях

Для оценки изменения сроков устойчивого ледообразования использованы данные наблюдений на полярных станциях в районах арктических морей (по 2 станции в каждом море). Как можно оценить по данным, приведенным в таблице 5.1.10, во всех морях в 2001–2011 гг. замерзание происходило позже, чем в 1965–1975 гг. в среднем на 12 суток. Позже других районов арктических морей в среднем на 22 и 21 сут ледообразование наступало в юго-западных частях Карского (п/с Амдерма) и Чукотского (п/с Врангель) морей

соответственно в закрытых бухтах (Диксон, Тикси) ледообразование наблюдалось в среднем на 3–7 сут позже, в открытых районах морей – в среднем на 9–13 сут позже.

5.1.4.4. Оценка изменения площади припая

Припайные (неподвижные) льды – характерный элемент ледового режима арктических морей в период нарастания ледяного покрова. Развитие и динамика припая, его внутригодовые, межгодовые и многолетние изменения являются хорошим показателем климатических изменений в арктических морях. Являясь препятствием для судоходства, припай в то же вре-

Таблица 5.1.10. Сравнение сроков устойчивого ледообразования на полярных станциях в “холодный” 1965–1975 гг и “теплый” 2001–2012 гг периоды

Периоды	Карское море		Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море	
	Амдерма	Диксон	Тикси	Кигилях	Айон	Валькаркай	Врангель	Ванкарем
1965–1975 гг.	27.X	6.X	4.X	2.X	3.X	8.X	3.X	11.X
2001–2011 гг.	18.XI	13.X	7.X	11.X	12.X	20.X	23.X	24.X
Разность, сут	22	7	3	9	9	12	20	13

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Таблица 5.1.11. Сравнение площадей припая в арктических морях в “холодный” 1965–1975 гг и “теплый” 2001–2012 гг периоды, тыс. км²

Периоды	Карское море	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море	Суммарная площадь
1965–1975 гг.	158	215	271	10	653
2001–2012 гг.	137	214	263	10	624
Разность	21	1	8	0	29
Отношение к средней площади, %	13	0.5	3	0	4

мя позволяет производить в зимний период грузовые и иные операции при осуществлении хозяйственной деятельности на шельфе арктических морей.

В районах арктических морей припай занимает от 7% до 53 % их площадей. Суммарная площадь припая в период максимального развития (в апреле–мае) составляет около 30% суммарной площади арктических морей. Менее всего припай развивается в юго-западной части Чукотского моря, наиболее значительны площади припая в восточной части моря Лаптевых, в западной части Восточно-Сибирского и в северо-восточной части Карского морей.

В таблице 5.1.11 приведены результаты сравнения площадей припая в “холодный” и “теплый” климатические периоды. В среднем за период 2001–2012 гг. общая площадь припая по сравнению с периодом 1965–1975 гг. уменьшилась на 29 тыс. км², что составляет около 4% от средней площади припая. Наибольшие изменения произошли в Карском море (в одном из западных морей), в большей степени подверженному влиянию теплых атлантических циклонов. В восточных морях (Лаптевых, Чукотском) изменения от холодного периода к теплему не наблюдались или они незначительны.

5.1.4.5. Оценка изменения толщины льда в арктических морях

В среднем толщина припайного льда несколько больше среднемноголетней величины в холодные климатические периоды. Из таблицы 5.1.12 видно, что наиболее заметные изменения происходят в Карском море. В среднем за последний период, толщина припая в районах полярных станций этого моря по сравнению с холодным периодом уменьшилась на 18 см. Максимум наблюдался на полярной станции Диксон (24 см).

В восточных морях (Лаптевых, Чукотском) изменения средней толщины припайного льда незначительны и не превышают в среднем 2% от средней многолетней величины. В Карском море эти изменения происходят в пределах 10% от средней величины.

5.1.4.6. Оценка изменения продолжительности ледового периода в арктических морях

Для оценки изменения продолжительности периода со льдом использованы данные наблюдений на полярных станциях в районах арктических морей (по 2 станции в каждом море). Как можно ви-

Таблица 5.1.12. Толщина припайных льдов в арктических морях в “холодный” 1965–1975 гг и “теплый” 2001–2012 гг периоды, см

Периоды	Карское море		Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море	
	Амдерма	Диксон	Тикси	Кигилях	Айон	Валькаркай	Врангель	Ванкарем
1965–1975 гг.	129	176	228	215	191	191	180	181
2001–2011 гг.	116	152	224	214	178	190	172	185
Разность	13	24	4	1	13	1	8	-4

5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

Таблица 5.1.13. Продолжительность периода со льдом в арктических морях в “холодный” 1965–1975 гг и “теплый” 2001–2012 гг периоды, сут

Периоды	Карское море		Море Лаптевых море		Восточно-Сибирское		Чукотское море		Средняя
	Амдерма	Диксон	Тикси	Кигилях	Айон	Валькаркай	Врангель	Ванкарем	
1965–1975 гг.	287	316	298	330	341	338	345	335	324
2001–2011 гг.	247	280	291	294	294	300	276	286	284
Разность	40	36	7	36	47	38	69	49	40

деть из таблицы 5.1.13, во всех морях в 2001–2011 гг. продолжительность ледового периода уменьшилась по сравнению с периодом 1965–1975 гг., и в среднем составила 284 суток, что на 40 суток меньше, чем в холодный период. В среднем уменьшение наиболее значительно в юго-западной части Чукотского моря, где оно составило 59 суток.

Изменчивость продолжительности ледового периода для Белого моря с января 1982 г. по декабрь 2011 г. прослежена с использованием спутниковых данных проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSSST по среднемесячным данным о ледяном покрове (рис. 5.1.16) (Костяной и др., 2014). Продол-

жительность ледового периода с 1983 по 1988 гг. сократилась с 305 до 275 дней, затем она стабилизировалась на этом уровне до 2005 г., после чего произошли резкие изменения в сторону уменьшения (в 2006 г.) и увеличения (в 2007 г.) продолжительности ледового периода, и вновь ее резкое уменьшение до 190–230 дней в последующие годы. Линейный тренд изменения продолжительности ледяного покрова за период 1982–2011 гг. оказался равным 2.2 дня/год, т. е. за 30 лет она сократилась на 66 дней.

Таким образом, по результатам оценки изменений основных характеристик ледового режима

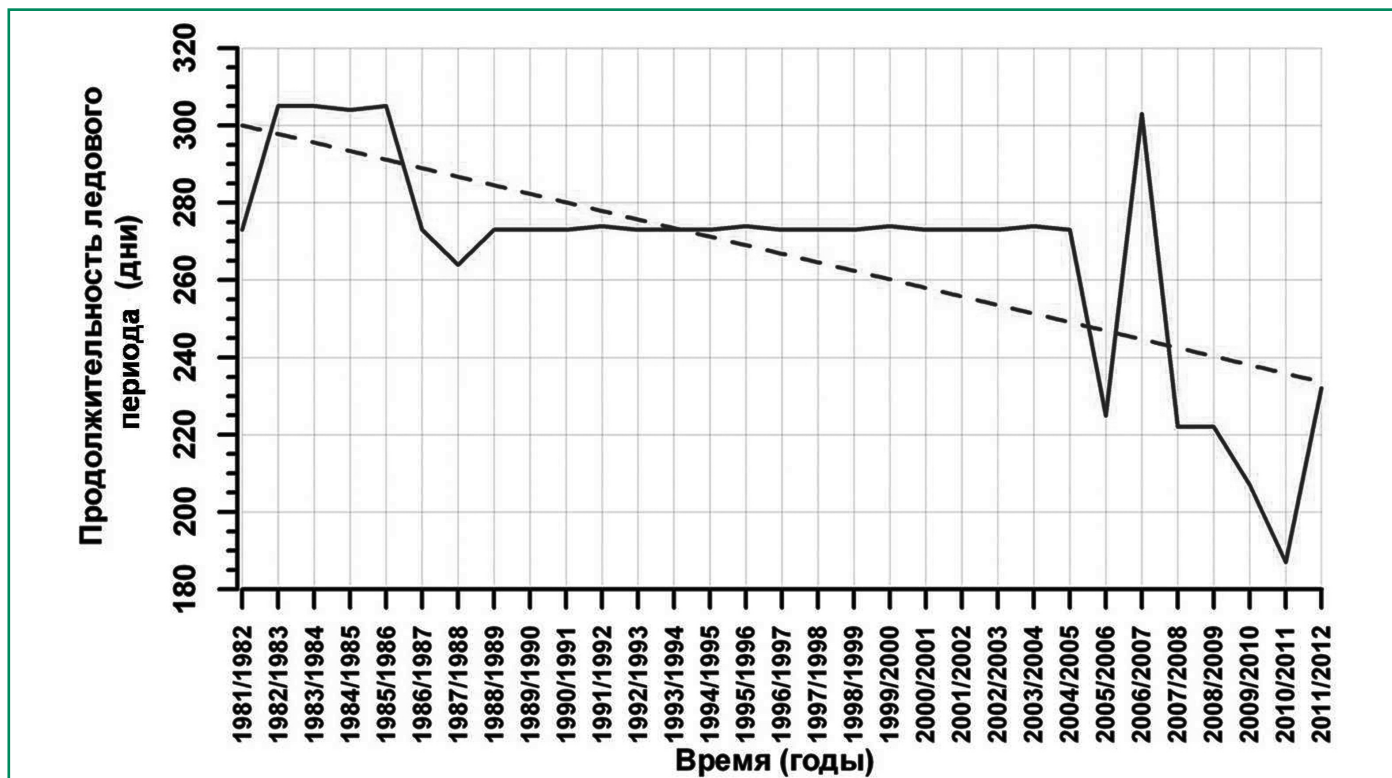


Рис. 5.1.16. Межгодовая изменчивость продолжительности ледового периода (дни) в Белом море в 1982–2011 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSSST. Пунктирная линия – линейный тренд.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

очевидны существенные улучшения ледовых условий в арктических морях во все сезоны года.

5.1.6. Заключение

В целом в северных морях на протяжении последних лет отмечались существенные изменения климатических условий, проявившиеся и в атмосфере и в гидросфере и криосфере. В то же время эти изменения по-разному проявлялись для различных регионов и сезонов года. Так, в зимний сезон повышение температуры в северной части Баренцева моря составило чуть более 4°C за 30 лет, а в районах морей азиатского сектора – Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского – повышение температуры было в диапазоне от 0.4 до 1.1°C за этот же период. В осенний сезон основное повышение температуры наблюдалось в районе Чукотского моря, где оно составило около 4.5°C за 30 лет. Вместе с тем статистически значимое увеличение суммы твердых осадков отмечалось только в районе Карского моря. Для всех районов арктических морей характерен тренд к более позднему образованию снежного покрова. В изменениях сроков разрушения снежного покрова почти на всей территории севернее 70° с.ш. прослеживаются тенденции к более раннему разрушению, особенно в районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В результате за последние 30 лет наблюдалась устойчивая тенденция к уменьшению продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на всей территории севернее 70° с.ш.

Результаты наблюдений за температурой и соленостью в морях сибирского шельфа свидетельствуют о наличии значимых трендов как летней, так и зимней солености, а также летней температуры. В абсолютных терминах увеличение температуры с конца 1970-х годов в морях восточного сектора российской Арктики выражено в меньшей степени, чем в Баренцевом и Карском. Так, в море Лаптевых средняя температура верхнего 50-метрового слоя моря к концу 2000-х годов увеличилась примерно на $+0.4^{\circ}\text{C}$ и на $+0.3..0.4^{\circ}\text{C}$ – в Чукотском. Оценить трендовую составляющую изменения температуры в Восточно-Сибирском море не представляется возможным из-за относительно малого количества

данных наблюдений, хотя также можно отметить тенденцию к появлению повышенных температур воды в 2000-х годах.

Характерной чертой уровня режима для большинства районов арктических морей является наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 года и после, с другой стороны. Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 года носили стационарный характер, линейный тренд уровня в этот период был близок к нулю. После 1985 года характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился: в 1985 году начался резкий подъем уровня и в конце 1980-х–начале 1990-х его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня, во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям, но затем в конце 1990-х–начале 2000-х годов уровень вновь стал расти и в 2005–2007 гг. достиг наблюдавшихся ранее максимумов или превысил их.

Существенные изменения наблюдались и в ледовых условиях Северного Ледовитого океана и арктических морей. Абсолютный минимум ледовитости СЛО за весь период наблюдений был отмечен в сентябре 2012 г. Общая площадь льдов в океане составила 3.41 млн km^2 , что оказалось на 0.76 млн km^2 меньше предыдущего минимума, который был зарегистрирован в 2007 г. и составлял 4.17 млн km^2 . Замерзание в арктических морях происходило позже, чем в 1965–1975 гг. в среднем на 12 суток. В среднем за период 2001–2012 гг. общая площадь припая по сравнению с периодом 1965–1975 гг. уменьшилась на 29 тыс. km^2 , что составляет около 4% от средней площади припая. Наибольшие изменения площади припая произошли в Карском море (в одном из западных морей), которое в большей степени подвержено влиянию теплых атлантических циклонов. В восточных морях (Лаптевых, Чукотском) изменения от холодного периода к теплому не произошли или они незначительны. Во всех морях в 2001–2011 гг. продолжительность ледового периода уменьшилась по сравнению с периодом 1965–1975 гг. и в среднем составила 284 суток, что на 40 суток меньше, чем в холодный период. В среднем уменьшение периода со льдом наиболее значи-

тельно в юго-западной части Чукотского моря, где оно в среднем составило 59 суток.

5.1.7. Литература

- Алексеев Г. В., Захаров В. Ф., Иванов Н. Е., 2007.** Изменение современного климата Арктики, Труды ААНИИ, т. 447, с. 7–17.
- Гудкович З. М., 1961.** Связь дрейфа льдов в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях, Труды Океанографической комиссии АН СССР, т. XI, с. 13–20.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2011 год, 2012.** М., Росгидромет, 83 с. (<http://www.meteorf.ru>).
- Захаров В. Ф., 1996.** Морские льды в климатической системе, СПб, Гидрометеиздат, 213 с.
- Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А., 2014.** Климатическая изменчивость ряда гидрометеорологических параметров морей России с 1979 по 2011 год. В кн.: Труды ГГО, 2014 (в печати).
- Кириллов С. А., Махотин М. С., Дмитренко И. А., 2009.** Климатическая изменчивость термохалинной структуры вод морей сибирского шельфа и ее причины, в сборнике “Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития” Кассенс Х., Лисицин А.П., Тиде Й., Полякова Е. И., Тимохов Л. А., Фролов И. Е. (ред.), Изд-во МГУ, с. 173–186.
- Лугина К. М., Сперанская Н. А., 1984.** Изменчивость средней годовой приземной температуры воздуха в высоких широтах северного полушария, Тр. ГГИ, № 295, с. 87–97.
- Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О., 1980.** Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана, Л., Гидрометеиздат, 270 с.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2010, 2011.** И. Е. Фролов (ред.), СПб, ААНИИ, 96 с. (<http://www.aari.ru/main.php>).
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2011, 2012.** И. Е. Фролов (ред.), СПб, ГНЦ РФ ААНИИ.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008.** М., Росгидромет.
- Радионон В. Ф., Брызгин Н. Н., Александров Е. И., 1996.** Снежный покров в Арктическом бассейне, СПб, Гидрометеиздат, 124 с.
- Радионон В. Ф., Александров Е. И., Брызгин Н. Н., Дементьев А. А., 2012.** Изменения температуры, осадков и снежного покрова в районах арктических морей за период 1981–2010 гг., Лед и Снег, вып. 4 (120) (в печати).
- Радионон В. Ф., Александров Е. И., Байбородова В. Р., Брызгин Н. Н., Дементьев А. А., 2004.** Многолетние изменения продолжительности залегания снега в Арктике, МГИ, вып. 97, с. 136–142.
- Тимохов Л. А., Чернявская Е. А., Никифоров Е. Г., Поляков И. В., Карпий В. Ю., 2011.** Пространственно-временная изменчивость солености воды в зимний период в слое 5–50 м Арктического Бассейна, ПАА, № 3(89), с. 5–19.
- Тимохов Л. А., Чернявская Е. А., Никифоров Е. Г., Поляков И. В., Карпий В. Ю., 2012.** Статистическая модель межгодовой изменчивости полей зимней солености поверхностного слоя в Арктическом бассейне, ПАА, № 1(90), с. 89–102.
- Филиппов В. В., Жуков М. А., 2004.** Проблемы устойчивого развития арктической зоны Российской Федерации, Аналитический доклад, <http://www.arctictoday.ru>.
- Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007.** Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа, СПб, “Наука”, 136 с.
- Фролов И. Е., Ашик И. М., Кассенс Х., Поляков И. В., Прошутинский А. Ю., Соколов В. Т., Тимохов Л. А., 2009.** Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана, ДАН, т. 429, № 5, с. 688–690.
- Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М., 2010.** Изменения климата Арктики и Антарктики – результат действия естественных причин, ПАА, № 2 (85), с. 52–60.
- Шерстюков Б. Г., Салугашвили Р. С., 2010.** Новые тенденции в изменениях климата Север-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- ного полушария Земли в последнее десятилетие, Труды ВНИИГМИ–МЦД, вып. 175, Обнинск, с. 43–51.
- Alekseev G. V., Kuzmina S. I., Nagurhy A. P., Ivanov N. E., 2007.** Arctic sea ice data sets in the context of climate change during the 20th century, in: *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*, Series: Brunnimann S. et al. (eds.), *Advances in Global Change Research*, vol. 33, 350 p.
- Alexander M., Matrosova L., Penland C., Scott J. D., 2008.** Forecasting Pacific SSTs: Linear Inverse Model Predictions of the PDO, *Journal of Climate*, 15 January, Volume 21, 676–691. DOI: 10.1175/2007JCLI1849.1.
- Barnston A., Ropelewski C., 1992.** Prediction of ENSO Episodes using canonical correlation analysis, *J. Clim.*, pp. 1316–1345.
- Bekryaev R. V., Polyakov I. V., Alexeev V. A., 2010.** Role of polar amplification in longterm surface air temperature variations and modern Arctic warming, *J. Climate*, 23, pp. 3888–3906.
- Berger V. J., Naumov A. D., Usov N., Zubaha M., Smolyar I., Tatusko R., Levitus S., 2003.** 36-year time series (1963–1998) of zooplankton, temperature, and salinity in the White Sea [CD-ROM], *International Ocean Atlas and Information Series*, 7[s.n.][s.l.], IV, 362 p.
- Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M.-Y., 2009.** Arctic air temperature change amplification and the Atlantic multidecadal oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14801, doi: 10.1029/2009GL038777.
- Comiso J. C., 2006.** Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover, *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L18504, doi: 10.1029/2006GL027341.
- D'Aleo J., Easterbrook D., 2010.** Multidecadal tendencies in ENSO and global temperatures related to multidecadal oscillations, *Energy & Environment*, vol. 27, no 5, pp. 437–460.
- Dmitrenko I. A., Kirillov S. A., Tremblay L. B., 2007.** The long-term and interannual variability of summer fresh water storage over the eastern Siberian Shelf. Implication for climatic change, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2007JC004304.
- Eden C., Jung T., 2001.** North Atlantic Interdecadal Variability: Oceanic Response to the North Atlantic Oscillation (1865–1997), *Journal of Climate*, vol. 14, pp. 676–691.
- Frolov I. E., Gudkovich Z. M., Karklin V. P., Kovalev E. G., Smolyanitsky V. M., 2009.** *Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial Ice Cover Observations.* Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 164 p.
- Gray S. T., Graumlich L. J., Betancourt J. L., Pederson G. T., 2004.** A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D., *Geophys. Res. Lett.*, 31: L12205, Bibcode 2004GeoRL..3112205G, doi:10.1029/2004GL019932.
- Guan Bin, Sumant Nigam, 2009.** Analysis of Atlantic SST Variability Factoring Interbasin Links and the Secular Trend: Clarified Structure of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *J. Climate*, 22 (15), pp. 4228–4240, Bibcode 2009JCLI...22.4228G, doi:10.1175/2009JCLI2921.1
- Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010.** Global surface temperature change, *Rev. Geophys.*, 48, RG 4004, doi: 1029/2010 RG 000345.
- Kaplan A., Cane M. A., Kushnir Y., Clement A. C., 1998.** Analysis of global sea surface temperatures 1856–1991, *J. Geophys. Res.*, 103.
- Keenlyside N. S., Latif M., Jungclauss J., Kornbluh L., Roeckner E., 2008.** Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector, *NATURE*, vol. 453, www.nature.com/doi/finder/10.1038/nature06921.
- Knight J. R., Folland C. K., Scaife A. A., 2006.** Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 33: L17706, Bibcode 2006GeoRL..3317706K, doi: 10.1029/2006GL026242.
- Lafit M., Barnett T. P., 1992.** Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and Predictability, *J. Clim.*, vol. 5, pp. 1316–1345.
- Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I., 2009.** Barents Sea multidecadal variability, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19604, doi: 10.1029/2009GL039847.
- Mochizuki T., Ishii M., Kimoto M., Chikamoto Y., Watanabe M., Nozawa T., Sakamoto T., Shiogama H., Awaji T., Sugiura N., Toyoda T.,**

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

- Yasunaka S., Tatebe H., Mori M., 2010.** Pacific decadal oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction, PNAS, vol. 107, no. 5, pp.1833–1837, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0906531107.
- Overland J. E., Wang M., 2010.** Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice, Tellus, 62A, pp. 1–9.
- Polyakov I. V., Alekseev G. V., Bekryaev R. V., Bhatt U., Colony R., Johnson M. A., Karklin V. P., Makshtas A. P., Walsh J., Yulin A.V., 2002.** Observationally based assessment of polar amplification of global warming, Geophys. Res. Lett. 29, 1878, doi:10.1029/2001GL011111.
- Polyakov I. V., Alekseev G., Bekryaev R., Bhatt U. S., Colony R. L., Johnson M., Karklin V., Walsh D., Yulin A., 2003.** Long-term variability of ice in the Arctic marginal seas, Journal of Climate, 16, pp. 2078–2085.
- Polyakov I. V., Alekseev G. V., Timokhov L. A., Bhatt U. S., Colony R. L., Simmons H. L., Walsh D., Walsh J. E., Zakharov V. F., 2004.** Variability of the intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the last 100 years, Journal of Climate, 17, pp. 4485–4497.
- Polyakov I. V., Bhatt U. S., Simmons H. L., Walsh D., Walsh J. E., Zhang X., 2005.** Multidecadal variability of North Atlantic temperature and salinity during the Twentieth Century, Journal of Climate, 18, pp. 4562–4581.
- Polyakov I. V., Alexeev V. A., Belchansky G. I., Dmitrenko I., Ivanov V. V., Kirillov S., Korablev A., Steele M., Timokhov L., Yashayev I., 2008.** Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes, Journal of Climate, 21, pp. 364–384.
- Polyakov I., Alexeev V., Bhatt U., Polyakova E., Zhang X., 2010.** North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability, Clim. Dyn., 34, pp. 439–457, DOI 10.1007/s00382-008-0522-3.
- Rigor I. G., Wallace J. M., Colony R. L., 2002.** Response of sea ice to Arctic Oscillation, J. Climate, 15, pp. 2648–2663.
- Rothrock D. A., Zhang J., 2005.** Arctic Ocean sea ice volume: What explains its recent depletion? Journal of Geophysical Research, 110, C01002, doi: 10.1029/2004JC002282.
- Shiklomanov I. A., Shiklomanov A. I., Lammers R. B., Peterson B. J., Vorosmarty C. J., 2000.** The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, E. L. Lewis et al. (eds.), Kluwer Academic, pp. 281–296.
- Soon W. W.-H., 2005.** Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years, Geophys. Res. Lett., 32, L16712, doi: 10.1029/2005GL023429, 2005.
- Steele M., Ermold W., 2004.** Salinity trends on the Siberian shelves, Geophysical Research Letters, 31, L24308, doi: 10.1029/2004GL021302.

Глава 5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

Т. Р. Еремина

Л. Ю. Бугров, А. А. Максимов, В. А. Рябченко, М. Б. Шилин

5.2.1. Введение

Балтийское море является внутриконтинентальным мелководным, замерзающим морем бассейна Атлантического океана. Оно омывает берега девяти стран: Дании, Германии, Польши, России, Финляндии, Швеции, Латвии, Литвы и Эстонии. Несмотря на то, что в Балтике России принадлежит лишь небольшая часть прибрежных ак-

ваторий в Финском заливе и в юго-восточной части моря (Калининградский шельф), региональные изменения климата и последствия этих изменений имеют большое значение для социально-экономического развития этих регионов. Это связано с тем, что российским прибрежным зонам Балтийского моря придается функция *основного звена* в стыковке экономических пространств России и Европейского Сообщества (ЕС). Вместе с тем, на водосборном бассейне моря, являющимся одним из крупнейших среди внутриконтинентальных морей, проживает более 85 миллионов человек. На приморских территориях РФ Финского залива проживает около 9 миллионов жителей,

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

включая пятимиллионный Санкт-Петербург, являющийся самым крупным городом Балтийского моря. Густонаселенность российских приморских территорий на Балтике, интенсификация хозяйственной деятельности: развитие судоходства, строительство портов и нефтяных терминалов, гидротехническое строительство, рыболовство, туризм – все это делает весьма актуальным получение оценок изменения климата и его последствий для обеспечения благополучия проживающего здесь населения.

Согласно существующим оценкам (BACC Author Group, 2008) потеплением климата в Балтийском регионе обусловлено увеличение повторяемости стихийных бедствий, в том числе, штормовых нагонов и катастрофических наводнений, с которыми все чаще сталкиваются жители прибрежных районов Балтийского моря. Для минимизации ущерба и возможных негативных последствий изменения климата для населения и ведения хозяйственной деятельности, многими странами Балтийского моря на основе реализации того или иного сценария климатических изменений разрабатываются стратегии и планы адаптации морской деятельности, рекомендации по оптимизации деятельности и охране окружающей среды Балтийского моря.

В проведенных ранее оценках изменения климата в Балтийском регионе были показаны основные тенденции в отношении наблюдаемых в XX и в начале XXI века изменений ряда гидрометеорологических характеристик, таких как температура воздуха, количество осадков, температура поверхности моря, соленость, продолжительность и площадь ледового покрытия в Балтийском море (Оценочный доклад..., 2008). На основе этих тенденций и наблюдаемых изменений в биологических сообществах, было дано достаточно подробное описание возможной дальнейшей эволюции морских организмов в условиях изменения климата – от микроорганизмов до морских млекопитающих и птиц. Основными факторами, на основе которых строились прогностические предположения, являлись повышение температуры поверхностного слоя моря, изменение стока рек, возможное распреснение, сокращение длительности ледового периода и площади покрытия льдом (Оценочный доклад..., 2008).

Однако, целый ряд аспектов, связанных с проявлениями изменения климата в Балтийском море, и в особенности, в его прибрежных зонах, остались без рассмотрения. Для восполнения данного пробела, был выполнен анализ данных наблюдений по ряду гидрометеорологических характеристик для российской прибрежной части Финского залива и проведено сравнение с прибрежными районами юго-восточной Балтики (Dailidienė et al., 2011; 2012; Навроцкая, Чубаренко, 2011; Еремина и др., 2013).

5.2.2. Климат: температура воздуха, давление, осадки, скорость ветра в Балтийском море

Анализ длительных рядов наблюдений гидрометеорологических параметров Балтийского моря свидетельствует о заметных изменениях, проявившихся в метеорологических характеристиках. По существующим оценкам рост средней температуры воздуха в регионе, наблюдавшийся в XX веке, уже превысил 0.7°C (BACC Author Group, 2008). Это значение соответствует оценке IPCC, сделанной для глобального линейного тренда температуры за период с 1906 по 2005 год (Climate change 2007, 2007). Анализ исторических рядов наблюдений показывает, что XX век оказался самым теплым за последние 500 лет (Bates et al, 2008).

Значительный сдвиг в климате Балтийского региона произошел в 60-е годы XX века. В связи с интенсификацией западного переноса в регионе повысилась зимняя температура воздуха, увеличилось количество осадков (BACC Author Group, 2008). Адвекция сравнительно теплых и влажных воздушных масс привела к более частому появлению мягких зим, и соответственно, к сокращению ледового сезона (Dailidienė et al., 2011).

Современные исследования атмосферной циркуляции показывают увеличение циклонической активности и частоты появления процессов западного переноса над Балтийским морем, что непосредственно связано с Северо-Атлантическим колебанием (North Atlantic Oscillation, NAO). Установлено, что частота появления глубоких циклонов над Балтикой значительно увеличилась (Sepp, 2009). Среднее приземное давление

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

во всех балтийских циклонах составляло 1000.7 гПа и уменьшилось на 2.1 гПа в течение 55 лет. Существует относительно сильная корреляционная связь между индексом NAO и давлением воздуха. Редкие, но глубокие циклоны формируются над балтийским регионом при положительной фазе NAO (Sepp, 2009). Корреляционная связь между частотой Балтийских циклонов и годовым значением индекса NAO отрицательна (-0.27) и статистически значима.

Для анализа изменения температуры воздуха и скорости ветра в Балтийском регионе использовалась глобальная база данных НАСА (NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) и система ассимиляции ежемесячных глобальных данных (The Global Land Data Assimilation System) с пространственным разрешением 1 градус (продукт – GLDAS_CLM10_M.001) за период с января 1979 по декабрь 2011 года. Для исследования долгопериодной изменчивости аккумулярованных осадков использовалась глобальная база данных

GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data за период с января 1979 по декабрь 2010 года (ежемесячные данные с пространственным разрешением 1 градус) и система визуализации TRMM Online Visualization and Analysis System (TOVAS). Анализ и визуализация данных, приведенных в этой главе, были выполнены с помощью он-лайн системы Джованни, разработанной и поддерживаемой Годдардовским центром данных НАСА (NASA GES DISC) (Костяной и др., 2014).

Анализ изменений приповерхностной температуры воздуха над Балтийским регионом свидетельствует о быстром и значительном ее росте с конца 1980-х годов прошлого столетия по настоящее время (рис. 5.2.1). Температура воздуха выросла за тридцатилетний период на 2°C и скорость роста составила $0.07^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Одновременно увеличилось количество осадков над регионом Балтийского моря (рис. 5.2.2). Несмотря на хорошо выраженную положительную тенденцию, по абсолютной величине количество осадков возросло незначительно – всего на 3 мм за исследуемый



Рис. 5.2.1. Приповерхностная температура воздуха над Балтийским регионом (К).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ



Рис. 5.2.2. Количество осадков над Балтийским регионом (мм).

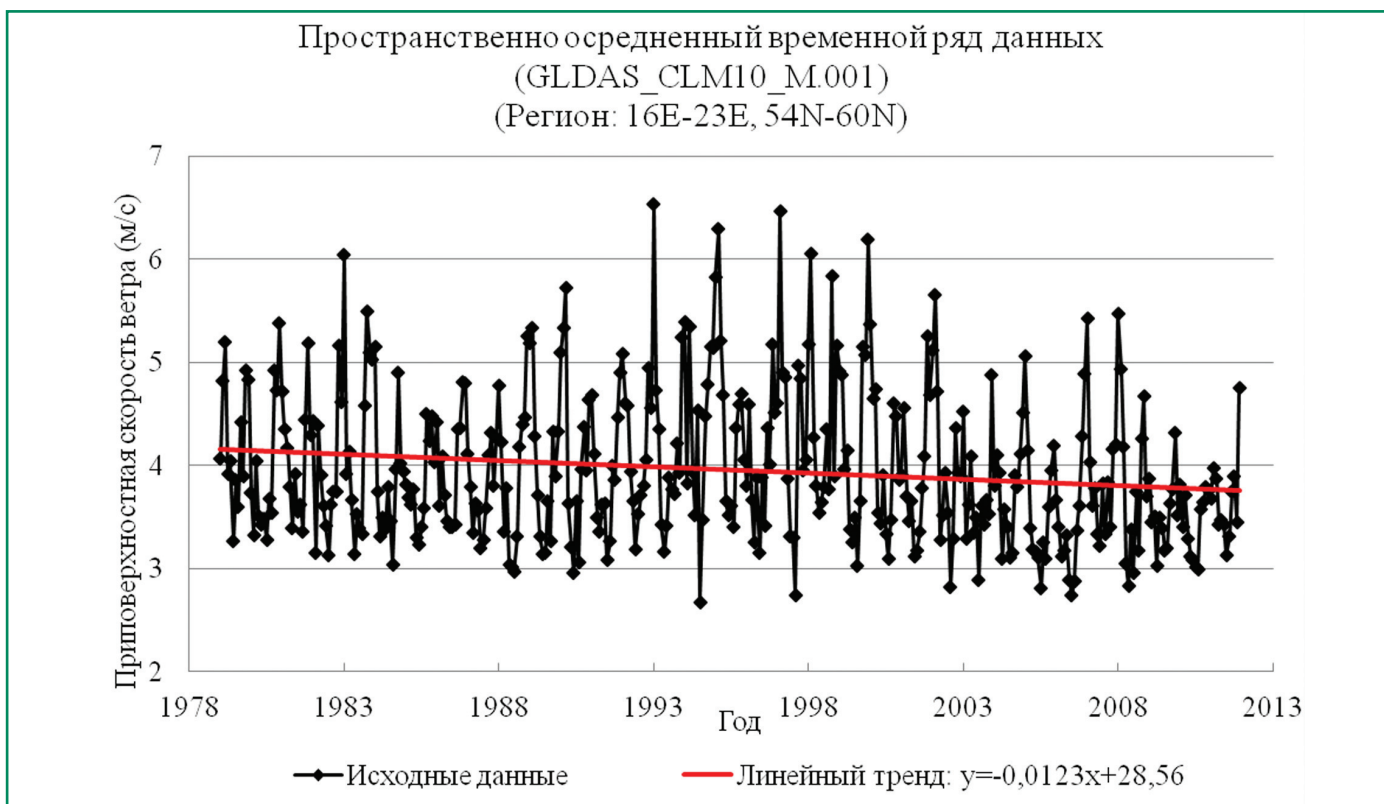


Рис. 5.2.3. Скорость ветра над Балтийским регионом (м/с).

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

период. Скорость ветра уменьшилась на 0.4 м/с за 30 лет (рис. 5.2.3), что согласуется с обнаруженными ранее тенденциями в изменении скорости ветра в юго-восточном районе Балтийского моря (Dailidienė et al., 2011). Однако при годовом осреднении не удалось обнаружить отмечаемое другими авторами увеличение частоты появления экстремумов ветрового режима в зимний период времени последних десятилетий (Dailidienė et al., 2011).

5.2.3. Температура воды, уровень моря, ледовые условия, сток рек

Исследования показали, что в настоящее время температура воды на поверхности Балтийского моря на 1°C выше, чем температура, которая наблюдалась 140 лет назад (Dailidienė et al., 2011). При этом рост поверхностной температуры в Балтийском море составил 0.06°C/год за период 1982–2006 гг., что в 5–6 раз быстрее роста средней температуры поверхности Мирового океана (0.01°C/год) (Dailidienė et al., 2011).

Одним из следствий глобального роста температуры является увеличение повторяемости стихийных бедствий, к которым относятся и такие явления как общий подъем уровня моря, штормовые нагоны и катастрофические наводнения.

Известно, что к основным индикаторам изменения климата относится уровень моря (Climate change 2007, 2007). Основными факторами, влияющими на многолетнюю изменчивость среднего уровня Балтийского моря, являются эвстатический рост уровня, обусловленный глобальными изменениями климата, подъем земной поверхности и водный баланс моря (Johansson et al., 2004). Комплексное воздействие этих факторов и определяет степень повышения или понижения уровня моря.

Анализ исторических рядов наблюдений более чем за 100-летний период показал, что средний уровень Балтийского моря по осредненным оценкам вырос на 0.17 метра (0.12–0.22 м). Подъем среднего уровня моря за период с 1961 по 2003 годы составил 1.8 мм/год (1.3–2.3 мм/год) (Climate change 2007, 2007). Важно отметить, что наблюдаемый подъем уровня был обнаружен на многих уровневых измерительных станциях

Балтийского моря (Ekman, 2003; Johansson et al., 2004; Dailidienė et al., 2006).

По существующим оценкам (Church et al., 2001; Gornitz, 1995), эвстатический подъем среднего уровня моря в течение 20-го столетия оценивается величиной 1.49 ± 0.53 мм/год, при этом изменчивость уровня Балтийского моря во временном масштабе более месяца, в наибольшей степени может быть объяснена изменчивостью уровня в Каттегате. Однако при этом, долговременные изменения уровня в Каттегате и Северном море могут заметно отличаться от глобального роста среднего уровня моря (Meier et al., 2004).

Подъем земной поверхности в Балтийском регионе происходил в течение всего Голоцена (Lepparanta, Myberg, 2009). В южной части моря величина подъема по разным оценкам (Dailidienė et al., 2006) составляла 0–1 мм/год. По данным многолетних наблюдений максимальный подъем – 9 мм/год относительно среднего уровня моря – был зафиксирован на севере Ботнического залива (Lepparanta, Myberg, 2009).

В южных районах моря водный баланс Балтийского моря имеет тесную связь с атмосферными процессами в Северной Атлантике, основную направленность которых для Северной Европы обычно выражают через зимний индекс NAO. Многими исследователями показано, что изменчивость уровня Балтийского моря с временными масштабами более одного года имеет хорошо выраженную корреляционную связь с индексом NAO (Meier et al., 2004; Dailidienė et al., 2011). Так, например, наиболее значительные изменения гидрометеорологических параметров отмечались в южных прибрежных районах Балтики, когда зимний индекс NAO находился в положительной фазе с 1988 по 1995 гг. (Dailidienė et al., 2011).

В настоящее время, на основе анализа данных многолетних наблюдений, а также с использованием климатических региональных моделей, выполнено значительное количество исследований, посвященных изменению среднего уровня моря в условиях регионального потепления климата в различных частях Балтийского моря. Основные результаты этих исследований обобщены в работе (Soomere et al., 2009). Следует отметить, что анализ данных многолетних наблюде-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

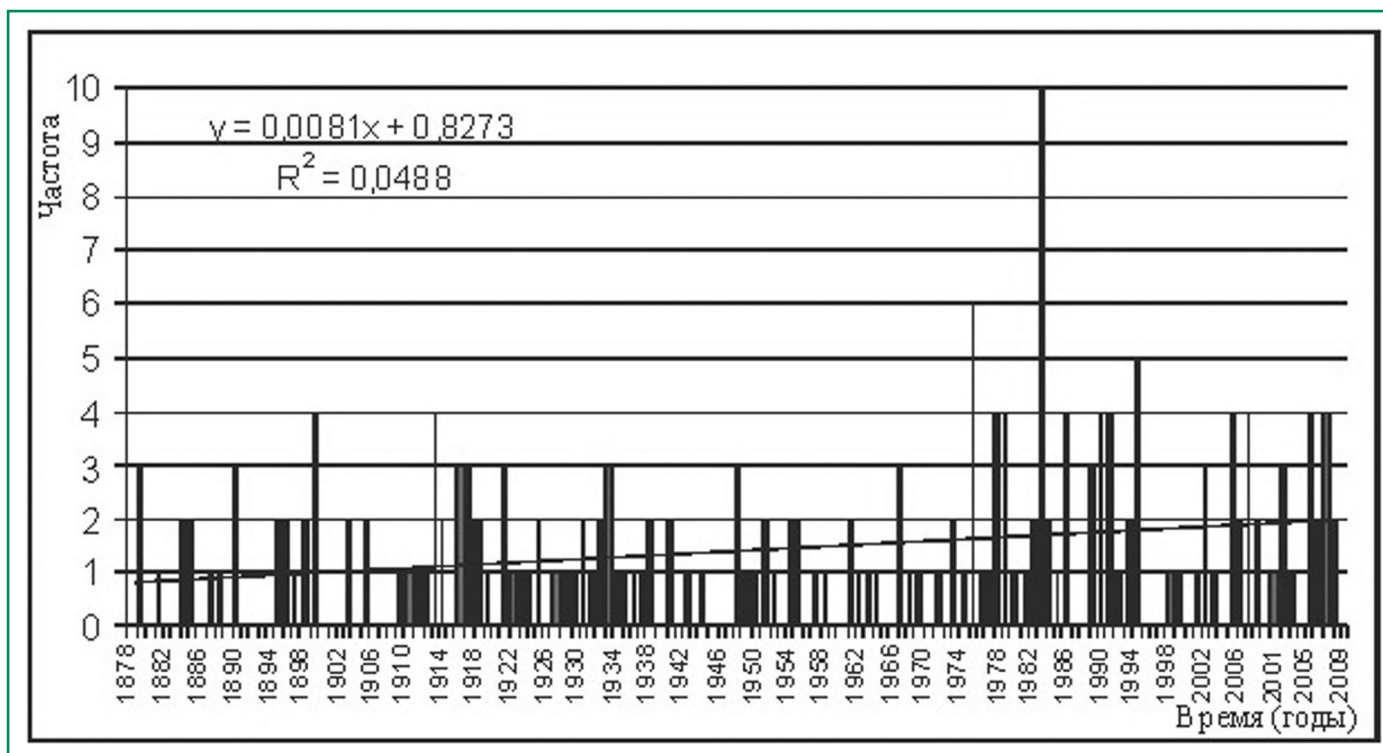


Рис. 5.2.4. Частота наводнений в устье р. Невы по годам и тенденция ее изменения за период 1878–2009 гг., в/п Горный институт (Псаломщикова и др., 2010).

ний показал, что наибольшие изменения среднего уровня в сезонном цикле отмечаются в северной оконечности Ботнического залива и восточной части Финского залива (Meier et al., 2004). На основе сценарных расчетов, выполненных для Балтийского моря с использованием региональной океанской, совмещенной с ледовой, моделью Россиби Центра (RCAO) (Meier et al., 2004), авторами сделан вывод о том, что наибольшее увеличение среднего уровня моря в результате эвстатического роста уровня в будущем климате ожидается в городах Гданьск и Санкт-Петербург.

Статистический анализ многолетних рядов наблюдений уровня моря подтверждает, что годовые максимумы значительно увеличились за последние 70 лет. Изменения особенно заметны в центральной части Балтийского моря. Максимумы в этом районе выросли за последние полвека почти на 10 см (Soomere, Nealy, 2008). Наиболее опасный рост максимальных уровней произошел в Финском заливе. Разброс экстремумов высоты уровня моря в Финском заливе является максимальным для Балтики и составляет от минус 1 метра до плюс 4.21 метра (Soomere et al., 2009).

Начиная со второй половины 70-х годов двадцатого века, наводнения, вызванные штормовыми нагонами в Невской губе, регистрируются намного чаще, чем в середине прошедшего столетия (рис. 5.2.4).

Современные изменения в интенсивности штормовых нагонов ярко проявились в январском шторме 2005 года, во время которого были установлены новые максимумы уровня моря на большинстве наблюдательных постов восточного побережья Балтики (Рябченко, Либерман и др., 2008). Причиной рекордных уровней являлось сочетание нескольких факторов. Шторму предшествовала сильная циклоническая активность и высокий начальный уровень Балтики (+70 см). Во время шторма на акватории Балтики возникли и сохранялись в течение нескольких часов волны, превышающие 7 метров по высоте. Максимальные скорости ветра достигали 29 м/с. Можно только предполагать, сможет ли в будущем подобный шторм генерировать более высокие волны и рекордные уровни моря. Волны экстремальной высоты могут возникать только при движении очень глубокого циклонического вихря в северо-северо-восточном направлении. Поскольку

только единичные циклоны перемещаются по такому маршруту, то “идеальный шторм” может никогда и не развиться (Soomere, Nealy, 2008).

5.2.3.1. Долгопериодная изменчивость гидрометеорологических характеристик в прибрежных зонах Северной и Южной Балтики

С последствиями проявления эффекта потепления климата чаще всего сталкиваются жители прибрежных районов Балтийского моря. В российской части Финского залива катастрофические наводнения в Санкт-Петербурге и прогноз возможного затопления территорий исследовались рядом авторов (Аверкиев, Клеванный, 2009; Псаломщикова и др., 2010; Гордеева и др., 2011). В работе (Гордеева и др., 2011) выполнен достаточно детальный анализ влияния изменений климата на межгодовую изменчивость уровня в п. Кронштадт: на основе регрессионной модели получены оценки роста уровня при различных климатических сценариях к концу XXI века и дана оценка вклада эвстатических факторов в рост уровня в Кронштадте.

В работе (Еремина и др., 2013) предпринята попытка исследования многолетней изменчивости среднего уровня моря и ряда гидрометеорологических характеристик в восточной части Финского залива и выполнено сравнение с результатами исследований, полученными для южных прибрежных районов Балтийского моря (Dailidienė et al., 2011, Dailidienė et al., 2012, Навроцкая, Чубаренко, 2011).

В качестве исходных данных были использованы временные ряды наблюдений за период с 1958 по 2009 годы на морских и прибрежных гидрометеорологических станциях восточной части Финского залива.

Для анализа временной изменчивости и выявления тенденций были построены графики межгодовых колебаний и тренды рассматриваемых гидрометеорологических характеристик. Как видно из рисунков 5.2.5–5.2.9 на фоне практически неизменной дисперсии колебаний анализируемых параметров, для отдельных характеристик наблюдаются довольно слабо выраженные тенденции. Интенсивный рост индекса NAO до середины 1980-х годов сменился слабой тенденцией к понижению в зимние месяцы (рис. 5.2.5а). Слабо выражены повышающийся тренд для временных рядов приземного давления в зимние и летние месяцы (рис. 5.2.6а, б) и тенденция снижения среднегодовых величин стока р. Невы за пятидесятилетний период (рис. 5.2.9а). Вместе с тем, температура воздуха (рис. 5.2.7а, б) и уровень моря (рис. 5.2.8а, б) в зимние месяцы в восточной части Финского залива имеют хорошо выраженную положительную тенденцию, а продолжительность ледового покрова – отрицательную (рис. 5.2.5б). С середины 80-х годов XX столетия отмечается резкое возрастание температуры поверхности моря (рис. 5.2.8б).

С середины 80-х годов XX столетия отмечается резкое возрастание температуры поверхности моря (рис. 5.2.8б).

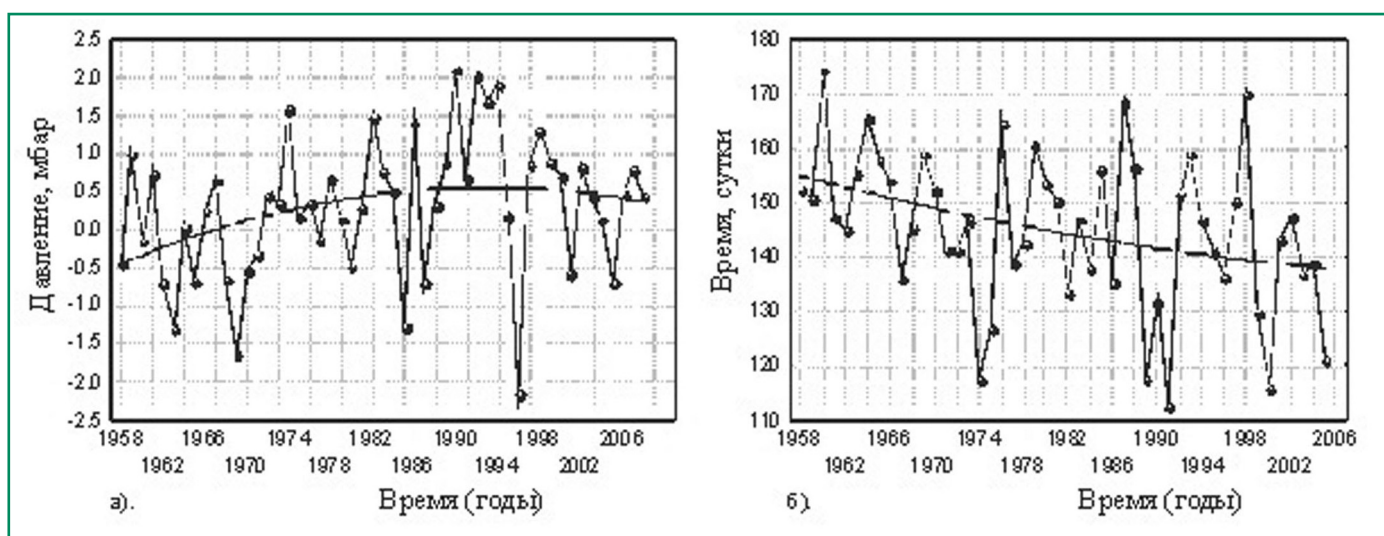


Рис. 5.2.5. Межгодовое изменение зимних значений индекса NAO за 1958–2010 гг. (а) и продолжительность ледового покрытия в Финском заливе за 1958–2006 гг. (б) (Еремина и др., 2013).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

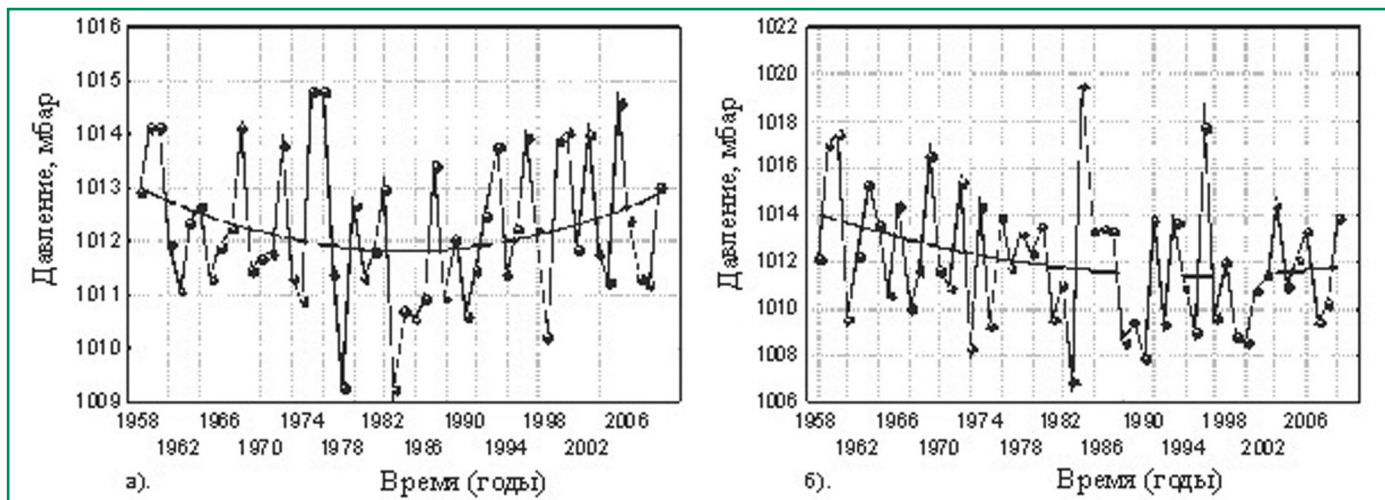


Рис. 5.2.6. Межгодовое изменение атмосферного давления над акваторией Финского залива в зимние (а) и летние (б) месяцы за 1958–2009 гг. (Еремина и др., 2013).

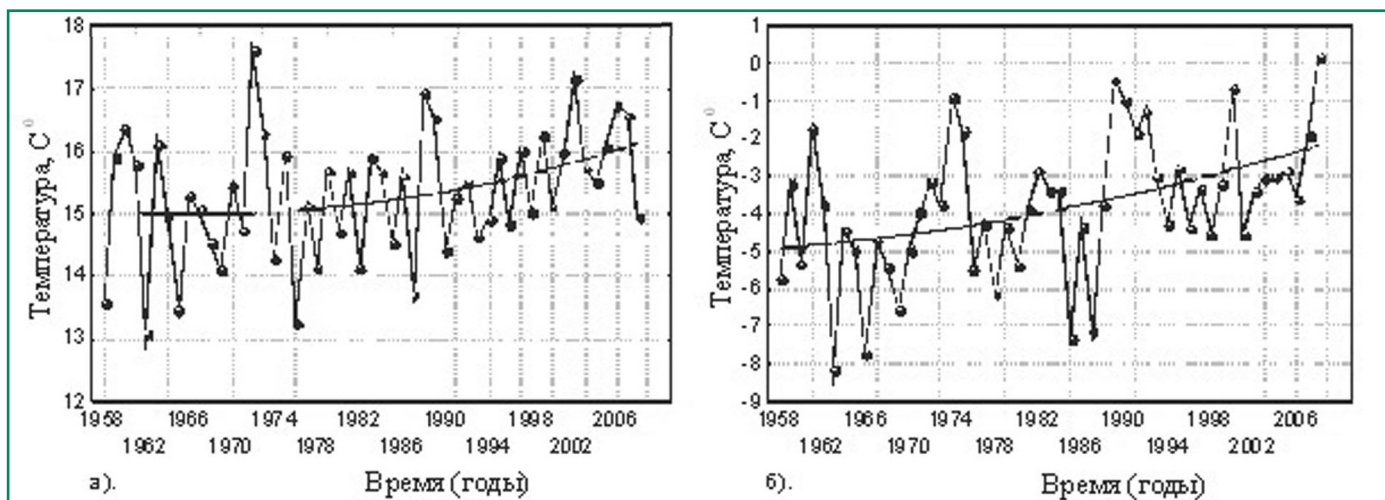


Рис. 5.2.7. Межгодовое изменение летней (а) и зимней (б) температуры воздуха в восточной части Финского залива (Еремина и др., 2013).

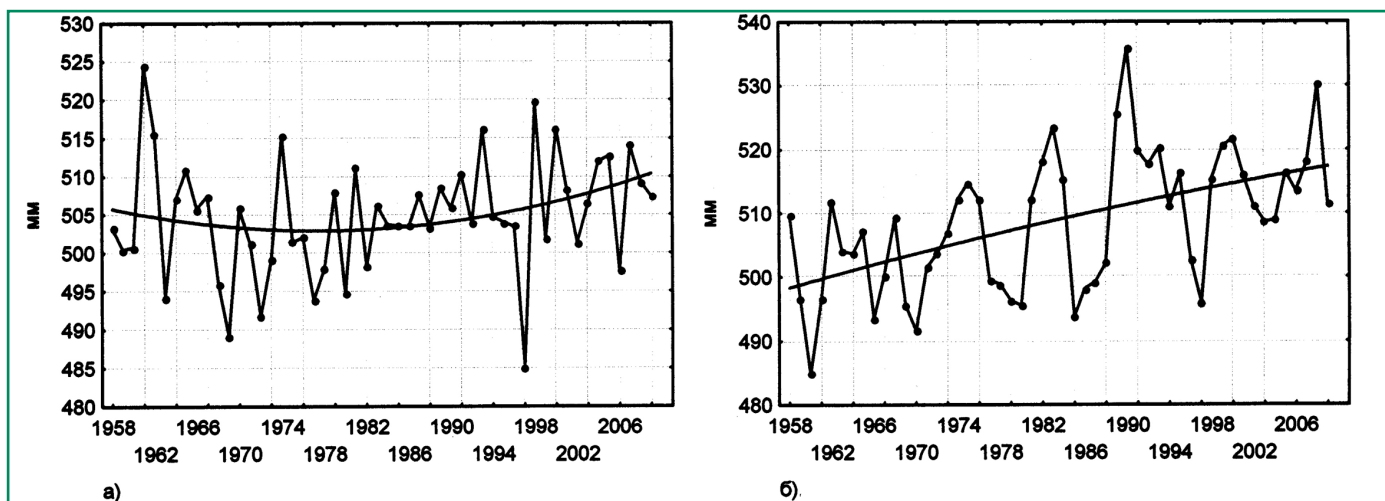


Рис. 5.2.8. Межгодовое изменение уровня моря Финского залива в летние (а) и зимние (б) месяцы за 1958–2009 гг. (Еремина и др., 2013).

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

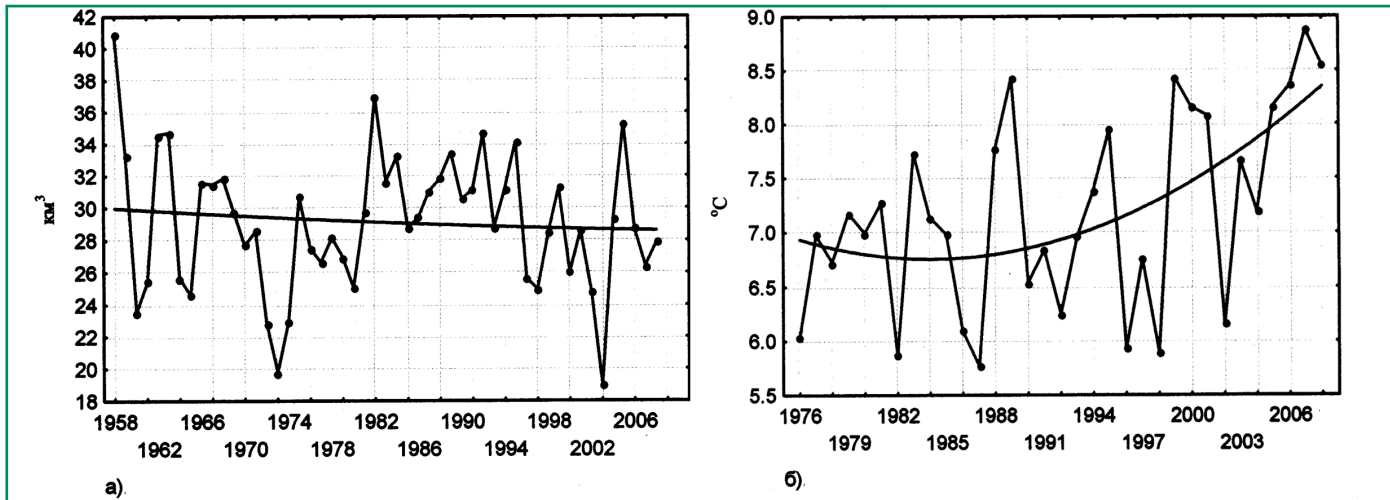


Рис. 5.2.9. Межгодовое изменение стока р. Нева летом за 1958–2009 гг. (а) и температуры поверхности воды по п. Ломоносов за 1976–2008 гг. (б), (Еремина и др., 2013).

Согласно полученным результатам, температура воздуха в зимний период увеличилась на 2.8°C , в то время как летняя температура возросла на 1.2°C . Температура поверхности воды по данным п. Ломоносов, за последние 20 лет повысилась на 1.6°C . Продолжительность покрытия льдом в восточной части Финского залива за этот же период уменьшилась на 15 суток. Несмотря на четко выраженную тенденцию увеличения уровня моря в зимний период, его рост составил незначительную величину – 1.9 см за 50 лет, а в летнее время рост уровня начался с середины 1980-х годов и составил 0.8 см.

Изменения трендов приземного давления в восточной части Финского залива и индекса Северо-Атлантического колебания четко показывают смену циркуляционных особенностей атмосферы Атлантического сектора Северного полушария за пятидесятилетний период. С середины 60-х и до середины 80-х годов XX века (1966–1985 гг.), траектории циклонов проходили в основном через Балтийское море. С середины 80-х годов (1986–2010 гг.) над северо-западной частью Европы преобладал тип циркуляции, характеризующийся смещением траекторий циклонов на север к Баренцеву морю и формированием гребня над Восточной Европой. Индекс Северо-Атлантического колебания, который начал понижаться с середины 1980-х годов, также подчеркивает изменение циркуляционной эпохи с зонального типа циркуляции на меридиональный, особенно в летний сезон. Рас-

пределение аномалий приземного давления за эти две циркуляционные эпохи показаны на примере январских карт (рис. 5.2.10). Циклоны, перемещающиеся по северным траекториям, выносят в своих теплых секторах большее количество тепла на северную часть Балтийского моря. Уменьшение количества циклонов, проходящих через акваторию Финского залива, приводит, в свою очередь к уменьшению количества выпадающих здесь осадков. Наметившаяся в последние годы тенденция уменьшения индекса NAO выражена очень слабо, по сравнению с его ростом в предшествующие два десятилетия, и средние значения индекса в настоящее время все еще находятся в положительной фазе, что свидетельствует о сохраняющейся тенденции потепления климата в Балтийском регионе (Еремина и др., 2013).

Сравнение полученных результатов многолетней изменчивости гидрометеорологических характеристик в восточной части Финского залива с юго-восточной прибрежной акваторией (Dailidiene et al., 2012) показывает, что рост среднегодовой температуры воздуха в северном прибрежном районе Балтики составил 1.7°C , в то время как на юге региона он не превышал 1°C . При этом продолжительность ледового покрова в южной части уменьшилась почти на месяц, а на севере – на 15 дней. Столь значительное сокращение продолжительности ледового покрова в южной части моря, при заметно меньшем росте температуры, связано с тем, что средние зимние тем-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

пературы в южной Балтике близки к нулевым и/или чуть более высоким значениям. На севере Балтики, где зимние температуры заметно ниже, повышение температуры почти на 2°C не может привести к более быстрому исчезновению льда, поскольку средние зимние значения сохраняются в отрицательном диапазоне температур.

На рис. 5.2.11 представлен график многолетнего изменения максимальной площади ледяного покрова Балтийского моря за весь исторический период наблюдений с 1720 по 2010 гг. по данным Финского метеорологического института. Очевидно, это самый длинный ряд наблюдений ледовитости моря среди всех морей России. Этот график дает представление о периодах времени, когда море замерзало практически полностью, что чередовалось с относительно теплыми периодами различной продолжительности. Красными и зелеными линиями отмечены условные границы площади ледяного покрова Балтийского моря, которые характеризуют очень суровые зимы с максимальным покровом льда, суровые, средние, мягкие и очень мягкие зимы (с минимальным ледяным покровом). Обращает на себя внимание последний, наиболее продолжительный теплый период, который попадает в диапазон средних, мягких и очень мягких зим наблюдаемый с начала 90-х годов прошлого столетия.

Сравнение роста среднего уровня моря в прибрежных районах показало, что уровень моря в Клайпедском проливе повышался в среднем на 2.5 мм/год в течение 1961–2005 гг., а в восточной

части Финского залива в зимний период рост уровня составлял всего 0.4 мм/год . Вместе с тем, на севере Балтики, также как и в ее южной части, наибольшая изменчивость гидрометеорологических характеристик отмечалась в зимний период.

Можно заключить, что в восточной части Финского залива температура воздуха росла быстрее, чем на юге Балтики, но в изменчивости уровня отмечалось обратное соотношение. Как упоминалось ранее, на изменение среднего уровня в северной Балтике значительное влияние оказывает поднятие земной поверхности. Нетрудно рассчитать, что при средней скорости поднятия, которая оценивается в 2 мм/год (Lepparanta, Murgberg, 2009), для восточной части Финского залива возможный рост уровня за 50 лет мог бы составлять 11.9 см . Эта величина сопоставима с ростом уровня, наблюдаемым в различных районах южной Балтики ($6\text{--}20\text{ см}$) (Dailidienė et al., 2012; Навроцкая, Чубаренко, 2011).

Таким образом, проведенный анализ длительных рядов наблюдений в восточной части Финского залива показал, что за последние 50 лет произошли заметные изменения гидрометеорологических характеристик (Еремина и др., 2013). Самые значительные аномалии были зафиксированы в период 1991–2005 гг. Статистические оценки изменения температуры поверхности моря (ТПМ) в восточной части Финского залива показывают, что рост температуры, который за последние два десятилетия составил 0.08°C , значительно превышает рост температуры поверхности Мирового

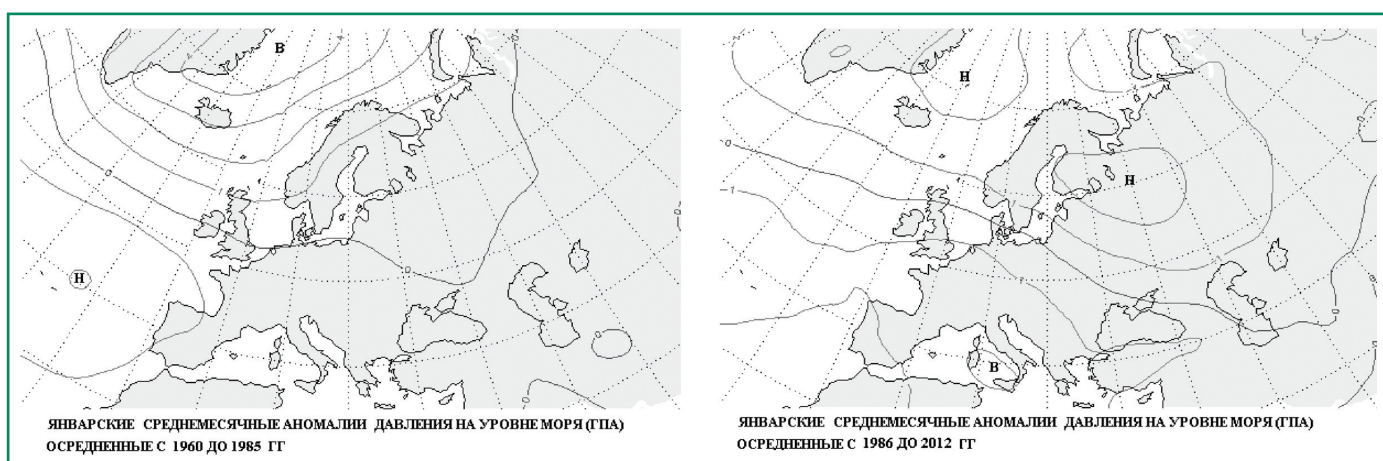


Рис. 5.2.10. Аномалии приземного атмосферного давления в зональную циркуляционную эпоху и меридиональную циркуляционную эпоху (Еремина и др., 2013).

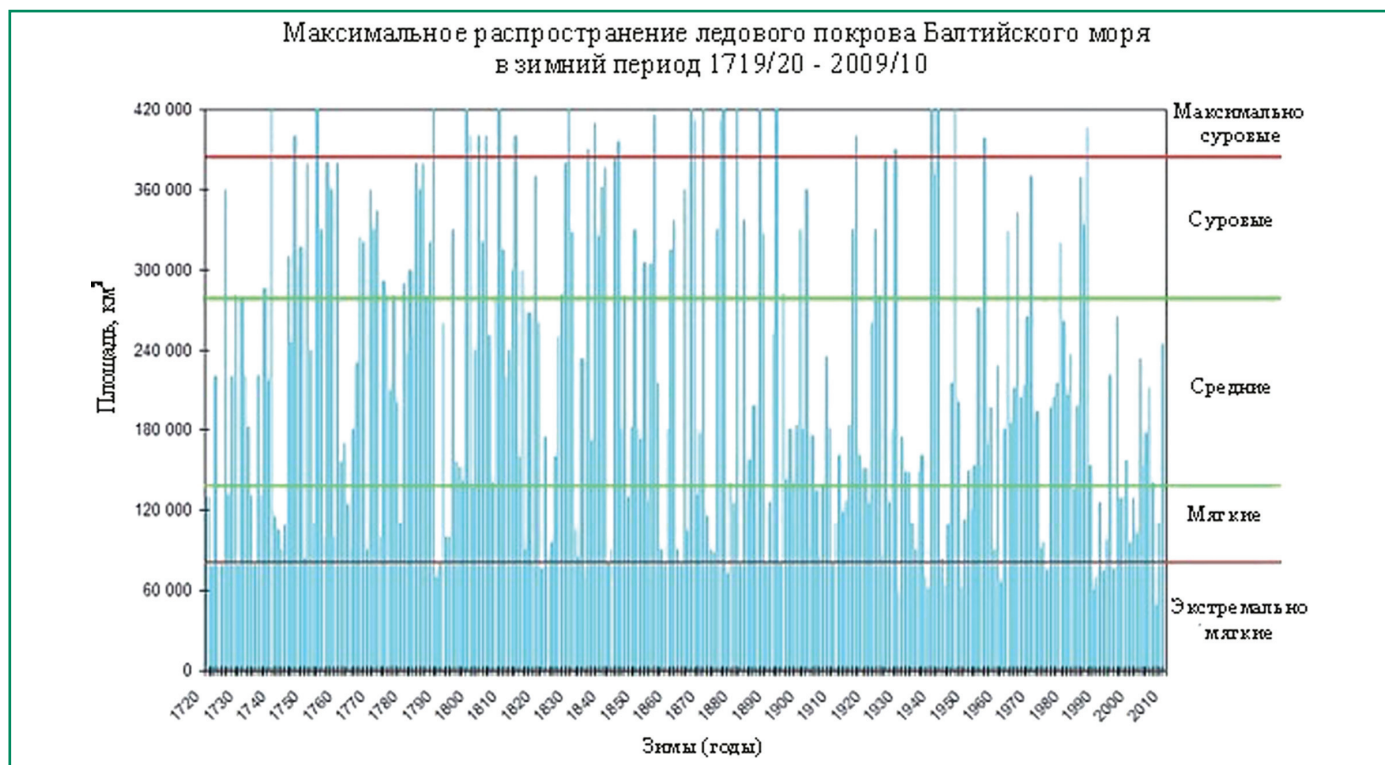


Рис. 5.2.11. Многолетняя изменчивость максимальной площади ледяного покрова (км²) в Балтийском море за период исторических наблюдений с 1720 по 2010 гг. по данным Финского метеорологического института (http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/ifs/ifs2010/en_GB/icesea/).

океана (Еремина и др., 2013). Однако, следует отметить, что столь быстрый рост ТПМ, начиная с начала девяностых годов, возможно связан с нарушением свободного водообмена в Невской губе, в которой располагается станция, в связи с началом строительства дамбы, входящей в состав Комплекса Защитных Сооружений (КЗС) Санкт-Петербурга от наводнений. Для уточнения величины роста температуры поверхности моря, необходимо было бы выполнить анализ для станции, расположенной за пределами КЗС, однако, авторы не располагали такими данными. Вместе с тем, в начале 90-х годов начался и значительный рост температуры воздуха, что позволяет говорить о согласованности полученных оценок.

5.2.4. Модельные оценки влияния изменения климата на экосистему Балтийского моря

Морские экосистемы в Балтийском море в настоящее время функционируют в условиях изменений климата и усиления биогенной нагрузки. Совместное действие этих факторов обуславли-

вает перестройку структуры и изменяет скорости процессов в морских экосистемах. Увеличение содержания биогенных элементов (минеральных соединений азота и фосфора) в морской среде связано с их поступлением от источников, расположенных на суше, с речным стоком, из атмосферы и донных отложений. Избыток минеральных соединений азота и фосфора приводит к эвтрофикации вод, проявляющейся в цветении сине-зеленых водорослей, снижении прозрачности воды, обрастании берегов, изменении кормовой базы рыб и смене их видового состава. Несмотря на определенные меры по сокращению биогенной нагрузки, предпринятые балтийскими странами в последние десятилетия, состояние Балтийского моря в целом остается неудовлетворительным, и эвтрофикация остается по-прежнему центральной проблемой. В этой связи страны Хельсинской Конвенции, включая Россию, разрабатывают План действий по Балтийскому морю (The Baltic Sea Action Plan, BSAP), одна из главных целей которого – восстановление “хорошего экологического состояния” Балтийского моря (HELCOM, 2007б). Для достижения этого состояния, азотные

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

и фосфорные нагрузки на Балтийское море должны быть уменьшены соответственно на 18% и 42%. Указанные предварительные оценки были получены с помощью системы поддержки принятия решений Baltic Nest, разработанной в Стокгольмском Университете (Wulff et al., 2001; 2007). Однако эти оценки не учитывали эффекты изменений климата, такие как, например, изменения физического состояния моря.

Для количественного описания функционирования морских экосистем в условиях изменений климата и усиления биогенной нагрузки в ближайшем будущем привлекаются детальные региональные эко-гидродинамические модели Балтийского моря. Первой среди этих моделей была разработана долгосрочная крупномасштабная модель эвтрофикации Балтийского моря BALTSEM (The Baltic sea Long-Term large-Scale Eutrophication Model) (Gustafsson, 2003, Savchuk, 2002). В модели BALTSEM Балтийское море представлено 13 подбассейнами с горизонтально-осредненными характеристиками, которые динамически связаны между собой и имеют высокое разрешение по вертикали. Позже были разработаны трехмерные эко-гидродинамические модели: экологическая региональная модель океана ERGOM (The Ecological Regional Ocean Model) (Neumann, et al., 2002, Neumann, Schernewski, 2008); шведская биогеохимическая модель прибрежных и океанских вод, объединенная с моделью циркуляции океана центра Россби RCO-SCOBI (The Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model coupled to the Rossby Centre Ocean circulation model) (Meier et al., 2003; Eilola et al., 2009); Санкт-Петербургская модель эвтрофикации Балтийского моря SPBEM (St.Petersburg Baltic Eutrophication Model) (Neelov et al., 2003; Ryabchenko et al., 2010). Горизонтальное пространственное разрешение моделей ERGOM, RCO-SCOBI и SPBEM составляет 5.6, 3.7 и 9.3 км, соответственно; вертикальное разрешение примерно одинаково. Временные шаги моделей RCO-SCOBI, ERGOM, SPBEM и BALTSEM равны 150 с, 600 с, 1200 с и три часа, соответственно. Поэтому при задании внешних воздействий с шагом, скажем, более 3 часов все модели разрешают физические и биохимические процессы большего периода.

Оценка будущих изменений морских экосистем производится путем имитации их поведения при за-

дании воздействий на систему в соответствии с заранее разработанными сценариями изменения климата и биогенных нагрузок на Балтийское море.

Сценарии изменения климата. В настоящий момент сложился общепринятый ансамбль из 40 глобальных сценариев развития человечества (IPCC Special Report on Emission Scenarios, 2000), для каждого из которых проведена оценка величины эмиссии парниковых газов, наиболее значимым из которых является углекислый газ CO₂. Именно эти сценарии эмиссии парниковых газов и задают временной ход воздействия на состояние атмосферы при моделировании отклика системы океан-атмосфера в масштабе текущего столетия – моделировании климатических изменений в зависимости от различных моделей развития человечества, которым соответствуют четыре группы сценариев (A1, A2, B1, B2). Самый высокий уровень (> 1800 ГтС) суммарной эмиссии CO₂ получен для семейства сценариев A1, самый низкий уровень (< 1100 ГтС) – для семейства сценариев B1. В последнем отчете Международной комиссии по климатическим изменениям (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) (Climate change 2007, 2007) показано, что изменение климата продолжается, и что антропогенное потепление существенно увеличилось. За период 1906–2005 гг. средняя глобальная температура повысилась на 0.74°C, а в последующие 20–25 лет ожидается дальнейшее повышение температуры от 0.2 до 0.4°C.

Сценарии эмиссий парниковых газов, прежде всего CO₂, в атмосферу определяют в конечном итоге сценарии изменения климата, рассчитываемые по глобальным моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). За последнее десятилетие улучшилось качество воспроизведения современного климата МОЦАО нового поколения, характеризующихся увеличением разрешения, улучшением вычислительных методов и параметризации физических процессов, включением описаний дополнительных климатически значимых процессов, к которым относятся большинство МОЦАО, участвующих в проектах сравнения моделей (Оценочный доклад..., 2008). Одним из важных условий качественного расчета будущих изменений климата является требование, чтобы модели достоверно воспроизводили основные характери-

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

ки современного климата. Пока ни одна из моделей не может быть признана удовлетворяющей в полной мере указанному требованию. Считается, что для повышения качества расчета климата следует использовать модели более высокого пространственного разрешения с более полным учетом физических процессов (Оценочный доклад..., 2008).

Региональные изменения климата в 21 столетии могут быть оценены двумя способами:

1) просто как “вырезка” региона из глобального прогноза, полученного по МОЦАО, 2) на основе расчетов по региональным климатическим моделям, которые в качестве граничных условий используют результаты расчетов по глобальным моделям климата. Преимущества второго способа очевидны: пространственное разрешение прогностических полей намного лучше.

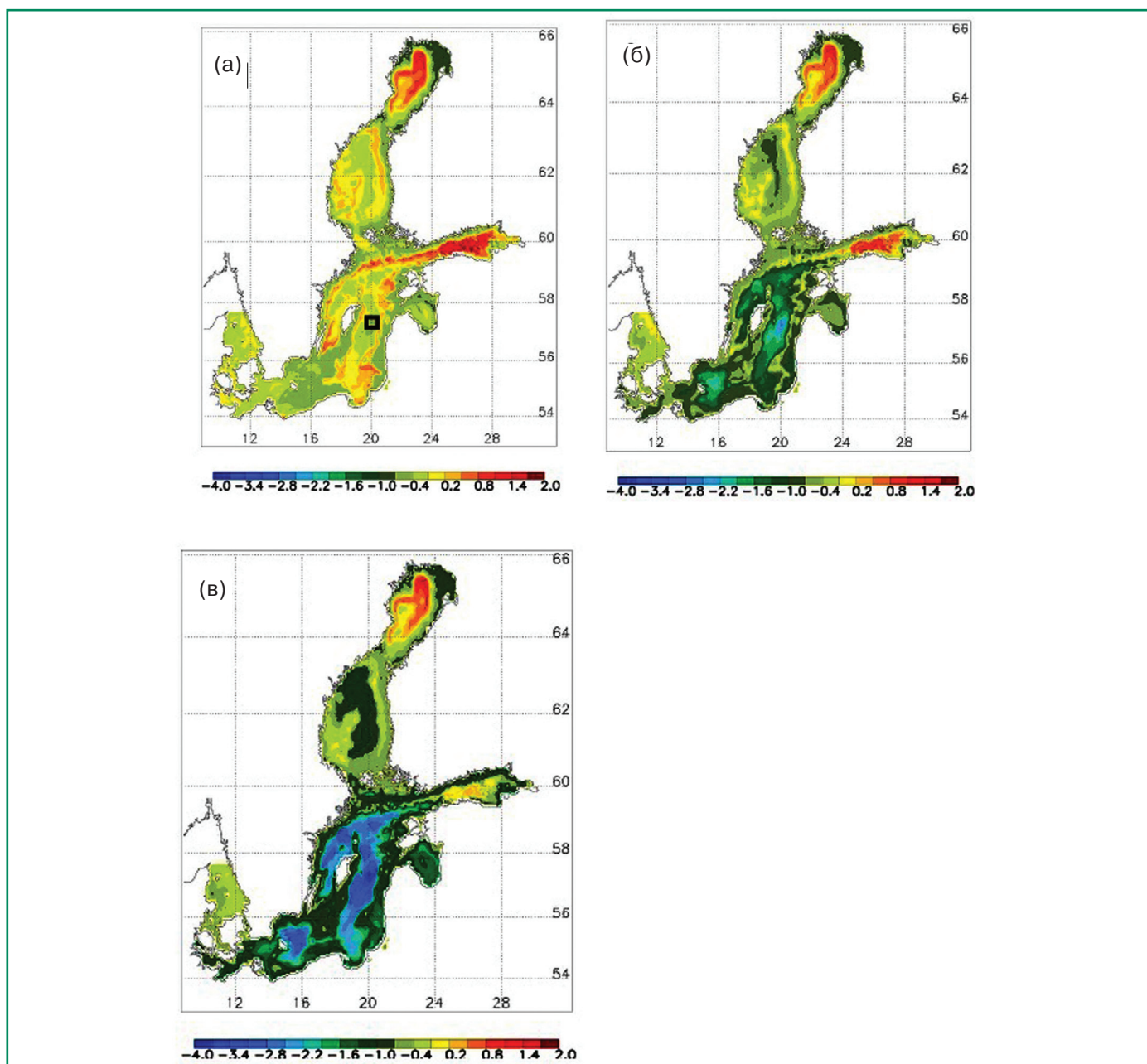


Рис. 5.2.12. Средние по ансамблю моделей (BALTSEM, RCO-SCOBI и ERGOM) изменения летней (средней за июнь–август) придонной концентрации кислорода (в мл/л) между периодами 2069–2098 гг. и 1978–2007 гг. Фрагменты а, б, в соответствуют результатам расчетов по сценариям изменения нагрузок BSAP, REF и BAU (Meier et al., 2011). Расположение станции мониторинга BY15 в Готландской впадине обозначено черным квадратом на фрагменте (а).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Сценарии изменения биогенных нагрузок. Биогенные нагрузки на Балтийское море могут быть разделены на внутренние (поступление биогенных элементов из донных отложений) и внешние. Внешние нагрузки складываются из нагрузок с суши, т. е. поступления биогенных элементов в морскую воду от точечных источников на суше и с речным стоком, и из атмосферных выпадений. Речная часть биогенных нагрузок, в которую обычно включаются и нагрузки от точечных источников, рассчитывается как произведение концентрации биогенного элемента и расхода речной воды. Поэтому прогноз будущих изменений биогенных нагрузок с суши определяется как прогнозом изменения расхода рек, так и прогнозом изменения концентрации биогенных элементов в водах, поступающих с суши. Существующие сценарии изменения биогенных нагрузок можно разделить на 3 группы: целевые (идеалистические), оптими-

стические и инерционные (Business as usual, BAU). К целевым сценариям относится сценарий Плана действий по Балтийскому морю (BSAP), разработанный ХЕЛКОМ (HELCOM, 20076). Этот сценарий соответствует уменьшению нагрузок, которое гарантирует достижение хорошего экологического статуса Балтийского моря, характеризуемого определенными значениями следующих индикаторов: зимней концентрации биогенных элементов, летней придонной концентрации растворенного кислорода, средней годовой концентрации фитопланктона и среднегодовой глубины диска Секки. К оптимистическим сценариям могут быть отнесены сценарии, основанные на рекомендациях Европейского Союза и ХЕЛКОМ по совершенствованию систем водоочистки и достижением за этот счет установленных допустимых концентраций биогенных элементов в бытовых и промышленных стоках. Наконец, параметры

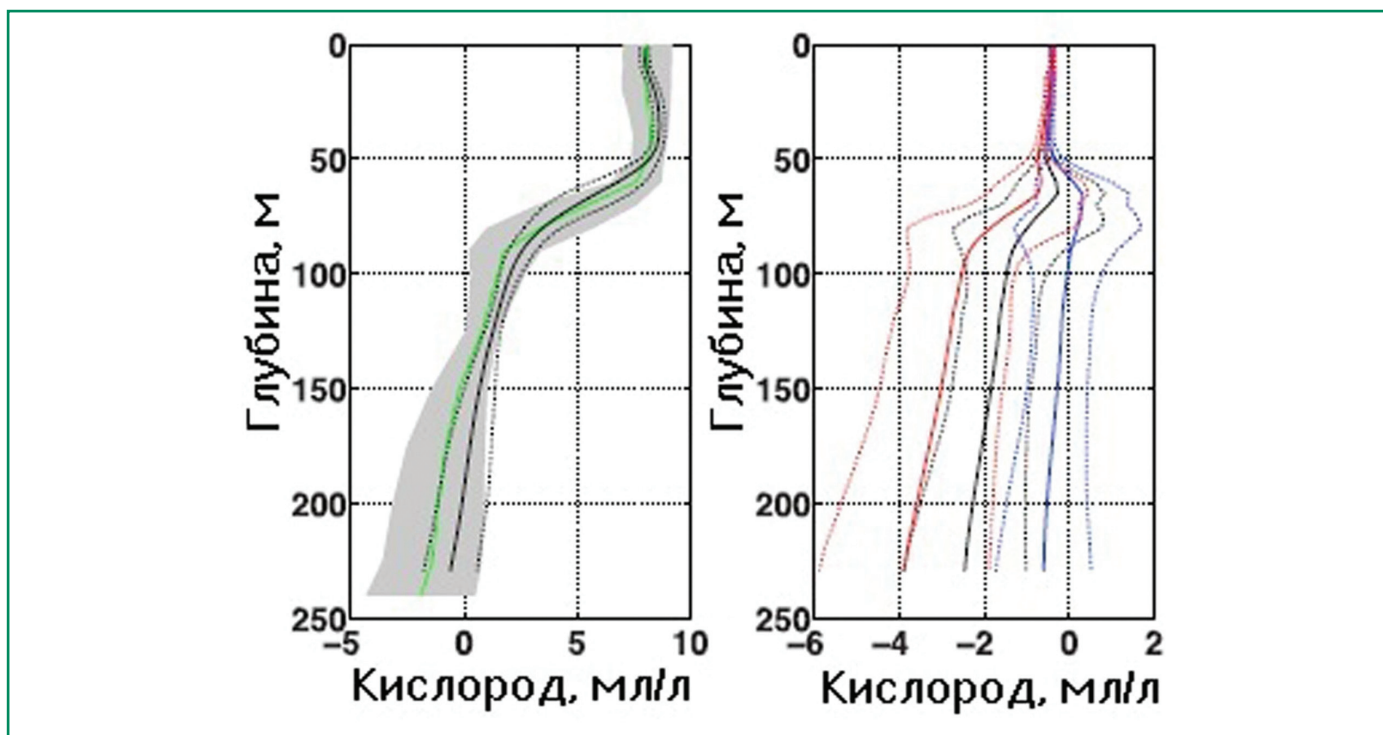


Рис. 5.2.13. Средние по ансамблю моделей (BALTSEM, RCO-SCOB1 и ERGOM) вертикальные распределения (слева) и изменения (справа) концентрации кислорода (мл/л) на станции мониторинга BY15 (расположение станции см. на рис. 5.2.12) (Meier et al., 2011). Зеленая и черная кривые на левом фрагменте – данные наблюдений и результаты расчета, осредненные по контрольному периоду 1978–2007 гг. Голубая, черная и красная кривые на правом фрагменте – рассчитанные изменения средней по периоду концентрации кислорода между 2069–2098 гг. и 1978–2007 гг. в сценариях BSAP, REF and BAU, соответственно. Сероводород представлен отрицательными значениями концентрации кислорода. Диапазон изменчивости указан как стандартное среднеквадратичное отклонение от ансамблевого среднего модельных результатов (точечные кривые) или наблюдений из экологической базы данных по Балтийскому морю (Baltic Environmental Database) (область, заштрихованная серым цветом).

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

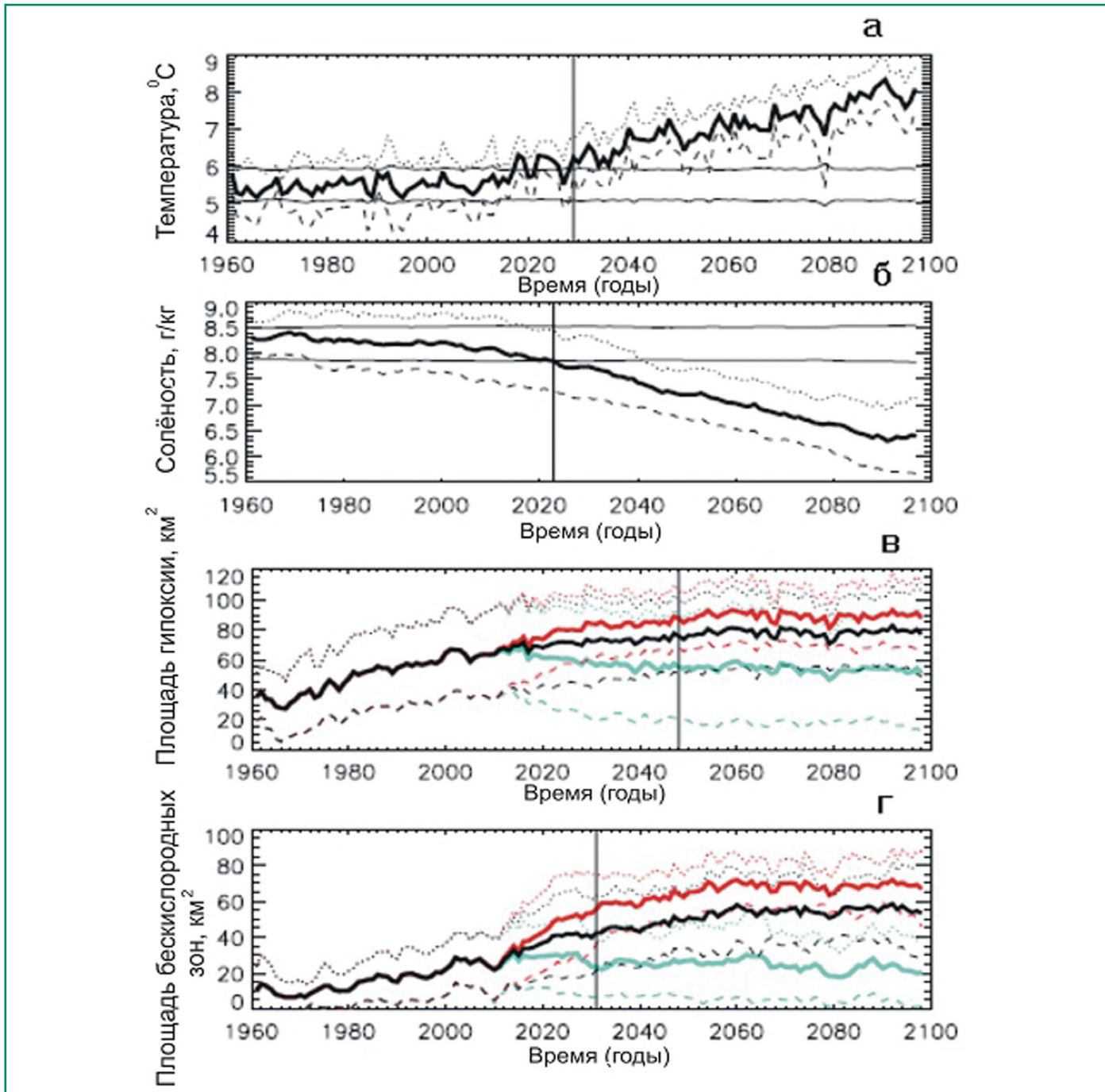


Рис. 5.2.14. Средняя по объему температура в °С (а) и солёность в г/кг (б), а также площади в 103 км^2 гипоксии (концентрация $\text{O}_2 < 2 \text{ мл/л}$) (в) и бескислородных зон (концентрация $\text{O}_2 < 0 \text{ мл/л}$) (г) для всего Балтийского моря, включая Каттегат (сплошные линии) (Meier et al., 2011). Диапазоны среднеквадратичного отклонения от средних по ансамблю значений изображены точечными и пунктирными линиями. Почти прямые линии показывают 95% доверительный интервал, рассчитанный с помощью t -теста для статистически значимых отклонений от средних по ансамблю значений температуры и солёности в течение 1978–2007 гг. На фрагментах в и г голубыми, черными и красными линиями показаны рассчитанные площади гипоксии и бескислородных зон для сценариев изменения биогенных нагрузок BSAP, REF и BAU, соответственно. Вертикальными линиями на фрагментах а и б отмечены годы 2029 и 2023 для температуры и солёности, соответственно. В течение последующих за указанными лет средние по ансамблю температура и солёность будут значительно отличаться от их ансамблевых средних за 1978–2007 гг. (с достоверностью 95%). Аналогично, вертикальными линиями на фрагментах в и г отмечены начала периодов (2048 г. и 2031 г.), когда средние по ансамблю площади гипоксии и бескислородных зон в сценарии BSAP будут значительно отличаться от соответствующих ансамблевых средних в сценарии REF.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

инерционных сценариев ВАУ определяются, исходя из неблагоприятных условий развития экономики анализируемой области водосбора, в том числе ухудшения конъюнктуры на международных рынках сырья и топлива, ограниченных возможностей использования благоприятных и региональных факторов развития (см., например, Кондратьев, 2011).

Наиболее детальные модельные оценки будущих изменений морских экосистем Балтийского моря в 21 столетии получены недавно на основе ансамблевого подхода (Meier et al., 2011; Meier et al., 2012). Ниже обсуждаются результаты этих работ, в которых использовались 4 сценария изменения климата и следующие три сценария изменения биогенных нагрузок. Во всех трех сценариях речные нагрузки рассчитываются как производство концентраций биогенных элементов и расхода речных вод (Stalnacke et al., 1999). В базовом (REFerence (REF)) сценарии концентрации в реках, атмосферных осадках и точечных источниках принимаются постоянными после 2007 г. и равными их средним значениям в период 1995–2002 гг. В сценарии BSAP в соответствии с (HELCOM, 2007б) концентрации биогенных элементов в реках линейно уменьшаются с 2007 по 2020 гг., на 17% для азота и на 35% для фосфора, и после 2020 г. остаются неизменными. Атмосферные выпадения за тот же период уменьшаются на 50%. В сценарии ВАУ, соответствующем экспоненциальному росту сельскохозяйственного производства во всех Балтийских странах (HELCOM, 2007б), концентрации в реках линейно растут в тот же период на 44% для азота и на 37% для фосфора и также не меняются после 2020 г. Атмосферные выпадения остаются на современном уровне. Указанные три сценария изменения биогенных нагрузок комбинируются с 4 сценариями изменения климата.

В (Meier et al., 2011), используя ансамбль из 3-х физико-биогеохимических моделей (BALTSEM, RCO-SCOB1 и ERGOM), а также в (Кондратьев, 2011) на основе модели SPBEM было показано, что потепление климата может привести к росту температуры моря, уменьшению солености и площади морского льда, увеличению речного стока. Эти изменения гидрологического режима будут оказывать существенное воздействие на морские экосистемы

Балтийского моря (Meier et al., 2011). При потеплении климата площади гипоксических и аноксических зон в Балтийском море будут увеличиваться или, в лучшем случае, незначительно уменьшаться (в случае сценария BSAP с уменьшением биогенной нагрузки) по сравнению с их современными значениями (рис. 5.2.12–5.2.14). Этот результат в качественном отношении не зависит от того, какая глобальная климатическая модель и какой сценарий изменения климата использовались в расчетах. Прогнозируемое уменьшение концентрации кислорода вызывается: 1) увеличением биогенных нагрузок за счет усиления речного стока; 2) уменьшением потока кислорода из атмосферы в море в результате роста температуры воды; 3) интенсификацией оборота биогенных элементов в море.

Таким образом, согласно модельным оценкам, в будущем климате качество воды, характеризующееся указанными выше экологическими индикаторами, будет ухудшаться по сравнению с современными условиями. Предлагаемое BSAP уменьшение биогенных нагрузок приведет только к незначительному улучшению качества воды. Анализ биогеохимических потоков показал (Meier et al., 2012), что в теплых водах с пониженным содержанием кислорода внутренние обратные связи в системе усиливаются. Усиление потоков фосфора из осадков, уменьшение интенсивности денитрификации и увеличение фиксации атмосферного азота в определенной степени могут противодействовать стратегиям борьбы с избыточными биогенными нагрузками.

5.2.5. Последствия изменения климата для экосистемы Балтийского моря

Климатические факторы оказывают существенное влияние на биологические сообщества Балтийского моря. Непосредственными причинами изменений являются изменения гидрологического и гидрохимического режима, обусловленные климатическими процессами.

При этом ведущую роль играют кислородные условия в глубинных водах, в значительной степени определяющие содержание биогенных элементов. При гипоксии происходит увеличение концентрации фосфатов вследствие их выхода из донных отложений. В отношении соединений азо-

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

та, как правило, наблюдается противоположная тенденция из-за денитрификации. Нарушение соотношения основных биогенных элементов вследствие гипоксии является главным фактором, вызывающим массовое развитие азотофиксирующих синезеленых водорослей в Балтийском море (Conley et al.; 2009; Savchuk, 2010). Подобная ситуация неоднократно наблюдалась и в российской части Финского залива, где гипоксические явления середины 1990-х и 2000-х гг. сопровождалась увеличением сначала концентрации фосфатов (Pitkanen, Valipakka, 1997; Pitkanen et al., 2001; Еремина, Карлин, 2008), а затем с лаг-периодом в один год биомассы фитопланктона из-за “цветения” синезеленых водорослей (Голубков и др., 2008; Golubkov, Alimov, 2010).

Температура и соленость – два важнейших абиотических фактора, определяющих границы распространения большинства балтийских организмов. При их изменении надо ожидать и изменения в распространении многих видов. При этом наряду с продвижением пресноводных и солоноватоводных организмов вглубь моря, может наблюдаться также расширение ареала и ряда морских форм, поскольку распространение многих из них в Балтике лимитировано не столько соленостью, сколько температурой (Elmgren, 1984). Изменения видового состава повлекут за собой трансформацию трофической структуры природных сообществ.

Изменения климата стимулируют развитие синезеленых водорослей также непосредственным образом через повышение температуры и усиление стратификации воды, поскольку “цветение” формируется в летнее время только при температуре выше 16°C. В тоже время на развитии весеннего пика фитопланктона, вызванного главным образом диатомовыми водорослями, повышение температуры и увеличение стабильности водной толщи в последние десятилетия сказались отрицательно. Для среднегодовой биомассы фитопланктона, однако, характерна многолетняя тенденция к увеличению вследствие эвтрофирования (HELCOM, 2007a; Assessment..., 2008).

Изменения климата и состава фитопланктона привели к изменениям в зоопланктоне Балтийского моря. Большее развитие получили предпо-

читающие теплые опресненные поверхностные воды коловратки, ветвистоусые ракообразные и мелкие копеподы рода *Acartia*, которые существуют за счет так называемой микробиальной петли, в основе которой органическое вещество, образованное синезелеными водорослями. В то же время численность холодолюбивых крупных морских копепод, представителей “пастбищной” пищевой цепи, снизилась (HELCOM, 2007a; Assessment..., 2008). В макрозообентосе наиболее значительные изменения связаны с гибелью донных животных на обширных площадях глубоководных районов Балтийского моря вследствие гипоксическо-аноксических явлений. В то же время в мелководных районах, где сохранялся благоприятный кислородный режим, биомасса макрозообентоса в течение XX столетия увеличилась в несколько раз вследствие эвтрофирования (HELCOM, 2007a; Assessment..., 2008). Аналогичные процессы отмечены и в российских водах Финского залива (Максимов, 2006).

Ухудшение кислородного режима глубинных вод явилось одной из причин снижения запасов трески, основной промысловой рыбы Балтийского моря. Это в свою очередь повлекло за собой каскадные изменения на других трофических уровнях, в частности увеличилась численность балтийского шпрота вследствие уменьшения его выедания треской (Osterblom et al., 2007).

Разработанные сценарии изменений климата для региона Балтийского моря предсказывают увеличение температуры и количества осадков, в особенности в зимнее время. Зимний климат Балтийского региона находится под контролем атмосферных макроциркуляционных процессов в Атлантическом секторе Северного полушария (Assessment..., 2008; Гидрометеорология..., 1992), обычно характеризуемых индексом Северо-Атлантического колебания (NAO от английского North Atlantic Oscillation). Положительные аномалии NAO связаны с сильными западными ветрами, несущими теплый и влажный воздух с Атлантики на север Европейского континента. В результате зимы становятся мягче, и количество осадков увеличивается (Hurrell, 1995; Смирнов и др., 1998; Hurrell, Deser, 2010). Поэтому, изменения, наблюдающиеся в водных экосистемах в годы высоких индексов NAO, могут служить хоро-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

шей натурной моделью для прогноза процессов, связанных с потеплением климата.

В Северной Европе в зависимости от особенностей ландшафтов, преобладающих на водосборе, можно выделить два основных типа водоемов, противоположным образом реагирующих на возрастание NAO (Максимов, 2012). В одном случае увеличение осадков и стока ведет к усилению выноса биогенных веществ с водосбора, способствуя эвтрофированию. Для другого типа водоемов, те же процессы ведут к увеличению поступления аллохтонных органических веществ, гумификации водоема. Известно, что высокое содержание гуминовых веществ ухудшает световые условия для фотосинтеза (Von Einem, Graneli, 2010). Высокое содержание растворенных органических веществ также благоприятствует увеличению численности бактерий, конкурирующих с фитопланктоном за ограниченные запасы фосфатов. Структурная перестройка пелагической системы в сторону увеличения роли бактериальной продукции в ущерб продукции фитопланктона ведет к образованию менее эффективной пищевой цепи с большим количеством трофических уровней, что неблагоприятно сказывается на сообществах зоопланктона и зообентоса (Berglund et al., 2007). Снижение биологической продуктивности Ботнического залива вследствие увеличения стока и гумификации уже стало реальностью в конце 1990-х и начале 2000-х гг. (Eriksson et al., 2008; 2009; Sandberg et al., 2004). Водосбор Балтийского моря может быть грубо разделен на северную часть (бассейны Ботнического и, частично, Финского заливов), где преобладают естественные ландшафты и южную (собственно Балтийское море с Рижским заливом), плотно заселенную с развитым сельским хозяйством и промышленностью (Assessment..., 2008). Если на юге водосбора увеличение осадков приведет к усиленному выносу биогенов с сельскохозяйственных угодий, то на севере, по-видимому, большее значение будет иметь поступление гуминовых веществ с заболоченного и покрытого таежной растительностью водосбора. Изменения климата, таким образом, усилят контрастность различий северной и южной частей Балтийского моря вследствие интенсификации противоположных процессов (гумификации и эвтрофирования) в разных участках

моря. Однако, по-видимому, оба указанных процесса приведут к менее эффективной и более длинной пищевой сети. Обильно развивающиеся при эвтрофировании сине-зеленые водоросли из-за крупных размеров колоний, а также токсичности некоторых видов слабо используются в пастбищной цепи, главную роль в передаче энергии к следующим трофическим уровням играют бактерии (микробиальная петля). Таким образом, в обеих частях Балтики по мере изменений климата роль основанной на бактериях низкоэффективной пищевой цепи, по-видимому, будет возрастать. Это неблагоприятным образом отразится на продуктивности организмов высших трофических уровней, включая промысловых рыб. Непосредственное действие температуры, по-видимому, будет усиливать этот негативный аспект, поскольку повышение температуры воды стимулирует развитие бактерий в большей степени, чем фитопланктона, а также благоприятствует “цветению” синезеленых водорослей (Assessment..., 2008).

Наряду с этим в биологических сообществах при изменении климата, по-видимому, можно ожидать дальнейшего развития упомянутых выше современных тенденций. В фитопланктоне будет наблюдаться ослабление весеннего максимума развития диатомовых водорослей. В зоопланктоне, вероятно, продолжится возрастание роли теплолюбивых мелких копепод и ветвистоусых ракообразных. Сохранится доминирующее положение шпрота в ихтиоценозе. Повышение температуры, по-видимому, также приведет к нарушению естественных фенологических циклов, сдвинув начало развития разных организмов на более ранние сроки, что в свою очередь может иметь неблагоприятные последствия на экосистемном уровне вследствие нарушения сложившихся трофических взаимоотношений (Assessment..., 2008). На основании данных геологических исследований и результатов моделирования можно также полагать, что потепление климата будет сопровождаться ухудшением кислородного режима глубинных вод Балтийского моря (Zillen et al., 2008; Kabel et al., 2012). Это приведет к увеличению площади непригодных для макрозообентоса гипоксических участков дна и возрастанию внутренней фосфорной нагрузки, что будет способст-

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

воватъ еще большому развитию азотфиксирующих видов синезеленых водорослей.

Необходимо отметить, однако, что ряд гидрологических процессов, обусловленных прогнозируемыми изменениями климата, способен смягчить их отрицательные последствия, связанные с увеличением поступления биогенных веществ. В частности, ослабление зимнего конвективного перемешивания из-за более теплых зим ведет к снижению содержания биогенных элементов в эвфотном слое, где происходит развитие водорослей. Ослабление соленостной стратификации из-за увеличения количества осадков будет улучшать условия аэрации глубинных вод, препятствуя расширению гипоксических зон (HELCOM, 2007a). Вследствие этого возникает неопределенность оценки последствий климатических изменений. Можно полагать, что итоговый результат будет в значительной степени определяться социально-экономическими факторами, влияющими на антропогенные источники биогенной нагрузки.

Балтийское море очень динамичный водоем, и границы распространения его обитателей никогда не оставались постоянными. Однако, учитывая интенсивное судоходство в регионе, в современных условиях весьма вероятным последствием изменений гидрометеорологического режима является учащение случаев биологических инвазий. Масштабное вселение видов из удаленных регионов с более теплым климатом, может повлечь за собой образование новых сообществ, свойства которых, к сожалению, едва ли возможно предсказать. Влияние вселенцев на функционирование природных сообществ и экосистем является, по-видимому, наиболее слабо изученным и трудно прогнозируемым аспектом проблемы экологических последствий изменений климата. Хотя распространение чужеродных видов – общепризнанная угроза для окружающей среды, растет понимание, что в ряде случаев они могут выполнять важные функции в экосистемах, в особенности нарушенных антропогенным воздействием (Schlaepfer et al., 2010). Это может рассматриваться, как адаптация природных сообществ к меняющимся условиям среды. В частности, с биоирригацией донных отложений инвазионными полихетами *Marenzelleria sp.* связывают существенное снижение концентрации фосфатов и последую-

щее ослабление эвтрофирования в прибрежных водах Балтийского моря в районе г. Стокгольма (Norkko et al., 2011; Karlsson et al., 2010). Недавно аналогичные процессы отмечены и в российской части Финского залива, где после вселения полихет *Marenzelleria arctica* в 2008 г. произошел ряд положительных изменений в планктонных и донных сообществах: уменьшение развития синезеленых водорослей, увеличение биомассы макрозообентоса и зоопланктона (Maximov et al., 2012). Эти изменения в значительной степени компенсировали неблагоприятное воздействие придонной гипоксии, вызванной климатическими процессами.

5.2.6. Морская деятельность и климат

Одно из ключевых значений в развитии морской деятельности (МД) России имеет регион Балтийского моря, традиционно играющий роль “окна в Европу”. Осуществляемая морская деятельность в российских прибрежных зонах Балтики является одной из важнейших составляющих социально-экономического развития приморских территорий самой западной части РФ (Калининград и Калининградская область) и северо-запада России (Санкт-Петербург и Ленинградская область). На акватории российских вод и прилегающих побережьях осуществляются различные виды морской деятельности, такие как судоходство, гидротехническое и прибрежное строительство, рыболовство, добыча полезных ископаемых на шельфе и их транспортировка, транспортировка углеводородного сырья (нефти и природного газа), оборонная деятельность, морской туризм, береговой туризм и рекреация.

Финскому заливу (ФЗ) Балтийского моря придается функция основного звена в стыковке экономических пространств России и Европейского Союза (ЕС). В настоящее время ФЗ превратился в главную морскую транспортную артерию, которая связывает Россию с рынками Западной Европы, а также Африки и Америки. Развитие морских портовых комплексов в Санкт-Петербурге и Ленинградской области привели к многократному увеличению грузопотоков, возросла интенсивность движения судов. В российском секторе ФЗ в последние годы реализованы

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

два масштабных инженерных проекта: 1) намыв прибрежной территории площадью 476.6 га – “Морской Фасад”, на которой возведено более 4 млн м² недвижимости и создан морской пассажирский порт для приема круизных и паромных судов и 2) завершение строительства Комплекса Защитных Сооружений Санкт-Петербурга для защиты города от наводнений. Крупнейшим проектом, связанным с обеспечением транспортировки углеводородного сырья (природного газа) от газовых месторождений Сибири в Западную Европу через акваторию Восточной части ФЗ, является морской газопровод “Северный поток” – “Нордстрим”, который соединил Балтийское побережье России с берегом Германии. Газопровод берет начало в районе бухты Портовая недалеко от г. Выборг, проходит по дну Балтийского моря в пределах территориальных вод России, Германии и Дании, а также исключительных экономических зон (ИЭЗ) России, Финляндии, Швеции, Дании и Германии (Гришин, Костяной, 2010; 2013). Конечным пунктом является приемный терминал в бухте Грайфсвальд (Германия). Общая длина морского газопровода составляет 1222 км, протяженность в пределах территориального моря и ИЭЗ России – 123 км.

Туристическая отрасль экономики среди российских приморских регионов Балтийского моря наиболее развита в Санкт-Петербурге. Ленинградская область и Калининградская области также имеют значительный туристический потенциал, который пока используется слабо из-за отставания в развитии инфраструктуры: автодорожное строительство, слабое развитие сервисного обслуживания и др., однако в дальнейшем предполагается развитие туристической отрасли на прибрежной территории этих областей. Морской туризм в Восточной части ФЗ охватывает плавание на всех типах судов с целью отдыха и развлечений. Помимо круизного судоходства, это также яхтенно-катерный туризм и морские паромные сообщения, если они используются пассажирами как промежуточное звено всего путешествия или один из видов отдыха на воде. Санкт-Петербург имеет обширную развитую рекреационную зону на побережье Невской губы и Финского залива, которая включает северный курортно-оздоровительный район и южную дворцово-парковую тер-

риторию. Основой формирования рекреационного потенциала восточной части ФЗ являются прибрежные территории с уникальными историко-архитектурными памятниками, природными ландшафтами, объектами отдыха и туризма международного значения и лечебными учреждениями федерального значения.

На акватории Российской части юго-восточной Балтики выделяют акваторию исключительной экономической зоны, территориальное море РФ, а также внутренние морские воды – российские части акваторий Вислинского и Куршского заливов. Основными отраслями промышленности в регионе были и остаются судоходство и рыболовство. Для Калининградской области важнейшим видом морской деятельности также является разработка и эксплуатация нефтяных запасов на Калининградском шельфе (платформа Д-6), которая ведется в настоящее время компанией ООО “ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть” (Kostianoy et.al, 2005; Домнин, Дорохов, 2009). Имеются другие разведанные нефтегазовые месторождения, разработка которых может осуществляться в дальнейшем. Существует потенциал для становления ветроэнергетической отрасли. Рекреация и туризм являются наиболее перспективными направлениями развития (Андриашкина и др., 2008).

Изменения глобального климата и его региональные проявления создают необходимость в адаптации развивающейся хозяйственно-экономической деятельности в прибрежных зонах к постоянно меняющимся природным условиям. В связи с чем, представляется необходимым при планировании дальнейшего экономического развития балтийских приморских регионов учитывать социально-экономические аспекты влияния изменения климата для обеспечения эффективности ведения хозяйственной деятельности, роста уровня жизни и безопасности населения приморских территорий.

Анализ результатов расчетов на отечественной региональной эко-гидродинамической модели (см. раздел 5.2.2) показал, что в ближайшие 80 лет в Балтийском море будет продолжаться повышение температуры воды. Это приведет к сокращению площади морского льда и периода ледового покрытия. В отношении развития судо-

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

ходства и портовой деятельности смягчение ледовых условий и увеличение сроков навигационного периода в российской части Финского залива позволит снизить затраты, связанные с использованием ледокольного флота для проводки судов в порты в зимний период, что также должно привести к уменьшению стоимости грузоперевозок.

В распоряжении авторов, к сожалению, отсутствуют прогнозы частоты и интенсивности штормовых явлений в Балтийском море в будущем климате. Однако, известно, что в настоящее время хорошо выражена тенденция увеличения экстремумов высоты уровня моря, вызываемая штормовыми нагонами (Soomere et al., 2009). При планировании морской деятельности в будущем представляется необходимым дальнейшее развитие и совершенствование систем оперативного прогноза этих опасных явлений для обеспечения безопасности мореплавания, сокращения и предотвращения убытков от катастрофических разрушений при ведении берегового строительства и сохранности береговых сооружений, для своевременного оповещения населения приморских территорий.

Потепление климата в Балтийском регионе должно способствовать развитию морского и берегового туризма. Однако, согласно прогнозу, развитие гипоксиейно-аноксиейных условий в Финском заливе Балтийского моря приведет к усилению эвтрофирования вод и ухудшению их качества. В водах Калининградского шельфа, в Куршском и Вислинском заливах вследствие их мелководности гипоксиейно-аноксиейные условия не возникают. Однако, современный уровень эвтрофикации вод этих акваторий весьма значителен (Кудрявцева, 2011). Повышение температуры воды будет способствовать развитию теплолюбивых сине-зеленых водорослей и уровень эвтрофирования может увеличиться. Ухудшение качества вод вследствие эвтрофикации может существенно снизить привлекательность российских прибрежных акваторий для развития морского и берегового туризма. Таким образом, повышение температуры воды потребует принятия природоохранных мер, в частности, по сокращению биогенных нагрузок с суши для снижения уровня эвтрофикации и улучшения каче-

ства вод российских прибрежных вод Балтийского моря.

Особо заметное влияние будет оказывать изменение климата в Балтийском регионе на рыболовство и биоресурсы.

Современные исследования показали, что процесс потепления в северном полушарии внес значительные изменения в экосистемы морей северной Атлантики и европейского континента. Транспорт и перемешивание водных масс внутри Балтийского моря оказывают существенное влияние на среду обитания промысловых рыб, их кормовую базу и межвидовую конкуренцию.

На рисунке 5.2.15 представлена динамика соотношения между основными промысловыми видами рыб (треска, шпрот и сельдь) на фоне изменений в экосистеме Балтийского моря с 1970-х по 2010 гг. (Егоров, 2012).

Отмечаемые изменения климата в сторону потепления оказывают влияние и на другие виды рыб Балтийского моря. Эвтрофикация Балтики, связанная с повышением температуры, приводит к увеличению мутности воды в прибрежных районах. Основные места нереста и нагула молодых многих видов рыб Балтийского моря (карповые, окунь, судак, щука) расположены в теплых мелководных заливах и бухтах, которые в высокой степени подвержены эвтрофикации. В полузакрытых местах Балтики, где размножаются и нагуливаются рыбы, эвтрофикация оказывает воздействие аналогичное таковому в пресноводных водоемах (Sandstrom, Karas, 2002).

Вместе с тем, повышение мутности и температуры воды оказывает позитивный эффект на молодь судака, которой необходима защита от хищников, особенно в первые дни после выклева из икры. Повышение температуры приводит к увеличению кормовой базы и обеспеченностью личинок судака пищей, а мутность маскирует молодь от поедания другими рыбами (Рескан-Неким, Lappalainen, 2006).

Окунь как вид, использующий визуальные рецепторы, напротив, хорошо адаптирован к низкой мутности воды, и уменьшение прозрачности оказывает негативный эффект на темп его роста. Это особенно сказывается в сложно-структурированных местообитаниях, где при повышении

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

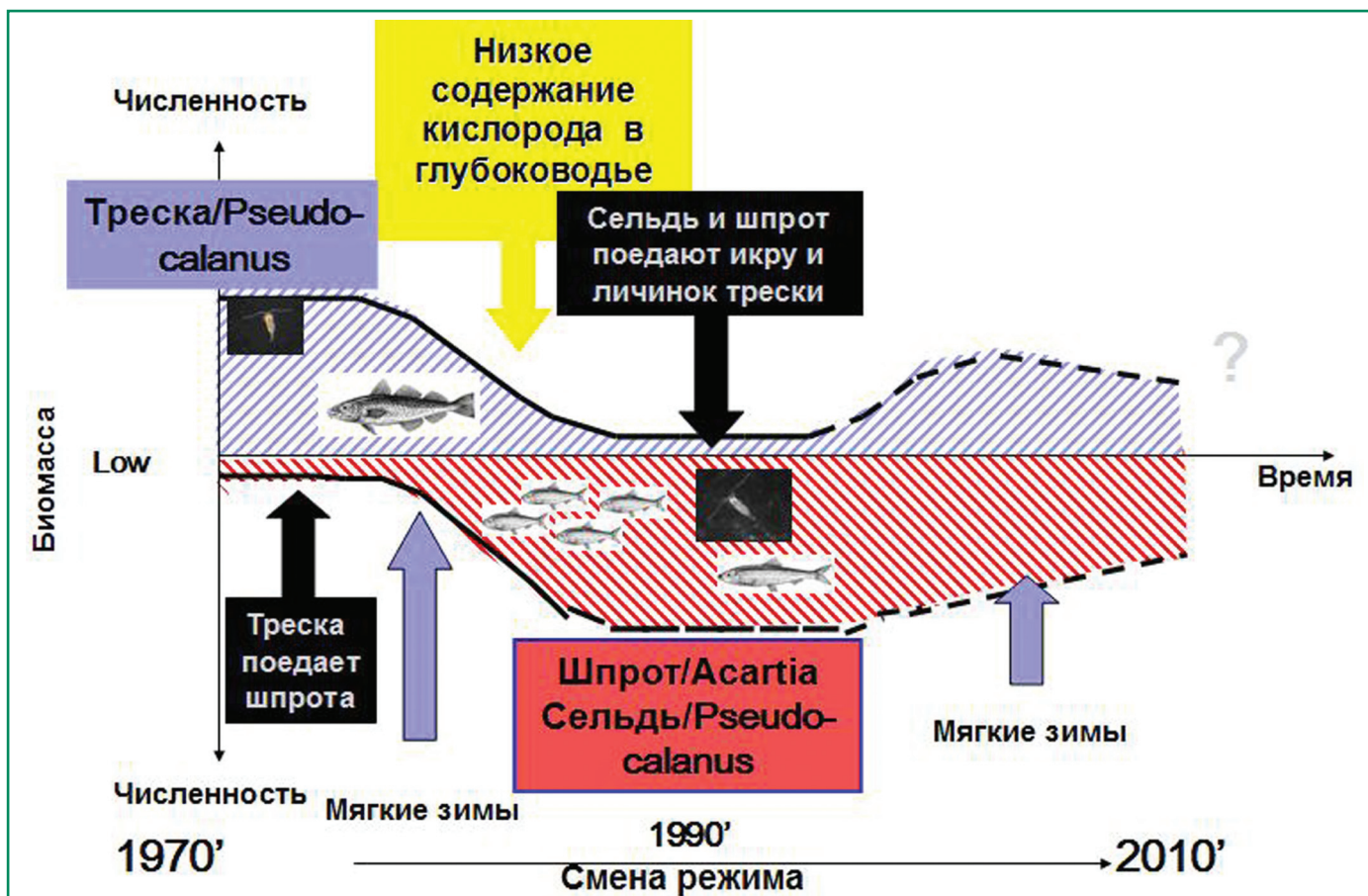


Рис. 5.2.15. Изменения в экосистеме Балтийского моря с 1970-х по 2010 гг.

мутности окунь проигрывает в конкуренции карповым видам рыб.

Опоясывающие берега заросли водной растительности также служат местами, обеспечивающими успешную репродукцию морских и пресноводных видов рыб Балтийского бассейна. При потеплении климата, сопутствующей этому процессу эвтрофикации и понижению солености площади водной растительности увеличиваются, что способствует увеличению области оптимальной для увеличения популяции карповых видов рыб. Такой эффект отмечен, в частности для плотвы (*Rutilus rutilus*), которая предпочитает зоны с поясами водной растительности и условия с невысокой соленостью (< 4‰) во внутренних заливах Балтики (Harma et al., 2008).

Расширение площадей водной растительности приводит и к увеличению репродукционных ареалов судака. Для балтийской сельди ситуация с эвтрофикацией неоднозначная. Количество сеголетних рекрутов сокращается при увеличении первичной продукции и повышении мутности

(Urho et al., 2003). При этом отмечается, что незначительное возрастание уровня мутности приводит к успешному поиску питания (возрастает обеспеченность пищей), тогда как более высокая мутность вызывает снижение индекса наполнения желудков молоди сельди.

Согласно результатам, полученным на основе сценарных расчетов на эко-гидродинамической модели Балтийского моря, средняя годовая горизонтально-осредненная температура поверхности моря (ТПМ) для Балтики в целом в течение XXI века растет, увеличиваясь к концу столетия на 3.5°C (Ryabchenko et al., 2010). Рыбы как экотермные организмы очень зависят от изменений термального режима. Если температура воды приближается к порогу толерантности, то обмен веществ угнетается, а превышение порога приводит к летальному исходу. При повышении температуры воды на 10°C в пределах зоны толерантности приводит к 2-х кратному ускорению метаболизма у рыб. Таким образом, усредненная оценка эффекта повышения температуры Балтийско-

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

го моря на 3,5°C в пределах температурной толерантности дает прогноз ускорения роста рыб более, чем на 30%.

Однако, учитывая, что при потеплении климата согласно модельным прогнозам площади гипоксических и аноксических зон в Балтийском море сильно вырастут к концу текущего столетия по сравнению с их современными значениями, соленость понизится, а показатели общей эвтрофикации возрастут, эффективность рыболовного сектора будет снижаться. Это будет происходить как за счет общего падения уловов, так и за счет замещения ценных промысловых видов рыб на менее ценные с уменьшением стоимости валовой рыболовной продукции.

Однако есть возможность частичной адаптации рыбохозяйственной деятельности к изменению климата на уровне регулируемой эксплуатации рыбных запасов Балтики. У рыболовства есть существенный потенциал, чтобы изменить структуру пищевой сети и таким образом изменить результат вызванных климатом изменений. Например, уменьшение эксплуатации запасов трески увеличило бы шанс ее репродуктивного успеха, несмотря на снижение общей биомассы этого вида рыб. Вследствие более высокого пресса хищничества трески популяция шпрота уменьшилась бы и, следовательно, хищничество шпрота на яйцах трески ослабло, как и межвидовая пищевая конкуренция в поедании планктонных ракообразных. В качестве обратной связи, это могло бы привести к более высокому уровню воспроизводства трески и затем улучшило бы обеспеченность пищей для сельди и шпрота, улучшая их темп роста за счет поедания икры и личинок трески.

Для адаптации промышленного рыболовства к изменениям климата необходимо проведение рыбопромысловых исследований, направленных на постоянный мониторинг популяций основных промысловых видов рыб Балтийского моря и его прибрежных зон. Это необходимо для своевременного переориентирования промысловых усилий и береговых рыбоперерабатывающих мощностей с сельди на шпрот или на треску. Существующие методики оценки допустимых уловов (ОДУ) достаточно надежно работают в краткосрочной перспективе, однако не могут быть ис-

пользованы для многолетнего перспективного планирования.

Разработка каких-либо определенных рекомендаций по адаптации промышленного рыболовства к изменениям климата для отдаленной перспективы упирается в недостаточность фактологической и методической базы. Однако, вопросы планирования аквакультуры в прибрежных зонах Балтийского моря могут решаться уже сейчас с прицелом на десятки и более лет вперед. Повышение температуры относительно холодных балтийских вод приведет к ускорению роста выращиваемых рыб и сроки окупаемости инвестиций в товарную аквакультуру сократятся, сделав более привлекательными вложения предпринимателей в этот вид деятельности.

Развитие аквакультуры как направления рыбохозяйственной деятельности на Балтийском море позволит адаптировать эту деятельность к прогнозируемым изменениям климата. Кроме товарного рыбоводства (интенсивной формы аквакультуры) необходимо внедрение экстенсивных форм культивирования морских организмов (фильтрующие моллюски и макроводоросли).

Следует планировать усиление мероприятий по искусственному воспроизводству водных биоресурсов (ВБР) с выращиванием молоди ценных видов рыб для последующего выпуска в Балтийское море. Расширение сети инкубаторов и рыбопитомников должно обеспечить не только выполнение государственных программ воспроизводства ВБР, но и потребности товарных морских ферм в посадочном материале для зарыбления садков. Пример хорошей организации и успешного сочетания этих двух направлений деятельности рыбопитомников имеется в Финляндии.

Важным звеном для адаптации рыбных сообществ к изменению климата должны стать мелиоративные мероприятия в прибрежных районах, где опоясывающие берега зарослей водной растительности служат местами, обеспечивающими успешную репродукцию морских и пресноводных видов рыб Балтийского бассейна. Как уже отмечалось ранее, при потеплении климата, сопутствующей этому процессу эвтрофикации и понижению солености площади водной растительности будут увеличиваться, что будет способствовать увеличению популяции карповых видов рыб и ре-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

продукционных ареалов судака. Гребенчатое скашивание зарослей как один из видов мелиорации будет способствовать усилению граничного эффекта, более полезного для повышения качества водных местообитаний, нежели просто площадь зарослей.

В отличие от рыболовства, продукция аквакультуры на Балтике может быть увеличена в 30 раз по сравнению с ее современным состоянием (до 400 тысяч тонн). Потенциальные возможности товарного рыбоводства (аквакультуры) отличаются для различных районов Балтийского моря.

Восточная часть ФЗ имеет для Ленинградской области и г. Санкт-Петербурга большое значение как источник пищевой рыбной продукции. До настоящего времени здесь регулярно ведется интенсивный промысел, обеспечивающий поставки рыбы не только на местный рынок, но и в другие регионы страны. В последние годы резко сократились как запасы, так и уловы наиболее ценных проходных рыб – морской и речной миноги, атлантического осетра, лосося, кумжи, ряпушки, сига, хариуса, корюшки, сырты и угря. Из всех проходных рыб только корюшка, несмотря на значительное падение ее уловов, может реально оплачивать совокупные промысловые усилия и быть заметным объектом для потребителя. В акваториях Калининградской области существует потенциал для развития интенсивного рыболовства и получения большей экономической выгоды. Основными промысловыми рыбами в исключительной экономической зоне и территориальных водах Калининградской области являются лосось и шпрот. Другими важными промысловыми акваториями для Калининградской области, откуда поступает рыбная продукция, являются Вислинский и Куршский заливы (Осадчий, 2000; Федоров, 2002). Самым продуктивным видом является лещ. Промысловые виды в Вислинском заливе, схожи с видами, вылавливаемыми в Куршском заливе. Здесь добываются балтийская сельдь, судак, лещ, плотва, угорь, окунь, чехонь. Самым продуктивным видом является балтийская сельдь.

Развитие аквакультурных хозяйств на акватории этих морских акваторий, проведение мероприятий по искусственному восстановлению по-

пуляций промысловых рыб может существенно улучшить экономическое положение в этих регионах, повысить уровень и качество жизни населения приморских территорий.

5.2.7. Заключение

Анализ многолетних данных наблюдений за изменением метеорологических характеристик в Балтийском море довольно убедительно показывает, что за последние 30 лет произошли заметные изменения. Увеличение циклонической активности над Балтийским морем и частоты появления процессов западного переноса над Балтийским морем обусловили быстрый рост температуры воздуха за период исследования, незначительное увеличение количества осадков и уменьшение средней скорости ветра. Возросла частота формирования глубоких циклонов над Балтийским морем.

Выявленные тренды по температуре воды, уровню моря и продолжительности покрытия льдом в прибрежных районах моря имеют четко выраженную направленность, а наибольшая изменчивость гидрометеорологических характеристик отмечается в зимний период. В восточной части Финского залива самые значительные аномалии были зафиксированы в период 1991–2005 гг.

Статистический анализ многолетних рядов наблюдений уровня моря подтверждает, что годовые максимумы значительно увеличились за последние 70 лет. Изменения особенно заметны в центральной части Балтийского моря. Максимумы в этом районе выросли за последние полвека почти на 10 см. Наиболее опасный рост максимальных уровней произошел в Финском заливе. Разброс экстремумов высоты уровня моря в Финском заливе является максимальным для Балтики. Возросла интенсивность штормовых нагонов и связанные с ними экстремумы высот волн. Начиная со второй половины 70-х годов двадцатого века, наводнения, вызванные штормовыми нагонами в Невской губе, регистрируются намного чаще, чем в середине прошедшего столетия. При сохранении современной тенденции усиления интенсивности штормовых явлений в Балтийском море вероятно дальнейшее увеличение экстремумов высоты уровня моря в будущем климате.

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

Заметные различия отмечаются в изменениях гидрометеорологических характеристик в северо-восточной и южной Балтике. Рост температуры воздуха и температуры поверхности моря в северо-восточной прибрежной зоне Балтийского моря за последние 50 лет происходил быстрее, в то время как рост уровня моря в южных прибрежных районах значительно превысил величину, на которую вырос уровень в северо-восточной прибрежной зоне Балтийского моря. Продолжительность ледового покрова в южной части моря сократилась на один месяц, а в восточной части Финского залива – на две недели. Анализ данных наблюдений за ледовым покровом по всему морю за почти трехсотлетний период показал, что наиболее продолжительный теплый период, который попадает в диапазон средних, мягких и очень мягких зим начался с 90-х годов прошлого столетия.

Анализ результатов расчетов на отечественной региональной эко-гидродинамической модели SPBEM показал, что потепление климата может привести к росту температуры моря, уменьшению солености и площади морского льда, увеличению речного стока. Эти изменения гидрологического режима будут оказывать существенное воздействие на морские экосистемы Балтийского моря. При потеплении климата площади гипоксических и аноксических зон в Балтийском море будут увеличиваться или, в лучшем случае, незначительно уменьшаться по сравнению с их современными значениями. Этот результат в качественном отношении не зависит от того, какая глобальная климатическая модель и какой сценарий изменения климата использовались в расчетах. Развитие гипоксично-аноксических условий приведет к ухудшению качества вод Балтийского моря.

В биологических сообществах при изменении климата, по-видимому, можно ожидать дальнейшего развития современных тенденций. В фитопланктоне будет наблюдаться ослабление весеннего максимума развития диатомовых водорослей. В зоопланктоне, вероятно, продолжится возрастание роли теплолюбивых мелких копепод и ветвистоусых ракообразных. Сохранится доминирующее положение шпрота в ихтиоценозе. Повышение температуры, по-видимому, также приведет к нарушению естественных фенологических циклов, сдвинув начало развития разных ор-

ганизмов на более ранние сроки, что в свою очередь может иметь неблагоприятные последствия на экосистемном уровне вследствие нарушения сложившихся трофических взаимоотношений. Прогнозируемое увеличение площади гипоксических и аноксических зон приведет к расширению участков дна непригодных для макрозообентоса и возрастанию внутренней фосфорной нагрузки, что будет способствовать еще большему развитию азотфиксирующих видов синезеленых водорослей.

Влияние вселенцев на функционирование природных сообществ и экосистем является, по-видимому, наиболее слабо изученным и трудно прогнозируемым аспектом проблемы экологических последствий изменений климата. Хотя распространение чужеродных видов – общепризнанная угроза для окружающей среды, растет понимание, что в ряде случаев они могут выполнять важные функции в экосистемах, в особенности нарушенных антропогенным воздействием. Это может рассматриваться, как адаптация природных сообществ к меняющимся условиям среды.

При подготовке раздела авторами использованы результаты исследований, проводимых в рамках подпрограммы “Исследования природы Мирового океана” ФЦП “Мировой океан” РГГМУ и АО ИОРАН в 2008–2013 годы.

5.2.8. Литература

- Аверкиев А. С., Клеванный К. А., 2009.** Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива, Метеорология и гидрология, № 11, с. 59–69.
- Андриашкина А. Ю., Домнин Д. А., Чубаренко Б. В., 2008.** Потенциалы и конфликты использования прибрежных акваторий российской части Юго-восточной Балтики. Интеграция Северо-запада России в регион Балтийского моря: проблемы и перспективы, Калининград, с. 273–300.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1992.** Балтийское море, Гидрометеорологические условия, СПб., Гидрометеоиздат, т. 3, вып.1, 450 с.
- Голубков М. С., Голубков С. М., Умнова Л. П., 2008.** Первичная продукция и проблемы эв-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- трофирования эстуария реки Невы, в кн.: Экосистема эстуария реки Невы: биологическое разнообразие и экологические проблемы, М., Товарищество научных изданий КМК, с. 313–337.
- Гордеева С. М., Малинин В. И., 2011.** О современных изменениях климата и уровня Финского залива, Охрана окружающей среды и природопользование, № 3, с. 64–67.
- Гришин Н. Н., Костяной А. Г., 2012.** О спутниковом мониторинге распространения взвешенных наносов при строительстве морского газопровода Nord Stream в российских водах Балтийского моря в 2010 г., Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 9, № 1, с. 167–175.
- Гришин Н. Н., Костяной А. Г., 2013.** Использование спутникового мониторинга распространения взвешенных наносов для трансграничной оценки воздействия на окружающую среду строительства российской секции морского газопровода Nord Stream, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 10, № 1, с. 303–319.
- Домнин Д. А., Дорохов Д. В., 2009.** Анализ текущего состояния использования акваторий в российском секторе Юго-восточной Балтики. Отчет о НИР “Комплексное исследование процессов, характеристик и ресурсов Балтийского моря”, Подпрограмма “Исследования природы Мирового океана” ФЦП “Мировой океан”, № гос. рег.01 2008 53997, с. 92–117.
- Еремина Т. Р., Густоев Д. В., Цепелев В. Ю., 2013.** Исследование долгопериодных изменений гидрометеорологических характеристик восточной части Финского залива в 1958–2009 гг., Геофизическая гидродинамика, 2013, т. 6, № 9, с. 41–47.
- Еремина Т. Р., Карлин Л. Н., 2008.** Современные черты гидрохимических условий в восточной части Финского залива, в кн.: Экосистема эстуария реки Невы: биологическое разнообразие и экологические проблемы, М., Товарищество научных изданий КМК, с. 24–38.
- Кондратьев С. А., 2011.** Оценка биогенной нагрузки на Финский залив Балтийского моря с российской части водосбора, Водные ресурсы, т. 38, № 1, с. 63–71.
- Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А., 2014.** Климатическая изменчивость ряда гидрометеорологических параметров морей России с 1979 по 2011 годы, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 26, Москва, ИГКЭ (в печати).
- Кудрявцева Е. А., Пименов Н. В., Александров С. В., Кудрявцев В. М., 2011.** Первичная продукция и хлорофилл в юго-восточной части Балтийского моря в 2003–2007 гг., Океанология, т. 51, № 1, с. 33–41.
- Максимов А. А., 2006.** Многолетние изменения макрозообентоса как показатель эвтрофирования восточной части Финского залива, Сборник научных трудов ГосНИОРХ, т. 331, № 2, с. 77–91.
- Максимов А. А., 2012.** Многолетняя изменчивость климатических факторов и динамика сообществ донных животных, в кн.: Динамика биологического разнообразия и биоресурсов континентальных водоемов, СПб, Наука, с. 126–138.
- Навроцкая С. Е., Чубаренко Б. В., 2011.** Сравнение средних и экстремальных уровней в Балтийском проливе и устье реки Преголи (Калининградский залив) за период 1901–2006 гг., Изв. РГО, т. 143, вып. 4, с. 75–79.
- Осадчий В. М., 2000.** Регулирование рыболовства и стратегия использования рыбных ресурсов в Куршском заливе, Дисс. канд. биолог. наук, Калининград, 175 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008.** Последствия изменений климата. М., Росгидромет, т. 2, 288 с.
- Псаломщикова Л. М. и др., 2010.** Характеристики значительных наводнений в устье р. Невы при разных синоптических ситуациях, Метеоспектр, № 2, с. 105–110.
- Рябченко В. А., Либерман Ю. М., Руховец Л. А., Астраханцев Г. П., Белевич М. Ю., Дворников А. Ю., Игнатов Р. Ю., Клеванный К. А., Мостаманди С. В., Рубинштейн К. Г., Цепелев В. Ю., 2008.** Прогноз погоды и состояния водных объектов Северо-Западного региона России на базе комплекса гидродинамических моделей, СПб, Нестор-История, 60 с.

5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

- Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., Качанов С. Ю., 1998.** Северо-Атлантическое колебание и климат, СПб, изд. РГГМУ, 122 с.
- Федоров Л. С., 2002.** Характеристика рыболовства и управление рыбными ресурсами Вислинского залива. Дисс. канд. биолог. наук: 03.00.10, Калининград, <http://www.disertant.ru/index.php?work=37745>.
- Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, 2008.** Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 473 с.
- BACC Author Team, 2008.** Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Berlin, Springer-Verlag, 474 p.
- Baltic Environmental Database,** URL: <http://nest.su.se/bed>.
- Bates B. C., Kundzewicz Z. W., Wu S., Palutikof J. P. (eds.), 2008.** Climate Change and Water, Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva: IPCC Secretariat, p. 210.
- Berglund J. Muren U., Bamstedt U., Andersson A., 2007.** Efficiency of a phytoplankton-based and a bacteria-based food web in a pelagic marine system, *Limnol. Oceanogr.*, vol. 52, no. 1, pp. 121–131.
- Church J. A., Gregory J. M., Huybrechts P., et al., 2001.** Changes in sea level, *Climate Change 2001: The Scientific Basis (Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change)*, Cambridge, U.K., Cambridge Univ. Press, pp. 639–694.
- Climate Change 2007, 2007.** The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel, Solomon S., Qin D., Manning M., et al. (eds.), Cambridge, UK and New York, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Conley D. J., Bjorck S., Bonsdorff E., Carstensen J., et al., 2009.** Hypoxia-Related Processes in the Baltic Sea, *Environmental science and technology*, vol. 43, no. 10, pp. 3412–3420.
- Dailidiene I., Davulienė L., Tilickis B., Stankevicius A., Myrberg K., 2006.** Sea level variability at the Lithuanian coast of the Baltic Sea, *Boreal Environmental Research*, vol. 11, pp. 109–121.
- Dailidiene I., Baudler H., Chubarenko B., Navrotskaya S., 2011.** Long term water level and surface temperature changes in the lagoons of the southern and eastern Baltic, *Oceanologia*, vol. 53 (1–II), pp. 293–308.
- Dailidiene I., Davulienė L., Kelpsaite L., Razinkovas A., 2012.** Analysis of the climate change in Lithuanian coastal areas of the Baltic Sea, *Journal of Coastal Research*, vol. 28, Issue 3, pp. 557–569, doi: <http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00077.1>.
- Eero Aro, 2012.** Keynote: Fish and Fisheries in GoF. The main driving forces on the dynamics of fish resources in the Gulf of Finland, and the state of the key stocks. Presentation at “The trilateral cooperation for the Gulf of Finland”, WORKSHOP ON FISH AND FISHERIES, 27–28 February 2012.
- Eilola K., Meier H. E. M., Almroth E., 2009.** On the dynamics of oxygen, phosphorus and cyanobacteria in the Baltic Sea; A model study, *J. Mar. Sys.*, vol. 75, pp. 163–184.
- Ekman M., 2003.** The world’s longest sea level series and winter oscillation index for Northern Europe 1774–2000, *Small Publications in Historical Geophysics*, no. 12, pp. 1–31.
- Elmgren R., 1984.** Trophic dynamics in the enclosed, brackish Baltic Sea, *ICES Rapp. Proc. Verb.*, no. 183, pp. 152–169.
- Eriksson Wiklund A.-K., Dahlgren K., Sundelin B., Andersson A., 2009.** Effects of warming and shifts of pelagic food web structure on benthic productivity in a coastal marine system, *Marine Ecology Progress Series*, vol. 396, pp. 13–25.
- Eriksson Wiklund A.K., Sundelin B., Rosa R., 2008.** Population decline of amphipod *Monoporeia affinis* in Northern Europe: consequence of food shortage and competition? *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, vol. 367, pp. 81–90.
- Golubkov S., Alimov A., 2010.** Ecosystem changes in the Neva Estuary (Baltic Sea): Natural dynamics or response to anthropogenic impacts? *Marine Pollution Bulletin*, vol. 61, pp. 198–204.
- Gornitz V., 1995.** Monitoring sea level changes, *Climate Change*, vol. 31, pp. 515–544.
- Gustafsson B. G., 2003.** A time-dependent coupled-basin model for the Baltic Sea, Report C47,

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- Earth Sciences Centre, Goteborg University, Goteborg, 61 p.
- Harma M., Lappalainen A., Urho L., 2008.** Reproduction areas of roach (*Rutilus rutilus*) in the northern Baltic Sea: potential effects of climate change, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 65(12): pp. 2678–2688.
- HELCOM, 2007a.** Climate Change in the Baltic Sea Area, HELCOM Thematic Assessment in 2007, *Baltic Sea Environment Proceedings*, no. 111, pp. 3–49.
- HELCOM, 2007b.** Toward a Baltic Sea unaffected by eutrophication: Background document to Helcom Ministerial Meeting, Krakow, Poland, Tech. rep., Helsinki Commission, Helsinki, Finland.
- Hurrell J. W., 1995.** Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation, *Science*, vol. 269, pp. 676–679.
- Hurrell J. W., Deser C., 2010.** North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation, *Journal of Marine Systems*, vol. 79, pp. 231–244.
- IPCC Special Report on Emission Scenarios, 2000.** Summary for Policymakers. Emissions Scenarios, WMO/UNEP, Intergovernmental Panel on Climate Change, 25 p.
- Johansson M. M., Kahma K. K., Boman H., Launiainen J., 2004.** Scenarios for sea level rise on the Finnish coast, *Boreal Environment Research*, vol. 9, pp. 153–166.
- Karlsson O. M., Jonsson P. O., Lindgren D., Malmaeus J. M., Stehn A., 2010.** Indications of Recovery from Hypoxia in the Inner Stockholm Archipelago, *Ambio*, vol. 39, pp. 486–495.
- Kabel K., Moros M., Porsche C., Neumann T., et al., 2012.** Impact of climate change on the Baltic Sea ecosystem over the past 1000 years, *Nature Climate Change*, vol. 2, pp. 871–874.
- Kostianoy A. G., Lebedev S. A., Soloviev D. M., Pichuzhkina O. E., 2005.** Satellite monitoring of the Southeastern Baltic Sea, *Annual Report 2004*, Lukoil-Kaliningradmorneft, Kaliningrad, 36 p.
- Lepparanta M., Myberg K., 2009.** Physical Oceanography of the Baltic Sea, UK, Praxis Publishing Ltd., pp. 268–274.
- Maximov A. A., Eremina T. R., Lange E. K., Maximova O. B., 2012.** Biological invader counteracts the adverse effects of climate variations in the eastern Gulf of Finland, Baltic Sea, *Abstracts of The 47th European Marine Biology Symposium*, Arendal, Norway, 3–7 September 2012, p. 54.
- Meier H. E. M., Broman B., Kjellstrom E., 2004.** Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea, *Climate Research*, vol. 27, pp. 59–75.
- Meier H. E. M., Andersson H. C., Eilola K., Gustafsson B. G., 2011.** Hypoxia in future climates: A model ensemble study for the Baltic Sea, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 38, Issue 24, doi:10.1029/2011GL049929.
- Meier H. E. M., Muller-Karulis B., Andersson H. C., Dieterich C., et al., 2012.** Impact of climate change on ecological quality indicators and biogeochemical fluxes in the Baltic Sea – a multi-model ensemble study, *Ambio*, vol. 41, Issue 6, pp. 558–573.
- Meier H. E. M., Doscher R., Faxen T., 2003.** A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea: Application to salt inflow, *J. Geophys. Res.*, vol. 108(C8), pp. 3273, doi: 10.1029/2000JC000521.
- Met Office Hadley Centre Observations Datasets:** Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST).URL: <http://hadleyserver.metoffice.com/hadisst/data/download.html>.
- Neelov I. A., Eremina T. R., Isaev A. V., Ryabchenko V. A., Savchuk O. P., Vankevich R. E., 2003.** A simulation of the Gulf of Finland ecosystem with 3-D model, *Proceedings Estonian Academy of Science, Biology. Ecology*, vol. 52, pp. 347–359.
- Neumann T., Fennel W., Kremp C., 2002.** Experimental simulations with an ecosystem model of the Baltic Sea: a nutrient load reduction experiment, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 16, p. 1033.
- Neumann T., Schernewski G., 2008.** Eutrophication in the Baltic Sea and shifts in nitrogen fixation analyzed with a 3D ecosystem model, *J. Mar. Sys.*, vol. 74, pp. 592–602.
- Norkko J., Reedin D. C., Timmermann K., Norkko A., Gustafsson B. G., et al., 2011.** A welcome can of worms? Hypoxia mitigation by

- an invasive species, *Global Change Biology*, vol. 18, no. 2, pp. 422–434.
- Osterblom H., Hansson S., Larsson U., Hjerne O., Wulff F., Elmgren R., Folke C., 2007.** Human-induced Trophic Cascades and Ecological Regime Shifts in the Baltic Sea, *Ecosystems*, vol. 10, pp. 877–889.
- Pekcan-Hekim Z., Lappalainen J., 2006.** Effects of clay turbidity and density of pikeperch (*Sander lucioperca*) larvae on predation by perch (*Perca fluviatilis*), *Naturwissenschaften*, 93, pp. 356–359.
- Pitkanen H., Lehtoranta J., Raike A., 2001.** Internal Nutrient Fluxes Counteract Decreases in External Load: The Case of the Estuarial Eastern Gulf of Finland, *Baltic Sea, Ambio*, vol. 30, no. 4–5, pp. 195–201.
- Pitkanen H., Valipakka P., 1997.** Extensive deep water oxygen deficit and benthic phosphorus release in the eastern Gulf of Finland in late summer 1996, *Proc. Final Seminar of the Gulf of Finland Year 1996*, Helsinki, pp. 51–59.
- Ryabchenko V., et al., 2010.** Estimates of the impact of potential climate change in the 21st century on the Baltic Sea ecosystem, Abstract for 6th Study Conference on BALTEX: “Changing water, energy and biogeochemical cycles in the Baltic Sea basin”, Miedzzydroje, Island of Wolin, Poland, 14–18 June 2010, ISSN 1681–6471, publ. no. 46, pp. 44–45.
- Sandberg J., Andersson A., Johansson S., Wikner J., 2004.** Pelagic food web structure and carbon budget in the northern Baltic Sea: potential importance of terrigenous carbon, *Mar Ecol Prog Ser.*, vol. 268, pp. 3–29.
- Sandstrom A., Karas P., 2002.** Effects of eutrophication on young-of-the-year freshwater fish communities in coastal areas of the Baltic, *Environmental Biology of Fishes*, 63, pp. 89–101.
- Savchuk O. P., 2010.** Large-Scale Dynamics of Hypoxia in the Baltic Sea, *Chemical Structure of Pelagic Redox Interfaces: Observation and Modeling*, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, pp. 1–24.
- Savchuk O. P., 2002.** Nutrient biogeochemical cycles in the Gulf of Riga: scaling up field studies with a mathematical model, *J. Mar. Sys.*, vol. 32, pp. 235–280.
- Schlaepfer M. A., Sax D. F., Olden J. D., 2010.** The Potential Conservation Value of Non-Native Species, *Conservation Biology*, vol. 25, no. 3, pp. 428–437.
- Sepp M., 2009.** Changes in frequency of Baltic Sea cyclones and their relationships with NAO and climate in Estonia, *Boreal Environmental Research*, vol. 14, no. 1, pp. 143–151.
- Soomere T., Healy T., 2008.** Extreme wave and water level conditions in the Baltic Sea in January 2005 and their reflection in teaching of coastal engineering, In: *Building Resilience: CIB W89 International Conference on Building Education and Research (BEAR 2008)*, Book of Executive Summaries, R. Haigh, D. Amaratunga (eds.), Salford, School of the Built Environment, The University of Salford, UK, pp. 254–255.
- Soomere T., Lepparanta M., Myrberg K., 2009.** Highlights of the physical oceanography of the Gulf of Finland reflecting potential climate changes, *Boreal Environment research*, vol. 14, pp. 152–165, ISSN 1239-6095.
- Stalnacke P., Grimvall A., Sundblad K., Tonderski A., 1999.** Estimation of riverine loads of nitrogen and phosphorus to the Baltic Sea 1970–1993, *Environ. Monit. Assess.*, vol. 58, pp. 173–200.
- Urho L., Kjellman J., Pelkonen T., 2003.** Eutrophication and herring reproduction success in the northern Baltic Sea, *ICES Marine Symposia*, 219, pp. 430–432.
- Von Einem J., Graneli W., 2010.** Effects of fetch and dissolved organic carbon on epilimnion depth and light climate in small forest lakes in southern Sweden, *Limnol. Oceanogr.*, vol. 55, no. 2, pp. 920–930.
- Wulff F., Bonsdorff E., Gren I.-M., Johansson S., Stigebrandt A., 2001.** Giving Advice on Cost Effective Measures for a Cleaner Baltic Sea: A Challenge for Science, *Ambio*, vol. 30, no. 4–5, pp. 254–259.
- Wulff F., Savchuk P., Sokolov A., Humborg C., Morth C.-M., 2007.** Management options and effects on a marine ecosystem: assessing the future of the Baltic Sea, *Ambio*, vol. 36, no 2–3, pp. 243–249.
- Zillen L., et al., 2008.** Past occurrences of hypoxia in the Baltic Sea and the role of climate variability, environmental change and human impact, *Earth-Science Reviews*, vol. 91, pp. 77–92.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Глава 5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

А. Г. Костяной

А. И. Гинзбург, С. А. Лебедев, Н. А. Шерemet

5.3.1. Введение

Южные моря России – Черное, Азовское и Каспийское – имеют важное народнохозяйственное (рыбный промысел, судоходство, добыча на шельфе и транспортировка нефти и газа, курортные зоны и порты на принадлежащих России участках побережья) и военно-стратегическое значение, особенно в связи с реальным сужением границ российского влияния в этих морях после распада СССР. Характерными для южных морей с близким географическим положением являются ограниченный (отсутствующий в случае Каспия) водообмен с открытыми акваториями, пониженное (по сравнению с океаном) содержание соли и тот факт, что их водный баланс в значительной степени определяется стоком впадающих в них рек. Ограниченный водообмен с открытыми акваториями и в ряде случаев особенности вертикальной плотностной стратификации делает их чрезвычайно чувствительными как к изменениям глобального и регионального климата, так и к антропогенному воздействию, обусловленному стоком рек и его зарегулированностью, отходами курортных зон и промышленных центров на берегу, добычей и транспортировкой нефти и т. д., что может приводить к изменениям на экосистемном уровне. Следствием климатических изменений являются изменения температуры поверхности моря, его солености и уровня, начала образования и продолжительности регионального ледяного покрова, связанные с климатообусловленными изменениями температуры воздуха, скорости и направления ветра, стока впадающих в море рек и осадков/испарения с поверхности. Экологические задачи и поддержание инфраструктуры на берегу требуют постоянного контроля изменений этих гидрологических и метеорологических параметров.

В первом оценочном докладе об изменениях климата в южных морях России (Костяной и др., 2008) для каждого из морей рассматривалась долгосрочная изменчивость стока рек, уровня моря,

температуры поверхности и солености, а также плотности биомассы фитопланктона на основе доступных натуральных данных и дистанционных спутниковых измерений (ограниченных по времени, в большинстве случаев, 2005 годом). В данном докладе временной ряд доступных наблюдений этих параметров (биомасса фитопланктона не рассматривается) продлен в основном до 2011 г. Рассмотрена также долгосрочная изменчивость метеорологических параметров (температуры воздуха, осадков и скорости ветра с января 1979 по декабрь 2011 года) и параметров ледяного покрова.

5.3.2. Черное море

5.3.2.1. Температура воздуха

Температура воздуха над Черным морем в течение последних примерно 70 лет в среднем увеличивалась. В соответствии с данными измерений на метеостанции Геленджика, линейный тренд среднегодовой температуры в 1938–2009 гг. составил $0.011^{\circ}\text{C}/\text{год}$, с уменьшением температуры в 1940–1950-х и 1980 – начале 1990-х гг., ее увеличением в 1960-х гг. и особенно заметным увеличением с середины 1990-х гг. (Мельников и др., 2011). Аналогичная оценка тренда для последних 30 лет (1980–2009 гг.) дала $0.051^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (Мельников и др., 2011), т. е. средняя скорость потепления увеличилась примерно в 5 раз, что согласуется с началом глобального потепления климата с конца 1970-х годов (Levitus et al., 2000; Rayner et al., 2003). Диапазон изменчивости среднегодовой температуры воздуха на метеостанции Геленджика в 1938–2009 гг. составил примерно 3°C , с минимумом 11.7°C в середине 1950-х гг. и в 1993 г. и максимумом 14.8°C в 2008 г. (Мельников и др., 2011). При этом средняя зимняя температура воздуха в Геленджике (средняя за декабрь предыдущего года, январь и февраль текущего) за период 1980–2011 гг. менялась от минимального значения 2.3°C в 1993 г. до максимального 8.2°C в 2010 г. (Кривошея и др., 2012).

Аналогичный характер межгодовой изменчивости средней зимней температуры воздуха (декабрь–февраль), осредненной над глубоководной

частью Черного моря по данным реанализа NCEP/NCAR в 1982–2008 гг., продемонстрирован в (Пиотух и др., 2011).

Представление о сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м над Черным морем в 1979–2011 гг. дает рис. 5.3.1. За 33-летний период линейный тренд роста температуры воздуха составил $0.0127^\circ\text{C}/\text{год}$. Таким образом, температура воздуха с 1979 по 2011 г. увеличилась в среднем на 0.42°C . Наиболее заметно повышение летних температур воздуха в 2000-х годах. Самые низкие месячные температуры воздуха зимой в 2000-х годах наблюдались в 2003, 2006, 2008 гг. (рис. 5.3.1).

Аномально низкие зимние температуры воздуха зарегистрированы также в феврале 2012 г., по крайней мере у северо-восточного побережья моря: $7\text{--}11$

февраля 2012 г. в районе Анапа–Геленджик температура воздуха опускалась до $-11\text{...}-19^\circ\text{C}$, что ниже нормы на $10\text{--}16^\circ\text{C}$ (Бережная и др., 2012б).

5.3.2.2. Осадки

По данным работы (Горячкин, Иванов, 2006), за период 1923–1998 гг. среднее многолетнее количество атмосферных осадков над морем в целом составило $570\text{ мм}/\text{год}$ (или 241 км^3 в единицах объема при площади моря 423000 км^2) с максимумом 840 мм в 1988 г. и минимумом 380 мм в 1993 г. Положительный тренд осадков на фоне заметных межгодовых колебаний составил в тот период $1.67\text{ мм}/\text{год}$, что соответствует результирующему приращению количества осадков 125 мм . Эти данные хорошо согласуются с оценками среднего многолетнего количества осадков в (Гидроме-

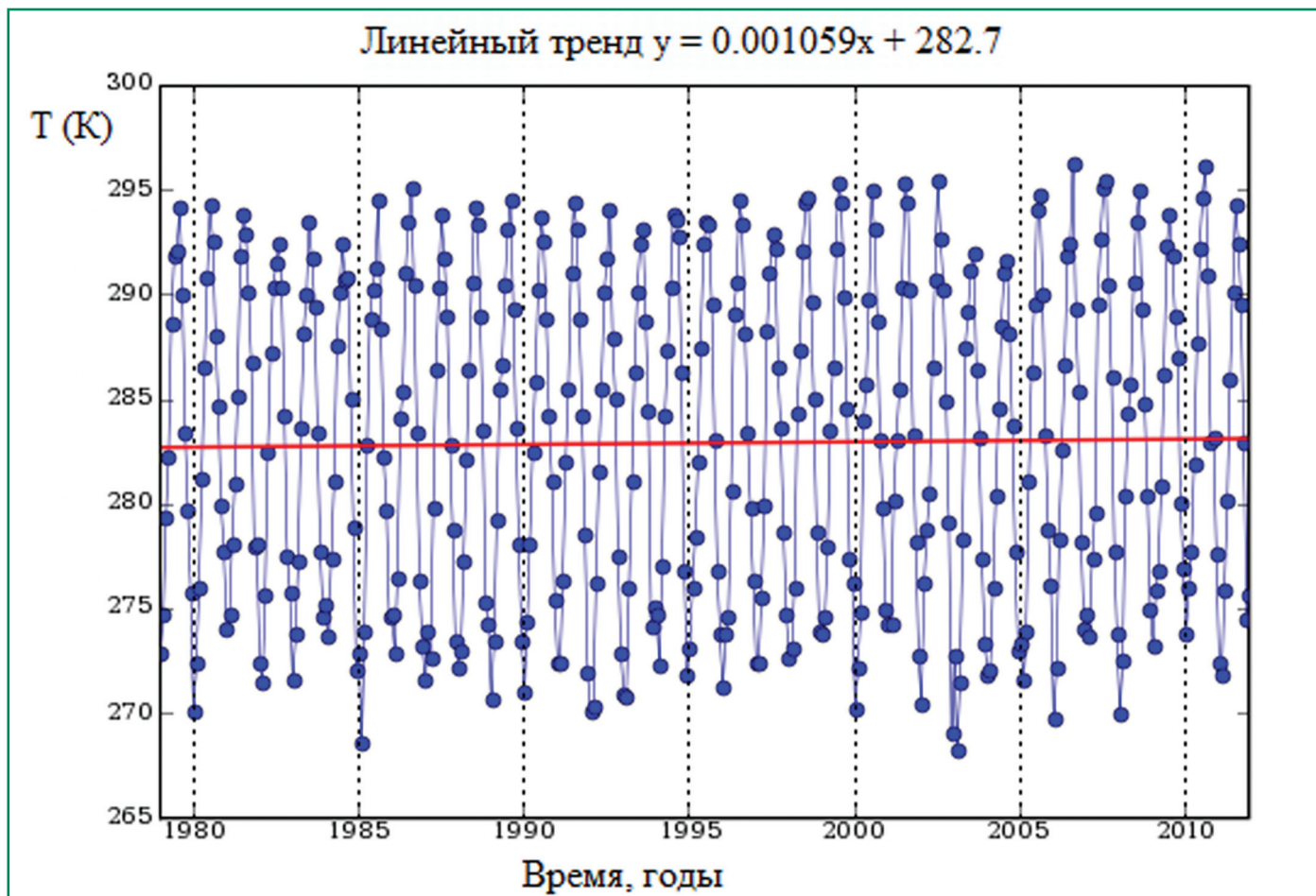


Рис. 5.3.1. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (K) над Черным морем ($41\text{--}45^\circ\text{ с.ш.}$, $28\text{--}41^\circ\text{ в.д.}$) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в $\text{K}/\text{мес}$.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

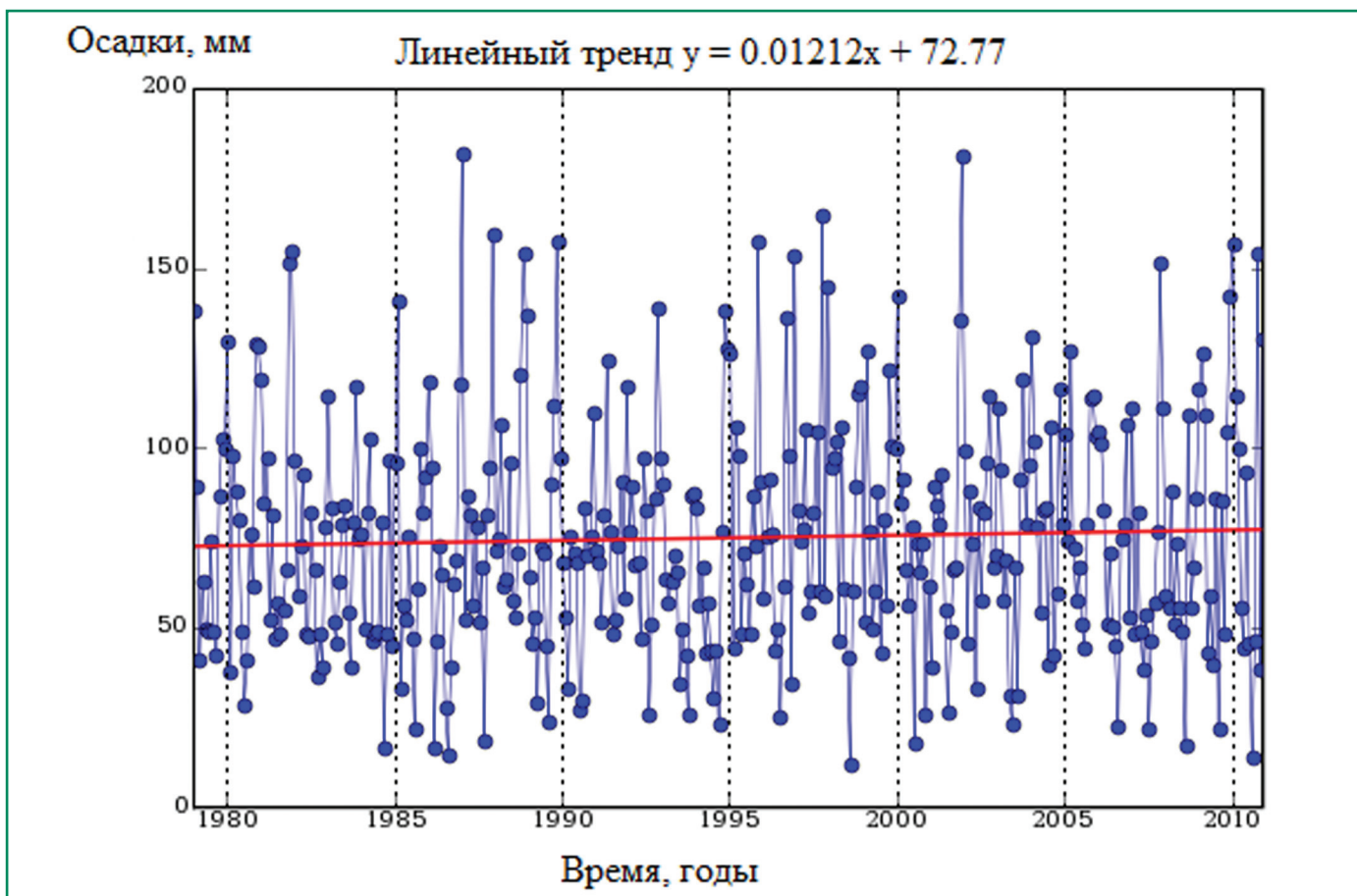


Рис. 5.3.2. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Черным морем (41–45° с.ш., 28–41° в.д.) в 1979–2010 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

теорология..., 1991б): 238 км³/год при тренде +0.86 км³/год. Положительные линейные тренды ноябрьских осадков в Одессе и на гидрометеорологической станции м. Херсонес с 1890-х по 1998 г. продемонстрированы в (Полонский, Ловенкова, 2004); рост осадков в зимнее время в Одессе в 1865–1991 гг. отмечен также в (Полонский, Ловенкова, 2006). В последние примерно 30 лет наблюдается слабый положительный тренд осадков (рис. 5.3.2; см. также (Мельников и др., 2011)). За 32-летний период линейный тренд роста осадков составил 0.1454 мм/мес год. Таким образом, среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 г. увеличилось в среднем на 56 мм.

5.3.2.3. Скорость ветра

Общая тенденция долговременной изменчивости скорости ветра над Черным морем – ее умень-

шение со второй половины XX века. Средние месячные и среднегодовые значения скорости ветра, оцененные по данным основных гидрометеорологических станций побережья за десятилетие 1971–1980 гг., были ниже, чем в 1936–1965 гг. (Гидрометеорология..., 1991б). Аналогичная тенденция отмечена в (Репетин, Белокопытов, 2008) для северо-восточной части моря: за 31-летний климатический период 1970–2000 гг. средние месячные скорости уменьшились по сравнению с периодами 1936–1966 и 1971–1980 гг. в разных пунктах побережья на 0.2–1.2 м/с (в среднем на 0.7 м/с); в 1975–2000 гг. наблюдалось уменьшение среднегодовых значений скорости ветра по сравнению с периодом ее слабого изменения в 1925–1975 гг. Тренды уменьшения скорости за 91-летний период 1915–2005 гг. изменялись в разных пунктах побережья от –0.007 м/с/год до –0.023 м/с в год (в Новороссийске –0.010 м/с в

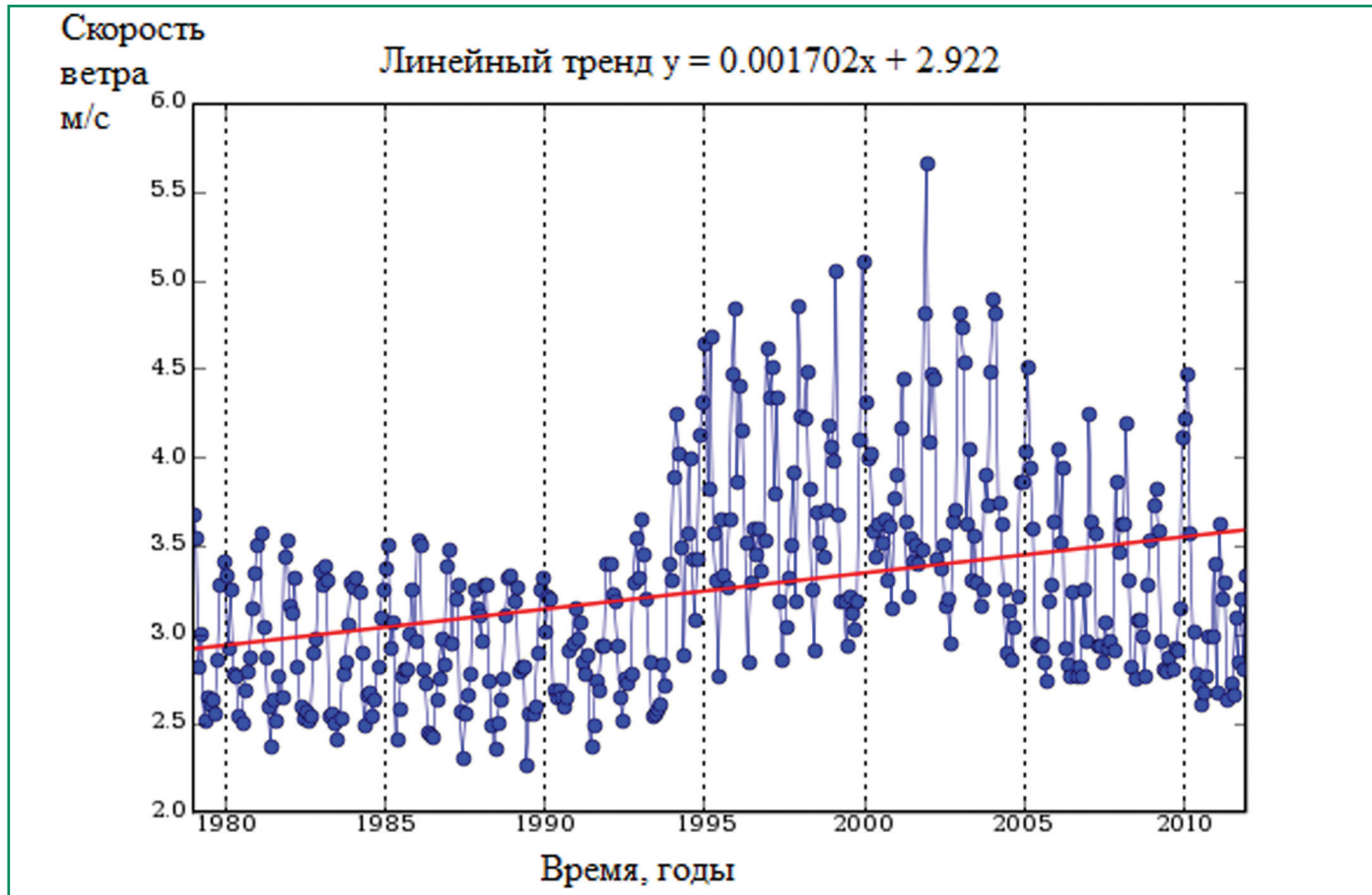


Рис. 5.3.3. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений скорости ветра (м/с) над Черным морем (41–45° с.ш., 28–41° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в м/с/мес.

год). Понижение скорости имело место во все сезоны. Общее уменьшение величин годовой скорости за этот 91-летний период – от 0.6 м/с в Ялте до 2.1 м/с в Феодосии (в Новороссийске – на 1.0 м/с) (Репетин, Белокопытов, 2008).

В последний 33-летний период 1979–2011 гг. тренд скорости ветра над всей акваторией Черного моря оказался положительным вследствие усиления ветра в 1995–2005 гг. (рис. 5.3.3). Линейный тренд роста скорости ветра за этот период составил 0.0204 м/с в год. Таким образом, скорость ветра с 1979 по 2011 г. формально увеличилась бы в среднем на 0.67 м/с. Однако к концу 2011 г. она фактически уменьшилась до уровня 1979–1985 гг. В 1999–2005 гг. в Геленджике зарегистрирована наиболее высокая повторяемость сильных ветров (больше 12 м/с) за 21-летний период 1990–2010 гг. (Кривошея и др., 2012). В то же время, по данным береговых станций северо-

восточной части Черного моря, повторяемость сильных ветров (10–30 м/с) в 61-летний период 1945–2005 гг. в среднем уменьшалась (Репетин, Белокопытов, 2008).

5.3.2.4. Температура поверхности моря

Измерения на гидрометеостанциях ряда пунктов на побережье (Мельников и др., 2011; Ткаченко, 2011; Еремеев и др., 2012) и спутниковые данные (Костяной и др., 2008; Гинзбург и др., 2009; Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011) свидетельствуют о потеплении (в среднем, при заметной межгодовой изменчивости) Черного моря со второй половины XX века, особенно в 2000-х годах. Среднегодовая температура поверхности моря (ТПМ) в прибрежной зоне его восточной части (Анапа–Сочи) в период 1977–2008 гг. увеличивалась со средней скоростью примерно

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

+0.03°C/год (наша оценка по данным (Ткаченко, 2011)). По измерениям на гидрометеостанции в Геленджике (Мельников и др., 2011), линейный тренд среднегодовой ТПМ в 1980–2010 гг. составил +0.072°C/год, а на более длительном временном интервале с 1938 по 2009 г. оказался существенно меньшим (+0.009°C/год) вследствие малого изменения температуры до 1970-х годов.

В результате анализа межгодовой и сезонной изменчивости ТПМ моря в целом и трех его регионов (прибосфорского, северо-восточного и прикерченского), выполненного на основе спутниковых еженедельных данных проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder с пространственным разрешением 4 км (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011), получены следующие положительные линейные тренды среднегодовой ТПМ за период 1982–2009 гг.: в Черном море в целом ~ +0.06°C/год, а в его прибосфорском, северо-восточном и прикерченском регионах, при схожем в общих чертах характере межгодовой изменчивости, ~ +0.05, +0.06 и +0.08°C/год соответственно. Среднегодовая температура воды в море в целом, не превышавшая в 1982–1993 гг. 15°C, в 2007–2009 гг. увеличилась до ~16°C, причем

2007–2009 гг. были годами с самой высокой среднегодовой температурой в рассматриваемый период (рис. 5.3.4).

Потепление Черного моря имело место во все сезоны. Положительный тренд зимней температуры (февраль–март, самые холодные месяцы года) в море в целом в 1982–2009 гг. (рис. 5.3.5) составил примерно +0.04°C/год. На более длительном временном интервале 1957–2009 гг. линейный тренд практически отсутствует (рис. 5.3.6). Линейные тренды зимних ТПМ составляли: –0.008°C/год для февраля–марта в период 1957–2002 гг. (Ginzburg et al., 2008) и +0.0025°C/год для декабря–марта на вековом интервале 1900–2000 гг. (Oguz et al., 2006).

Наиболее низкие зимние значения ТПМ в Черном море в целом и в его регионах в 2000-х годах наблюдались в 2006, 2003 и 2008 гг. (рис. 5.3.5; см. также (Пиотух и др., 2011)). Аномально теплой, судя по температуре воздуха над морем (рис. 5.3.1, см. также (Кривошея и др., 2012)) и температуре холодного промежуточного слоя (ХПС, слой с температурой воды менее 8°C на глубине примерно 50–100 м), была зима 2009/2010 г.; в Геленджике средняя за ян-

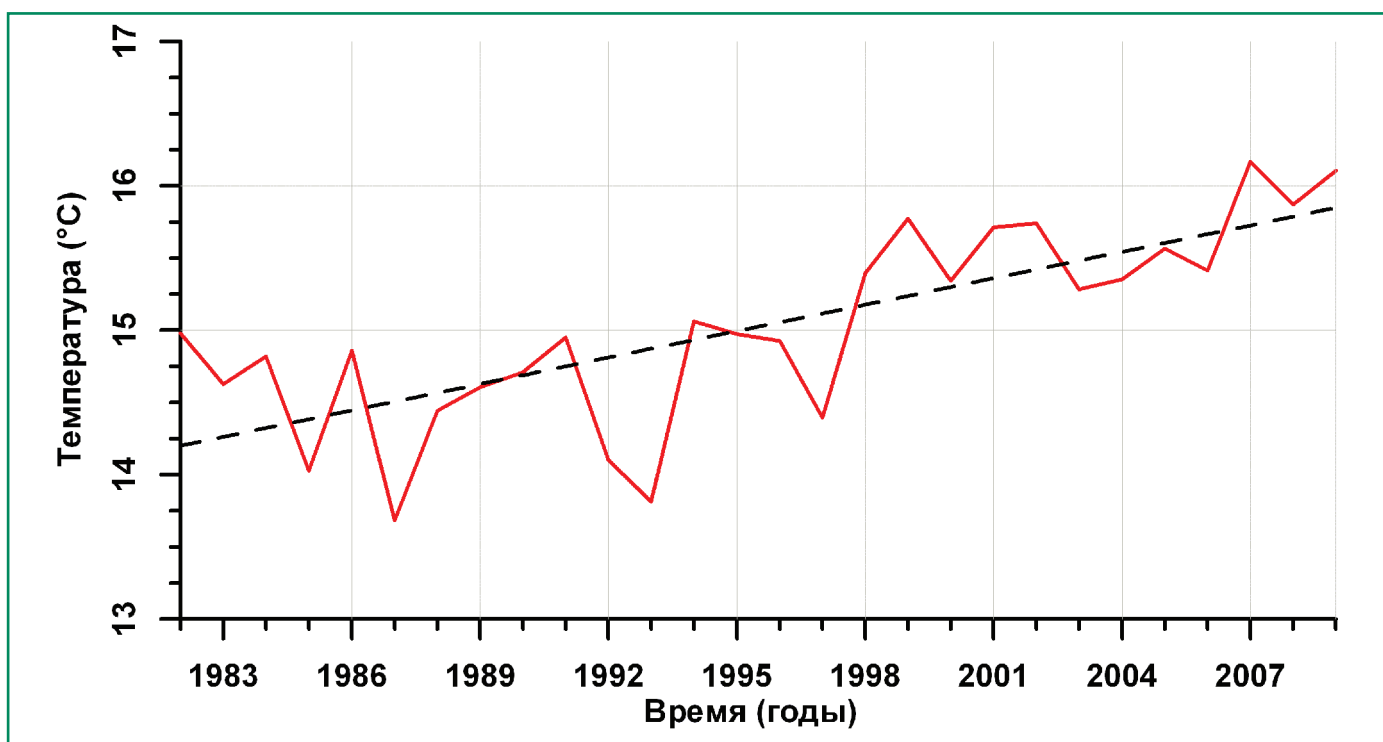


Рис. 5.3.4. Межгодовая изменчивость среднегодовых значений ТПМ (°C) в Черном море в целом в 1982–2009 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2011).

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

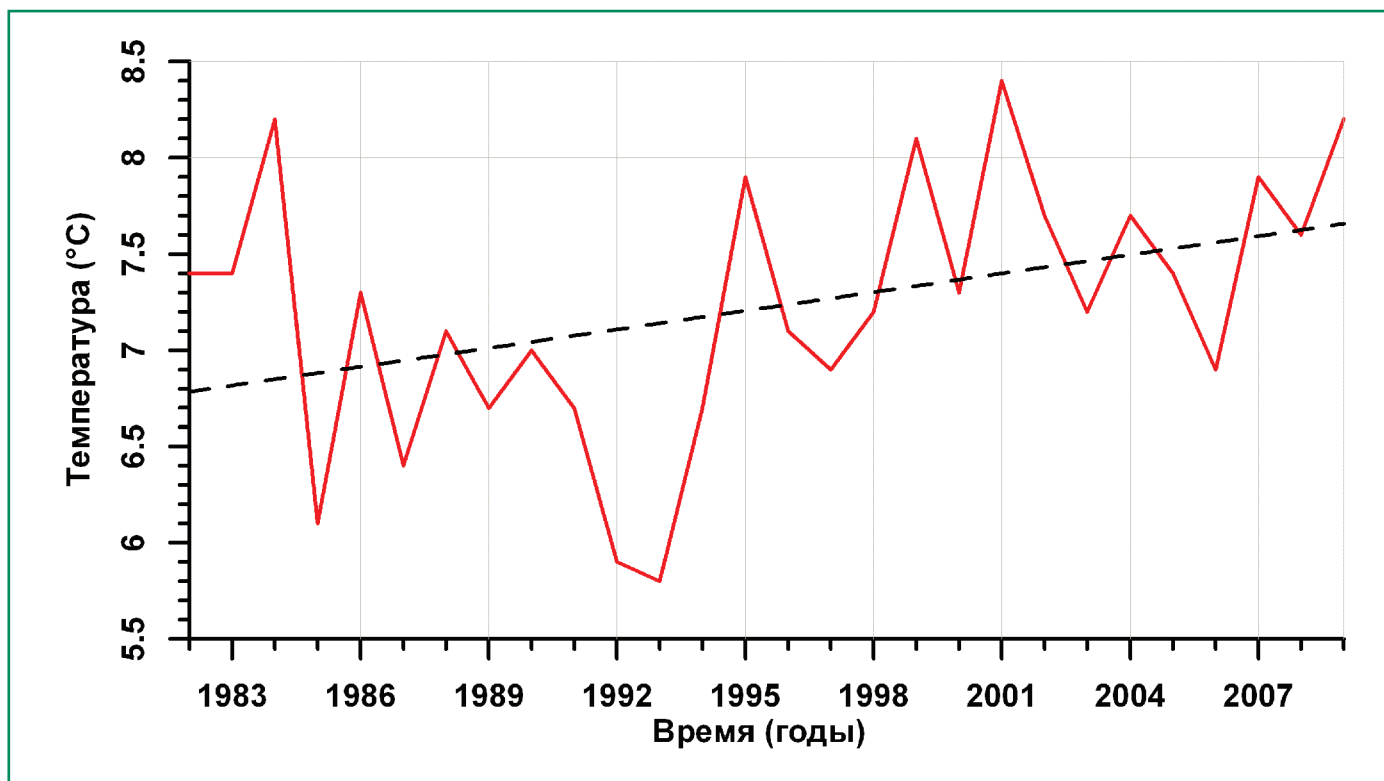


Рис. 5.3.5. Межгодовая изменчивость зимней (средней за февраль–март) ТПМ (°C) в Черном море в целом в 1982–2009 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2011).

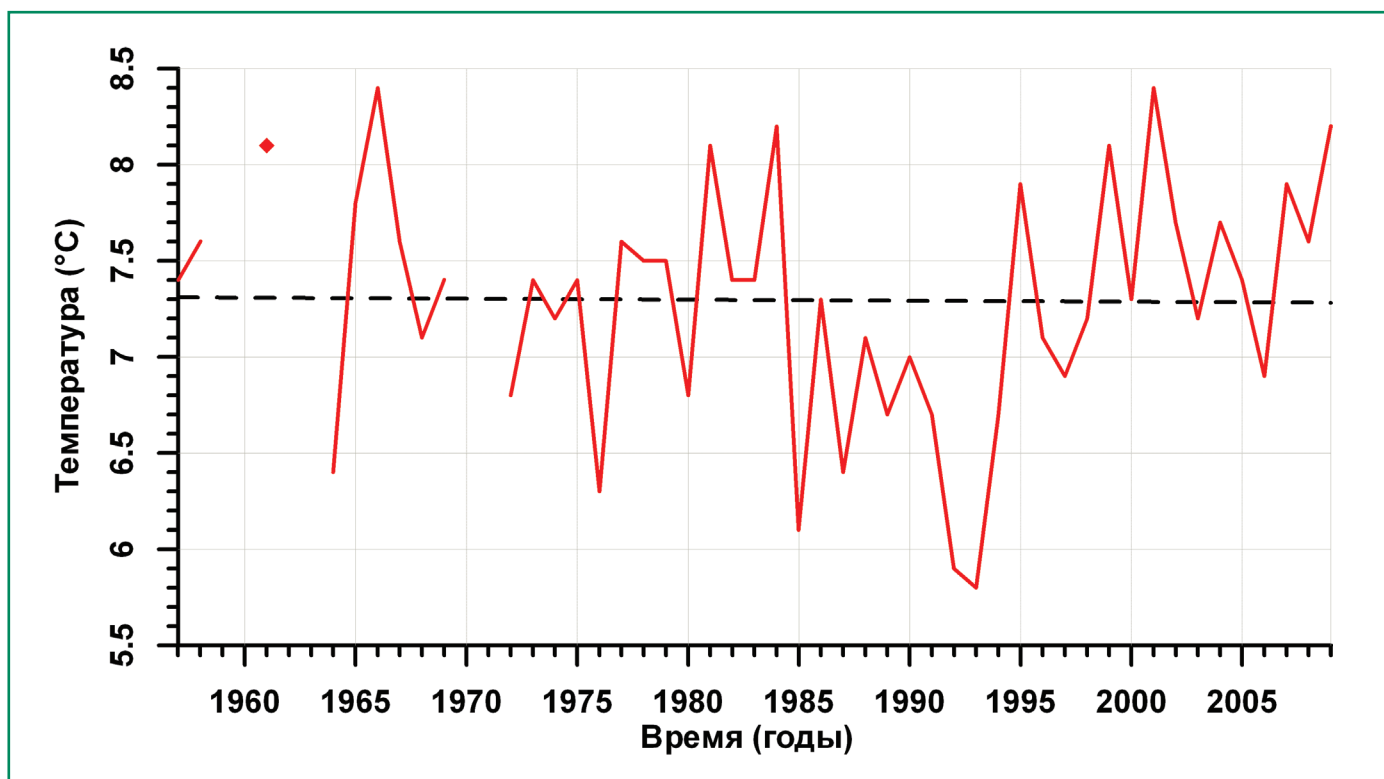


Рис. 5.3.6. Межгодовая изменчивость зимней (средней за февраль–март) ТПМ (°C) в Черном море в целом в 1957–2009 гг. по комбинированным данным натуральных (Belokopytov, 1998) (1957–1983 гг.) и спутниковых (1984–2009 гг.) измерений.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

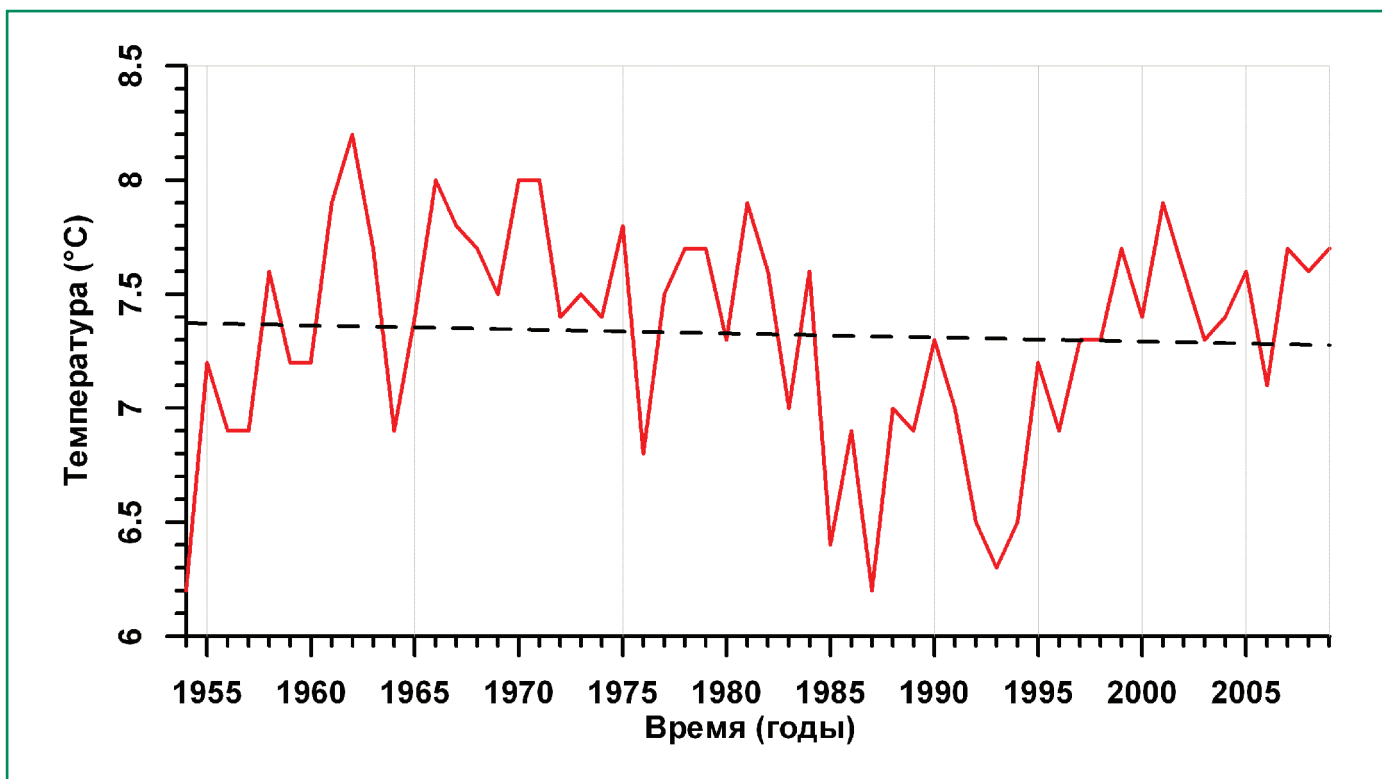


Рис. 5.3.7. Межгодовая изменчивость средней температуры в ядре ХПС ($^{\circ}\text{C}$) в 1954–2009 гг. по комбинированным данным инструментальных измерений в (Belokorytov, 1998; Белокопытов, 2010; Кривошея и др., 2012).

варь–март ТПМ и температура ХПС составили 8.2°C (Кривошея и др., 2012), т. е. ХПС практически исчез. На 56-летнем временном интервале 1954–2009 гг. (рис. 5.3.7, см. также (Белокопытов, 2010)) наблюдается чередование периодов понижения (1950-е и 1985–1995 гг.) и повышения (1960–1970-е и 2000-е гг.) температуры ХПС, являющееся результатом чередования холодных и теплых зим и соответственно разной интенсивности зимнего конвективного перемешивания верхнего слоя моря. Аппроксимация временного ряда температуры ХПС в 1954–2008 гг. полиномом 6-й степени свидетельствует о ее циклической межгодовой изменчивости на данном временном отрезке с периодом примерно 40–45 лет (Белокопытов, 2010). Линейный тренд температуры ХПС в 1954–2009 гг. (рис. 5.3.7) составил $-0.002^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

Тенденции изменения температуры в верхнем слое (включая ХПС) и на более глубоких горизонтах в Черном море не совпадают. При отрицательном тренде температуры на горизонтах 0, 50, 75 и 100 м в 1985–1993 гг. ее линейные тренды на горизонте 200 м и глубже были положительными (Кныш и др., 2011). Линейные тренды температу-

ры в слое 150–500 м в период 1951–2008 гг. составили $+0.0016^{\circ}\text{C}/\text{год}$ на горизонте 200 м и $+0.0006^{\circ}\text{C}/\text{год}$ на горизонте 300 м.

Интересно отметить, что следствием увеличения температуры воздуха над бассейном Дуная явилось увеличение температуры воды в рукавах его дельты: за 1961–2003 гг. средняя температура воды увеличилась на 1°C , а максимальная годовая – на 1.9°C , и эта тенденция сохраняется в последние годы (Михайлова и др., 2012).

5.3.2.5. Соленость

Публикации последних лет (Полонский, Ловенкова, 2004; Ильин, 2006; Полонский, Ловенкова, 2006; Tuzhilkin, 2008; Белокопытов, 2010; Шокурова, 2010; Ткаченко, 2011) свидетельствуют о понижении солености поверхностных черноморских вод во второй половине XX–начале XXI века. По данным Белокопытова (2010), отрицательный линейный тренд солености в 1954–2008 гг., оцененный по ее среднемесячным значениям в западной половине глубоководной части Черного моря, составил примерно $-0.004\text{‰}/\text{год}$ (рис. 5.3.8). Та же

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

величина тренда солености за период 1951–2008 гг. получена в зимний (февраль–март) и летний (июль–август) сезоны для горизонта 20 м, причем наиболее высокие значения солености для обоих сезонов наблюдались в период с середины 1960-х по 1970-е гг. (Шокурова, 2010).

Понижение среднегодовых значений солености воды на горизонте 0 м со скоростью примерно 0.03‰/год в период 1977–2008 гг. зарегистрировано в прибрежной зоне в районе Туапсе (Ткаченко, 2011). Отрицательные тренды солености в 1957–1995 гг. составили примерно –0.04‰/год в июле в центре северо-западного шельфа и –0.05‰/год в августе в придунайском районе (Ильин, 2006); в холодный период (февраль) отрицательный тренд солености в шельфовых районах западной части моря в 1960-е–1990-е гг. составил –0.01‰/год (Полонский, Ловенкова, 2004). В работе (Tuzhilkin, 2008) продемонстрирован линейный отрицательный тренд поверхностной солености (–0.007‰/год) в зимний сезон в 1959–1989 гг. в западной глубоководной части моря, тогда как в восточной соленость увеличивалась в среднем примерно до 1975 г. и далее уменьшалась. Рост солености до 1975 г. с последующим

уменьшением наблюдался в западной и восточной частях моря в августе.

Однако тенденции изменения солености в поверхностном слое и в более глубоких слоях Черного моря различны (Белокопытов, Шокурова, 2005; Shokurova, Belokopytov, 2006; Шокурова, 2010; Кныш и др., 2011). При распреснении верхнего слоя 0–50 м тренд межгодовой изменчивости солености на горизонтах 75 м и глубже в 1985–1993 гг. был положительным (Кныш и др., 2011). Та же тенденция отмечена и для более раннего периода. Так, при уменьшении солености в слое 0–50 м на 0.2‰ в 1976–1995 гг., на горизонтах 100 и 300 м она увеличилась на 0.33 и 0.14‰ соответственно (Белокопытов, Шокурова, 2005; Shokurova, Belokopytov, 2006). Для более длительного периода 1951–2008 гг. в (Шокурова, 2010) получены следующие значения трендов солености: +0.006‰/год на горизонте 100 м и +0.0024‰/год на горизонте 300 м. Рост солености на глубине 100 м в 1959–1989 гг. отмечен в глубоководных районах западной и восточной частей моря, тогда как в прибрежной зоне вблизи Севастополя и Геленджика заметных трендов в этот период не наблюдалось (Tuzhilkin, 2008).

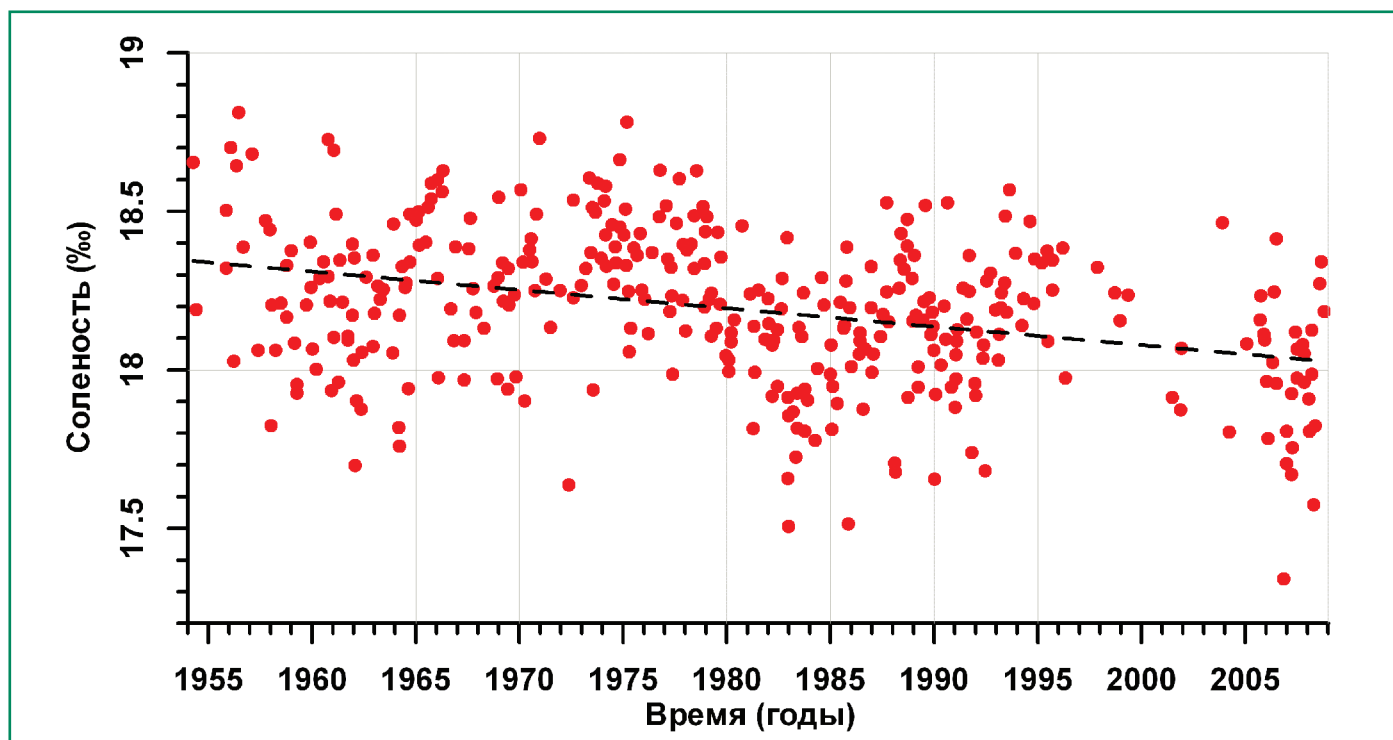


Рис. 5.3.8. Межгодовая изменчивость (1954–2008 гг.) среднемесячных значений солености воды (‰) в поверхностном слое западной глубоководной части Черного моря по данным (Белокопытов, 2010).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

5.3.2.6. Лед

Льдом в Черном море, расположенном в сравнительно низких широтах, покрывается незначительная часть акватории. Лед появляется в основном на северо-западном шельфе, а в умеренные и суровые зимы – в небольшом количестве также в северо-восточном районе моря, обычно в виде редких и разреженных плавучих льдов (Гидрометеорология..., 1991б). Ледовитость северо-западной части моря (площадь суммарного распространения ледяного покрова во всех замерзающих районах моря) хорошо согласуется с локальной температурой воздуха, что продемонстрировано в (Гидрометеорология..., 1991б) для периода 1948–1985 гг.: с уменьшением (в среднем) суммы градусо-дней мороза в эти годы средняя сезонная ледовитость уменьшалась, с ярко выраженными максимумами в суровые зимы 1953/54 и 1984/85 гг. и минимумами в теплые зимы (например, в 1965/66, 1969/70 и 1970/71 гг.). Учитывая тенденцию увеличения в среднем температуры воздуха над Черным морем в современный период, можно ожидать соответствующего уменьшения ледовитости в его северо-западной части и количества льда в северо-восточной. Это не исключает, впрочем, экстремальных явлений, связанных с резким понижением температуры воздуха и сильными ветрами, наблюдавшимися, например, в феврале 2012 г., когда море покрылось льдом в Керчи, Евпатории, Новороссийске, Одессе, Констанце.

Существенное сокращение в году периода с ледовыми явлениями отмечается и в дельте Дуная в 1961–2003 гг. (Михайлова и др., 2012) Вероятность ледостава уменьшилась за последние полвека в 3 раза, причем тенденция смягчения ледового режима сохраняется и в последние годы.

5.3.2.7. Уровень моря

С начала наблюдений на уровне постах Черного моря (с 1875 г.) до первого десятилетия XXI века включительно наблюдается рост его уровня в среднем, с чередованием периодов понижения и повышения. В период с 1875 по 1922 г. уровень слегка понижался со скоростью 0.02–0.03 см/год (Гидрометеорология..., 1991б; Рева, 1997), а с 1920-х до середины 1990-х гг. по-

вышался со средней скоростью 0.17–0.18 см/год (Рева, 1997; Горячкин, Иванов, 2006). В Туапсе с 1917 по 2002 г. уровень повышался со средней скоростью 0.23 см/год (Kosarev et al., 2008a). Подъем уровня моря с середины 1970-х гг. (в среднем) обусловлен как ростом пресноводного баланса, так и подъемом уровня Мирового океана в результате глобального потепления (Горячкин, Иванов, 2006; Костяной и др., 2008; Матишов и др., 2008б).

О межгодовой изменчивости уровня в Черном море с 1993 г. можно судить по временному ходу аномалий уровня моря, рассчитанному по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon (T/P) и Jason 1/2 (J1/2) (рис. 5.3.9). Эта изменчивость характеризуется чередующимися периодами подъема уровня (в 1993–1999, 2003–2005, 2008–2010 и 2012 гг.) и его спадом (в 1999–2003, 2005–2007 и 2010–2011 гг.). Средняя для 1993–2012 гг. скорость подъема уровня Черного моря оказалась равной 0.82 ± 0.18 см/год, что примерно втрое больше вышеприведенного значения для 1920-х–1990-х гг. При этом на разных отрезках времени тренд уровня менялся по величине и знаку. Так, за период с января 1993 г. по июнь 1999 г. уровень моря рос со скоростью 2.64 ± 0.31 см/год. В последующие пять лет (с июня 1999 г. по апрель 2003 г.) происходило его небольшое падение со скоростью 1.23 ± 0.02 см/год. Новый короткий период резкого подъема уровня со скоростью 20.72 см/год наблюдался с апреля 2003 г. по июнь 2004 г. Затем с июня 2004 г. по февраль 2008 г. уровень снова падал со скоростью 8.59 ± 0.65 см/год, с февраля 2008 г. по июль 2010 г. рос со скоростью 9.47 ± 0.29 см/год, далее до февраля 2012 г. уменьшался (-17.57 ± 0.52 см/год) и снова рос до конца 2012 г. ($+16.88$ см/год). Характер изменчивости уровня в 1993–2001 гг. на рис. 5.3.9 хорошо согласуется с результатами расчетов (Vigo et al., 2005), согласно которым с 1993 по 1999 г. скорость повышения уровня Черного моря в целом составляла 2.94 ± 0.9 см/год, а с 1999 по 2001 г. уровень уменьшался со скоростью 1.7 ± 0.8 см/год.

Сравнение оценок изменения уровня моря по данным уровненых постов и спутниковой альтиметрии показало их хорошее соответствие. Для

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

временного интервала 1993–1995 гг. коэффициент корреляции составил от 0.73 до 0.83 (Korotaev et al., 2001). Для периода 2000/2008 гг. сравнение спутниковых данных с измерениями на уровне поста Амасра дало коэффициент корреляции 0.6 (Лебедев и др., 2008; Ginzburg et al., 2011).

5.3.2.8. Сток рек

Средний многолетний сток в Черное море за 75-летний период 1923–1998 гг. составил 336 км³. Около 80% суммарного стока приходится на долю Дуная, Днепра и Днестра, впадающих в северо-западную часть моря (Горячкин, Иванов, 2006). Оценка тренда стока Дуная за 137 лет (1860–1996 гг.) дала +0.126 км³/год (Горячкин, Иванов, 2006; см. также (Mikhailov, Mikhailova, 2008)). Рост суммарных расходов рек Дунай и Днепр зимой (в феврале) в 1943–1991 гг. показан в (Полонский, Ловенкова, 2006). Увеличение суммарного стока кавказских рек в прибрежных районах вблизи Анапы, Геленджика, Новороссийска, Туапсе и Сочи в 1977–2008 гг. отмечено в (Ткаченко, 2011).

Данные по стоку Дуная на гидростворе “54 миля” свидетельствуют о постепенном увеличении стока, при значительной межгодовой изменчивости, на протяжении более полутора веков, с 1840 г. по 2010 г. (Михайлова и др., 2012). Самыми многоводными оказались 2003–2010 гг. (220.7 км³/год) при среднемноголетней величине стока Дуная за период с 1840 по 2010 г., равной 200.5 км³/год (Михайлова и др., 2012). При этом пик весенне-летнего половодья (март–июль), на который приходится максимум расхода вод, в последние десятилетия стал в среднем наступать на 10–15 сут раньше, чем в предыдущие годы, из-за более раннего снеготаяния в бассейне Дуная в условиях потепления климата (Михайлова и др., 2012).

Изменчивость среднемноголетнего расхода Дуная в 1921–2009 и 1993–2009 гг. показана на рис. 5.3.10. Тренд среднегодового расхода Дуная для периода 1921–2009 гг. оказался равным +5.66 м³/с в год (рис. 5.3.10а). Для периода 1993–2009 гг. тренд среднемесячных расходов составил +14.72 м³/с в год (рис. 5.3.10б). Полученный тренд годового стока Дуная за 1993–2009 гг.

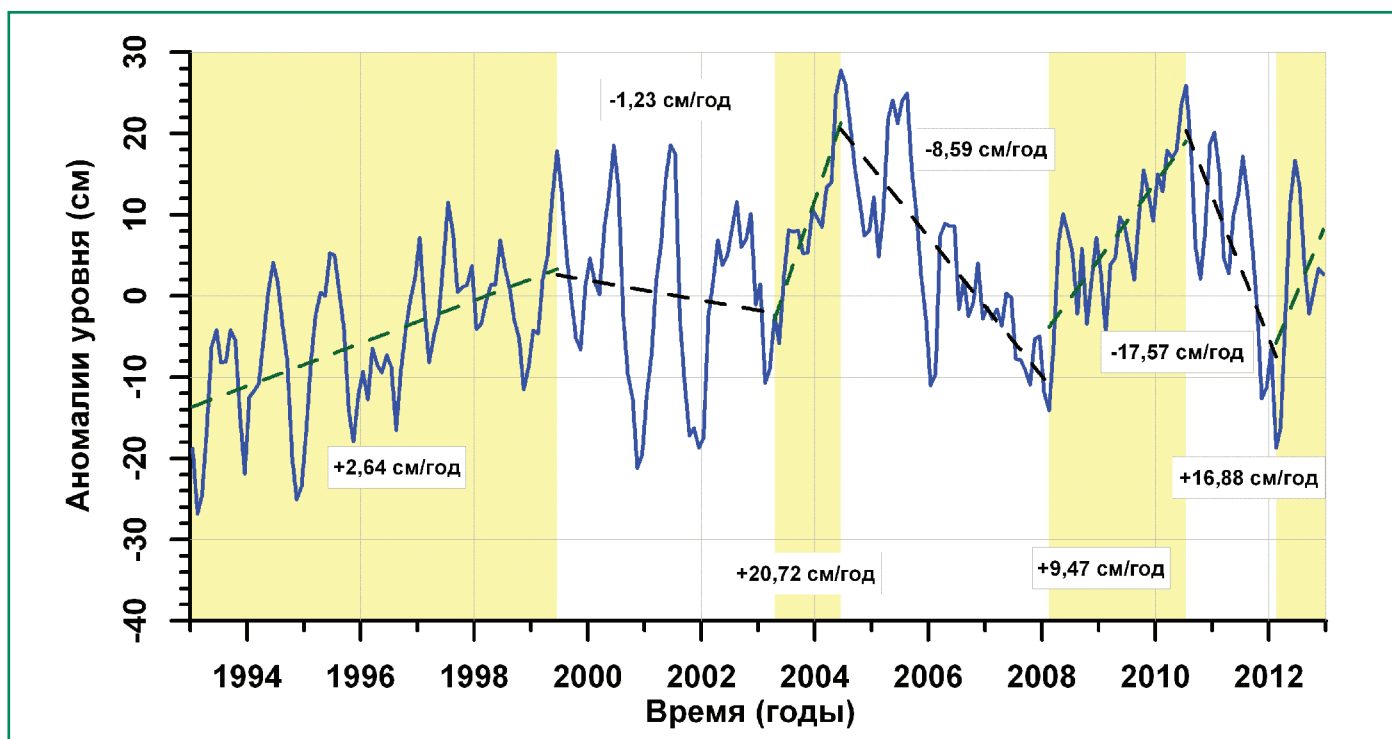


Рис. 5.3.9. Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (пунктир) изменчивость аномалий уровня Черного моря (см) с января 1993 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2. Периоды роста уровня выделены желтым цветом (Костяной и др., 2014).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

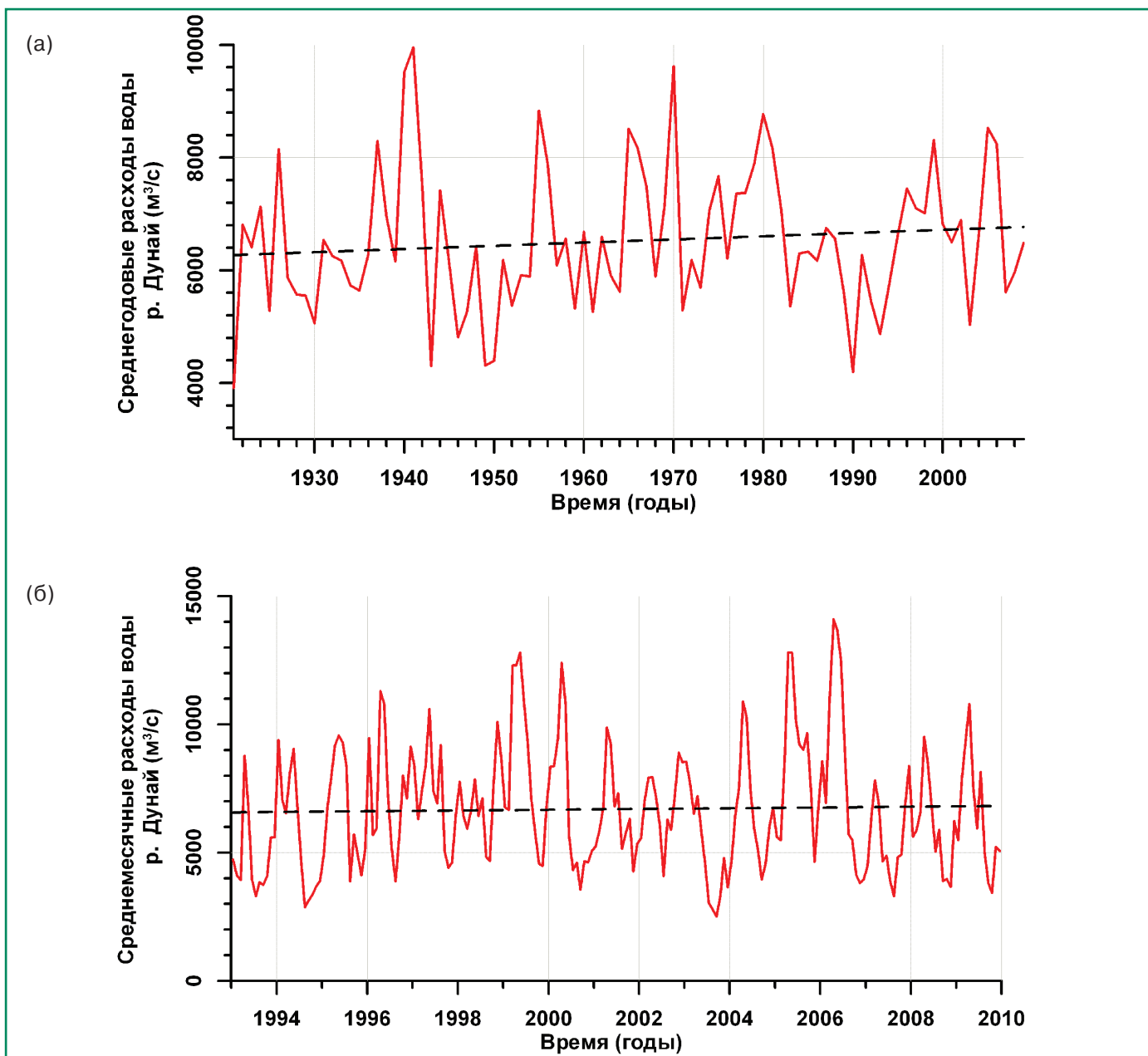


Рис. 5.3.10. Межгодовая изменчивость среднегодового расхода воды Дуная (м³/с) в периоды 1921–2009 гг. (а) и среднемесячного расхода в 1993–2009 гг. (б). Данные предоставлены Дунайской гидрометеорологической обсерваторией в г. Измаил (Украина) по гидропосту “54 миля”.

(+0.464 км³/год) в несколько раз выше среднего за 1860–1996 гг. (+0.126 км³/год).

5.3.3. Азовское море

5.3.3.1. Температура воздуха

По данным измерений в ряде пунктов побережья Азовского моря (Гаргопа, 2001; Дьяков и др., 2002; Моисеева, 2006; Дашкевич, 2008; Букатов и др., 2009; Дьяков, 2010), температура воздуха над

морем в течение более чем 120 лет (с 1880-х гг.) в среднем повышалась. Скорость этого повышения за период 1884–2005 гг. (Моисеева, 2006) составила 0.0066°C/год, с общим увеличением среднегодовой температуры воздуха над морем 0.8°C (рис. 5.3.11). По оценкам Букатова и др. (2009), в период 1900–2007 гг. тренд среднегодовой температуры воздуха в разных пунктах побережья моря менялся от 0.4°C/100 лет до 2.4°C/100 лет (минимум – в Керчи, максимум – в Ростове-на Дону).

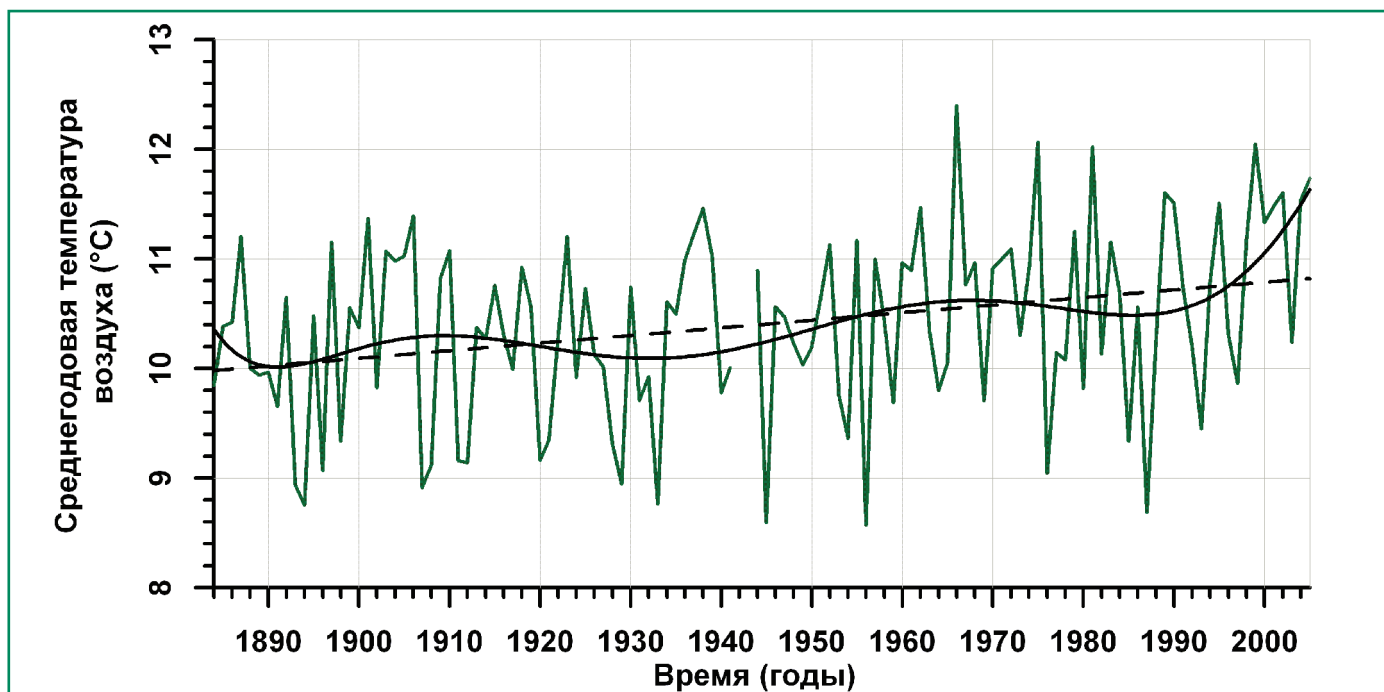


Рис. 5.3.11. Межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха (°C) в районе Азовского моря. Сплошная линия – полиномиальная аппроксимация, штриховая – линейный тренд по данным (Моисеева, 2006).

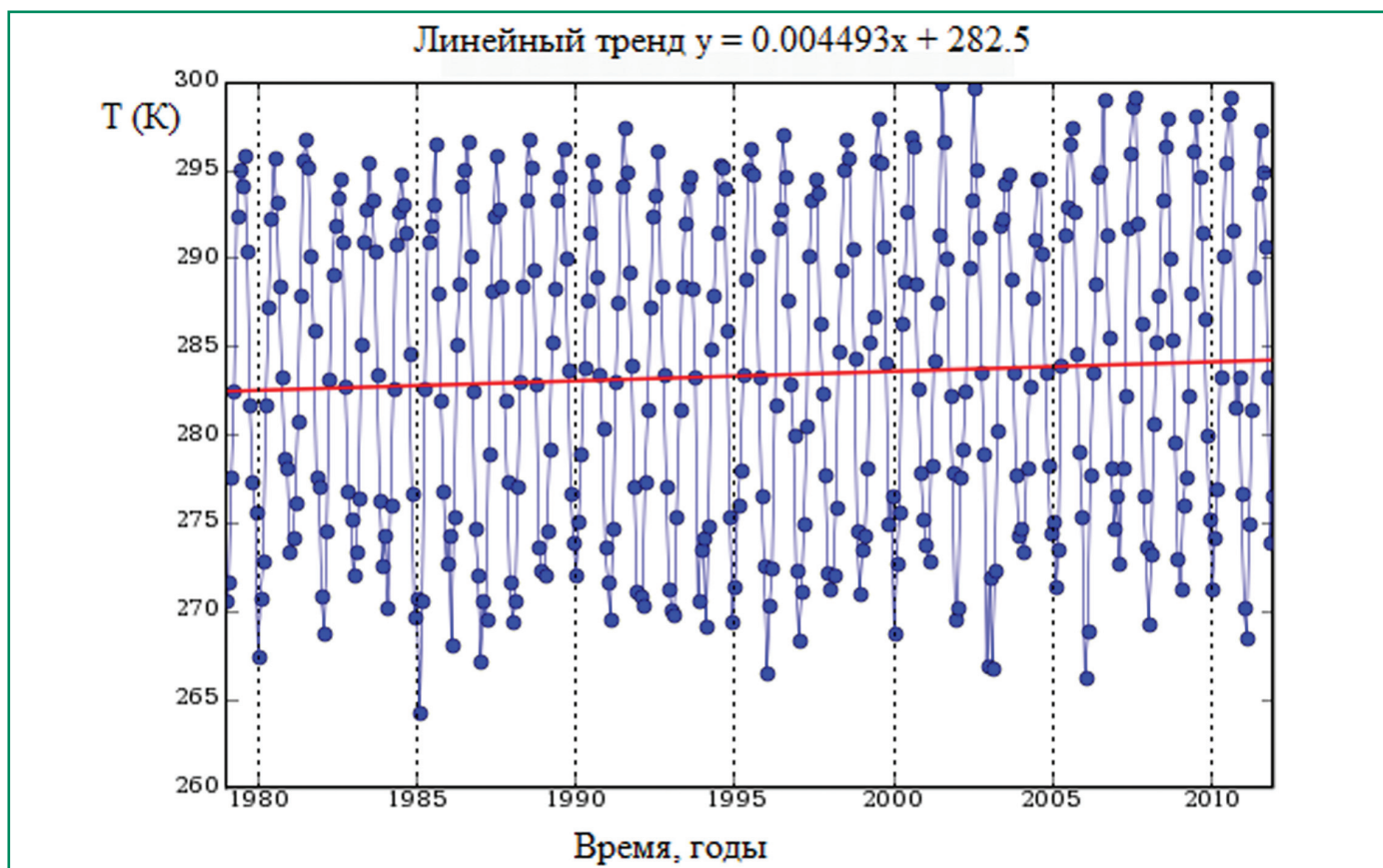


Рис. 5.3.12. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (K) над Азовским морем (45–47° с.ш., 35–38° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в К/мес.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Скорость потепления заметно увеличилась с середины 1980-х гг.: до 1985 г. она составляла $+0.005^{\circ}\text{C}/\text{год}$, а в двадцатилетие 1986–2005 гг. – $+0.071^{\circ}\text{C}/\text{год}$; при этом среднегодовая температура воздуха повысилась примерно на 1.8°C (Моисеева, 2006). Несколько изменился и сезонный характер вариации температуры воздуха: если на протяжении периода инструментальных измерений с 1880-х гг. повышение температуры было наиболее выражено зимой и в первой половине весны (с максимумами в январе и апреле), то в 1986–2005 гг. – зимой и осенью (с максимумами в феврале и ноябре), с тенденцией понижения температуры в июне (Моисеева, 2006). Для зимнего сезона характерны максимальные положительные линейные тренды от $+0.024^{\circ}\text{C}/\text{год}$ до $+0.031^{\circ}\text{C}/\text{год}$; увеличилась повторяемость мягких зим (в 1.5 раза) по сравнению с 1924–1977 гг. (Дьяков, 2010). В современный период 1977–2007 гг. на большей части побережья летнее потепление превышает зимнее и весеннее (Дьяков, 2010).

Увеличение максимальных среднемесячных температур воздуха в 2000-е гг. по сравнению с 1980-ми гг. над Азовским морем, как и над Черным, видно на рис. 5.3.12. За 33-летний период линейный тренд роста температуры воздуха со-

ставлял $+0.0539^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Таким образом, температура воздуха с 1979 по 2011 год увеличилась на 1.78°C . Самые низкие среднемесячные температуры воздуха зимой в 2000-х годах наблюдались в 2003, 2006, 2008 гг. Аномально низкие зимние температуры воздуха в январе–феврале зарегистрированы также в 2012 г. (Бережная и др., 2012а; Бережная и др., 2012б).

5.3.3.2. Осадки

В многолетних колебаниях количества атмосферных осадков прослеживается тенденция роста (Гаргопа, 2001; Матишов, Гаргопа, 2003б; Горбач и др., 2004; Букатов и др., 2009; Дьяков, 2010). В период с 1880-х гг. до 2000 г. наиболее отчетливо проявлялись два максимума количества осадков – в начале и конце XX века (рис. 5.3.13). Тренды суммы осадков в Мысовом и Таганроге (характер многолетней изменчивости для всех районов побережья одинаков) составили: в Мысовом в 1926–2000 гг. – $+1.3$ мм/год, а в 1971–2000 гг. – $+4.7$ мм/год; в Таганроге в 1891–1998 гг. – $+1.7$ мм/год, а в 1971–1998 гг. – $+6.5$ мм/год. Среднегодовая норма осадков увеличилась при этом с 420 мм, типичных для 1970-х гг.

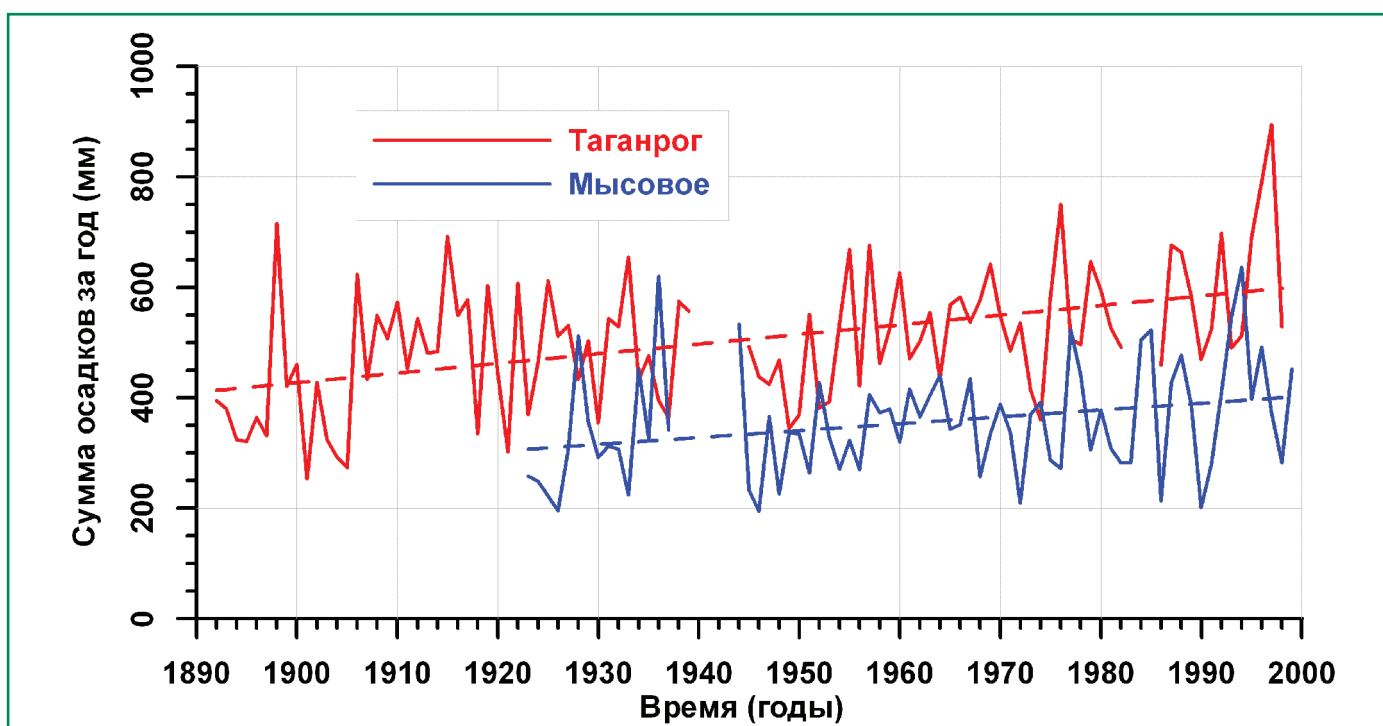


Рис. 5.3.13. Долговременная изменчивость годовых сумм осадков (мм) в пунктах Таганрог и Мысовое по данным (Горбач и др., 2004). Линейные тренды показаны штриховыми линиями.

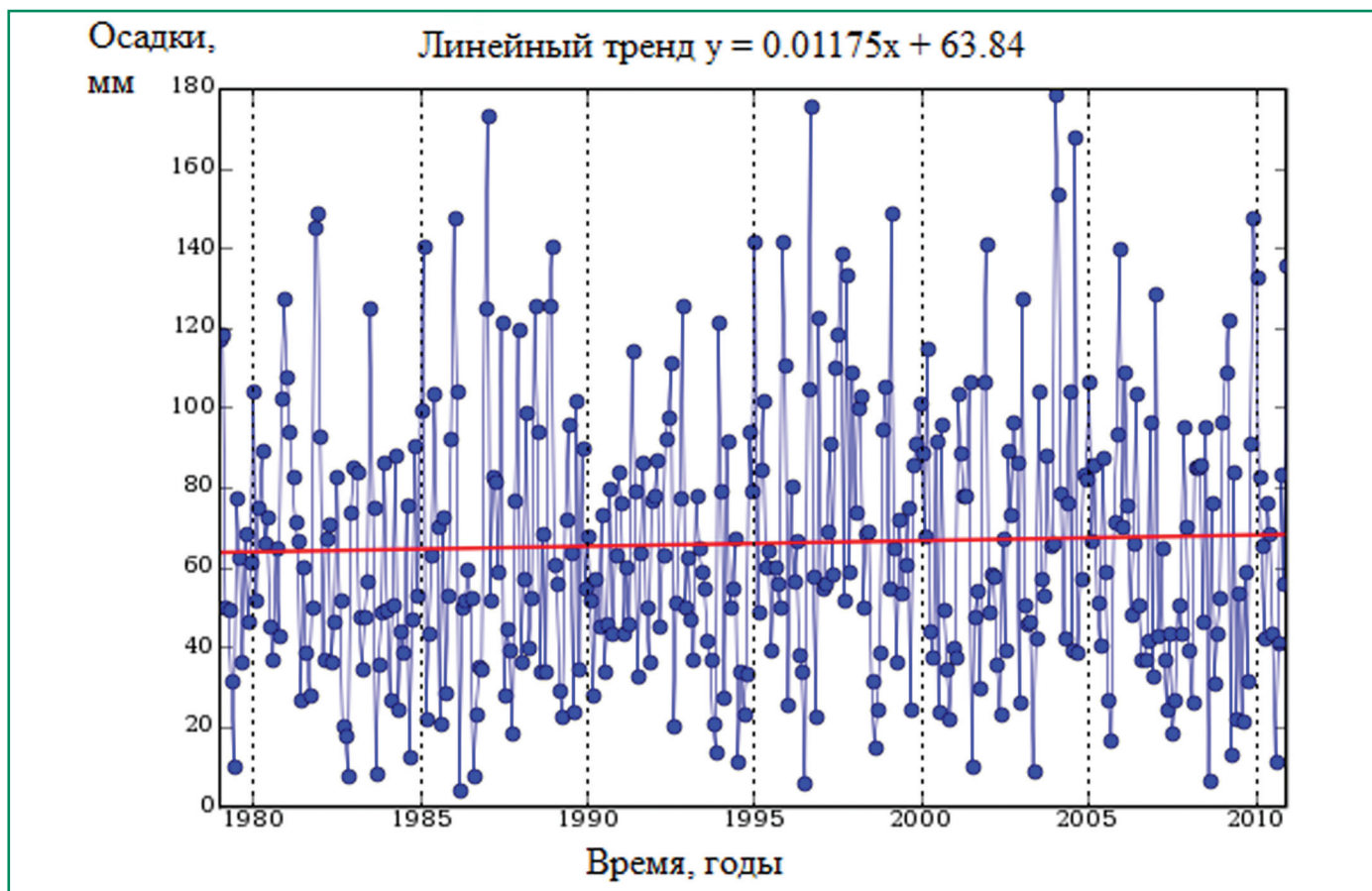


Рис. 5.3.14. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Азовским морем (45–47° с.ш., 35–38° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

(Гидрометеорология..., 1991a), до 460 мм, и сумма осадков в среднем увеличилась в разных пунктах побережья на 2–9% (Горбач и др., 2004).

Анализ изменения годового количества осадков за более продолжительный период (до 2007 г.) в (Дьяков, 2010) свидетельствует об их увеличении на 60–190 мм по всем пунктам побережья, в первую очередь за счет роста в зимний сезон. Увеличение количества осадков происходит вследствие усиления циклонической активности в регионе при отрицательной фазе североатлантического колебания. В тридцатилетие 1977–2007 гг. наблюдались уменьшение межгодовой изменчивости количества осадков и повышенные значения как годовых сумм осадков (на 30–70 мм), так и годовых максимумов и минимумов по сравнению с предшествующим периодом. Абсолютные максимумы осадков зафиксированы в 1997–2007 гг. ((Дьяков, 2010); рис. 5.3.14). Результатом снижения осадков в последующие 4 года является сравнительно не-

большой положительный тренд в 1979–2010 гг. (рис. 5.3.14). За 32-летний период линейный тренд роста осадков составил +0.141 мм/мес в год. Таким образом, среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 год увеличилось на 54 мм.

5.3.3.3. Скорость ветра

По данным гидрометеорологических станций на побережье, в многолетнем ходе скорости ветра над Азовским морем с 1910–1920 гг. до начала 2000-х гг. наблюдалось в среднем ее снижение (Дашкевич, 2008). Для периода с середины 1940–1950-х до середины 1970-х гг. ветер был более сильным по сравнению с последующими годами (Матишов, Гаргопа, 2003б; Дьяков, 2010). Рассчитанные в (Дьяков, 2010) тренды скорости ветра для периода 1945–2007 гг. – от –0.016 до –0.033 м/с в год во все сезоны по большинству станций на северном побережье моря. Заметные понижения ско-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

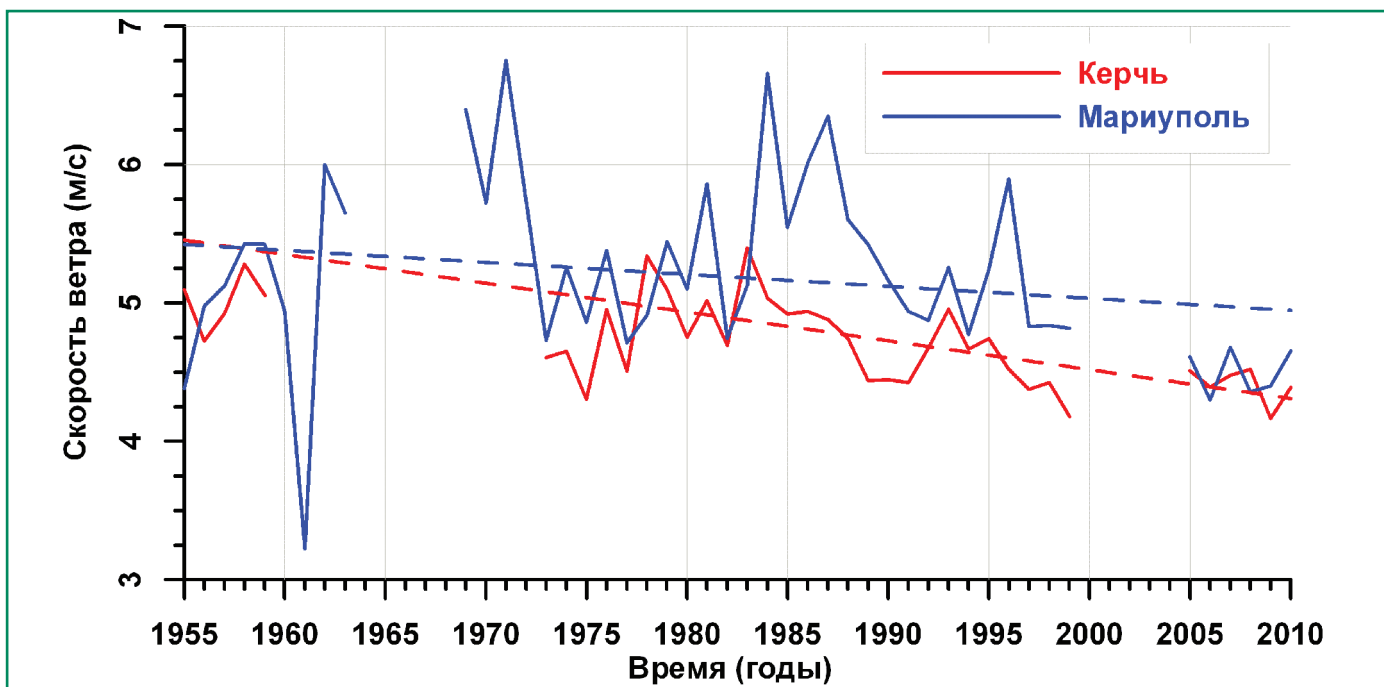


Рис. 5.3.15. Многолетняя изменчивость скорости ветра (м/с) по данным ГМС в Керчи и Мариуполе, расположенных на побережье Азовского моря (по данным базы NOAA NCDC Global Surface Summary of Day Data, version 7). Линейные тренды показаны штриховыми линиями (Костяной и др., 2014).

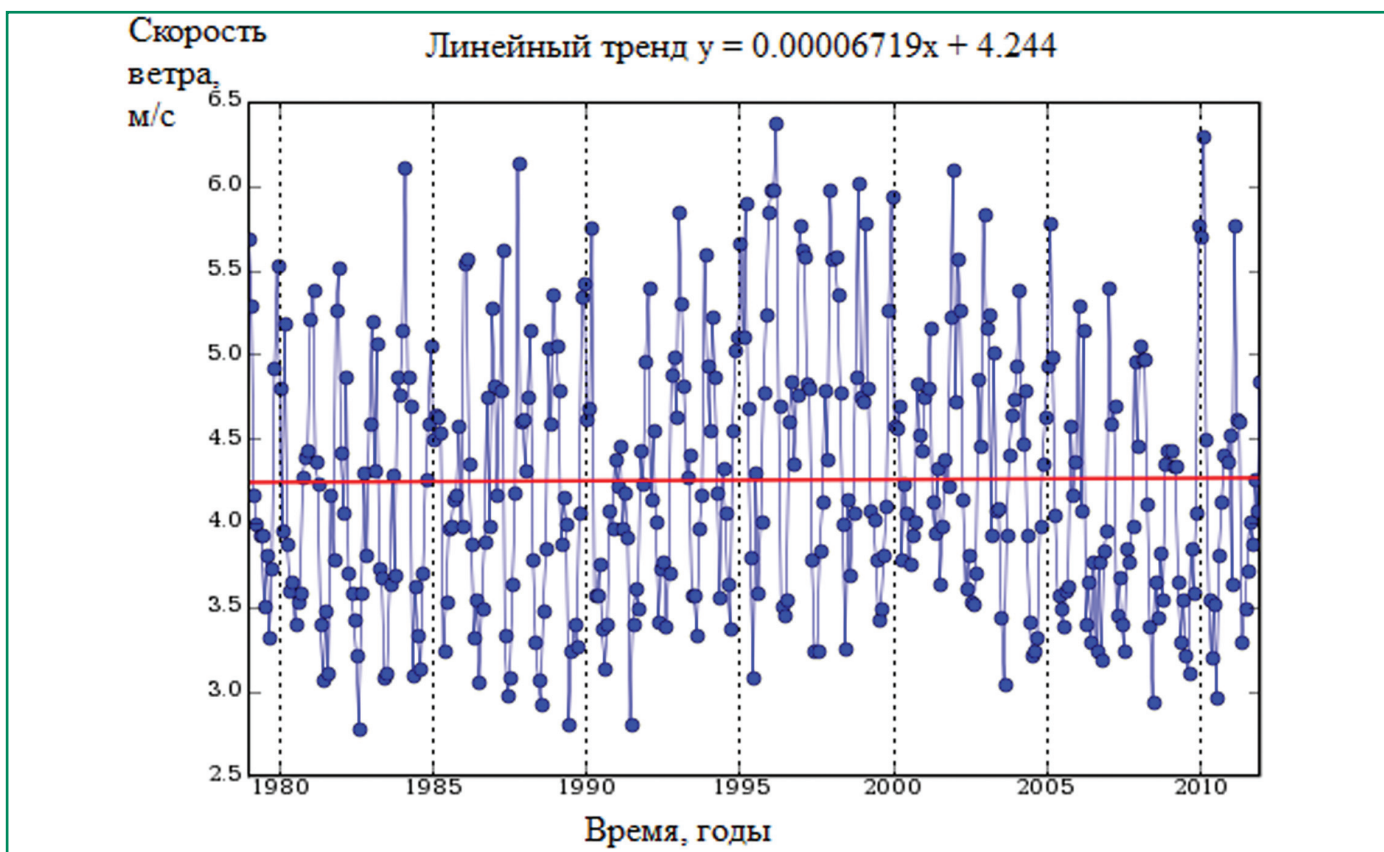


Рис. 5.3.16. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений скорости ветра (м/с) над Азовским морем (45–47° с.ш., 35–38° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в м/с/мес.

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

рости ветра, особенно в зимний сезон, отмечены после 1988 г. (Матишов, Гаргопа, 2003б; Матишов и др., 2008б). В целом за почти столетний период с 1909–1922 гг. по 2006 г. значения среднегодовых и среднесезонных скоростей ветра, осредненных по Азовскому морю, уменьшились на 1.3–1.7 м/с (Матишов и др., 2008б). На рис. 5.3.15 представлены данные для Мариуполя и Керчи; линейные тренды межгодовой изменчивости скорости ветра за период 1955–2010 гг. составили соответственно -0.009 и -0.021 м/с в год. Заметно, также, снижение интенсивности ветрового волнения (Дьяков, 2010).

Рис. 5.3.16. демонстрирует отрицательный тренд скорости ветра над Азовским морем с 2000 по 2011 г., однако из-за некоторого ее увеличения, как и в Черном море, в 1995–2005 гг. в целом за 33-летний период с 1979 по 2011 г. тренд скорости ветра над Азовским морем оказался слабopоложительным. Линейный тренд роста скорости ветра за 33-летний период составил $+0.0008$ м/с год. Таким образом, скорость ветра с 1979 по 2011 г. формально увеличилась бы на 0.03 м/с. Однако фактически к концу 2011 г. она уменьшилась по сравнению с периодом 1995–2005 гг.

В последние десятилетия изменилась и роза ветров над акваторией Азовского моря: уменьши-

лась повторяемость и скорость восточных ветров при относительном росте повторяемости западных (при несущественном снижении их скоростей), следствием чего явилось уменьшение квазистационарного наклона уровня от Таганрогского залива до Керчи (16 см) на 5–6 см (Матишов и др., 2008б).

5.3.3.4. Температура поверхности моря

С середины 1920-х гг. до примерно 2000 г. среднегодовая температура поверхности Азовского моря в среднем изменялась мало (Гидрометеорология..., 1991а; Гаргопа, 2001; Matishov et al., 2006; Матишов и др., 2008б; Дашкевич, 2008). На этом маломеняющемся фоне различаются периоды потепления (1930-е гг., 1960-е–начало 1970-х гг., с середины 1990-х гг.) и похолодания (середина 1950-х гг. и 1985–1987 гг.) (рис. 5.3.17). Величина линейного тренда за период с 1927 по 2000 г. составила $+0.0018^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Заметный рост среднегодовой температуры воды со скоростью $+0.06^{\circ}\text{C}/\text{год}$ наблюдается примерно с 1988 г. (рис. 5.3.17). В пользу повышения температуры воды в Азовском море до 2009 г. свидетельствует факт хорошей согласованности многолетнего хода сре-

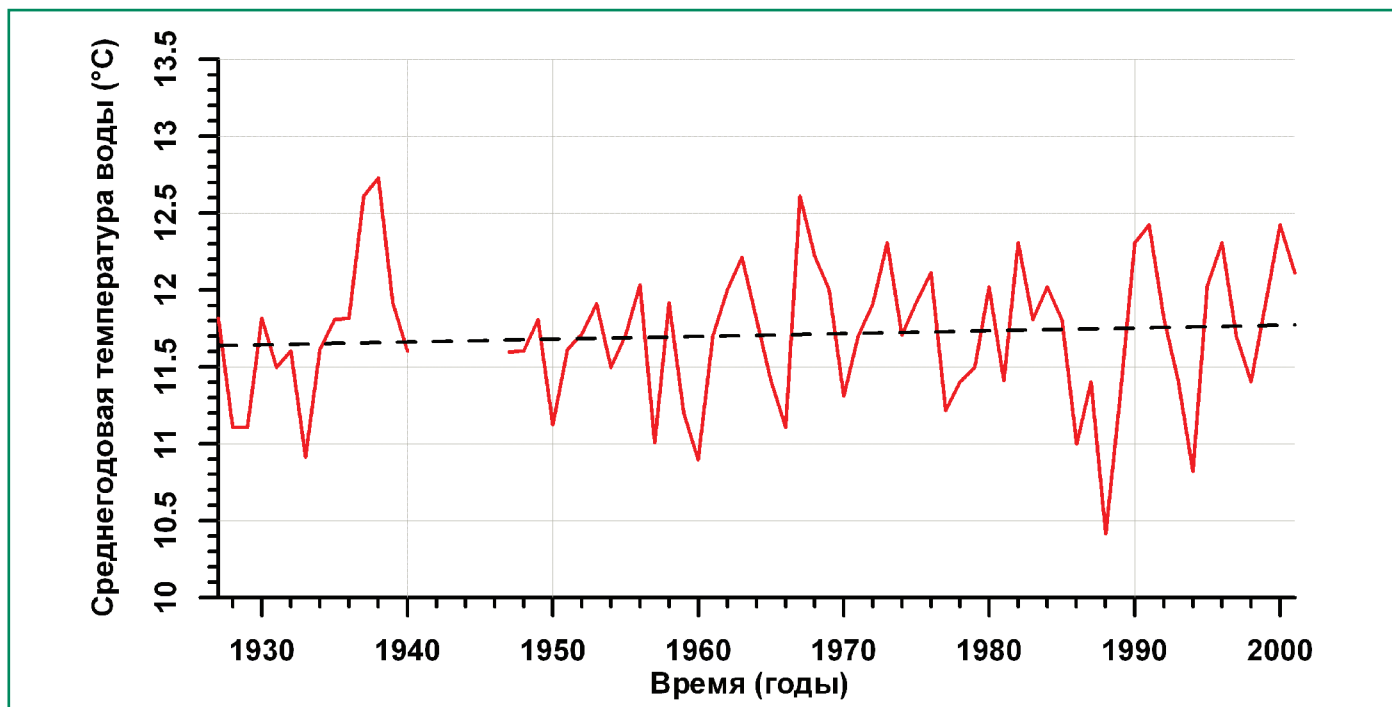


Рис. 5.3.17. Многолетняя изменчивость среднегодовой температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) в Азовском море по данным (Дашкевич, 2008). Линейный тренд показан штриховой линией.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

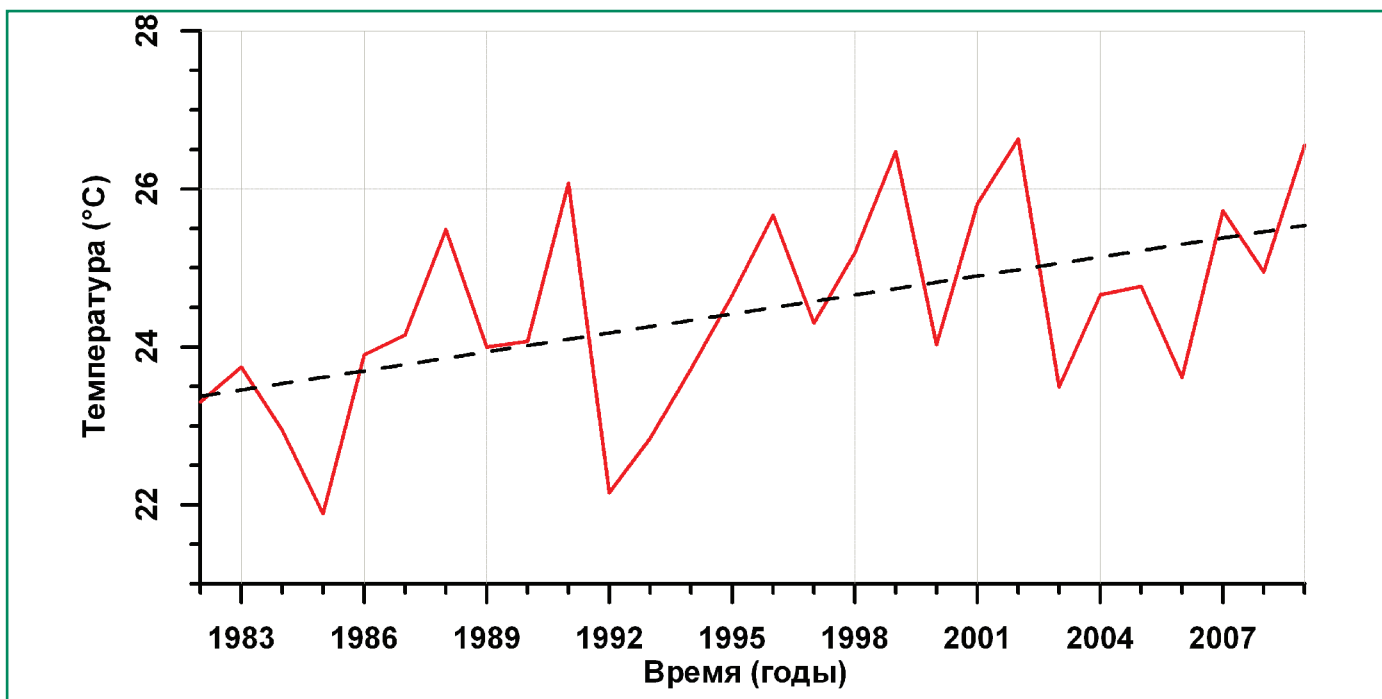


Рис. 5.3.18. Межгодовая изменчивость (1982–2009 гг.) средней за июль температуры поверхности (°C) в центральном районе Азовского моря по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2011). Линейный тренд показан штриховой линией.

днеговой температуры вод Азовского и Черного морей, продемонстрированный для периода 1982–2000 гг. в (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011).

С учетом “теплых” 2000-х гг. тренд среднегодовой температуры азовоморских вод за период 1924–2007 гг. оказался положительным (Дьяков, 2010), с максимальными значениями $+0.0104\dots+0.0126^\circ\text{C}/\text{год}$ вблизи южного побережья моря и несколько меньшими ($+0.0081\dots+0.0085^\circ\text{C}/\text{год}$) вблизи северного; минимальные тренды – в Таганрогском заливе, с уменьшением в сторону устья Дона. При этом максимальные линейные тренды характерны для января–апреля (в марте положительный тренд $+0.030\dots+0.050^\circ\text{C}/\text{год}$).

Почти вдвое большие значения трендов температуры воды на всем побережье получены для периода 1977–2007 гг. ($+0.064\dots+0.087^\circ\text{C}/\text{год}$ в августе) (Дьяков, 2010). Примерно такими же ($+0.06$ и $0.05^\circ\text{C}/\text{год}$) оказались значения трендов температуры воды для теплого периода апрель–ноябрь в 1982–2009 гг. в центральной части моря и в открытой части Таганрогского залива соответственно, оцененные по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-

Pathfinder (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011). Можно отметить, что, в отличие от 1945–1986 гг., когда в июле–сентябре наблюдались отрицательные тренды температуры воды (Гидрометеорология..., 1991а; Гаргопа, 2001), в 1982–2009 гг. температурные тренды в Азовском море в навигационный период (апрель–ноябрь) были в среднем положительными, с заметным ростом температуры примерно с середины 1990-х гг. (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011). На рис. 5.3.18 представлена межгодовая изменчивость температуры воды в июле с линейным трендом $+0.08^\circ\text{C}/\text{год}$. Повышение весенних, летних и осенних температур воды в последнее десятилетие XX века отмечено также в (Дьяков и др., 2002; Матишов, Гаргопа, 2003б; Матишов и др., 2008б).

О повышении температуры воды в летний сезон в 2000-х гг. косвенно свидетельствует и рис. 5.3.12, поскольку характер изменчивости температуры воды в Азовском море в основном определяется изменчивостью температуры воздуха (Гаргопа, 2001; Дьяков, 2010). Повышению среднегодовой температуры воды в современный период, помимо зарегистрированного повышения температуры воздуха, могут способствовать увеличе-

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

ние температуры замерзания воды, связанное с понижением солености бассейна, и снижение затрат тепла на испарение при уменьшенной скорости ветра (Дашкевич, 2008).

5.3.3.5. Соленость

Межгодовая изменчивость солености Азовского моря и ее тренды в определенные периоды (рис. 5.3.19) определяются как соответствующей изменчивостью составляющих водного баланса (стока рек, осадков, характера водообмена с Черным морем), зависящей от характера атмосферной циркуляции, так и антропогенными факторами (зарегулированностью и изъятием стока вод бассейна) (Гидрометеорология..., 1991а; Дьяков и др., 2006; Матишов, Гаргопа, 2003а; Матишов, Гаргопа, 2003б; Matishov et al., 2006; Костяной и др., 2008; Матишов и др., 2008б; Kosarev et al., 2008b). В 1920-х – начале 1930-х гг. соленость моря мало менялась, в пределах 10.4–10.9‰. В дальнейшем можно выделить два 30–40-летних периода с меняющимися (в среднем) знаками тренда солености с положительного на отрицательный: ее увеличение в 1930–1976 гг. до максимального значения 13.9‰ и дальнейшее уменьше-

ние до значений 10–11‰ в начале 2000-х гг. (Матишов и др., 2008б). В 2006 г. среднегодовая соленость моря уменьшилась до 9.29‰ – минимального значения за весь период наблюдений (Жукова и др., 2007).

Пик солености в 1976 г. существенно превышал ее повышение до 12.7‰ в начале 1950-х гг., связанное с зарегулированием стока Дона. Экстремальное увеличение солености вод моря в 1973–1977 гг. и ее уменьшение в 1990-е и последующие годы обусловлены, по-видимому, соответствующими изменениями пресноводного баланса моря при смене форм атмосферной циркуляции: уменьшением стока рек и усилением адвекции черноморских вод в годы доминирования восточной формы атмосферной циркуляции (*E* по Вангейгейму) и увеличением стока и ослаблением адвекции черноморских вод в годы преобладания западной формы атмосферной циркуляции (*W* (Гаргопа, 2002; Матишов, Гаргопа, 2003а; Матишов и др., 2008б). Для современного периода (примерно с 1980 г.) характерно усиление влияния на соленость циркуляционных процессов в атмосфере и относительное уменьшение влияния антропогенных воздействий на сток рек (Гаргопа, 2002; Матишов и др., 2008б). Тренды уменьшения

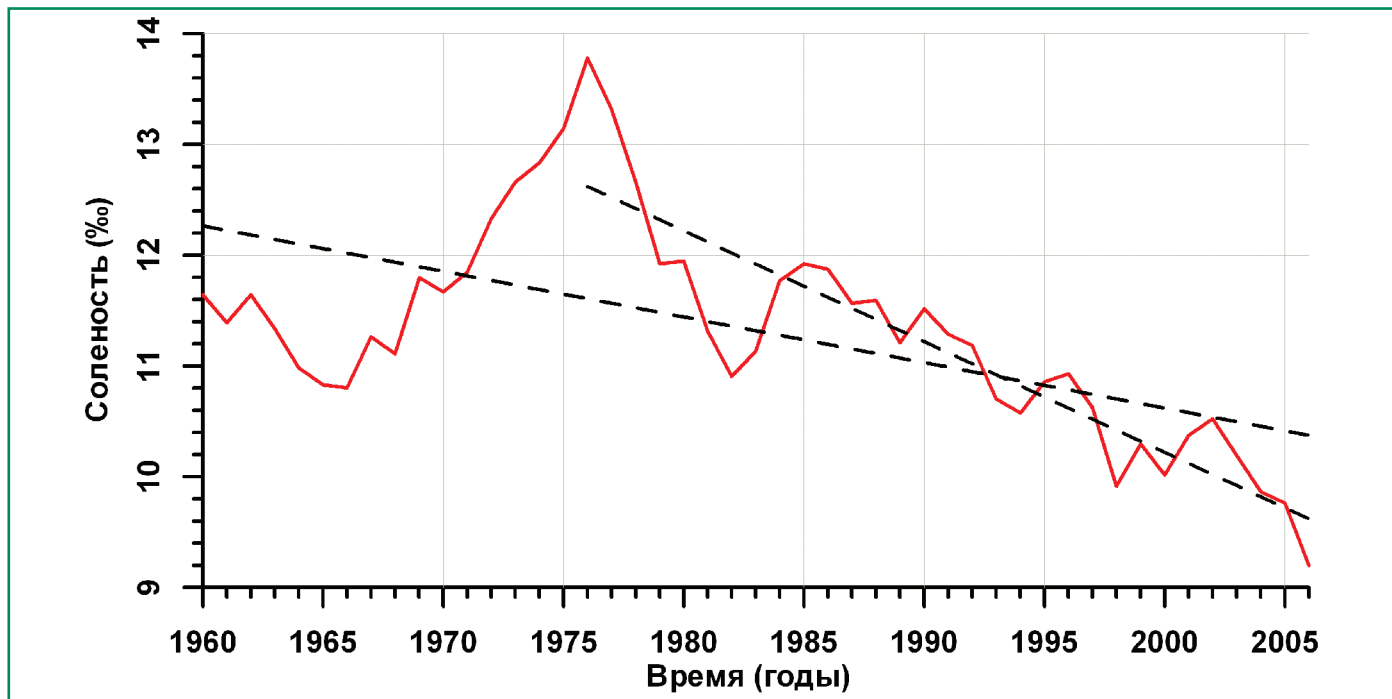


Рис. 5.3.19. Многолетние (1960–2006 гг.) колебания солености Азовского моря (‰) по данным (Жукова и др., 2007). Линейные тренды показаны штриховыми линиями.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

солености составили 0.04‰/год в период 1960–2006 гг. и 0.10‰/год на этапе ее снижения после пика 1976 г. (Жукова и др., 2007).

5.3.3.6. Лед

Малые глубина и теплозапас замерзающего Азовского моря определяют зависимость изменчивости его ледового режима от зимней температуры воздуха и соответственно суровости зим. На протяжении примерно 120 лет наблюдений заметно менялось соотношение периодов с суровыми и мягкими зимами (сумма среднесуточных отрицательных температур за сезон более 400°C и менее 200°C по модулю соответственно). Так, повторяемость мягких зим в 1923–1968 гг. составляла 26%, а в 1968–1998 гг. – 54%, тогда как повторяемость суровых зим в эти периоды сократилась соответственно с 26 до 13% (Дьяков и др., 2002). По данным Букатова и Моисеевой (2009), за период 1884–2005 гг. повторяемость мягких зим составила 36%, умеренных – 43%, суровых – 21%, тогда как в период 1975–2005 гг. повторяемость мягких зим увеличилась (48%), суровых уменьшилась (10%), умеренных практически не изменилась (42%). Для 2000-х гг. характерны более частые (относительно периода с 1950-х гг.) холодные зимы в Азовском море (Матишов и др., 2008а; Матишов и др., 2008б; Думанская, Федоренко, 2008). Самыми холодными зимами в 2000-е гг. (в порядке уменьшения суровости) были зимы 2005/2006, 2002/2003 и 2007/2008 гг., причем зима 2005/2006 г. была одной из самых холодных за последние 50 лет (Матишов и др., 2008а; Матишов и др., 2008б). К списку холодных зим прибавилась и зима 2011/2012 г.

В соответствии с изменениями температуры воздуха и характера зим изменялись и параметры ледового режима Азовского моря. По данным наблюдений на прибрежных станциях моря (Гидрометеорология...1991а), за десятилетия до начала 1990-х гг. средние даты первого появления начальных форм льда сместились на более поздние сроки (примерно на неделю), а полное исчезновение льда стало наблюдаться раньше; соответственно продолжительность ледового сезона сократилась. За период 1924–1994 гг. окончательное очищение

моря ото льда стало наблюдаться на 15–18 дней раньше, а продолжительность ледового сезона сократилась на 19–28 дней (Букатов, Моисеева, 2009). Во временном ходе максимальной толщины льда в период 1926–2010 гг. заметно ее уменьшение в современный период (Думанская, 2011): например, в суровую зиму 1968/1969 г. в Мариуполе она составляла 70 см, в холодные зимы 2002/2003, 2005/2006 и 2007/2008 гг. – соответственно 50, 40 и 35 см. При этом средние значения максимальной толщины льда в разные периоды (в разные макроциркуляционные эпохи) менялись следующим образом: 40 см в 1940–1948 гг., 30 см в 1949–1965 гг., 32 см в 1966–1990 гг. и 23 см в 1991–2005 гг. (Думанская, Федоренко, 2008).

Максимальная ледовитость моря меняется в зависимости от суровости зимы (Думанская, 2011). В 2000-е годы она менялась от примерно 4% в теплую зиму 2003/2004 г. до 100% в холодные зимы 2002/2003 и 2005/2006 гг. Ледовитость 100% (на 40% больше нормы) наблюдалась и зимой 2011/2012 г. (Бережная и др., 2012а; Бережная и др., 2012б). В 2000-е гг. с участвовавшими холодными зимами наблюдается рост площадей с начальными формами льда (Федоренко, 2011). В соответствии с прогнозом (Думанская, 2011), наиболее тяжелая ледовая обстановка возможна в ледовый сезон 2018/2019 г.

5.3.3.7. Уровень моря

Колебания уровня Азовского моря определяются изменением соотношений между составляющими водного баланса (речным стоком, количеством атмосферных осадков, испарением и водообменом с Черным морем через Керченский пролив). В многолетнем ходе уровня моря в период с 1878 по 1985 г. в районе Генического (западное побережье) можно выделить два периода: падение уровня с 1878 по 1935 г. со скоростью в среднем 0.184 см/год и его подъем с 1935 по 1985 г. со скоростью 0.107 см/год (Гидрометеорология..., 1991а; Гаргопа, 2001). При этом на отдельных временных интервалах тренд уровня был существенно большим (например, в период с 1921 по 1941 г. уровень рос со средней скоростью примерно 0.7 см/год). По данным измерений на гидрометеостанциях и уровенных постах россий-

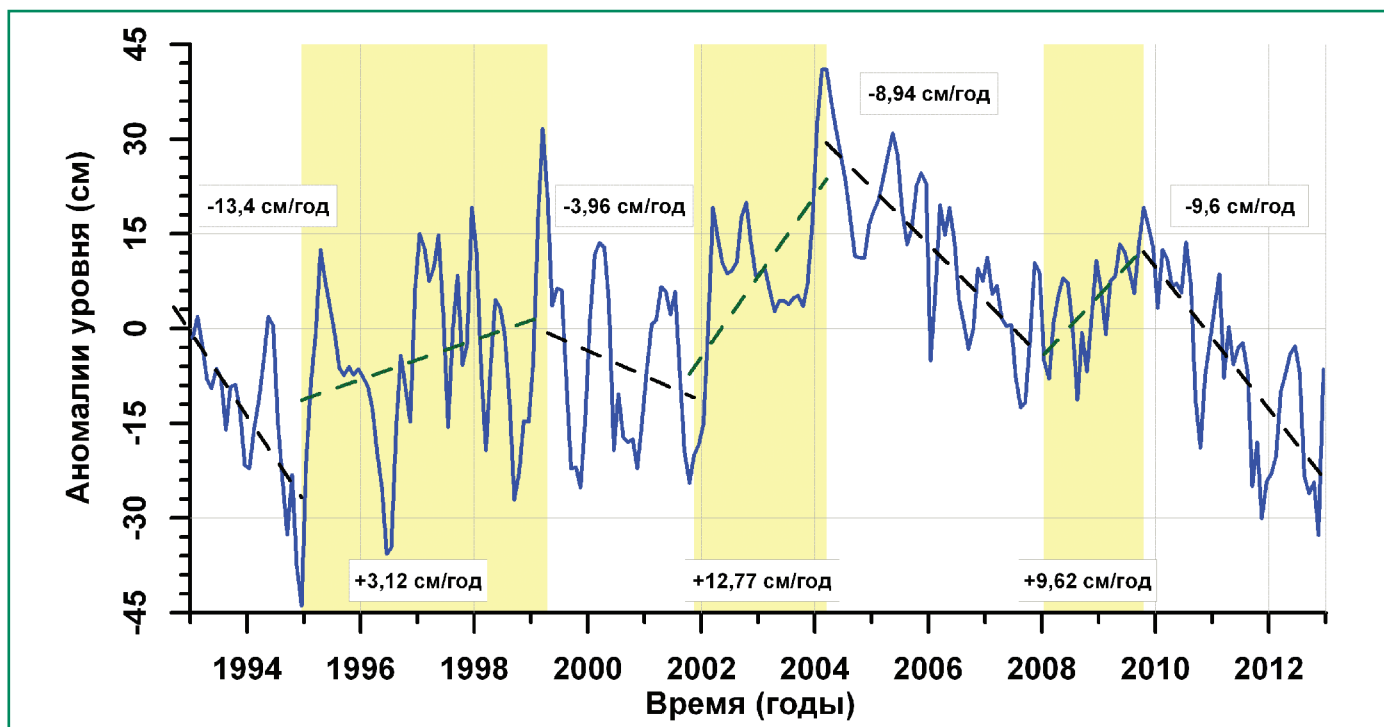


Рис. 5.3.20. Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (пунктир) изменчивость аномалий уровня Азовского моря (см) (январь 1993 г. – декабрь 2012 г.) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2. Периоды роста уровня выделены желтым цветом (Костяной и др., 2014).

ской части Азовского моря (Филиппов, 2009), средняя скорость повышения уровня с 1920-х гг. до 1985 г. составляла 0,24 см/год, а в более короткие периоды наблюдались ее увеличения на порядок: 2,1 см/год в 1992–2004 гг., 2,6 см/год в 2001–2006 гг.

О межгодовой изменчивости уровня в Азовском море в 1993–2012 гг. можно судить по временному ходу аномалий уровня моря, рассчитанных по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 (рис. 5.3.20). На разных временных отрезках этого периода тренд уровня менялся по величине и знаку: в 1993–1994 гг. уровень понижался со скоростью $13,40 \pm 1,71$ см/год, в 1995–1999 гг. он рос со скоростью $3,12 \pm 0,99$ см/год, в 1999–2002 гг. уменьшался со скоростью $3,96 \pm 1,07$ см/год, затем до весны 2004 г. рос со скоростью $12,77 \pm 2,31$ см/год; следующий период падения со скоростью $8,94 \pm 1,53$ см/год с весны 2004 до зимы 2007/2008 г., далее рост до конца 2009 г. со скоростью $9,62 \pm 0,45$ см/год и дальнейшее уменьшение ($-11,27 \pm 0,58$ см/год). Средняя скорость роста уровня в этот 20-летний период составила $+0,54 \pm 0,04$ см/год.

5.3.3.8. Сток рек

Сток впадающих в Азовское море рек с 1911 г. до середины 1970-х гг. в среднем уменьшался, а далее до начала 2000-х гг. наблюдалась фаза повышенной водности рек (Гидрометеорология..., 1991а; Гаргопа, 2001; Костяной и др., 2008; Матишов и др., 2008б). При этом в последние десятилетия отмечается увеличение стока р. Кубань, особенно в холодное время года; для весеннего стока рек характерна тенденция антропогенного сокращения (Матишов и др., 2008б).

На рис. 5.3.21а представлен временной ход среднегодовых расходов р. Дон за период с 1881 по 2012 г. Очевидно устойчивое снижение расхода Дона в этот период со средней скоростью $-2,62$ м³/с в год. При этом минимальные значения среднегодового расхода и стока Дона, которые наблюдались в 1972 г., составили 300 м³/с и 9,5 км³ соответственно, а за 2011 г. – 414 м³/с и 13,1 км³ (рис. 5.3.21а). Изменчивость среднемесячных значений расхода р. Дон за 1993–2012 гг. показана на рис. 5.3.21б. Отрицательный тренд расхода воды в этот период составил $-16,59$ м³/с в год.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

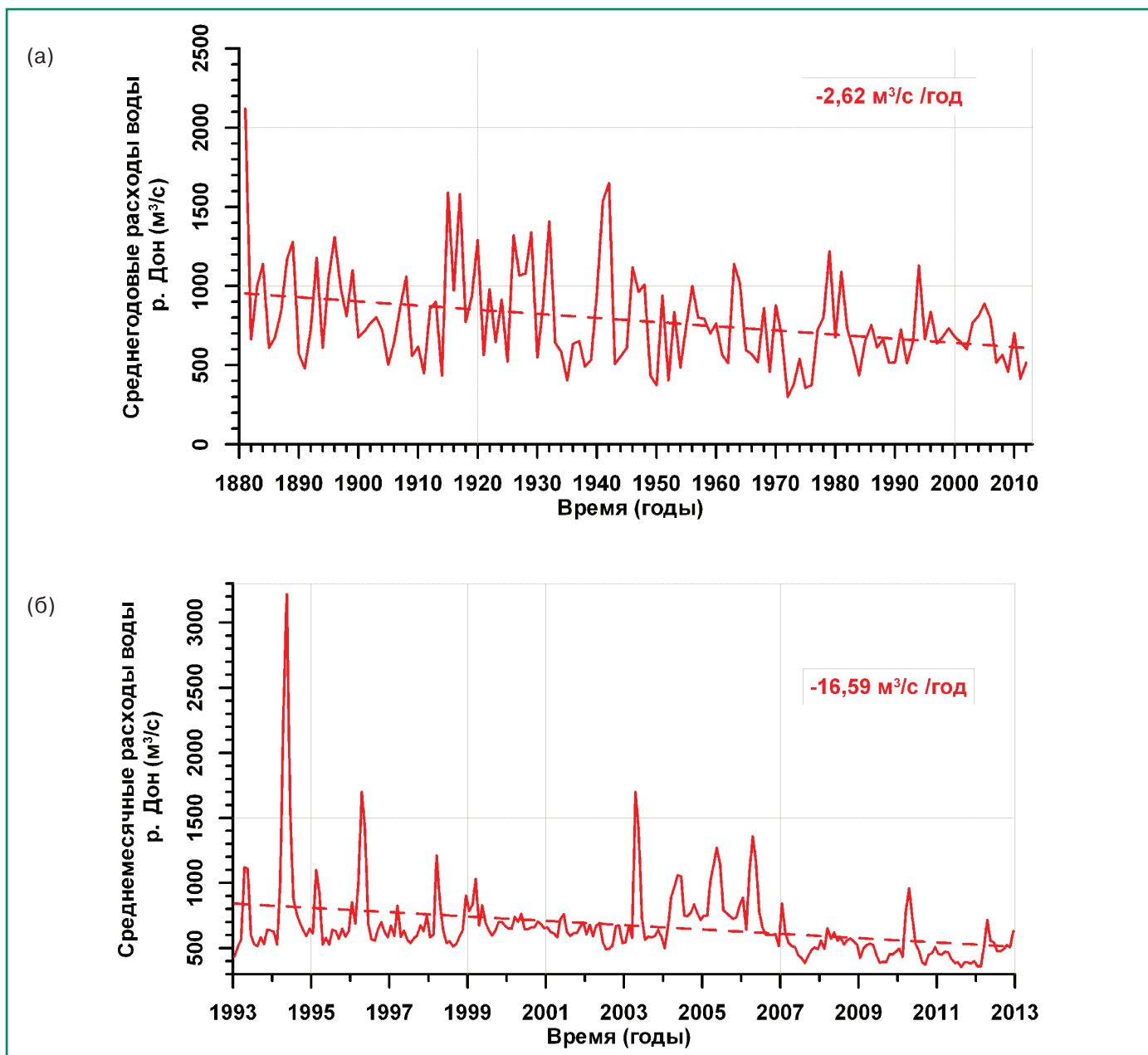


Рис. 5.3.21. Межгодовая изменчивость среднегодового расхода воды р. Дон ($\text{м}^3/\text{с}$) в период 1881–2012 гг. (а) и среднемесячного расхода в 1993–2012 гг. (б). Данные по створу ст. Раздорская предоставлены Л. П. Остроумовой (ГОИН).

5.3.4. Каспийское море

5.3.4.1. Температура воздуха

На протяжении 100-летнего периода 1890–1990 гг. средняя годовая температура воздуха над Каспийским морем в среднем повышалась (Гидрометеорология..., 1992). С конца XIX столетия до примерно 1910 г. и в 1920-х – начале 1930-х гг. она была ниже нормы (периоды похолодания), а с 1950-х гг. и до конца 1990-х гг. – выше нормы.

Тенденция увеличения температуры воздуха в среднем продолжилась и после 1990 г. (рис. 5.3.22). За 33-летний период с 1979 по 2011 г. линейный тренд роста температуры воздуха составил $+0.0671^\circ\text{C}/\text{год}$. Таким образом, температура воздуха за этот период увеличилась на 2.21°C .

Заметно повышение максимальных летних температур и более частое повторение низких зимних в 2000-е гг. (2003, 2006 и 2008 гг.) относительно 1990-х гг. В частности, летом 2010 г., когда с конца июня в течение 55 дней над централь-

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

ной частью Европейской России стоял блокирующий антициклон и над Каспием распространялся горячий воздух из Средней Азии, максимальная среднесуточная температура превышала норму на 6–10°C (Arpe et al., 2012).

Зима 2007/2008 г. считается для Каспийского моря экстремально холодной – в эту зиму замерз Красноводский залив (Гинзбург и др., 2012). В Северном Каспии и низовьях Волги наиболее холодными (в порядке убывания суровости зим по сумме градусо-дней мороза в Астрахани в 1985–2006 гг.) были зимы 1984/1985, 1986/1987, 1993/1994, 1997/1998, 2002/2003 и 2005/2006 гг. (Бухарицин, 2006). Очень холодной была зима 2011/2012 г.: в приморских районах Дагестана температура воздуха в феврале опустилась до –10...–20°C, что на 10–22°C ниже нормы (Бережная и др., 2012б), и снова замерз Красноводский залив в Туркменистане.

В соответствии с прогнозом, сделанным в (Бухарицин, Андреев, 2006), исходя из прогноза солнечной активности на 24-й цикл (с середины 2007 г. до середины 2017 г.), холоднее нормы ожидаются зимние сезоны 2012/2013, 2013/2014 и 2015/2016 гг.

5.3.4.2. Осадки

Распределение атмосферных осадков по акватории Каспийского моря крайне неравномерно (Фролов, 2003), что делает затруднительным измерение их количества на всей поверхности Каспия. На основе данных архива CDAS (Climate Data Assimilation System) в (Малинин, Рашад, 2008) получен отрицательный тренд количества осадков над Каспийским морем: –0.9 мм/год для периода 1949–2005 гг. (рис. 5.3.23). При этом тренд количества осадков в 1950–1970 гг. был в среднем поло-

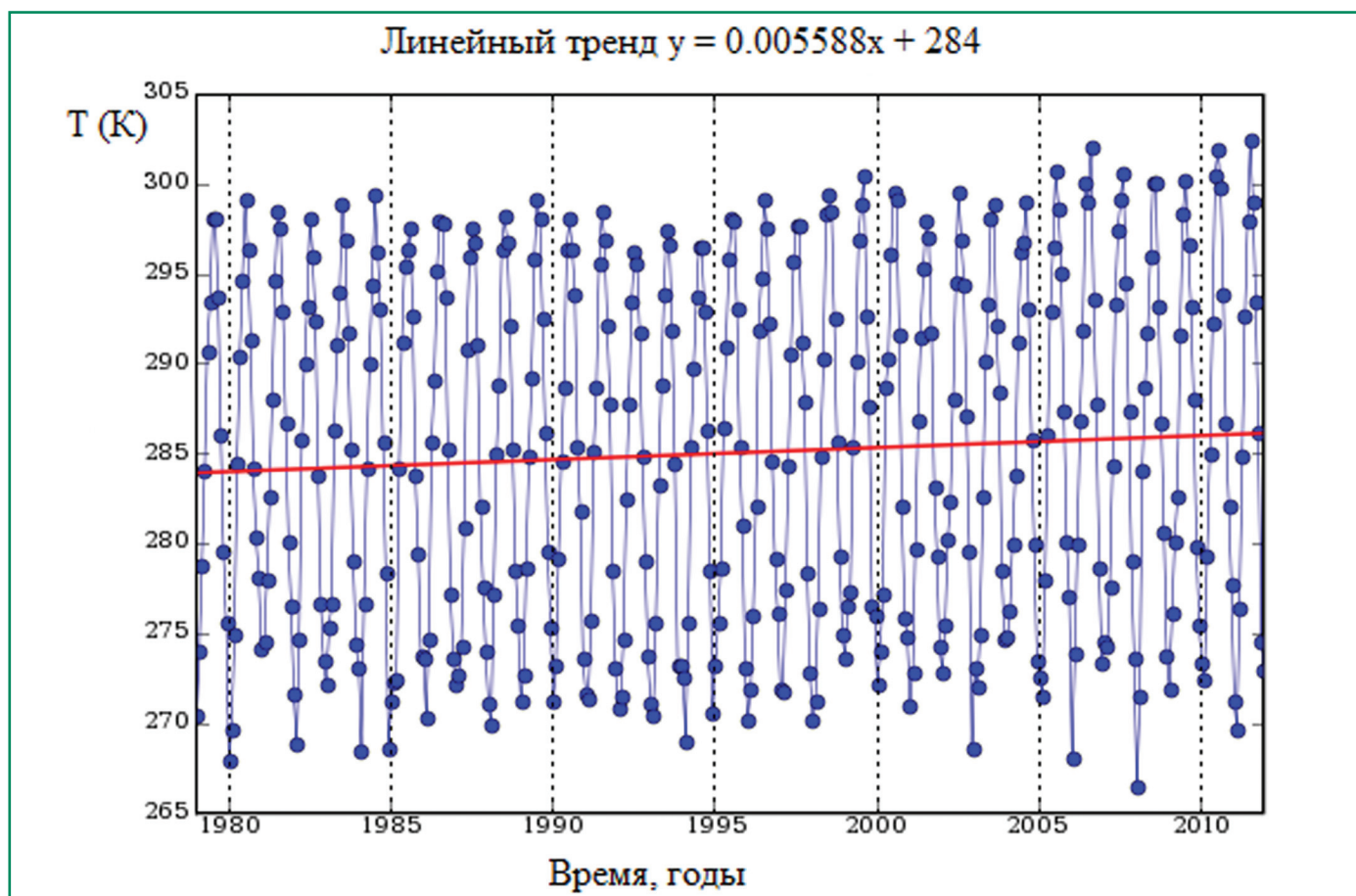


Рис. 5.3.22. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (K) над Каспийским морем (37–47° с.ш., 48–54° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в К/мес.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

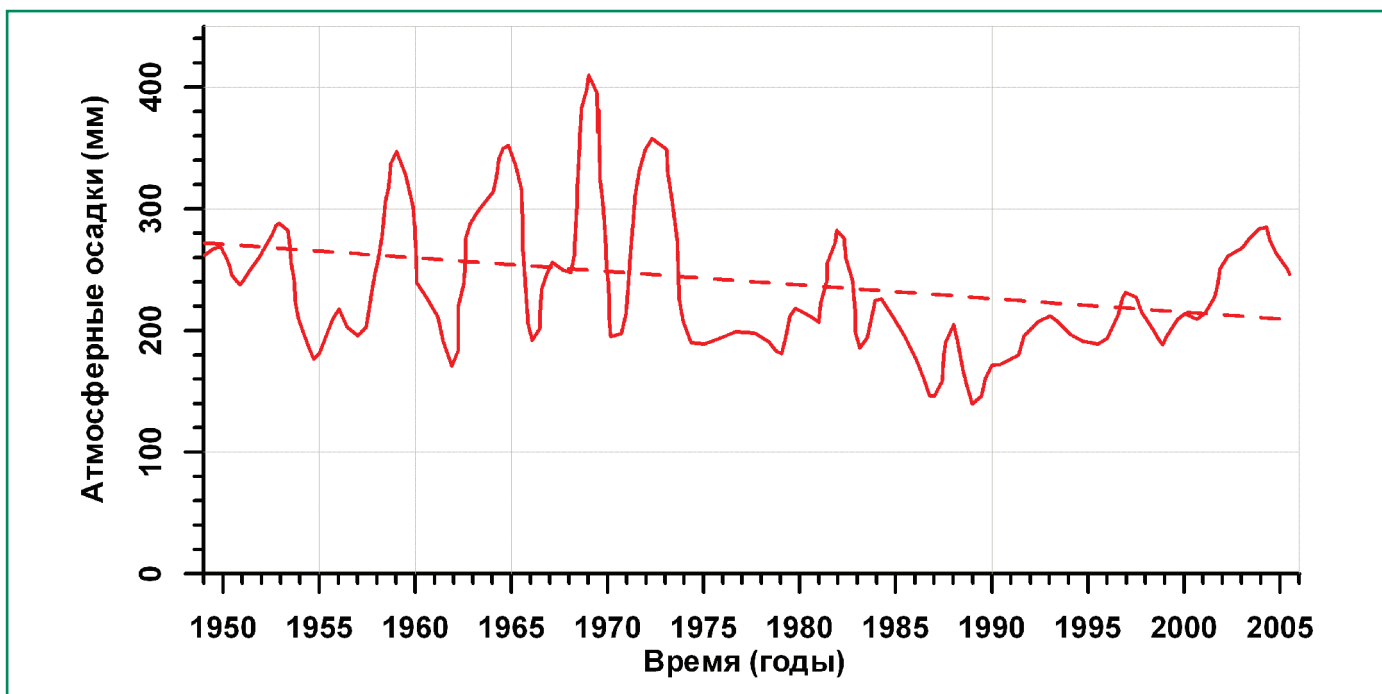


Рис. 5.3.23. Межгодовая изменчивость количества атмосферных осадков (мм) над Каспийским морем в 1949–2005 гг. по данным (Малинин, Рашад, 2008).

жительным, в 1970–1990 гг. отрицательным, а далее до 2005 г. количество осадков снова увеличивалось. Такой характер многолетней изменчивости количества осадков не противоречит данным, приведенным в работах (Гидрометеорология..., 1992; Фролов, 2003), хотя есть некоторые различия в годах максимумов и минимумов осадков и их количестве. Согласно (Малинин, Рашад, 2008), максимальное количество осадков (423 мм) выпало в 1969 г., минимальное (138 мм) – в 1989 г. В 2000-х гг. годом с наименьшим максимальным среднемесячным количеством осадков, который обычно приходится на октябрь–ноябрь и март–апрель (Гидрометеорология..., 1992), был 2008 г. (рис. 5.3.24): примерно 34 мм в октябре и 43 мм в декабре. Средний за период с января 1979 г. по декабрь 2010 г. тренд количества осадков над Каспием практически отсутствовал. За 32-летний период линейный тренд изменения количества осадков составил -0.0114 мм/мес в год. Таким образом, среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 год уменьшилось на 4 мм.

5.3.4.3. Скорость ветра

В период с 1949 по 2000 г. скорость ветра над Северным и Средним Каспием в среднем умень-

шалась (Тужилкин и др., 2011). Важным явилась смена в 1977–1978 гг. (в период, когда произошла смена типа макропроцессов в атмосфере с восточного E на западный W) направления зональной компоненты ветра над Северным Каспием с восточной на западную, благоприятную для распространения северокаспийских вод на юг и компенсационного придонного подтока вод из Среднего Каспия. В те же годы юго-восточный ветер вдоль восточного побережья Среднего Каспия сменился на северо-западный, благоприятный для развития прибрежного апвеллинга (Тужилкин и др., 2011).

Сезонная и межгодовая изменчивость скорости ветра в 1979–2011 гг. показана на рис. 5.3.25. Как в Черном и Азовском морях, в Каспийском море в 2000–2011 гг. преобладала тенденция уменьшения скорости ветра, однако из-за ее повышения в 1995–2000 гг. средний тренд скорости ветра за период 1979–2011 гг. оказался положительным. Линейный тренд роста скорости ветра за 33-летний период составил $+0.0076$ м/с в год. Таким образом, скорость ветра с 1979 по 2011 год формально увеличилась бы на 0.25 м/с, однако к концу 2010 г. она фактически уменьшилась до уровня 1979–1990 гг., а к концу 2011 г. резко выросла более чем на 0.5 м/с.

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

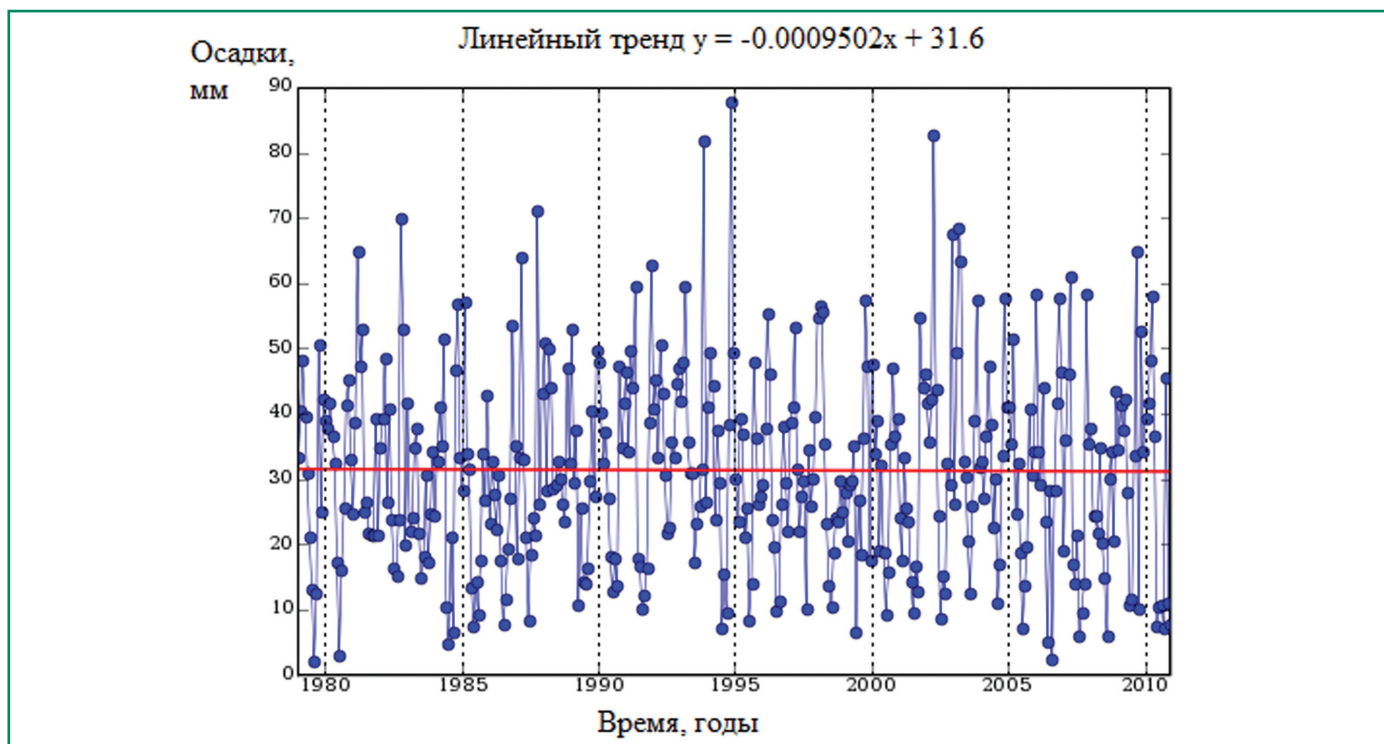


Рис. 5.3.24. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Каспийским морем (37–47° с.ш., 48–54° в.д.) в 1979–2010 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

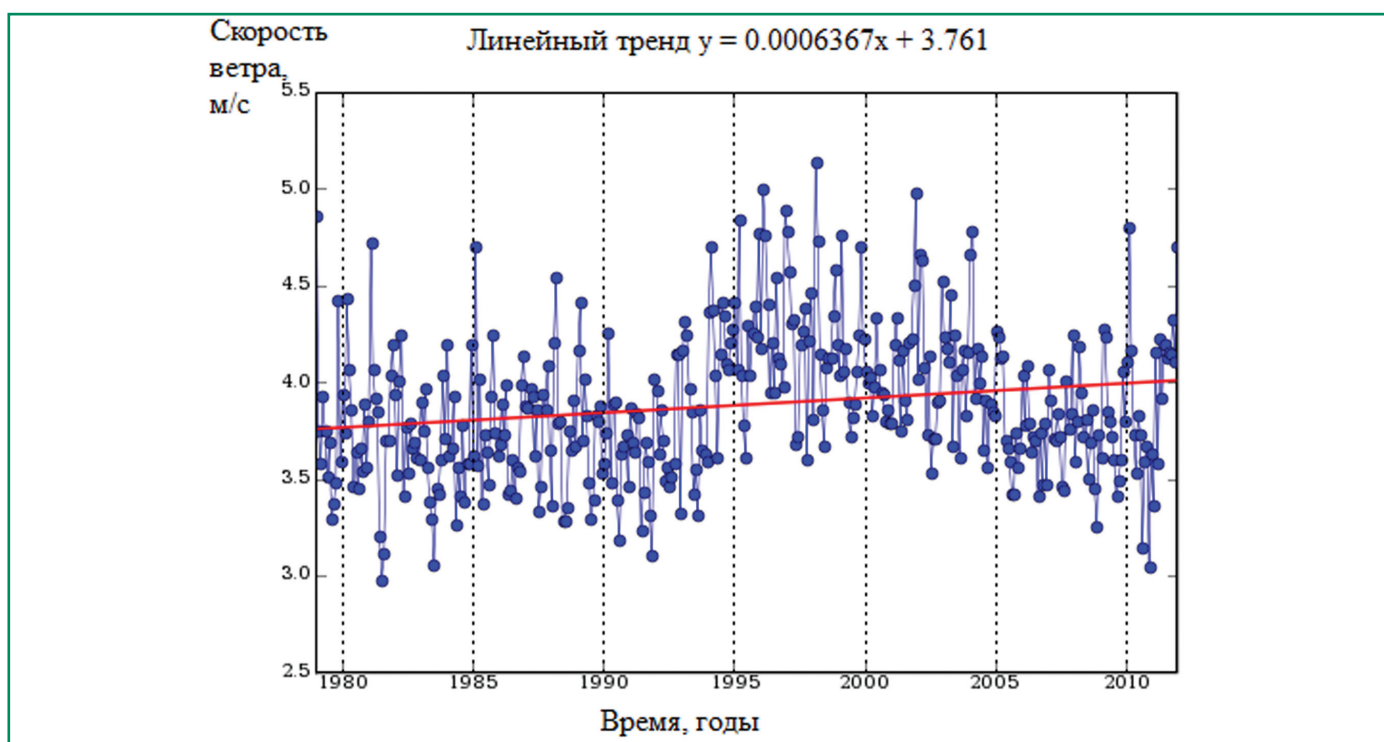


Рис. 5.3.25. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений скорости ветра (м/с) над Каспийским морем (37–47° с.ш., 48–54° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). Значение тренда, указанного на графике, дано в м/с в мес.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

5.3.4.4. Температура поверхности моря

По данным (Гидрометеорология..., 1992), в период с 1960 по 1983 г. среднегодовая температура воды в Северном Каспии увеличивалась – ее рост за этот период составил 0.2–0.4°C. При этом зимой, весной и летом наблюдалось повсеместное увеличение температуры, а осенью в ряде пунктов – уменьшение. Поскольку изменения температуры воды и воздуха в Каспийском море в большинстве случаев происходят одновременно (Гидрометеорология..., 1992), можно говорить о потеплении всей акватории Каспия в этот период. Изменчивость температуры воды в трех регионах Каспия (Северном, Среднем и Южном Каспии) в современный период (с 1982 г.) прослежена с использованием спутниковых данных NASA JPL PO.DAAC AVHRR MCSST и проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2004; Ginzburg et al., 2005; Костяной и др., 2008; Гинзбург и др., 2012; Лаврова и др., 2011).

Как следует из рис. 5.3.26, на фоне заметной межгодовой изменчивости ТПМ в период 1982–2009 гг. имело место потепление Среднего

и Южного Каспия в среднем. Потепление этих акваторий имело место во все сезоны (Гинзбург и др., 2012; Лаврова и др., 2011). (Для замерзающего зимой Северного Каспия исследование сезонной изменчивости ТПМ было ограничено теплым временем года, однако одинаковый характер межгодовой изменчивости температуры воздуха над всеми регионами Каспия, а также данные о многолетней изменчивости средней за февраль и август температуры воды на ГМС о. Тюлений в (Тужилкин и др., 2011) позволяют распространить этот вывод и на Северный Каспий.) Тренды среднегодовой ТПМ (рис. 5.3.26) были равны +0.06 и +0.05°C/год в Среднем и Южном Каспии соответственно, что в несколько раз превышает тренды в предшествующий по крайней мере 20-летний период до 1982 г. (см. (Гинзбург и др., 2004)). Изменчивость ТПМ в летний период (в июле–сентябре) представлена на рис. 5.3.27. Значения сезонных положительных температурных трендов в Среднем Каспии зимой, весной, летом и осенью – +0.05, 0.06, 0.07 и 0.08°C/год соответственно, в Южном Каспии за тот же период – +0.04, 0.04, 0.06 и 0.05°C/год; в Северном Каспии весной и летом – +0.09 и

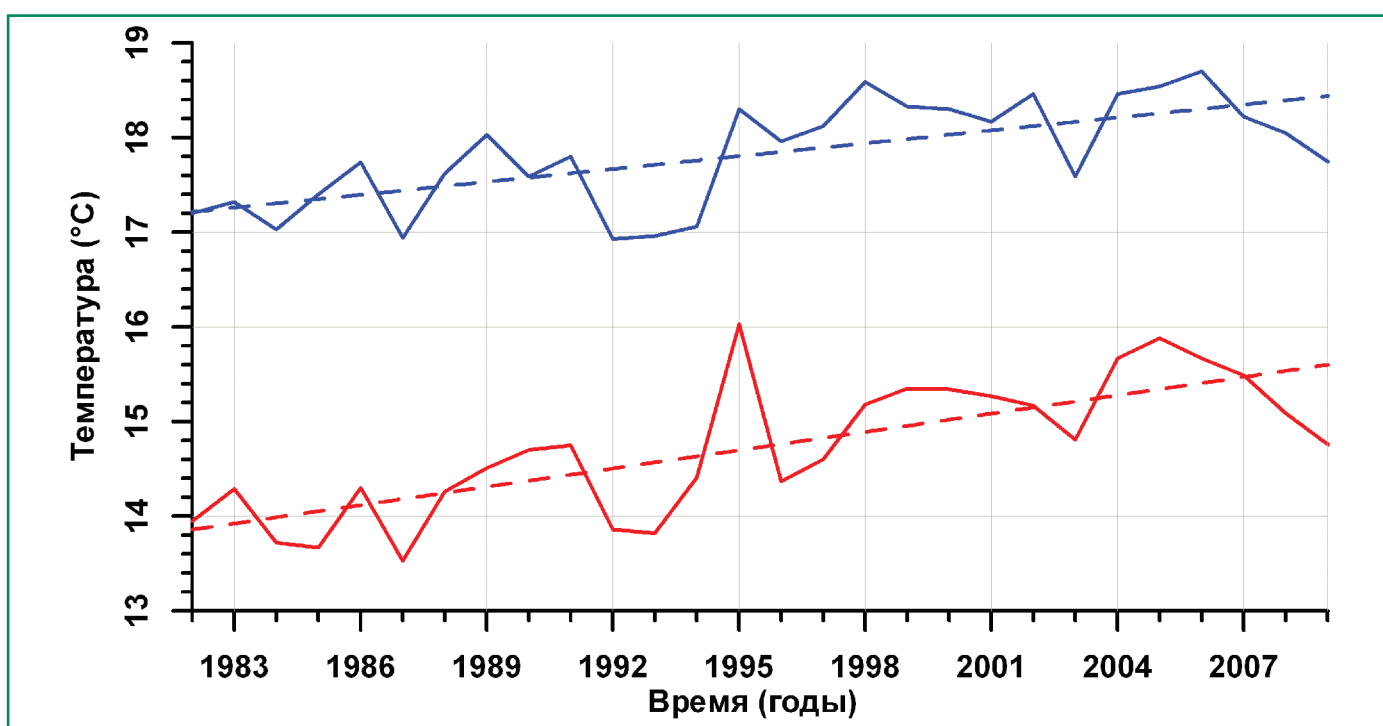


Рис. 5.3.26. Многолетняя изменчивость среднегодовых значений ТПМ (°C) Среднего (красная линия) и Южного (синяя линия) Каспия в 1982–2009 гг. по спутниковым данным NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2012).

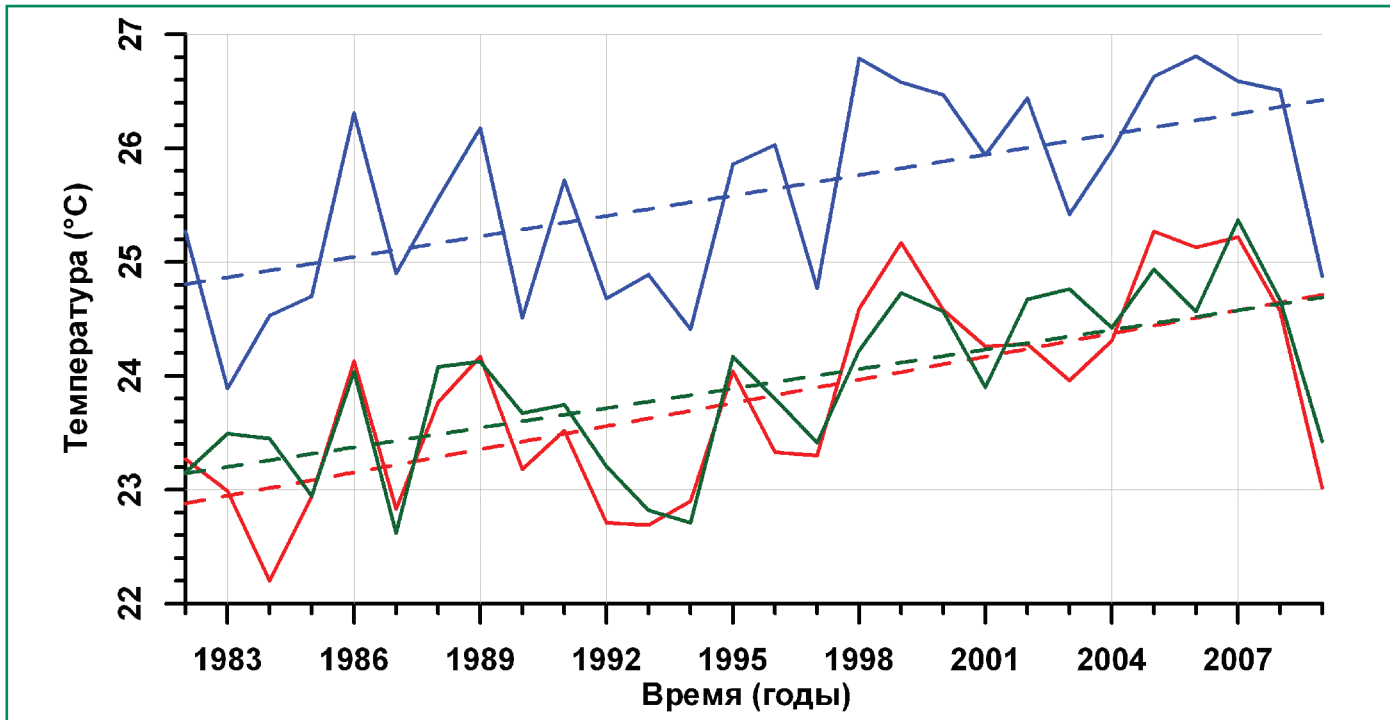


Рис. 5.3.27. Многолетняя изменчивость ТПМ в летний период (июль-сентябрь) в Северном (зеленая линия), Среднем (красная линия), и Южном (синяя линия) Каспии, в 1982–2009 гг. по спутниковым данным NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2012).

0.06°C/год (Гинзбург и др., 2012; Лаврова и др., 2011). Однако на фоне потепления в среднем за рассматриваемый период в 2005–2009 гг. в Каспии, в отличие от Черного и Азовского морей, наблюдалось уменьшение среднегодовой температуры (рис. 5.3.26).

Средние годовые значения ТПМ для Среднего и Южного Каспия в период 1982–2009 гг. оказались равными 14.7°C и 17.8°C соответственно, т. е. практически теми же, что и для периода 1982–2000 гг. (см. (Гинзбург и др., 2004)). Повышения их относительно средних годовых температур поверхностного слоя до 1952 г. составили примерно 1°C для Среднего Каспия и 0.7°C для Южного. Некоторое повышение температуры в глубинных слоях Среднего Каспия в 1972–1988 гг. отмечено в работе (Тужилкин и др., 2011).

В 2000-е годы в Каспийском море холодные зимы стали более частыми (в 2002/2003, 2005/2006, 2007/2008 и 2011/2012 гг.). Те же четыре зимы были аномально холодными в Черном и Азовском морях, но, в отличие от этих морей, в Каспийском море зима 2007/2008 г. была холоднее, чем в 2005/2006 г.

5.3.4.5. Соленость

Значительная межгодовая и сезонная изменчивость солености наблюдается в основном в Северном Каспии и определяется главным образом речным стоком (преимущественно стоком Волги). Размах колебаний среднегодовых значений солености за примерно полувековой период 1931–1989 гг. составил 5.28‰, от максимального значения 11.72‰ во второй половине 1930-х гг. (в экстремально маловодный период) до 6.44‰ в 1940-х гг. при увеличении стока Волги и Урала (Гидрометеорология..., 1992). С конца 1940-х гг. до второй половины 1970-х гг. наблюдался в среднем положительный тренд солености с максимумом 10.4‰ в 1977 г., сменившийся затем до 1990 г. на отрицательный (минимум около 6‰ – в 1990 г.) и снова на положительный до 2004 г. (Гидрометеорология..., 1992; Матишов и др., 2008б). В первой половине 2000-х гг. соленость вод Северного Каспия стабилизировалась на уровне примерно 7‰ (Матишов и др., 2008б; Тужилкин и др., 2011).

Примерно тот же характер многолетней изменчивости солености в период с 1956 по 2000 г. наблюдался и на поверхности глубоководной час-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

ти Среднего Каспия. Однако с конца 1970-х гг. резко изменилась вертикальная термохалинная структура вод в глубоководных областях Каспийского моря за счет перехода от квазиоднородной по вертикали солености к устойчивой соленостной стратификации, что существенно ухудшило условия вентиляции глубинных вод котловин Каспия (Tuzhilkin, Kosarev, 2005; Тужилкин и др., 2011). Так, в конце 1970-х – начале 1980-х гг. и в начале 1990-х гг. соленость на горизонтах 100 м и

600 м Среднего Каспия превышала поверхностную соленость примерно на 0.2–0.5 и 0.5–0.7‰ соответственно.

5.3.4.6. Лед

Ежегодно мощный и устойчивый ледяной покров устанавливается зимой на Северном Каспии, однако в суровые зимы при ветрах северных румбов плавающий лед, дрейфующий вдоль западного побере-

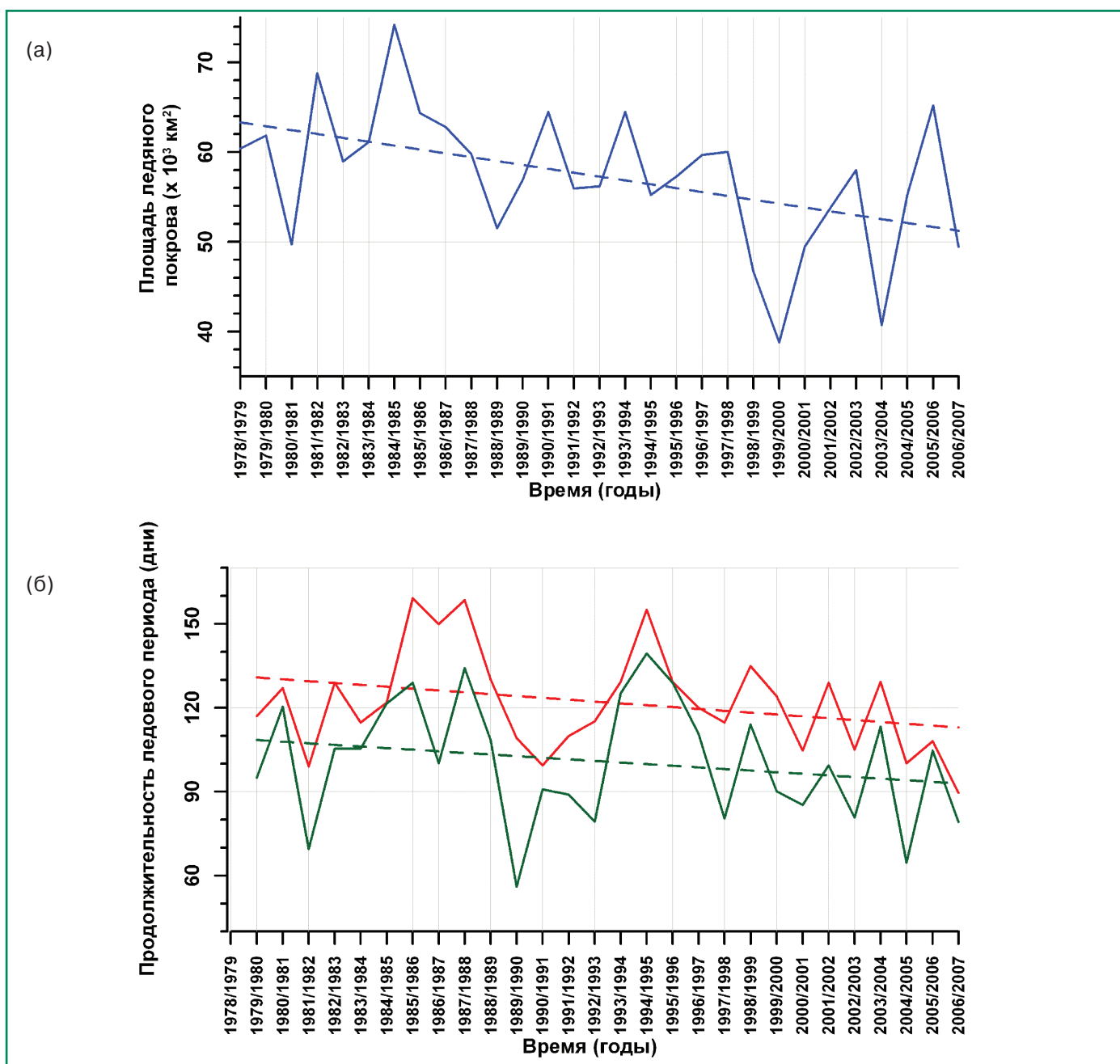


Рис. 5.3.28. Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова Северного Каспия (а) и продолжительности ледового периода (б) в западной части Северного Каспия (зеленая линия) и в его восточной части (красная линия) по спутниковым данным за период 1978–2007 гг. (Kouraev et al., 2011).

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

жья Среднего Каспия, выносятся к порту Махачкала и южнее (до Апшерона). Известны случаи замерзания Кизил-Агачского залива в юго-западной части моря (январь 1925 г.) и Красноводского залива (декабрь 1944 г., январь 1949 г., февраль 1969 г.) (Гидрометеорология..., 1992). Многолетняя изменчивость максимальных объемов льда и его толщины в октябре–декабре и октябре–марте хорошо согласуется с соответствующей многолетней изменчивостью суммы градусо-дней мороза (Гидрометеорология..., 1992). Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова и продолжительности ледового периода в Северном Каспии за период 1978–2007 гг. представлена на рис. 5.3.28. Положительный тренд межгодовой изменчивости обоих параметров наблюдается в первой половине 1980-х годов, затем до 2007 г. в среднем наблюдалась стадия потепления (Kougaev et al., 2011). Общий тренд изменения площади ледяного покрова за весь период составил –431 км²/год (рис. 5.3.28а); тренд изменения продолжительности ледового периода составил для восточной части Северного Каспия –0.66 дней/год, а для западной части –0.57 дней/год (рис. 5.3.28б). В 2000-х гг. наиболее тяжелая ледовая обстановка наблюдалась в холодные зимы 2007/2008 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).

В работе (Алферов и др., 2010) на основе обработки спутниковой информации для зимних сезонов 2005–2009 гг. выявлена связь средней площади ледяного покрова Северного Каспия с зимним (за декабрь–март) индексом североатлантического колебания (NAO) – уменьшение площади льда с ростом зимнего индекса NAO. Для периода 1987–2009 гг. установлена также согласованность межгодовой изменчивости максимальных площадей льда в Северном Каспии и зимнего индекса северо-южной асимметрии пятнообразования на Солнце (декабрь–март) (Алферов и др., 2010).

5.3.4.7. Уровень моря

Изолированность Каспийского моря от океана определяет зависимость колебаний его уровня, с чередованием периодов роста и падения, от изменений водного баланса и соответственно в пер-

вую очередь от климатических факторов. Только на протяжении последних 2000 лет наблюдалось шесть крупных трансгрессий уровня моря с размахом колебаний в диапазоне 5–10 м (Абузьяров, Нестеров, 2011). Многолетний ход уровня Каспийского моря по данным уровенных постов с 1837 г. (с начала систематических инструментальных измерений (Гидрометеорология..., 1992)) по 2009 г. показан на рис. 5.3.29а (Лаврова и др., 2011). Можно выделить несколько характерных периодов изменения уровня: 1880–1929 гг., 1942–1969 гг. и 1995–2009 гг. – периоды относительной стабильности или умеренного понижения, 1930–1941 гг. и 1970–1977 гг. – резкого понижения и 1978–1995 гг. – резкого повышения. В XX столетии самый высокий уровень воды в Каспии зарегистрирован в 1900 г. (–25.7 м в БС), самый низкий – в 1977 г. (–29.0 м в БС) (БС – Балтийская система высот).

Рост уровня после 1977 г. был обусловлен сменой атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе с восточного типа на преобладающий западный (W), который сопровождался увеличением увлажненности, количества атмосферных осадков и водности рек (Матишов и др., 2008б). Ежегодный подъем уровня с 1978 г. составлял от 14 до 30 см, вследствие чего с 1977 по 1995 г. уровень моря поднялся на 2.4 м, а его абсолютное значение достигло –26.6 м в БС. При отсутствии безвозвратных изъятий речного притока к морю уровень Каспия к концу XX века был бы примерно на 1.5 м выше приведенного на рис. 5.3.29а (Голицын, 1998; Фролов, 2003).

Межгодовая изменчивость уровня Каспийского моря с сентября 1992 г. хорошо прослеживается по данным спутниковой альтиметрии (Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, Костяной, 2005; Костяной и др., 2008; Kougaev et al., 2011; Лаврова и др., 2011; Kostianoy et al., 2011). Сравнение результатов расчетов по данным уровенных постов и спутниковой альтиметрии показало их хорошее соответствие (коэффициент корреляции – от 0.74 до 0.98) (Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, Костяной, 2005; Kougaev et al., 2011). Для периода 1993–2012 гг. межгодовая изменчивость уровня Каспия показана на рис. 5.3.29б. С зимы 1992/1993 г. до лета 1995 г. уровень моря рос до отметки –26.4 м в БС со скоростью 19.93 ± 2.14 см/год. Затем до зимы

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

2001/2002 гг. наблюдалось понижение до отметки -27.4 м, сначала резкое (до зимы 1997/1998 гг. со скоростью 22.17 ± 2.45 см/год до отметки -27.1 м в БС), затем умеренное (со скоростью 5.89 ± 1.09 см/год). Последующий умеренный рост до отметки -26.7 м со скоростью 9.92 ± 1.78 см/год наблюдался до лета 2005 г. С лета 2005 г. по зиму 2009/2010 г. уровень моря умеренно падал до отмет-

ки -27.3 м со скоростью 8.45 ± 1.18 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 ± 1.42 см/год; к концу 2011 г. уровень Каспия составил -27.6 м (Kostianoy et al., 2014), а к концу 2012 г. -27.7 м. Однако, в соответствии с результатами моделирования в (Малинин, 2009), уровень Каспийского моря к 2020 г.

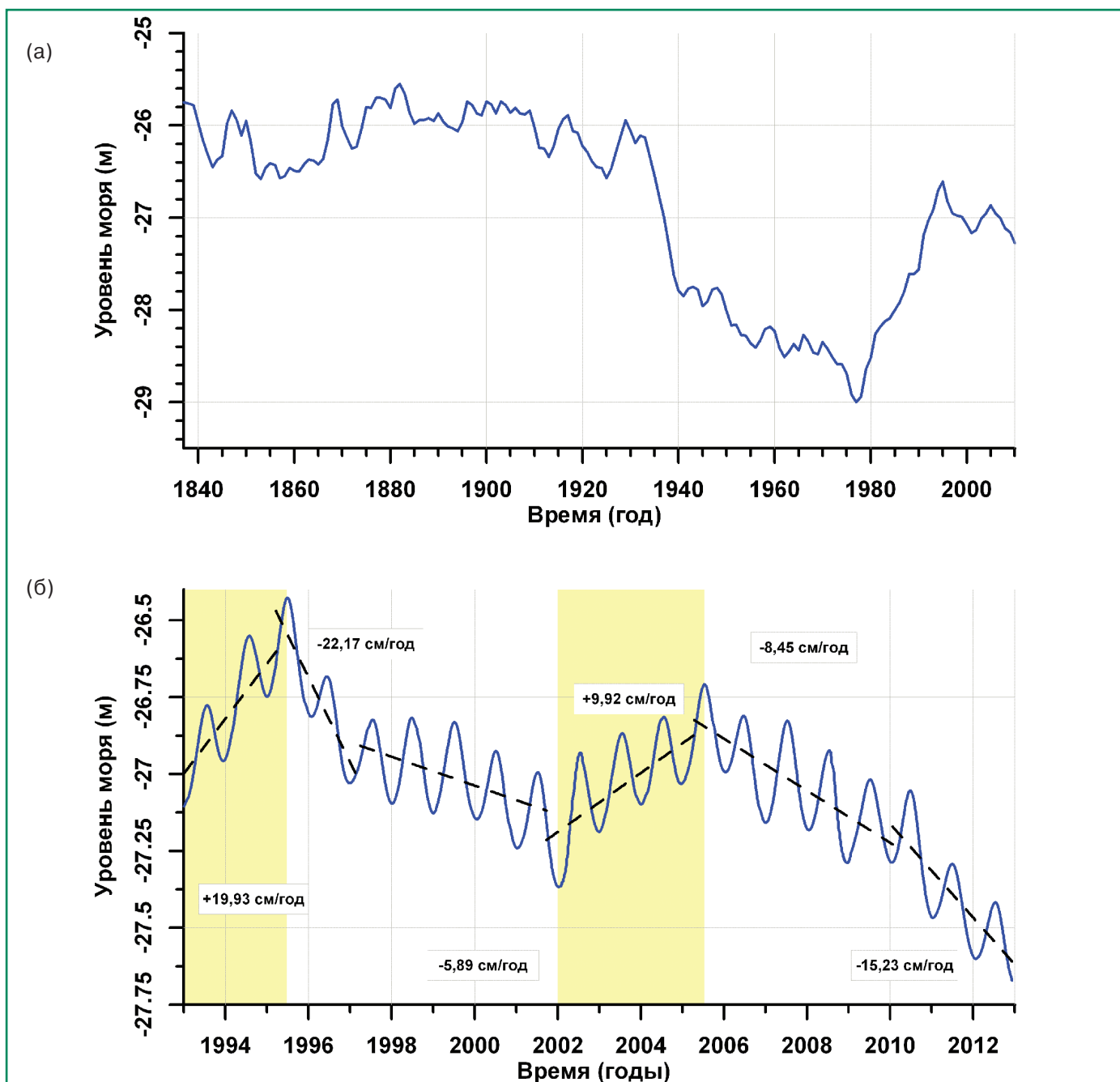


Рис. 5.3.29. Межгодовая изменчивость уровня Каспийского моря с 1837 по 2010 г. по данным уровенных постов (а). Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (пунктир) изменчивость уровня Каспийского моря (см) (январь 1993 г. – декабрь 2012 г.) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 (б). Периоды роста уровня выделены желтым цветом (Костяной и др., 2014).

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

может подняться до отметки -26.6 ± 0.2 м. Средняя скорость падения уровня Каспия в 20-летний период 1993–2012 гг. составила -2.78 ± 0.29 см/год.

5.3.4.8. Сток рек

Суммарный приток речных вод составляет в среднем 74–85% приходной части водного балан-

са Каспийского моря. Из них на долю стока Волги приходится в среднем 65%, поэтому межгодовые колебания суммарного речного притока и особенно волжского стока в значительной степени определяют межгодовую изменчивость уровня моря (Гидрометеорология..., 1992; Фролов, 2003).

В суммарном речном притоке в 120-летний период с 1880 по 2001 г. (Фролов, 2003) и в сред-

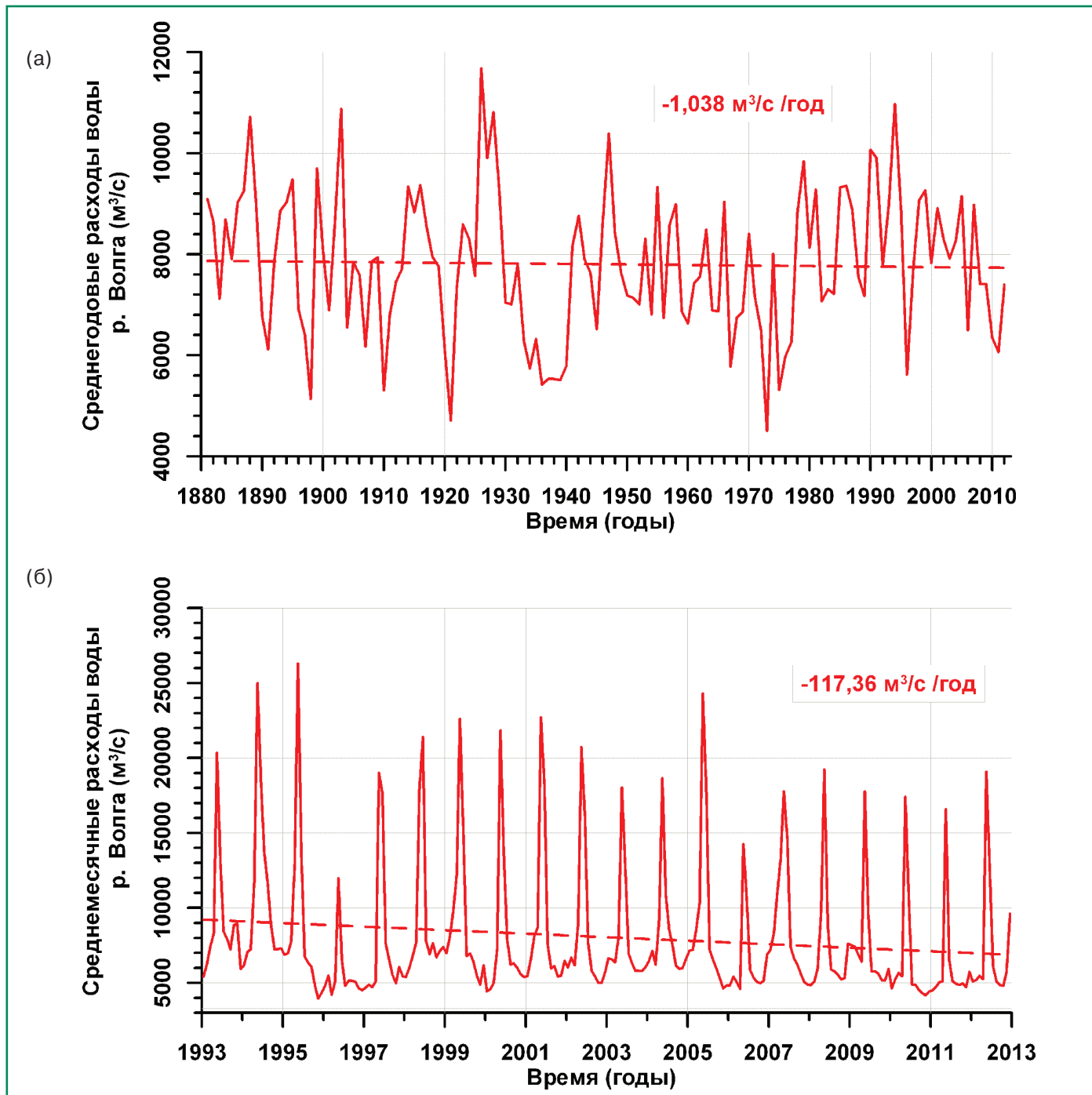


Рис. 5.3.30. Наблюдаемые среднегодовой расход воды (m^3/s) в 1881–2012 гг. (а) и среднемесячный расход воды (m^3/s) в 1993–2012 гг. (б) в вершине дельты Волги. Данные предоставлены Л. П. Остроумовой (ГОИН).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

негодовом расходе Волги в 1881–2012 гг. (рис. 5.3.30а) наблюдалась существенная межгодовая изменчивость. Средний годовой расход Волги мало менялся в среднем с 1881 по 1929 г. при заметной межгодовой изменчивости с максимальным размахом в 6970 м³/с между максимумом 11680 м³/с в 1926 г. (абсолютный максимум за весь период наблюдений) и минимумом 4710 м³/с в 1921 г. В период с 1929 по 1977 г. расход в среднем уменьшался (с минимумом 4510 м³/с в 1973 г. – абсолютный минимум за период наблюдений), затем до 1994 г. увеличивался (максимум 10970 м³/с в 1994 г.). В последующие годы расход Волги в среднем уменьшался; при этом падение расхода/стока Волги в 2010 г. явилось результатом уменьшения осадков над ее водосбором (Agre et al., 2012). Средний за период с 1881 по 2012 г. тренд межгодовой изменчивости расхода Волги составил –1.04 м³/с в год. За период альтиметрических наблюдений за уровнем Каспийского моря с 1993 по 2012 г. (рис. 5.3.29б) расход Волги снижался со скоростью –117.36 м³/с в год (рис. 5.3.30б).

5.3.5. Прогноз изменения климата Южных морей России

Методом долгосрочного прогноза климатических изменений в морях может быть моделирование с использованием существующей базы многолетних рядов данных измерений, полученных на гидрометеостанциях, в морских экспедициях и со спутников, и с учетом выявленных связей между изменчивостью метеорологических и гидрологических параметров, колебаний атмосферной циркуляции, солнечной активности и других природных факторов. Однако многообразие природных факторов, определяющих изменения климата на глобальном и региональном уровнях, не позволяет надеяться на достоверность долгосрочного прогноза. Ярким примером является изменение уровня Каспийского моря, которое с трудом предсказывается даже с заблаговременностью в несколько лет, поскольку никому не удалось предсказать резкую смену падения/роста уровня моря в 1977 и 1995 гг., а также ускорение падения уровня Каспия в 2010–2012 гг. в 2 раза по сравнению с периодом 2005–2009 гг.

Неопределенность в прогнозе основных метеорологических параметров для районов Южных морей России находит свое отражение и в “Оценке макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу” (Катцов, Порфирьев, 2011). Так, например, изменения атмосферных осадков, рассчитанные по ансамблю из 16 моделей для сценария А2 для региона Южных морей России и периода 2011–2030 гг., очень неопределенные, поскольку этот регион находится в промежуточной зоне, отделяющей области значительного увеличения количества осадков на севере от области убывания на юге. Неопределенность в осадках на водосборе рек Южных морей России, очевидно, приводит и к неопределенности в прогнозе стока рек в тот же период (Катцов, Порфирьев, 2011).

5.3.5.1. Температура воздуха

За период с 1979 по 2011 год линейный тренд роста температуры воздуха составил в Черном море +0.0127°С/год, в Азовском море – +0.0539°С/год и в Каспийском море – +0.0671°С/год. При сохранении существующих тенденций средняя температура воздуха над Черным морем к 2030 г. может вырасти на 0.25°С, к 2060 г. – на 0.64°С и к 2100 г. – на 1.14°С; над Азовским морем к 2030 г. – на 1.08°С, к 2060 г. – на 2.70°С и к 2100 г. – на 4.85°С; над Каспийским морем – к 2030 г. на 1.34°С, к 2060 г. – на 3.36°С и к 2100 г. – на 6.04°С. Изменения температуры приземного воздуха, рассчитанные по ансамблю из 16 моделей для сценария А2 для региона Южных морей России и периода 2011–2030 гг., практически отсутствуют, а для периода 2041–2060 гг. составляют +2–3°С в зависимости от сезона, причем увеличение температуры воздуха летом выше, чем зимой (Катцов, Порфирьев, 2011). Таким образом, для периода 2011–2030 гг. моделирование дает заниженные оценки роста температуры воздуха по сравнению с оценками, полученными на основе наблюдаемого тренда изменения температуры за последние 30 лет (1979–2011 гг.). Для периода 2041–2060 гг. модельные и эмпирические оценки роста температуры воздуха хорошо согласуются. Следует отметить, что эмпирические

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

оценки (+4.8–6.0°C), полученные для черноморско-каспийского региона для 2100 г., практически совпадают с модельными расчетами средней температуры по России по сценариям A1B и A2 (+4.5–6.5°C) (см. рис. П.1.2 в (Катцов, Порфирьев, 2011)).

Изменения температуры приземного воздуха над Южными морями, рассчитанные по ансамблю из 31 модели для двух сценариев антропогенного воздействия RCP4.5 и RCP8.5 для периода 2011–2030 гг., составляют +0.5–1.5°C, для периода 2041–2060 гг. – +1.5–2.5°C для RCP4.5 и +1.5–3.5°C для RCP8.5, и для периода 2080–2099 гг. – +2.5–3.5°C для RCP4.5 и +3.5–5.5°C для RCP8.5, в зависимости от сезона, причем увеличение температуры воздуха летом выше, чем зимой (Катцов, Говоркова, 2013). Таким образом, расчеты по разным ансамблям моделей и разным сценариям антропогенного воздействия хорошо согласуются между собой и с эмпирическими оценками. Следует отметить, что увеличение температуры воздуха над Каспием, в среднем, больше, чем над Черным и Азовским морями.

5.3.5.2. Сток рек

Одной из важнейших гидрологических характеристик рек является речной сток, образующийся за счет поступления поверхностных и подземных вод с водосборной площади и существенно влияющий на гидрологический режим морей. Величина стока рек и ее распределение в течение года определяются комплексом природных факторов и хозяйственной деятельностью человека. Среди природных условий основным является климат, особенно осадки и испарение. При обильных осадках сток рек большой, но надо учитывать их вид и характер выпадения. Например, снег даст больший сток, чем дождь, поскольку зимой меньше испарение. Ливневые осадки увеличивают сток по сравнению с обложными при одинаковом их количестве. Испарение, особенно интенсивное, уменьшает сток. Помимо высокой температуры, ему способствуют ветер и дефицит влажности воздуха (Любушкина и др., 2004).

Наблюдаемый положительный тренд годового стока Дуная за 1993–2009 гг. (+0.464 км³/год) оказался в несколько раз выше среднего за

1860–1996 гг. (+0.126 км³/год). Одновременно в период с 1881 по 2012 г. наблюдается устойчивое снижение расхода Дона со средней скоростью –2.62 м³/с в год, при этом в 1993–2012 гг. отрицательный тренд расхода воды увеличился до –16.59 м³/с в год. Средний за 130-летний период тренд межгодовой изменчивости расхода Волги составил –1.04 м³/с в год, при этом с 1993 по 2012 г. расход Волги снижался со скоростью –117.36 м³/с в год.

Изменения стока рек, рассчитанные по ансамблю из 16 моделей для сценария A2 для региона Южных морей России и периода 2011–2030 гг., находятся в пределах –2...–3%, а для периода 2041–2060 гг. составляют –2...–4% (Катцов, Порфирьев, 2011). Однако представленные выше наблюдения показали, что в период 1993–2012 гг. расход Волги уже ежегодно снижался в среднем на 1%, т. е. при сохранении существующих тенденций к 2030 г. сток Волги может уменьшиться еще на 20%, что существенно больше модельных прогнозов.

Трудно сказать, насколько существующие тенденции сохранятся, поскольку в предстоящие десятилетия будут не только изменяться общий объем и интенсивность осадков на водосборе рек Южных морей России, но и существенным образом меняться температура и влажность воздуха, скорость ветра, вид осадков (меньше снега и больше дождя), продолжительность снежного покрова и ледостава, распределение стока внутри года и другие факторы. Часть из них (например, прогнозируемые засухи в юго-восточной Европе) могут привести к вторичным эффектам, таким как изменения структуры почвогрунтов, типа и количества растительности, уменьшение количества озер и болот, а также к изменению хозяйственной деятельности, что существенно образом может повлиять на сток рек (Любушкина и др., 2004).

5.3.5.3. Уровень морей

За последние 20 лет скорость роста уровня Черного и Азовского морей значительно выросла по сравнению с периодом с начала 1920-х гг. по конец 1980-х гг. Средняя для 1993–2012 гг. скорость подъема уровня Черного моря оказалась равной +0.82 ± 0.18 см/год, а для Азовского моря – +0.54 ± 0.04 см/год, что в полтора–два раза выше, чем сред-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

няя скорость роста уровня Мирового океана – +0.32 см/год (Лебедев, 2013). При сохранении существующих тенденций уровень Черного и Азовского моря к 2030 г. теоретически может вырасти примерно на 14 см и 9 см, к 2060 г. – на 40 см и 25 см, и к 2100 г. – на 70 и 50 см соответственно. Однако очевидно, что перепад уровня между морями не сможет постоянно расти, поскольку они соединены Керченским проливом; скорость подъема уровня Азовского моря должна быть соизмерима с ростом уровня Черного моря.

Поскольку Каспийское море изолировано от Мирового океана, то изменение его уровня не будет связано с повышением уровня последнего. Более того, после пика 1995 г. уровень Каспийского моря волнообразно снижается, причем в 2010–2012 гг. этот процесс ускорился, и к концу 2012 г. уровень Каспия снизился на один метр по сравнению с 1995 г. (Kostianou et al., 2015). Однако, в соответствии с результатами моделирования (например, (Малинин, 2009)), уровень Каспийского моря к 2020 г. может вновь подняться до отметки –26.6 м, т. е. до уровня 1995 г. Насколько это справедливо, покажут ближайшие годы.

5.3.5.4. Температура поверхности морей

За период с 1982 по 2009 год линейный тренд роста температуры поверхности моря (ТПМ) составил в Черном море +0.06°C/год, в Азовском море – +0.06–0.08°C/год и в Каспийском море – +0.05–0.06°C/год. При сохранении существующих тенденций средняя ТПМ в Черном море к 2030 г. может вырасти на 1.2°C, к 2060 г. – на 3°C и к 2100 г. – на 5.4°C; в Азовском море – к 2030 г. на 1.2–1.6°C, к 2060 г. – на 3–4°C и к 2100 г. – на 5.4–7.2°C; в Каспийском море – к 2030 г. на 1.0–1.2°C, к 2060 г. – на 2.5–3.0°C и к 2100 г. – на 4.5–5.4°C. Эти оценки хорошо согласуются с модельным и эмпирическим прогнозами относительного роста температуры приземного воздуха в регионе Южных морей России в периоды 2011–2030 и 2041–2060 гг., представленными выше.

5.3.5.5. Лед

Учитывая тенденции увеличения температуры воздуха (ТВ) над Южными морями РФ на

0.3–1.3°C и ТПМ на 1.0–1.6°C к 2030 г., на 0.6–3.4°C (ТВ) и 2.5–4°C (ТПМ) к 2060 г., и на 1.1–6.0°C (ТВ) и 4.5–7.2°C (ТПМ) к 2100 г., полученные по эмпирическим данным, а также ТВ по модельным расчетам (см. рис. П.1.2 в (Катцов, Порфирьев, 2011)), можно ожидать существенного уменьшения ледовитости северо-западной части Черного моря, всей акватории Азовского моря и Северного Каспия. Это не исключает, впрочем, экстремальных явлений, связанных с резким понижением температуры воздуха и образованием кратковременного льда в таких местах, где обычно лед не наблюдается, например, Констанца, Одесса, Евпатория, Керчь, Новороссийск, Красноводский (Туркменбаши) залив, как это было в феврале 2012 г.

Согласно работе (Бухарицин, Андреев, 2006), основанной на прогнозе солнечной активности на 24-й цикл (с середины 2007 г. до середины 2017 г.), холоднее нормы на акватории Каспийского моря должны были быть зимы 2008/2009, 2009/2010, 2010/2011, 2012/2013, 2013/2014 и 2015/2016 гг., причем особенно суровыми – зимы 2008/2009, 2012/2013, 2013/2014 и 2015/2016 гг. Однако по имеющимся пока данным (Гинзбург и др., 2012), после 2007 г. наблюдались две холодные зимы 2007/2008 и 2011/2012 гг., что не соответствует прогнозу. Оправдаются ли прогнозы Думанской (2011) относительно наиболее тяжелой ледовой обстановки в Азовском море в ледовый сезон 2018/19 гг. также покажет время.

5.3.6. Последствия изменения климата Южных морей России

Основные последствия изменения климата в последние примерно 30 лет, общие для всех Южных морей России, это повышение температуры поверхности (поверхностного слоя), уменьшение солености (и соответственно усиление вертикальной стратификации вод), уменьшение скорости ветра и повышение уровня Черного и Азовского морей.

Уменьшение солености явилось благоприятным фактором для рыб пресноводного комплекса, улов которых в результате осолонения Азовского моря в конце 1970-х гг. катастрофически упал. С другой стороны, уменьшение солености и увели-

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

чение температуры поверхностного слоя летом приводят к усилению плотностной стратификации, препятствующей вертикальному обмену между поверхностными и глубинными слоями, особенно в условиях ослабленного турбулентного перемешивания при уменьшенной скорости ветра. Следствием этого является, например, скопление в поверхностном слое прибрежной зоны северо-восточной части Черного моря поступающей с берега органики, способствующей массовому развитию водорослей и цветению вод летом (Ткаченко, 2011). Это явление ежегодно наблюдается в районе мелководных песчаных пляжей Анапы. В 2006, 2008 и в 2012 гг. наблюдалось аномально сильное цветение вод в открытых и прибрежных районах восточной части Черного моря. Цветение вод может негативно сказаться на курортных зонах Черного моря, хотя в меньшей степени это должно касаться берегов России (за исключением пляжей Анапы), поскольку отсутствует значительный сток рек в Грузии, Абхазии и РФ. Однако эта проблема может оказаться существенной для курортных зон Азовского моря.

Тенденция к увеличению температуры воздуха и ТПМ приведет к увеличению продолжительности курортного сезона на российских побережьях Черного и Азовского морей. Каспийское побережье РФ пока не является курортной зоной по ряду известных причин.

В результате изменения термохалинной структуры в глубоководных областях Каспийского моря (усиления соленостной/плотностной стратификации) практически прекратилась вентиляция глубинных вод его котловин, что негативно сказалось на экологическом состоянии моря (Тужилкин и др., 2011). Аномально сильное цветение вод наблюдалось в Южном Каспии в августе–сентябре 2005 г., когда акватория цветущих вод достигла 20 000 км². Аналогичные явления будут все чаще происходить и в Северном Каспии, что может отрицательно сказаться на качестве морских вод и рыбном промысле на акватории РФ.

Повышение уровня Черного моря в ближайшие десятилетия не создаст значительных проблем для прибрежной зоны РФ, однако весьма вероятна абразия берегов, затопление прибрежной инфраструктуры и поселков на Азовском море. Увеличение среднего уровня Азовского моря на 0.5–1 м с

учетом стонно-нагонных колебаний приведет к дальнейшему сильному размыву его побережья. Под серьезной угрозой затопления будут находиться расположенные в этих зонах российские города Темрюк, Приморско-Ахтарск, Ейск и Таганрог. Возможен также размыв дельты р. Дон с частичным разрушением существующих здесь экосистем. Площадь затопления в дельте р. Дон может достигнуть 200 км² (Костяной и др., 2012).

В дельте р. Кубань на подъем уровня моря на 0.5–1 м наложится тектоническое погружение побережья, что может привести к затоплению до 900 км² плавней и прилегающих низменных террас и образованию здесь обширного морского залива. Будут полностью или в значительной степени размывты косы Тузла, Маркитанская и Рубанова, значительно разрушена коса Чушка. В Бейсугском и Ейском лиманах береговая линия может отступить на 7–10 км. Темпы отступления уступов размыва у г. Приморско-Ахтарска могут составить 4.5–5.5 м/год (Костяной и др., 2012).

Повышение уровня Каспийского моря на 2.5 м с 1978 по 1995 г. привело к разрушению поселков и инфраструктуры в широкой (до 50–70 км) полосе береговой зоны Калмыкии (Лаганский район) и Казахстана, к затоплению 320 тыс. га ценных земель, повышению уровня грунтовых вод, подтоплению и засолению почв, железных и автомобильных дорог, линий электропередач и телефонной связи, нарушению работы газопроводов, загрязнению морских вод в результате затопления нефтяных скважин. Только в Дагестане 260 тыс. человек оказались в зоне затопления, а общее воздействие этого подъема уровня моря коснулось 7 млн га суши, где проживало около 600 000 человек. Экономический ущерб России из-за подъема уровня моря, по разным оценкам, тогда составил 0.5–1 млрд долл. США. Суммарный совокупный прямой ущерб для прикаспийских стран, по данным ВМО, к 1995 г. составил около 15 млрд долл. США (Костяной и др., 2008; 2012).

Хотя в конце 2012 г. уровень моря находился на отметке примерно на 1.2 м ниже максимума 1995 г., необходимо учитывать его возможный рост в ближайшее десятилетие вновь до отметки –26.6 м 1995 г. (Малинин, 2009); при этом следует учитывать, что ни минимум 1977 г., ни максимум 1995 г. в ходе уровня Каспия предсказать не удалось. С

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

дальнейшим подъемом уровня Каспия до отметки -26.0 м могут быть разрушены или оказаться под водой многие прибрежные населенные пункты, социальные и производственные объекты в России и других прикаспийских странах. Для защиты этих объектов потребуется провести комплекс специальных инженерных работ. Малые уклоны прибрежной равнины Калмыкии способствуют глубокому проникновению морских вод, особенно во время ветровых нагонов. Нагонные явления высотой $2-3$ м могут затопить $20-30$ км территории вглубь береговой зоны. Сгонные ветровые явления до 0.5 м (обычно ниже нагонных явлений) обнажают большие участки берега. Если уровень Каспия достигнет отметки -26.0 м, практически на всем побережье резко интенсифицируются абразионные процессы и начнется размыв голоценовых и более древних аккумулятивных образований. Трансгрессивные изменения в южной части Калмыкии захватят в этом случае зону шириной до 30 км (Лукиянова и др., 1996; Костяной и др., 2008, 2012).

Неожиданным на фоне продолжающегося регионального потепления явилось учащение в 2000-х гг. холодных зим. Например, в январе 2012 г. покрылись льдом Азовское море, Северный Каспий (припай наблюдался даже в порту Махачкала), в Южном Каспии замерз залив Туркменбаши (Красноводский), в Черном море – ряд портов (в том числе Новороссийск), что существенно нарушило транспортные коммуникации. Если оправдаются известные прогнозы (Бухарин, Андреев, 2006; Думанская, 2011), в ближайшее десятилетие можно ожидать новой череды холодных зим в регионах Южных морей России.

Тем не менее, тенденция к потеплению Южных морей России за счет роста температуры воздуха и ТПМ и, как следствие, тенденция к уменьшению ледяного покрова и толщины льда приведут к увеличению навигационного периода для морского судоходства в Азовском море и Северном Каспии, уменьшится опасность эксплуатации морских буровых платформ и трубопроводов на Северном Каспии.

5.3.7. Заключение

Для анализа межгодовой и сезонной изменчивости гидрометеорологического режима Южных морей России (Черного, Азовского и Каспийского) бы-

ли использованы ежемесячные океанографические и метеорологические данные за 30 лет, собранные в нескольких базах данных НАСА. Базы данных представляют собой регулярные ряды наблюдений, данные реанализа или моделирования на сетке не хуже, чем $1^\circ \times 1^\circ$. В качестве вспомогательной информации были использованы материалы, опубликованные в отечественных и зарубежных изданиях. Для каждого из морей были исследованы следующие гидрометеорологические параметры и определены линейные тренды их изменчивости – температура воздуха, атмосферные осадки, скорость ветра, температура поверхности моря (ТПМ), соленость, ледовитость, уровень моря и сток рек за период от 30 до 120 лет.

Установлено, что температура воздуха с 1979 по 2011 г. увеличилась на 0.42°C (Черное море) – 2.21°C (Каспийское море). Среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 г. увеличилось в Черном море на 56 мм, в Азовском море – на 54 мм, и уменьшилось на 4 мм в Каспийском море. Анализ изменения годового количества осадков в Азовском море за более продолжительный период (1891–2007 гг.) свидетельствует об их увеличении на $60-190$ мм по всем пунктам побережья, в первую очередь за счет их роста в зимний сезон. В 2000–2011 гг. преобладала тенденция уменьшения скорости ветра во всех южных морях. Среднегодовая температура поверхности моря за период 1982–2009 гг. во всех морях росла со скоростью $+0.05-0.06^\circ\text{C}/\text{год}$. Соленость морей менялась разнонаправлено в связи с особенностями их гидрометеорологических режимов. Ледовитость морей уменьшается, и она хорошо согласуется с локальной температурой воздуха: с уменьшением (в среднем) суммы градусо-дней мороза средняя сезонная ледовитость уменьшалась. Средняя для 1993–2009 гг. скорость подъема уровня Черного моря оказалась равной 0.57 ± 0.11 см/год, а в Азовском море она составила $+1.39 \pm 0.21$ см/год. В тот же период уровень Каспия дважды рос и дважды падал. В 2010–2012 гг. скорость падения уровня Каспия увеличилась примерно до 15.23 ± 1.42 см/год; к концу 2012 г. уровень Каспия составил -27.7 м. Среднегодовой сток Дуная за 1993–2009 гг. увеличивался со скоростью $+0.464$ км³/год. Отрицательный тренд расхода воды в Доне в период 1993–2009 гг. увеличился и составил -13.37 м³/с в год. Средний за

130-летний период тренд межгодовой изменчивости расхода Волги составил $+0.209 \text{ м}^3/\text{с}$ в год, а за период с 1993 по 2009 г. $-87 \text{ м}^3/\text{с}$ в год.

5.3.8. Литература

- Абузяров З. К., Нестеров Е. С., 2011.** Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря, Труды Гидрометцентра России, вып. 345, с. 1–17.
- Алферов А. М., Андреева З. В., Бухаров М. В., Григорьева О. Н., Иванова Н. П., Кровотынцев В. А., Тилинина Н. Д., Тренина И. С., 2010.** Система формирования и анализа многолетних рядов региональных климатически значимых параметров по спутниковым данным, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 7, № 1, с. 51–60.
- Белокопытов В. Н., 2010.** Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия, Морской гидрофизический журнал, № 5, с. 33–41.
- Белокопытов В. Н., Шокурова И. Г., 2005.** Оценка междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951–1995, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Севастополь, вып. 12, с. 12–21.
- Бережная Т. В., Голубев А. Д., Паршина Л. Н., 2012а.** Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в январе 2012 г., Метеорология и гидрология, № 4, с. 114–122.
- Бережная Т. В., Голубев А. Д., Паршина Л. Н., 2012б.** Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в феврале 2012 г., Метеорология и гидрология, № 5, с. 107–114.
- Букатов А. Е., Бабий М. В., Моисеева Е. А., 2009.** Климатическая изменчивость температуры воздуха, количества осадков и режима облачности в районе Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 18, с. 168–179.
- Букатов А. Е., Моисеева Е. А., 2009.** Климатическая изменчивость ледового режима Азовского моря, Системы контроля окружающей среды, Сб. научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 12, с. 273–279.
- Бухарицин П. И., 2006.** Особенности ледовых условий на Нижней Волге и Северном Каспии в умеренную зиму 2006 года, Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе, Труды международной конференции, Москва, 19–20 октября 2006 г., с. 29–33.
- Бухарицин П. И., Андреев А. Н., 2006.** Ритмы солнечной активности и ожидаемые экстремальные климатические события в Северо-Каспийском регионе на период 2007–2017 гг., Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе, Труды международной конференции, Москва, 19–20 октября 2006 г., с. 137–143.
- Гаргопа Ю. М., 2001.** Закономерности многолетней динамики океанографических процессов и компонентов биоты Азовского моря, в Сб. “Среда, биота и моделирование экологических процессов в Азовском море”, Апатиты, КНЦ РАН, с. 44–71.
- Гаргопа Ю. М., 2002.** Современное распределение Азовского моря и его связь с многолетними колебаниями атмосферной циркуляции, Водные ресурсы, т. 29, № 6, с. 747–754.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1991а.** Проект “Моря СССР”, т. V, Азовское море, СПб, Гидрометеоиздат, 236 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1991б.** Проект “Моря СССР”, т. IV, Черное море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеоиздат, 429 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1992.** Проект “Моря”, т. VI, Каспийское море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеоиздат, 1992, 359 с.
- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., 2004.** Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Каспийского моря, Океанология, т. 44, № 5, с. 645–659.
- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., Лебедев С. А., 2009.** Изменчивость температуры поверхности и уровня Черного, Мраморного и Эгейского морей по спутниковым

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- измерениям, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, вып. 6, т. I, с. 349–359.
- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шерemet Н. А., 2011.** Черное и Азовское моря: сравнительный анализ изменчивости температуры поверхности (1982–2009 гг., спутниковая информация), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 8, № 4, с. 209–218.
- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шерemet Н. А., 2012.** Долговременная изменчивость температуры поверхности Каспийского моря (1982–2009 гг.), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 9, № 2, с. 262–269.
- Голицын Г. С., 1998.** Исторический обзор колебаний уровня Каспийского моря и его причины, Научные, экологические и политические проблемы стран Каспийского региона. Глянц М., Зонн И. (ред.), М., Найроби, Kluwer Acad. Publish., с. 23–34.
- Горбач С. Б., Иванов В. А., Дьяков Н. Н., Фомин В. В., 2004.** Современный режим атмосферных осадков Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 10, с. 27–33.
- Горячкин Ю. Н., Иванов В. А., 2006.** Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее, Севастополь, МГИ НАНУ, 210 с.
- Дашкевич Л. В., 2008.** Анализ многолетней изменчивости температурного режима вод открытой части Азовского моря с использованием геоинформационных технологий и математического моделирования, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, Мурманск, 25 с.
- Думанская И. О., 2011.** Метод долгосрочного прогноза ледовых условий на Белом и Азовском морях, Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, № 345, с. 74–93.
- Думанская И. О., Федоренко А. В., 2008.** Анализ связи ледовых характеристик неарктических морей европейской части России с макроциркуляционными атмосферными процессами, Метеорология и гидрология, № 12, с. 82–95.
- Дьяков Н. Н., 2010.** Современный гидрометеорологический режим Азовского моря, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, Севастополь, 21 с.
- Дьяков Н. Н., Горбач С. Б., Фомин В. В., Ильин Ю. П., 2006.** Современная термохалинная структура вод Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, вып. 14, с. 215–224.
- Дьяков Н. Н., Иванов В. А., Горбач С. Б., 2002.** Сезонная и межгодовая изменчивость гидрологических характеристик прибрежной зоны Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 1 (6), с. 39–46.
- Еремеев В. Н., Жуков А. Н., Крашенинникова М. А., Сизов А. А., Чехлан А. Е., 2012.** Волновые процессы в изменчивости поверхностной температуры Черного моря, Доклады академии наук, т. 443, № 1, с. 112–115.
- Жукова С. В., Шишкин В. М., Куропаткин А. П., Лутынская Л. А., Фоменко И. Ф., Подмарева Т. И., 2007.** Пространственно-временная изменчивость гидрометеорологических факторов среды обитания промысловых объектов Азово-Черноморского бассейна (по итогам исследований 2005–2006 гг.), Вопросы промысловой океанологии, Изд. ВНИРО, вып. 4, № 1, с. 18–27.
- Ильин Ю. П., 2006.** Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря, Наук. праці УкрНДГМІ, вып. 255, с. 242–251.
- Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013.** Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (СМIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 569, с. 76–98.
- Катцов В. М., Порфирьев Б. Н. (ред.), 2011.** Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу, Москва, Д'АРТ, ГГО, 252 с.

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

- Кныш В. В., Коротаев Г. К., Моисеенко В. А., Кубряков А. И., Белокопытов В. Н., Инюшина Н. В., 2011.** Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971–1993, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 47, № 3, с. 433–446.
- Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А., 2014.** Климатическая изменчивость гидрологических параметров морей России в 1979–2011 годах, Труды ГГО, вып. 570, с. 50–87.
- Костяной А. Г., Лебедев С. А., Терзиев Ф. С., Григорьев А. В., Никонова Р. Е., Филиппов Ю. Г., 2012.** Глава 11: Моря, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, С. М. Семенов (ред.), Росгидромет, с. 430–478.
- Костяной А. Г., Терзиев Ф. С., Гинзбург А. И., Заклинский Г. В., Филиппов Ю. Г., Лебедев С. А., Незлин Н. П., Шеремет Н. А., 2008.** Южные моря, в кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, т. II, Последствия изменений климата, М., ГУ “НИЦ Планета”, с. 149–167.
- Кривошея В. Г., Москаленко Л. В., Мельников В. А., Скирта А. Ю., 2012.** Влияние изменчивости ветрового режима и термических условий на структуру и динамику вод в северо-восточной части Черного моря, Океанология, т. 52, № 4, с. 484–497.
- Лаврова О. Ю., Костяной А. Г., Лебедев С. А., Митягина М. И., Гинзбург А. И., Шеремет Н. А., 2011.** Комплексный спутниковый мониторинг морей России, М., ИКИ РАН, 471 с.
- Лебедев С. А., 2013.** Спутниковая альтиметрия в науках о Земле, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 10, № 3, с. 33–49.
- Лебедев С. А., Костяной А. Г., 2004.** Спутниковая альтиметрия Каспийского моря, Вестник Каспия, № 3, с. 82–101.
- Лебедев С. А., Костяной А. Г., 2005.** Спутниковая альтиметрия Каспийского моря, М., Море, 366 с.
- Лебедев С. А., Сирота А. М., Медведев Д. П., Хлебникова С. Н., Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Шеремет Н. А., Кузьмина Е. В., 2008.** Верификация данных спутниковой альтиметрии в прибрежной зоне европейских морей, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов Н. П. Лавров, Е. А. Лупян, О. Ю. Лаврова (ред.), сборник научных статей, вып. 5, т. II, М., ООО “Азбука-2000”, с. 137–140.
- Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г., Рычагов Г. И., 1996.** Голоценовые морские аккумулятивные формы северо-западного побережья Каспийского моря, Вестн. МГУ, сер. геогр., № 2, с. 95–101.
- Любушкина С. Г., Пашканг К. В., Чернов А. В., 2004.** Общее землеведение: Учеб. пособие для студентов вузов, обучающихся по спец. “География” А. В. Чернов (ред.), М., Просвещение, 288 с.
- Малинин В. Н., 2009.** Долгосрочное прогнозирование уровня Каспийского моря, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 7–16.
- Малинин В. Н., Рашад С. Т., 2008.** Изменчивость полей испарения и осадков в Каспийском море, Вопросы промысловой океанологии, вып. 5, № 1, ВНИРО, с. 201–212.
- Матишов Г. Г., Гаргопа Ю. М., 2003а.** Сопряженность многолетних колебаний гидрометеорологических условий и биопродуктивности Азовского моря, Доклады академии наук, т. 388, № 1, с. 113–115.
- Матишов Г. Г., Гаргопа Ю. М., 2003б.** Современные особенности гидрометеорологических условий формирования биопродуктивности Азовского моря, Доклады академии наук, т. 389, № 4, с. 535–537.
- Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Бердников С. В., Сорокина В. В., Левитус С., Смоляр И. В., 2008а.** Внутривековые флуктуации климата Азовского моря (по термохалинным данным за 120 лет), Доклады академии наук, т. 422, № 1, с. 106–109.
- Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Гаргопа Ю. М., 2008б.** Климатогенные изменения экосистем южных морей в условиях антропогенных воздействий, Изв. РАН, сер. геогр., № 3, с. 26–34.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- Мельников В. А., Зацепин А. Г., Костяной А. Г., 2011.** Гидрофизический полигон на Черном море, М., Труды Государственного океанографического института, вып. 213, с. 264–278.
- Михайлова М. В., Михайлов В. Н., Морозов В. Н., 2012.** Экстремальные гидрологические явления в бассейне Дуная в последние десятилетия, Водные ресурсы, т. 39, № 2, с. 146–164.
- Моисеева Е. А., 2006.** Климатическая изменчивость температуры воздуха в районе Азовского моря, Системы контроля окружающей среды, Средства и информационные технологии, Севастополь, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, с. 244–246.
- Пиотух В. Г., Зацепин А. Г., Казьмин А. С., Якубенко В. Г., 2011.** Реакция термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря на зимнее выхолаживание, Океанология, т. 51, № 2, с. 1–10.
- Полонский А. Б., Ловенкова Е. А., 2004.** Тренд температуры и солености деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 40, № 6, с. 832–841.
- Полонский А. Б., Ловенкова Е. А., 2006.** Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 42, № 3, с. 419–430.
- Рева Ю. А., 1997.** Межгодовые колебания уровня Черного моря, Океанология, т. 37, № 2, с. 211–219.
- Репетин Л. Н., Белокопытов В. Н., 2008.** Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря, Наук. праці УкрНДГМІ, вып. 257, с. 84–105.
- Ткаченко Ю. Ю., 2011.** Прибрежная циркуляция – основной фактор, определяющий перенос загрязняющих веществ в зоне шельфа восточной части Черного моря, Исследование океанов и морей, М., Труды Государственного океанографического института, вып. 213, с. 419–424.
- Тужилкин В. С., Косарев А. Н., Архипкин В. С., Никонова Р. Е., 2011.** Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с вариациями климата, Вестник Московского университета, серия 5, география, № 2, с. 62–71.
- Федоренко А. В., 2011.** Исследование сезонных и внутривековых колебаний основных ледовых параметров на южных морях (Азовское и Каспийское), Исследование океанов и морей, М., Труды Государственного океанографического института, вып. 213, с. 15–25.
- Филиппов Ю. Г., 2009.** Изменчивость уровня Азовского моря на современном этапе, Труды Государственного океанографического института, вып. 212, с. 107–115.
- Фролов А. В., 2003.** Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения, М., ГЕОС, 171 с.
- Шокурова И. Г., 2010.** Долгопериодная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, Севастополь, МГУ НАНУ, 20 с.
- Arpe K., Leroy S. A. G., Lahijani H., Khan V., 2012.** Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level, Hydrology and Earth System Sciences, vol. 16, pp. 19–27, doi:10.5194/hess-16-19-2012.
- Belokopytov V., 1998.** Long-term variability of cold intermediate layer renewal conditions in the Black sea, NATO ASI series, series 2: Ecosystem Modelling as a Management Tool, Ivanov L., Oguz T. (eds.), Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, no. 47, pp. 47–52.
- Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., 2005.** Sea Surface Temperature Variability, in: The Caspian Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, vol. 5P. pp. 59–81, doi:10.1007/698 5 004.
- Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., 2008.** Sea surface temperature variability, in: The Black Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 255–275, doi:10.1007/698_5_004.
- Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., Lebedev S. A., 2011.** Satellite altimetry applications in the Black Sea, in: Coastal Altimetry, Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. (eds.), Springer-Verlag, Berlin,

5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

- Heidelberg, pp. 367-388, doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_14.
- Korotaev G. K., Saenko O. A., Koblinsky C. J., 2001.** Satellite altimetry observations of the Black Sea level, *J. Geophysical Research*, vol. 106, no. C1, pp. 917-934, doi: 10.1029/2000JC900120.
- Kosarev A. N., Arkhipkin V. S., Surkova G. V., 2008a.** Hydrometeorological conditions, in: *The Black Sea Environment*, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), *The Handbook of Environmental Chemistry*, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 135-158, doi:10.1007/698_5_086.
- Kosarev A. N., Kostianoy A.G., Shiganova T. A., 2008b.** The Sea of Azov, in: *The Black Sea Environment*, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), *The Handbook of Environmental Chemistry*, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 63-89, doi:10.1007/698_5_091.
- Kostianoy A. G., Lebedev S. A., Solovyov D. M., 2011.** Satellite monitoring of water resources in Turkmenistan, *Int. Water Technology Journal*, vol. 1, no. 1, pp. 4-13.
- Kostianoy A. G., Lebedev S. A., Solovyov D. M., 2015.** Satellite monitoring of the Caspian Sea, Kara-Bogaz-Gol Bay, Sarykamysh and Altyn Asyr Lakes, and Amu Darya River, in: *The Turkmen Lake Altyn Asyr and Water Resources in Turkmenistan*, Zonn I. S., Kostianoy A. G. (eds.), Springer-Verlag, pp 197-231 doi 10.1007/698_2013_237.
- Kouraev A. V., Cretaux J.-F., Lebedev S. A., Kostianoy A. G., Ginzburg A. I., Sheremet N. A., Mamedov R., Zakharova E. A., Roblou L., Lyard F., Calmant S., Berge-Nguyen M., 2011.** Satellite Altimetry Applications in the Caspian Sea, in: *Coastal Altimetry*, Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. (eds.). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 331-366, doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_13.
- Levitus S., Antonov J. I., Boyer N. P., Stephens C., 2000.** Warming of the World Ocean, *Science*, vol. 287, no. 5461, pp. 2225-2229.
- Matishov G., Matishov D., Gargopa G., Dashkevich L., Berdnikov S., Baranova O., Smolyar I., 2006.** Climatic Atlas of the Sea of Azov 2006, Matishov G., Levitus S. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 59, U.S. Government Printing Office, Washington DC, 148 p., <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/AZOV2006/start.html>.
- Mikhailov V. N., Mikhailova M. V., 2008.** River Mouths, in: *The Black Sea Environment*, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), *The Handbook of Environmental Chemistry*, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 91-133, doi:10.1007/698_5_061.
- Oguz T., Dippner J. W., Kaymaz Z., 2006.** Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales, *J. Marine Systems*, vol. 60, pp. 235-254.
- Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., Kaplan A., 2003.** Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D 14, 4407, pp. ACL 2-1-2-22, doi:10.1029/2002JD002670.
- Shokurova I. G., Belokopytov V. N., 2006.** Interdecadal variability of temperature and salinity in the Black Sea, in: *Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, 1st Biannual Scientific Conf. "Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond"*, Abstracts, Istanbul, Turkey, p. 18.
- Tuzhilkin V. S., 2008.** Thermohaline Structure of the Sea, in: *The Black Sea Environment*, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), *The Handbook of Environmental Chemistry*, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 217-253, doi:10.1007/698_5_077.
- Tuzhilkin V. S., Kosarev A. N., 2005.** Thermohaline Structure and General Circulation of the Caspian Sea Waters, in: *The Caspian Sea Environment*, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), *The Handbook of Environmental Chemistry*, Springer-Verlag, vol. 5P, pp. 33-57, doi:10.1007/698_5_003.
- Vigo I., Garcia D., Chao B. F., 2005.** Change of sea level trend in the Mediterranean and Black seas, *J. Marine Systems*, vol. 63, no 6, pp. 1085-1100, doi: 10.1357/002224005775247607.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Глава 5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

В. Б. Лобанов

М. А. Данченков, В. А. Лучин, Л. И. Мезенцева, В. И. Пономарев, О. В. Соколов, О. О. Трусенкова, Е. И. Устинова, Р. Н. Ушакова, Г. В. Хен

5.4.1. Введение

Дальневосточные моря России (Японское, Охотское и Берингово), расположенные в переходной зоне между Тихим океаном и континентом (рис. 5.4.1.1), играют существенную роль в крупномасштабном взаимодействии системы океан–атмосфера–континент. Здесь в результате взаимодействия с атмосферой и водами прилегающей части океана формируется своеобразный

гидрологический режим, определяемый географическим положением морей. Между тем, гидрологические условия в каждом из трех морей, а также прилегающей к Курильским островам и Камчатке акватории Тихого океана, значительно различаются. Это объясняется различной площадью и протяженностью шельфовых зон, характером рельефа дна, глубинами проливов, и рядом других факторов. Современные изменения гидрологического режима ДВ морей связаны с крупномасштабными климатическими изменениями, происходящими в атмосфере и в деятельном слое северной части Тихого океана.

Исследуемый регион обладает огромными биологическими, минерально-сырьевыми, водными и другими ресурсами, которые используются многими отраслями народного хозяйства (рыбное хозяй-

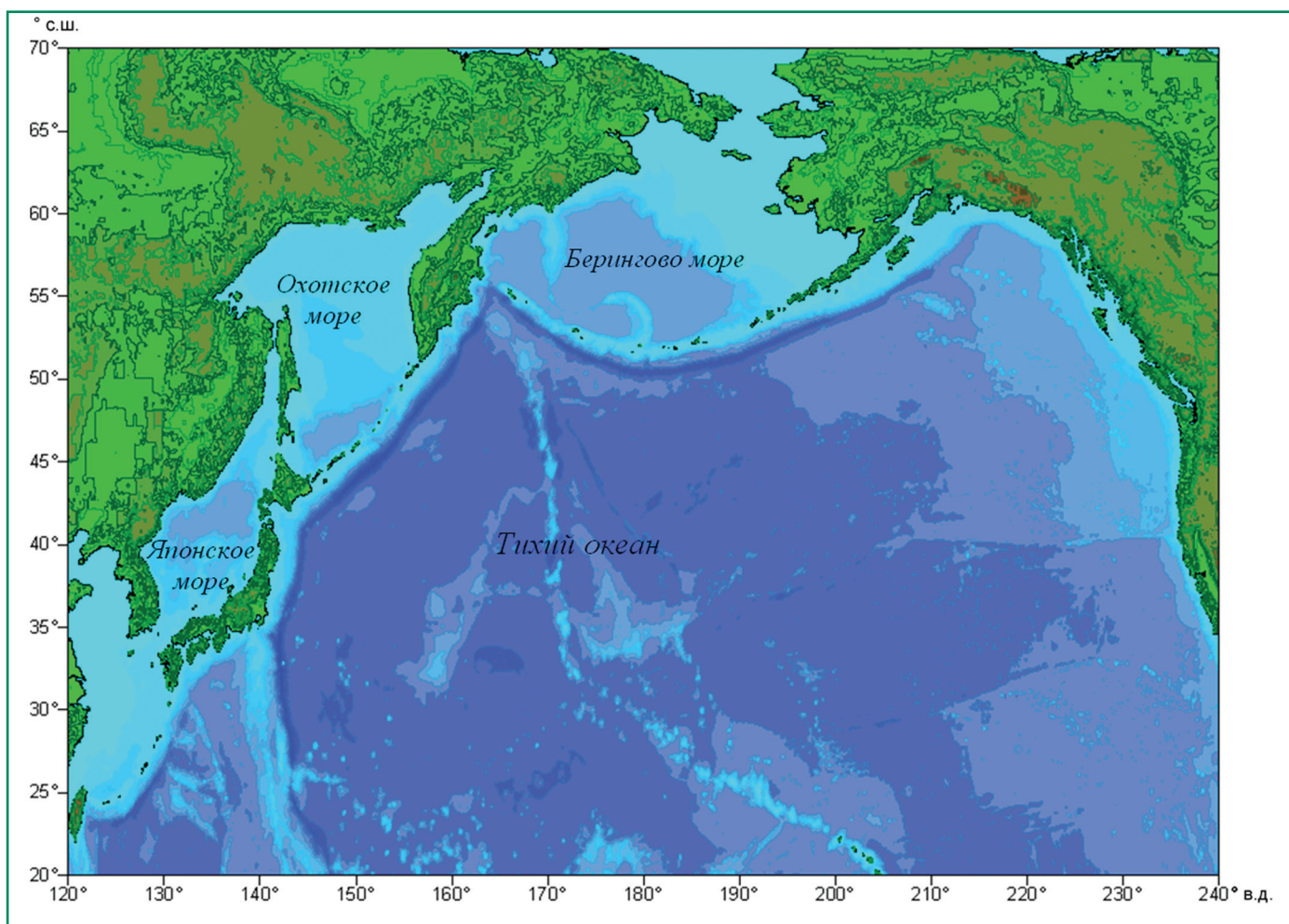


Рис. 5.4.1.1. Дальневосточные моря России.

ство, морская нефтегазодобывающая промышленность, морской транспорт, гидроэнергетика, коммунальное и промышленное строительство на побережье морей). Развитие этих отраслей вызывает необходимость изучения режимных параметров в толще вод морей, а также физических механизмов формирования аномалий состояния вод на временных масштабах от месяца до десятков лет. Эти акватории являются одними из самых высокопродуктивных районов Мирового океана (Шунтов, 2009). Практика многолетних судовых стандартных наблюдений показывает, что на рыбные сообщества в дальневосточных морях сильное влияние оказывают различные климато-океанологические факторы (Дулепова, 2005; Шунтов и др., 2007). Поэтому глубокое знание закономерностей изменчивости морской среды может способствовать устойчивому и длительному использованию биоресурсов на максимально возможном уровне.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

5.4.2. Атмосферные процессы и речной сток

5.4.2.1. Атмосферная циркуляция

Одним из индикаторов колебаний климатической системы являются интенсивность и положение центров действия атмосферы. Смещение центров и вариации их интенсивности влияют на распределение планетарных воздушных течений и отражаются в изменении климатического режима.

Некоторые аспекты современного состояния летних региональных центров действия атмосферы: азиатской депрессии и летней дальневосточной депрессии (циклон в районе среднего течения Амура, у авторов это район $40\text{--}55^\circ$ с.ш., $115\text{--}135^\circ$ в.д.), охотоморского и гавайского (северотихоокеанского) антициклонов, освещены в работах (Шатилина, Анжина, 2008; 2010). Период исследований включает 1948–2006 гг., в отдельных случаях до 2009 г.

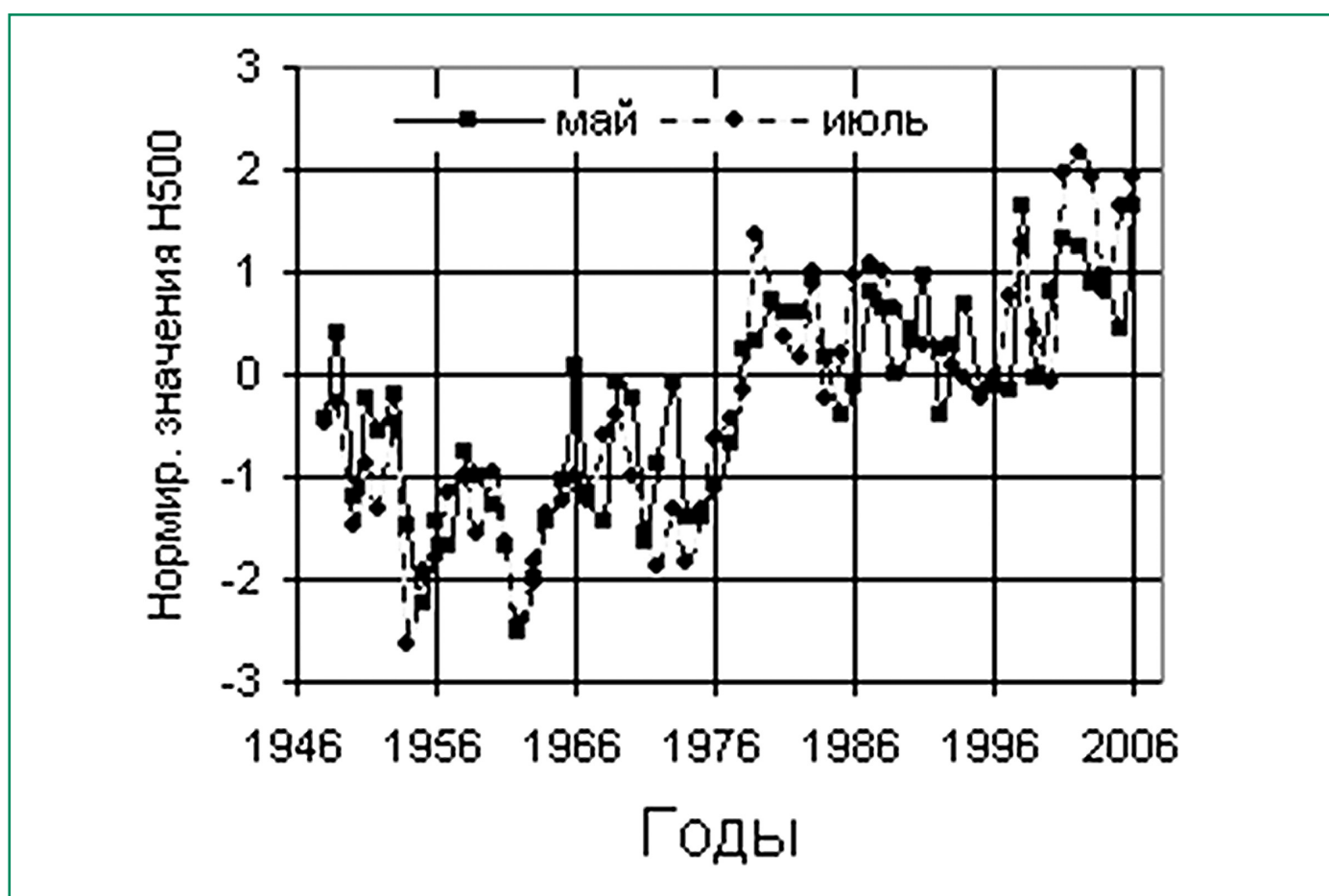


Рис. 5.4.2.1. Многолетний ход усредненных нормированных значений геопотенциала H_{500} в области азиатской депрессии в мае и июле за период 1948–2006 гг., для нормирования использован период 1971–2000 гг.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

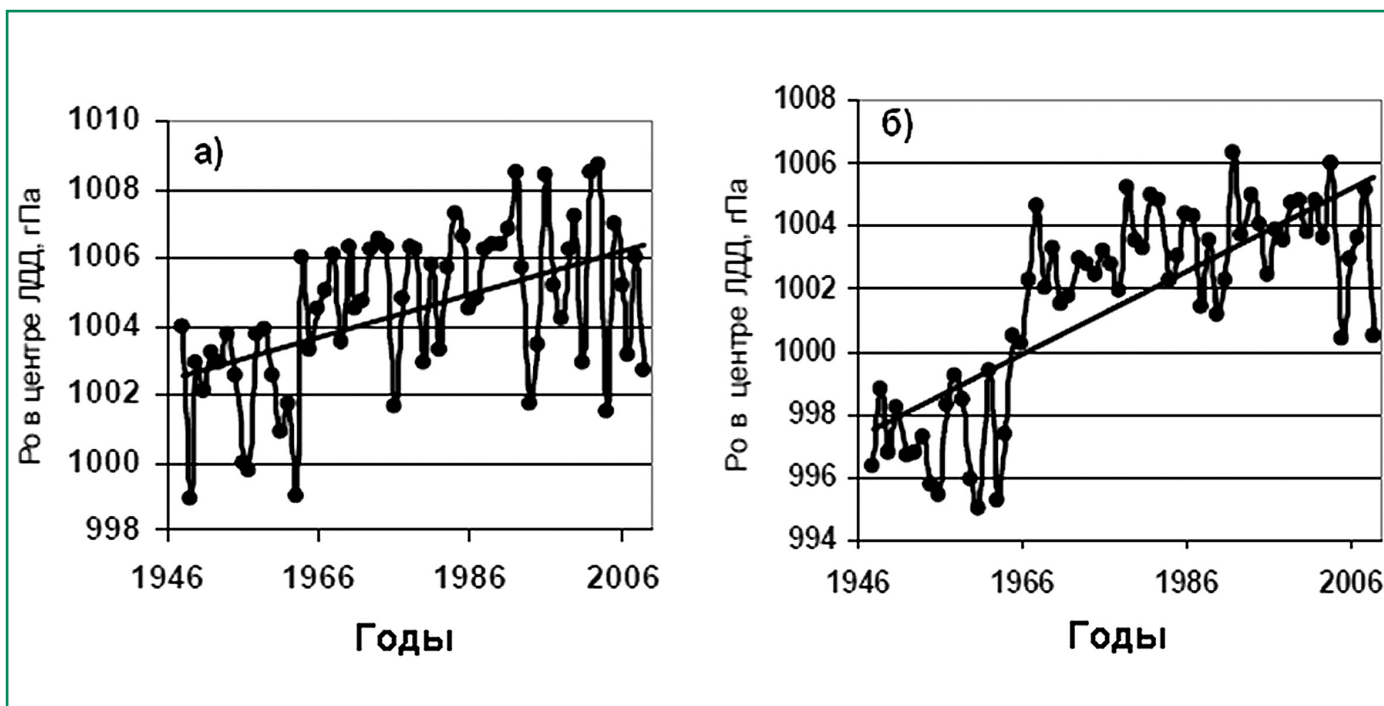


Рис. 5.4.2.2. Многолетний ход атмосферного давления в области летней дальневосточной депрессии в мае (а) и июне (б) за период 1948–2009 гг.

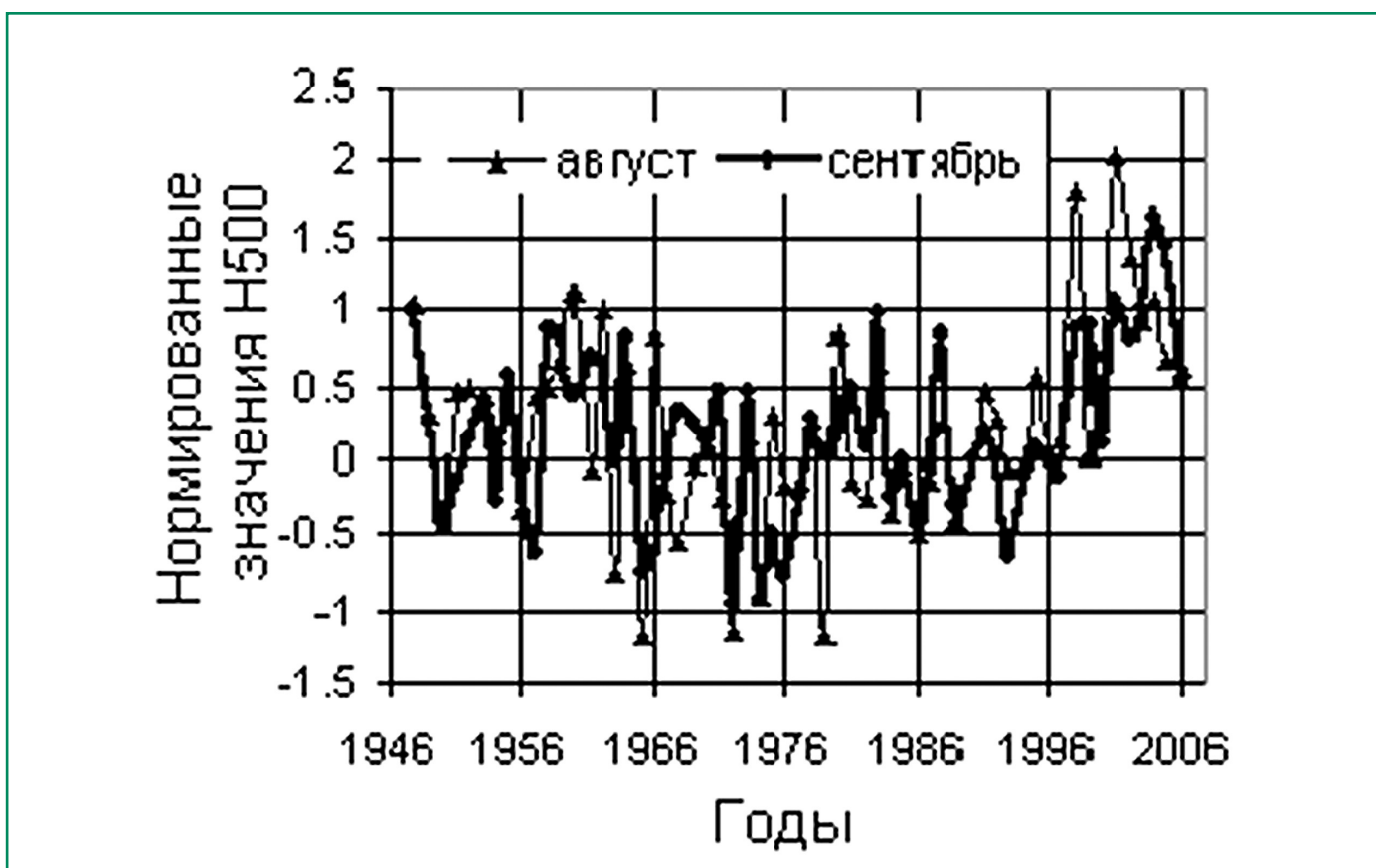


Рис. 5.4.2.3. Многолетний ход усредненных нормированных значений геопотенциала H_{500} в области гавайского антициклона в августе и сентябре за период 1948–2006 гг., для нормирования использован период 1971–2000 гг.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

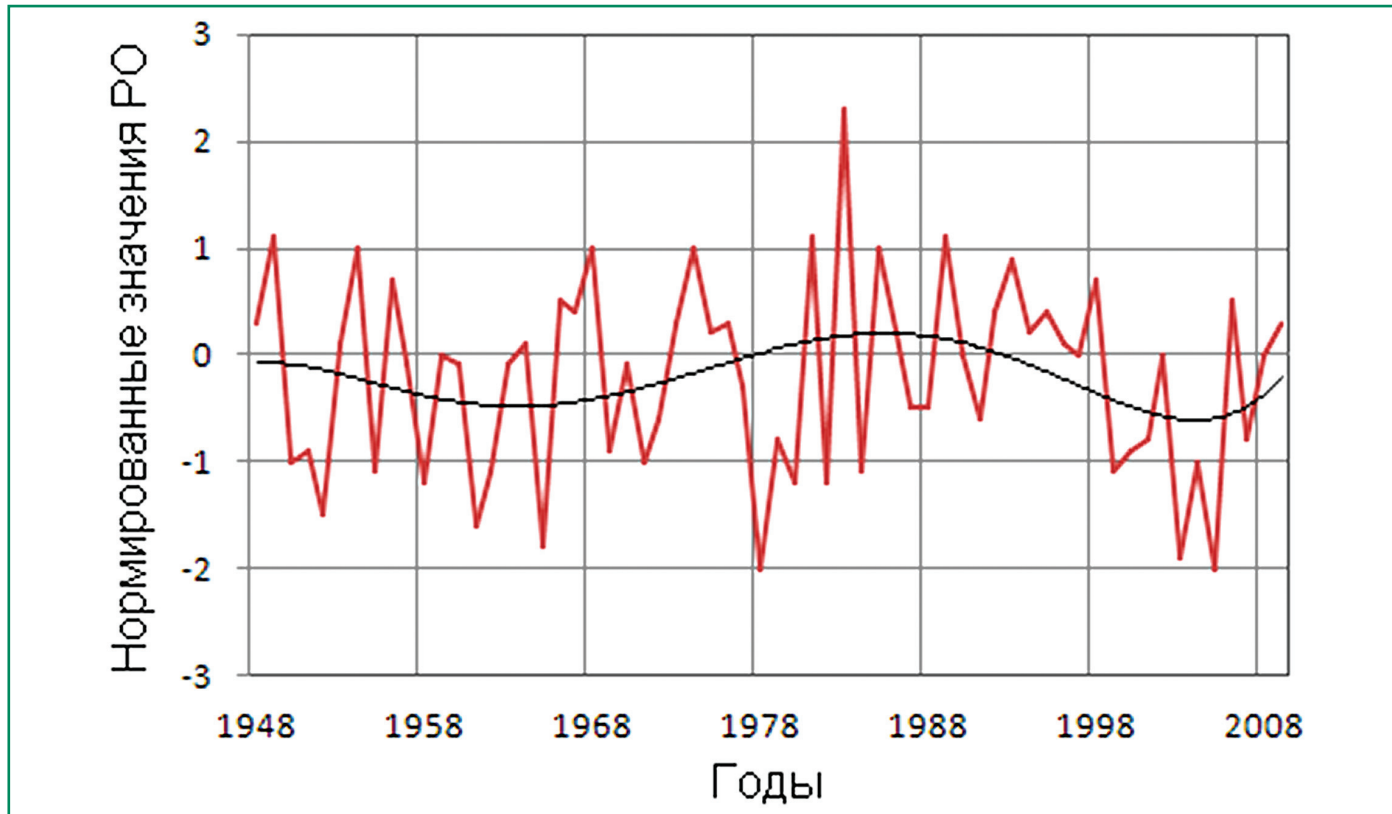


Рис. 5.4.2.4. Многолетний ход усредненных нормированных значений атмосферного давления над Охотским морем в июне за период 1948–2009 гг., для нормирования использован период 1971–2000 гг.

Выявлено, что в теплый период года (период наибольшей активности указанных центров) во второй половине XX и начале XXI веков имело место смещение азиатской депрессии к северу и сохранение ее положения по долготе, при этом атмосферное давление в ее области росло. В частности, рост геопотенциала в средней тропосфере в области азиатской депрессии в мае и июле демонстрируется на рис. 5.4.2.1. Дальневосточная депрессия имела тенденцию смещения к северо-востоку. В ее области также наблюдался рост атмосферного давления. Однако, общая полувекровая тенденция к ослаблению летней дальневосточной депрессии (ЛДД) не имела продолжения в последние годы — начиная с 2003 г. в области депрессии наблюдается понижение атмосферного давления (рис. 5.4.2.2).

Гавайский антициклон в теплый период года в последние годы смещен к юго-востоку, в его области атмосферное давление росло (за исключением мая), особенно это заметно в средней тропосфере (рис. 5.4.2.3). Рост давления в области субтропических антициклонов над Азией и северо-западной

частью Тихого океана отмечен в работах (Jiang et al., 2011), этот процесс продолжается с 1987 г. Над Охотским морем в области сезонного центра действия атмосферы в период 1997–2009 гг. наблюдалось видимое понижение давления — охотоморский антициклон ослабевал (рис. 5.4.2.4).

Основным элементом структуры термобарического поля тропосферы над Дальним Востоком в холодное полугодие (зимние типы атмосферных процессов преобладают с ноября по март) является обширная устойчивая ложбина у восточного побережья Азии. Выявлено (Шатилина, Анжина, 2008), что в январе геопотенциальные высоты стандартной изобарической поверхности H_{500} (средней тропосферы) за период 1997–2006 гг. выросли относительно холодного десятилетия 1967–1976 гг. на 2–4 дам над районами второго естественного синоптического района (II е.с.р.) в умеренных широтах. В области тропосферной ложбины (130–150° в.д.) рост геопотенциала отмечался севернее 49° с.ш. Районы Камчатки, Колымы, восточная часть Охотского моря и западные акватории Берингова моря находились под

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

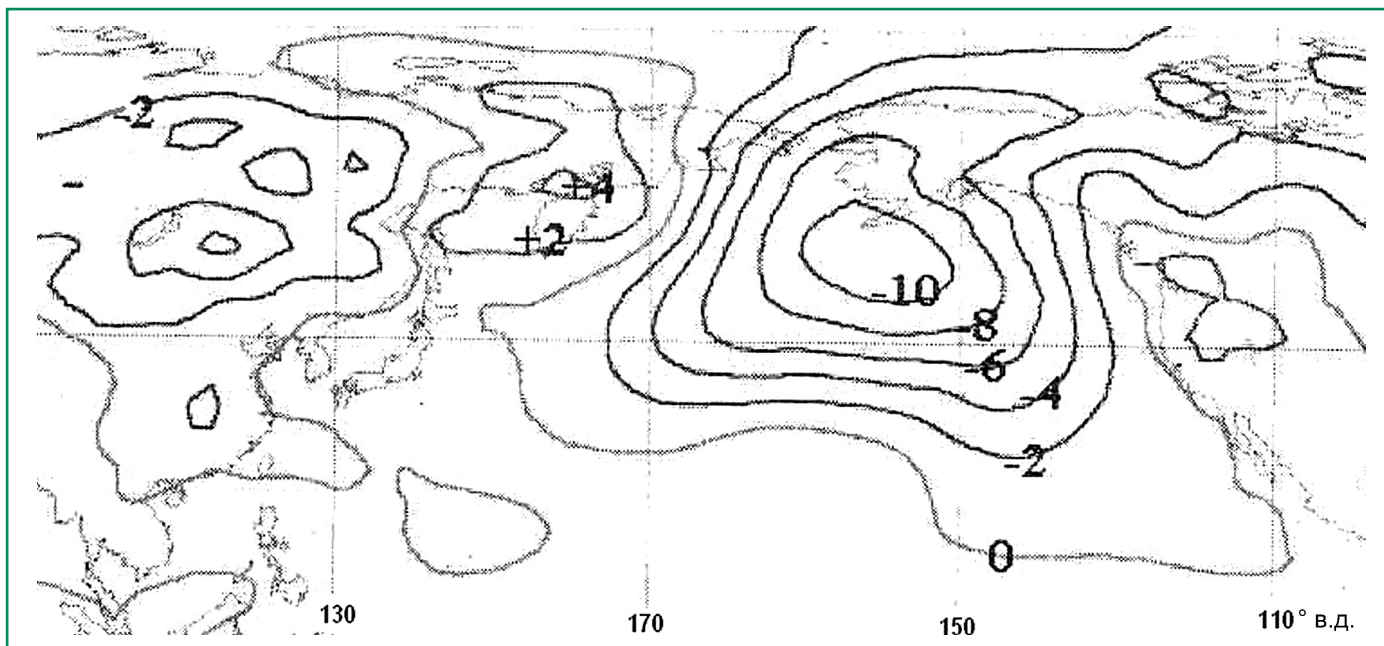


Рис. 5.4.2.5. Тенденции приземного давления в январе (гПа) от 1948 к 2003 гг.

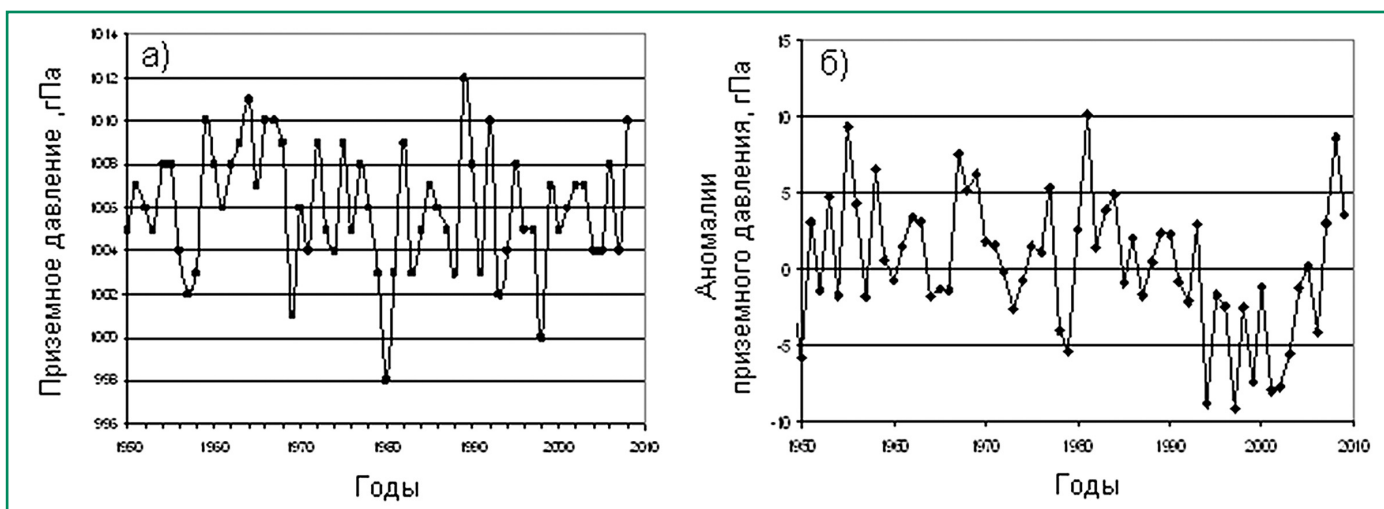


Рис. 5.4.2.6. Изменения среднего значения атмосферного давления зимой в центрах алеутской депрессии (абсолютные значения) (а) и сибирского максимума (аномалии за 1950–2010 гг. относительно нормы 1971–2000 гг.) (б).

воздействием аномально выраженных юго-восточных воздушных течений, сформировавшихся в тылу барического гребня (в передней части тропосферной ложбины).

Для холодного периода года выявлены следующие особенности в поведении региональных центров действия атмосферы.

Алеутская депрессия в новом веке сохранила тенденцию к углублению и росту площади вихря, сложившуюся в начале 1990-х годов минувшего века (Bogdanovskaya, 2003). Показателем изменчиво-

сти может служить тенденция давления между начальными и конечными данными рядов, сглаженных линейными трендами. На рис. 5.4.2.5 приведена тенденция приземного давления в январе от 1948 к 2003 гг. Значительный очаг отрицательных тенденций в северо-восточной части Тихого океана указывает на частое положение центра депрессии и активную циклоническую деятельность в этой части Тихого океана в конце периода исследования.

Однако, в последние годы (2009–2011) по некоторым оценкам (Хен и др., 2012) алеутская депрес-

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

5.4.2.2. Дальневосточный муссон

сия приобрела тенденцию к ослаблению, атмосферное давление в ее области возрастает (рис. 5.4.2.6).

Сибирский (азиатский) антициклон в холодный период года с 1968–1969 по 1989 годы находился в активной фазе развития – его площадь и давление в его области зачастую были выше нормы; для нормы использован период 1971–2000 гг. (Василевская и др., 2002). В 90-х годах прошлого века и начале нового тысячелетия состояние максимума оценивается как близкое к норме или слабее обычного. Атмосферное давление ниже средних многолетних значений в этот период и над бассейном Лены, но не над Колымой (Василевская и др., 2002; Тунеголовец, 2009; Шатилина, Анжина, 2011), см. рис. 5.4.2.5. Суровость зим в регионе зачастую находится в прямой зависимости именно от состояния ленско-колымского отрога сибирского антициклона.

Однако, в последние годы (2009–2011) вновь отмечался рост давления в области сибирского антициклона (рис. 5.4.2.6), что можно оценить как смену фазы в развитии максимума (Хен и др., 2012).

Чередование полей давления определенного знака с устойчивым их преобладанием от сезона к сезону создает на Дальнем Востоке, в том числе над дальневосточными морями, особый тип циркуляции – муссонный. Синоптические процессы при этом характеризуются ярко выраженной сезонностью, но находятся в определенном согласии с обще-планетарными факторами.

В развитии летнего дальневосточного муссона принято выделять две стадии (Сорочан, 1957; Лисогурский, Петричев, 1980). Первая стадия продолжается с апреля по июнь. Поддерживается активным антициклогенезом над Охотским морем. В первой стадии муссон представляет собой очень холодное влажное морское воздушное течение.

В период второй стадии, это период примерно с июля по сентябрь, усиливается меридиональная компонента переноса воздуха. Северотихоокеанский субтропический максимум хорошо развит, часто смещен к западу и занимает большую часть

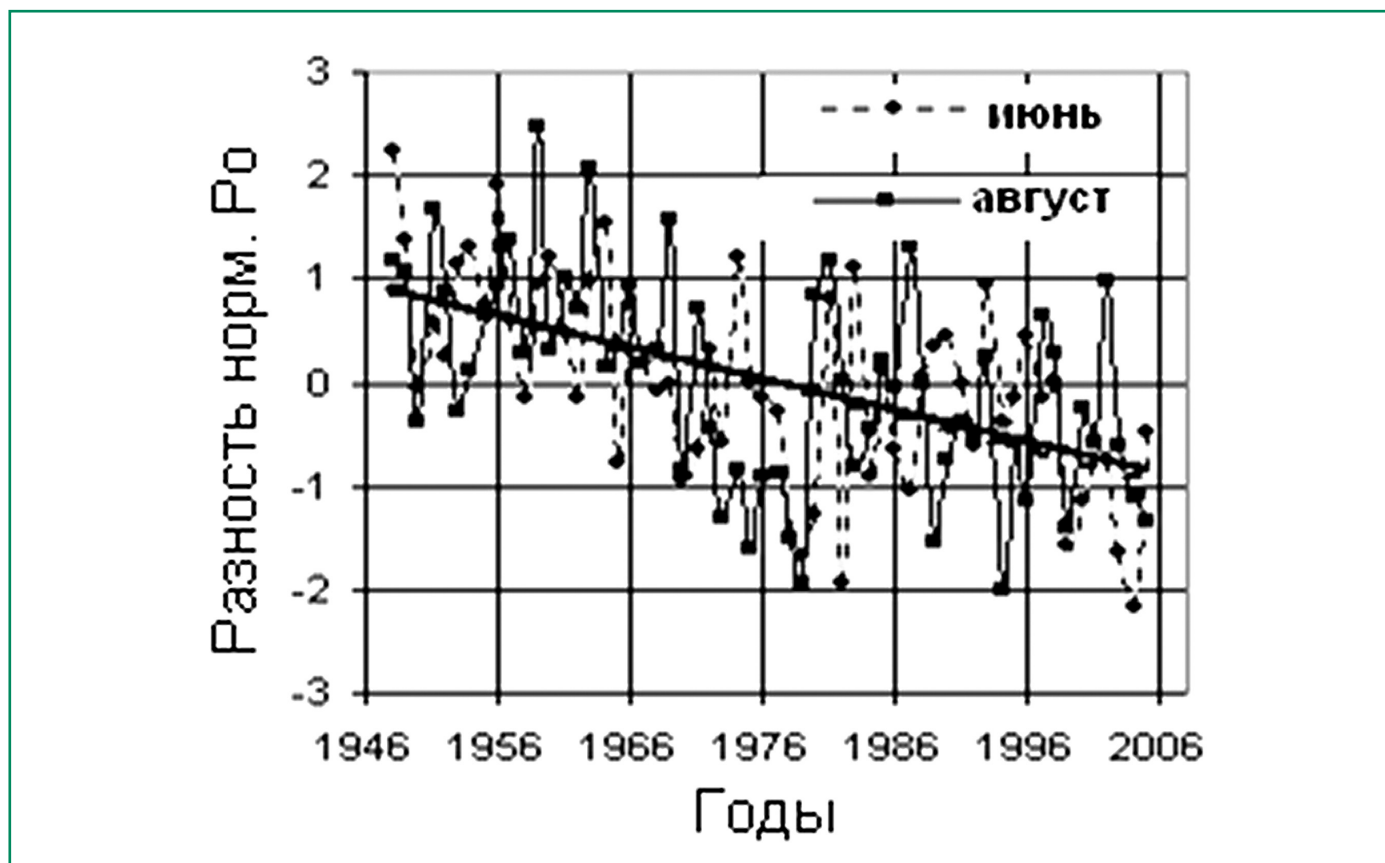


Рис. 5.4.2.7. Многолетний ход разности между усредненным давлением над Охотским морем и средним течением Амура (область летней дальневосточной депрессии) за период 1948–2006 гг.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

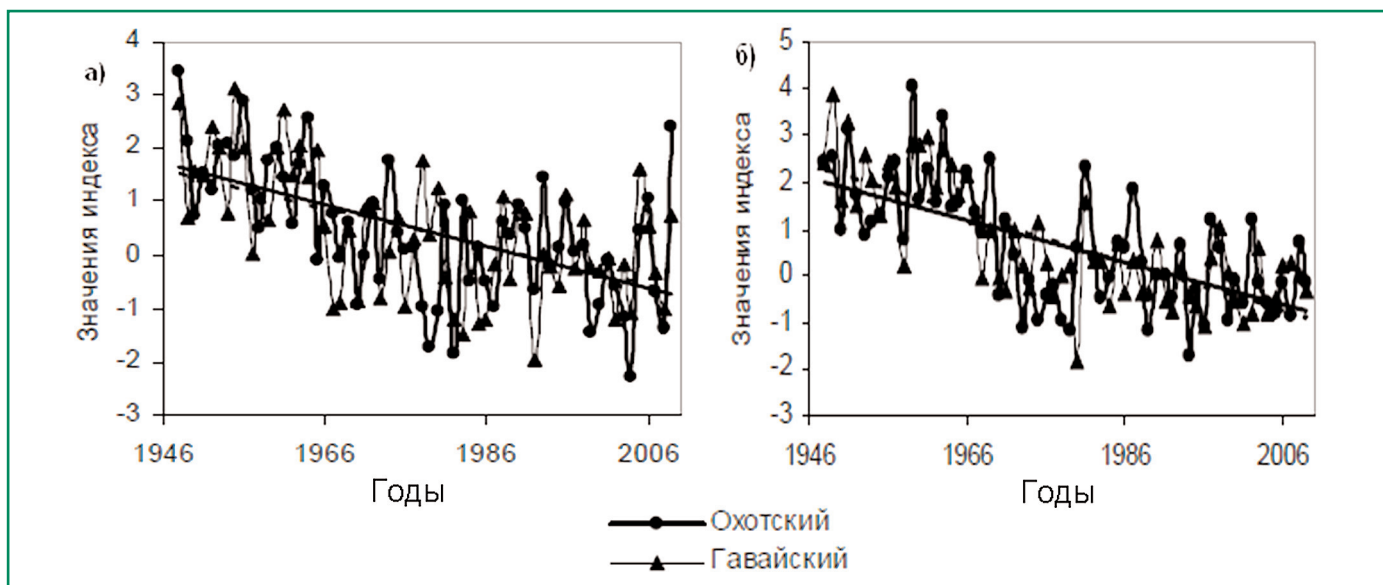


Рис. 5.4.2.8. Изменения значений охотского и гавайского индексов в июне (а) и августе (б) за период 1948–2009 гг. Охотский индекс – разность между усредненным нормированным давлением (аномалии давления в точках отнесены к среднему квадратическому отклонению для базового периода 1971–2000 гг. и усреднены по району) над Охотским морем и областью летней дальневосточной депрессии. Гавайский индекс – разность между усредненным нормированным давлением над северо-западной частью Тихого океана и областью летней дальневосточной депрессии.

акватории океана. Вовлекаемый в муссонную циркуляцию влажный очень теплый субтропический воздух поступает на континент с южными, юго-западными ветрами. Вторая стадия муссона характеризуется обильными дождями. На прибрежных станциях Японского и Охотского морей и в целом на юго-востоке Азии максимум осадков в годовом ходе приходится именно на июль–август.

Летом термобарическое поле средней тропосферы менее возмущено, чем в холодный период года, – ослабевает термический контраст между тропической зоной и полярными областями, а во второй половине лета – между сушей и морем. Летний макромасштабный градиент давления над Дальним Востоком в два с лишним раза меньше зимнего (среднее значение $2.2 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы). В последние 30 лет XX столетия отмечалось его ослабление примерно на $0.2 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы за 10 лет (Дашко, Варламов, 2000). Ослабление барического градиента следует связывать, видимо, с ростом давления в области летней дальневосточной депрессии и азиатской депрессии и понижением давления над Охотским морем и прилегающими районами океана, такие выводы получены в работах (Тунеголовец, 2009; Шатилина, Анжина, 2008; 2011), они относятся в том числе к началу

XXI века. Выявленные изменения в поведении барических пар приводят к ослаблению обеих стадий летнего дальневосточного муссона.

Ослабление напряженности между антициклоном над Охотским морем и летней дальневосточной депрессией демонстрируется на рис. 5.4.2.7, и между областью повышенного давления над северо-западной частью Тихого океана (сюда распространяется отрог гавайского антициклона) и летней дальневосточной депрессией – на рис. 5.4.2.8 (Шатилина, Анжина, 2008; 2011). Ослабление летней фазы азиатского муссона в конце прошлого и начале нового веков отмечено в целом ряде работ исследователей КНР, например (Yihui et al., 2010; Nao et al., 2011).

В холодное полугодие благодаря характерному расположению барических пар – континентальная часть занята обширным антициклоном, а океаническая – циклоном или серией циклонов, все прибрежные территории находятся в зоне больших барических и термических градиентов. Создается циркуляция, благоприятная для стока холодного сухого воздуха с континента, преобладают ветры северных, северо-западных и западных направлений (с континента), количество осадков и влажность в непосредственной близости

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

5.4.2.3. Циклоническая деятельность

сти к материку незначительны. Таково проявление зимней стадии муссона.

Напряженность барического поля (следовательно, и муссона) в прибрежных районах Дальнего Востока зимой значительна. Среднее значение макромасштабного градиента давления, рассчитанного как разность давлений в центрах барической пары (азиатского антициклона и алеутской депрессии), отнесенная к расстоянию между центрами, зимой составляет $5.6 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы, в отдельные годы – $9\text{--}11 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы (Дашко, Варламов, 2000). От года к году отмечается значительная изменчивость макромасштабного градиента, кроме этого в период 1980–2000 гг. имела место тенденция к его уменьшению ($-1.5 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы за 10 лет). Последнее свидетельствует об ослаблении зимнего дальневосточного муссона.

В начале нового тысячелетия за счет слабого антициклоногенеза над материком и частого восточного положения алеутской депрессии зимняя фаза муссона также остается слабо развитой.

Циклоническая деятельность является основным механизмом межширотного обмена. Под ее влиянием формируется весь комплекс погодных условий в конкретном регионе. Поэтому изменения интенсивности циклогенеза и траекторий смещения циклонов и антициклонов, могут являться индикаторами климатических сдвигов.

В ряде работ показано, что во второй половине XX века сложилась отрицательная тенденция в ходе некоторых характеристик циклонической деятельности в обоих полушариях. Для северотихоокеанского региона выявлено, что циклоническая активность в этом районе подвержена примерно десятилетней цикличности, см. рис. 5.4.2.9 (Gulev et al., 2001; Глебова, 2007; 2011); во второй половине XX века примерно в течение пятидесятилетнего периода сложился статистически значимый (95% уровень) отрицательный линейный тренд в ходе общего числа циклонов холодного полугодия (Gulev et al., 2001; Sokolov, Mezentseva, 2004; Ту-

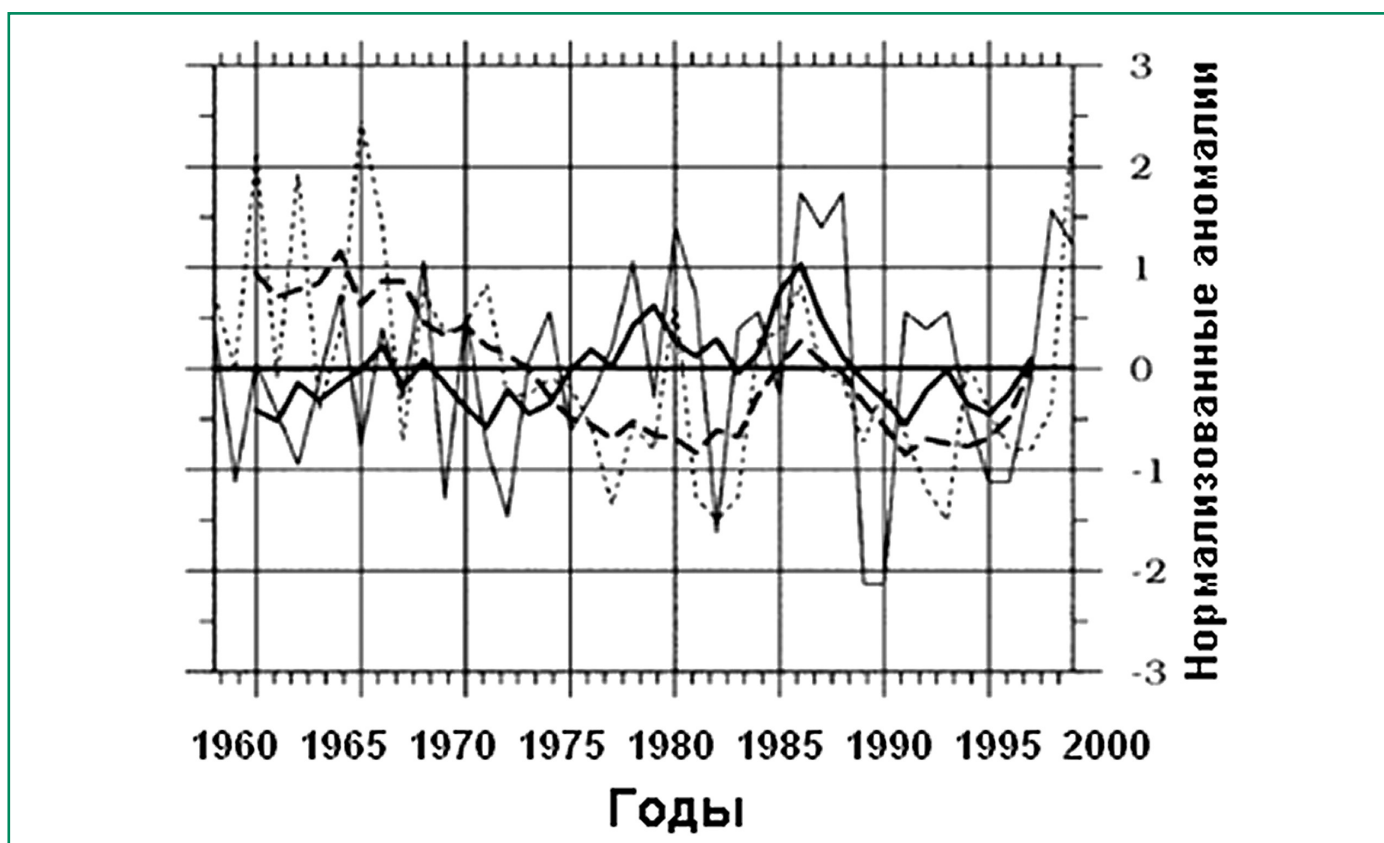


Рис. 5.4.2.9. Нормализованные аномалии числа зимних циклонов в северной части Тихого океана с давлением ниже 980 гПа (сплошная линия) и давлением 980–1000 гПа (прерывистая линия) за период 1958–1999 гг. (Gulev et al., 2001).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

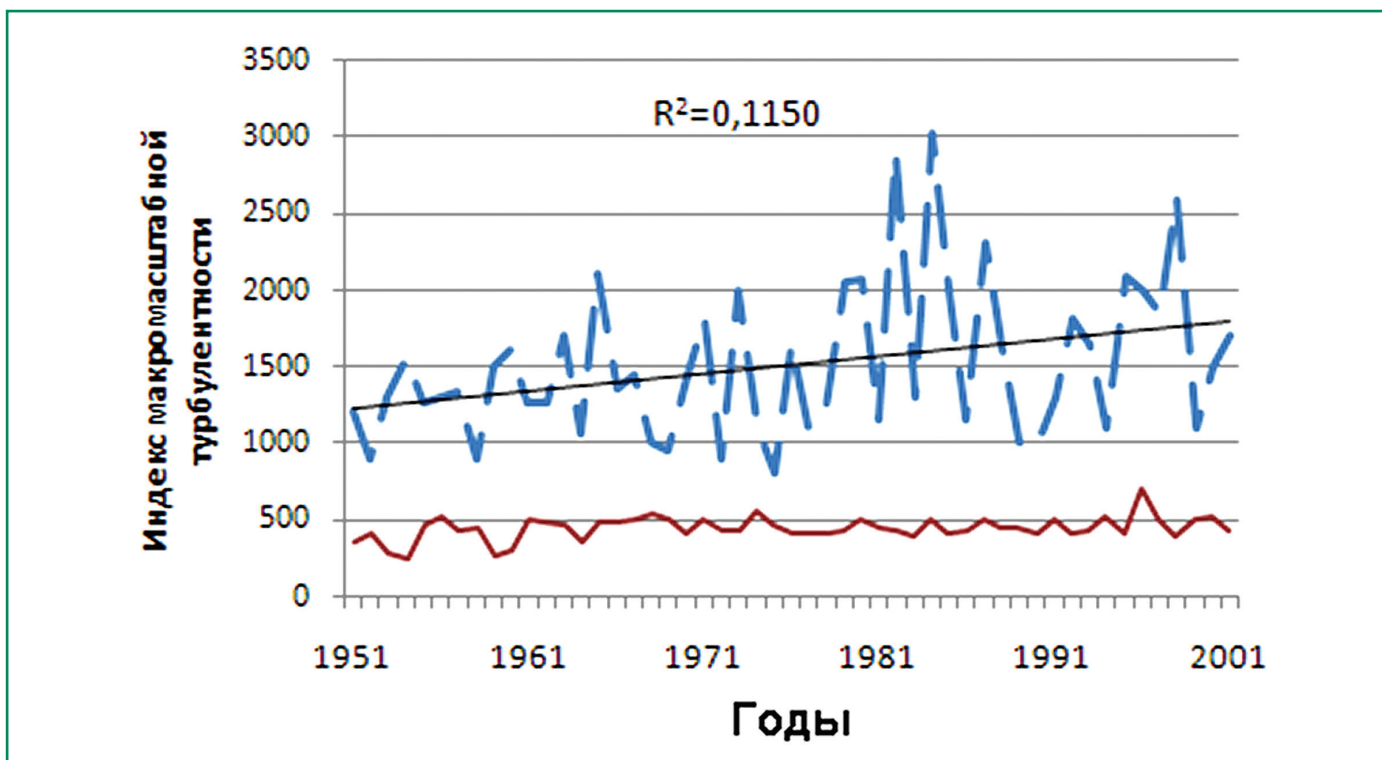


Рис. 5.4.2.10. Индекс макромасштабной турбулентности (в условных единицах) по северной части Тихого океана в холодное полугодие за период 1951–2001 гг., верхняя кривая – восточная часть океана, нижняя кривая – западная часть океана.

неголовец, 2009), при этом увеличилось число глубоких циклонов (Тунеголовец, 2009). На рис. 5.4.2.10 приведен индекс макромасштабной турбулентности (в условных единицах), отражающий вовлеченную в циркуляцию циклона массу воздуха, для северной части Тихого океана в холодное полугодие. Из рисунка следует, что в северо-восточной части Тихого океана в холодное полугодие циклогенез в последние 20 лет XX столетия был более интенсивный, чем в течение предшествующих 30 лет.

Над Японским, Охотским морями и на западе Берингова моря, согласно исследованиям (Тунеголовец и др., 2009), в течение десяти лет, начиная с 1989 г., отмечался процесс активной циклонической деятельности. В начале XXI века имело место относительное ослабление циклогенеза над дальневосточными морями, увеличилось число циклонов, которые смещались по зональным траекториям над акваторией Тихого океана. В свою очередь число и интенсивность циклонов в тихоокеанском секторе и восточном секторе Берингова моря в холодный период возросли (период исследований 1996–2009 гг., Глебова, 2011).

Летом циклоническая деятельность над акваторией океана и дальневосточными морями в значительной мере ослабевает, ей на смену приходят процессы антициклогенеза. Во второй половине лета возрастает вероятность выхода тропических циклонов на российский Дальний Восток. Ежегодно на Японское море, например, выходят в среднем от 1 до 4 образований, немногим более 8% от всех зародившихся тайфунов (Тунеголовец, 2009; Кузин, Евдокимова, 2002).

Исследования последних лет свидетельствует о сокращении числа тропических циклонов в регионе, начиная с 1997 г. Тайфунов, оказывающих влияние на дальневосточные моря, также стало меньше (не относится к сезонам 2011 и 2012 гг.). В целом статистическая обработка более чем 60-летнего ряда наблюдений (Мезенцева, 2011) показывает, что тайфунов в северотихоокеанском регионе стало несколько больше (коэффициент линейного тренда около 1 сл./10 лет, см. рис. 5.4.2.11). Эффект увеличения числа тропических циклонов в регионе вызван повышенным циклогенезом в тропиках в 1960-е и 1990-е годы прошлого столетия и слабой циклонической деятельностью в начале периода исследования.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

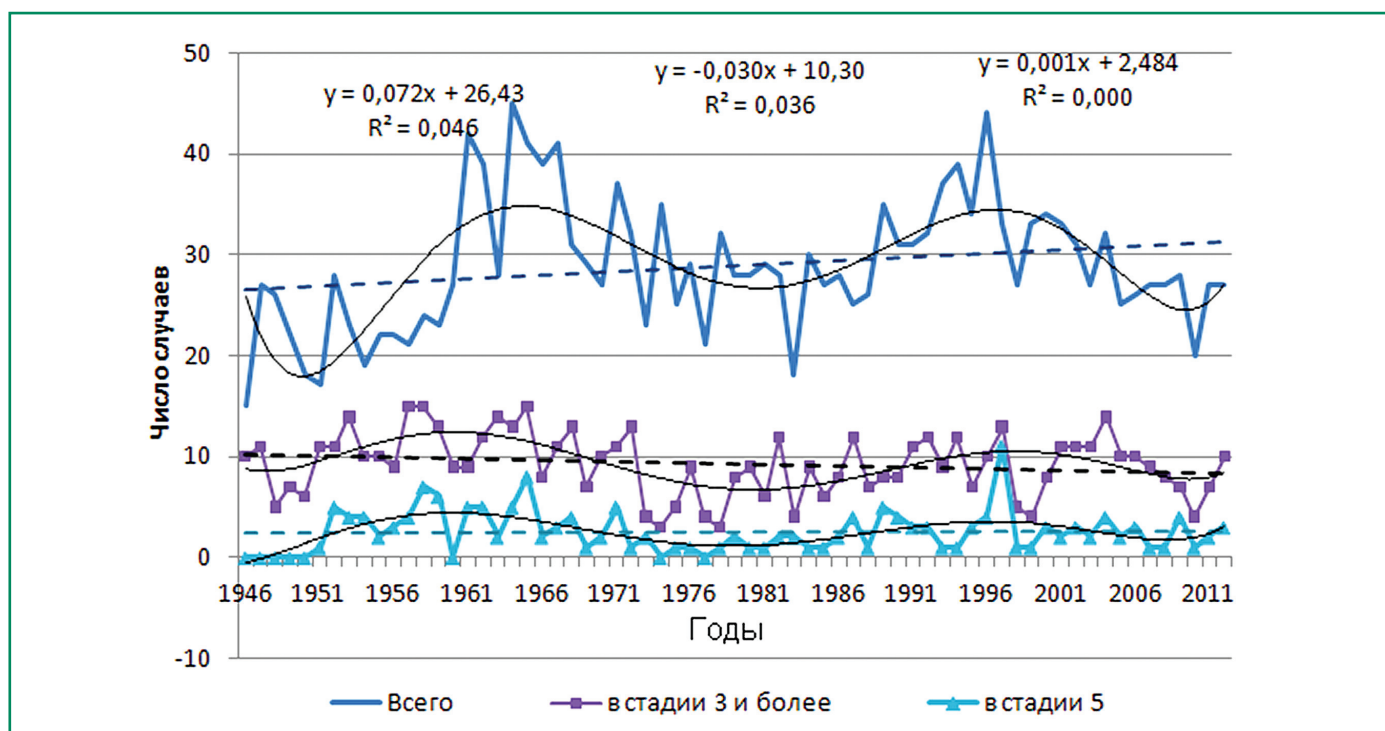


Рис. 5.4.2.11. Количество тропических циклонов, ежегодно зарождающихся в северо-западном секторе Тихого океана за период 1945–2010 гг., в том числе достигших III и V стадий развития по шкале Saffir-Simpson: в III стадии давление в центре тропического циклона – 945–965 гПа, скорость ветра – 96–112 уз, в V стадии давление менее 920 гПа, ветер более 135 уз.

5.4.2.4. Погода в регионе

Изменения циркуляции атмосферы приводят к изменению режима элементов погоды в регионе. В начале нового века продолжался рост летних температур воздуха над бассейном Амура, над районами Приморского края, Сахалина и Японии. Осенью нельзя выделить общей направленности в многолетнем ходе температуры воздуха. Зимой температура воздуха на прибрежных станциях Дальнего Востока в начале нового века часто оставалась выше нормы (норма 1971–2000 гг.), но ее дальнейшего роста не наблюдалось (Шатилина, Анжина, 2008).

Многолетний ход температуры воздуха в бассейне Амура и его притоках за более чем сто летний ряд наблюдений исследован в работе (Мещенина и др., 2007). Выявлено, что в течение столетия происходило чередование теплых и холодных периодов, но в конце 1980-х годов наблюдалось самое значительное за период инструментальных наблюдений повышение температуры воздуха (рис. 5.4.2.12). Средняя годовая температура воздуха за 1980–2004 гг. повысилась на $0,6^{\circ}\text{C}$ по от-

ношению к норме 1961–1990 гг., при этом в разных частях бассейна изменчивость температуры неоднородна (например, в нижнем течение Амура отмечается даже незначительное понижение летних температур воздуха). За столетие средняя годовая температура воздуха возросла на $1,3^{\circ}\text{C}$.

В целом для бассейна за период 1975–2004 гг. повышение температуры воздуха происходило на $0,6^{\circ}\text{C}$ за 10 лет зимой, на $0,3^{\circ}\text{C}$ за 10 лет в переходные сезоны и в среднем за год и $0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет летом. Для средней годовой температуры тренды значимы с вероятностью 0,95. Для периода 1891–2004 гг. рост температуры происходил в среднем со скоростью $0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет зимой и весной $0,05^{\circ}\text{C}$ за 10 лет летом и осенью, в среднем за год – $0,1^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Сумма осадков за теплый период года в последние два десятилетия уменьшалась над бассейном Амура, отдельными районами Охотского моря и Сахалина (рис. 5.4.2.13 (Шатилина, Анжина, 2008)). На территории Приморского края уменьшение осадков было незначительное (Кубай и др., 2012). В период 1975–2004 гг. в бассейне Амура и его притоках количество летних осад-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

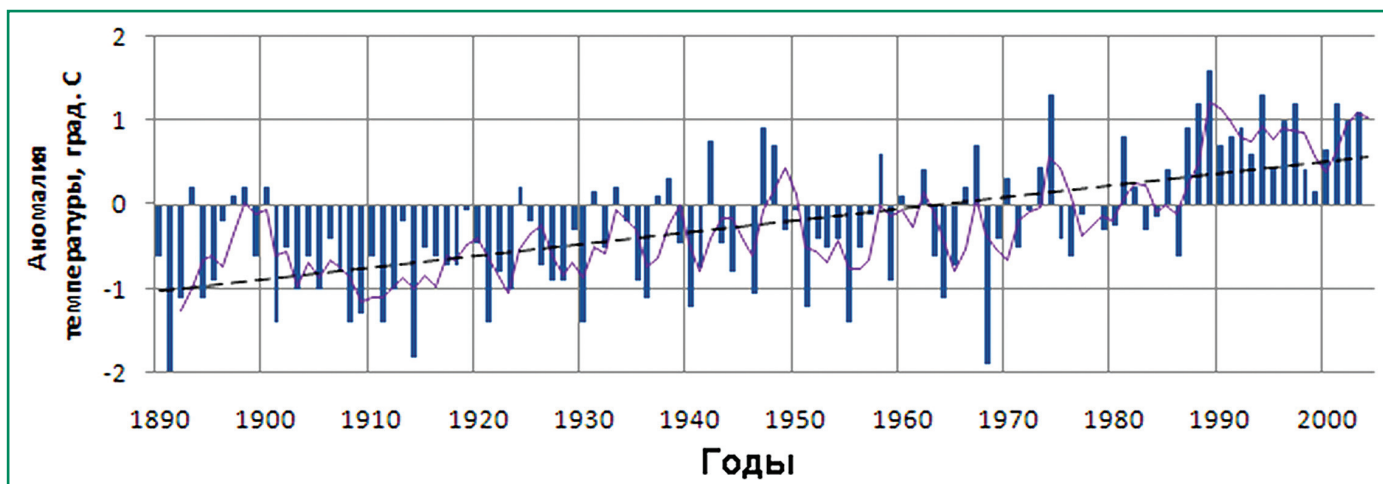


Рис. 5.4.2.12. Многолетний ход средней годовой температуры воздуха в бассейне Амура (в отклонениях от нормы 1961–1990 гг., °С) с трехлетним скользящим осреднением и линейным трендом ($y = 0.0135x - 1.0013$; $R^2 = 0.33$).

ков, это от 73% до 94% годовой суммы, уменьшалось со скоростью 2.6% за 10 лет, что, однако, ниже 95% уровня значимости (Мещенина и др., 2007). За весь период инструментальных наблюдений, 115 лет, в бассейне Амура сложилась тенденция к росту осадков со скоростью 2.6% за 10 лет в холодный период и 0.3% за 10 лет в теплый период года.

Зимой в конце XX–начале XXI веков отмечалось уменьшение осадков на западном побережье Камчатки и их возрастание на Сахалине (Шатилина, Анжина, 2008).

Уменьшение частоты летних ливней и количества летних осадков отмечается на севере Китая (Wang et al., 2011), в том числе в бассейне реки Хуайхе. Наличие отрицательных линейных трендов в ходе летних осадков за период 1961–2008 гг. объясняется ослаблением потоков водяного пара на территорию северного Китая при ослаблении летней фазы азиатского муссона (Hao et al., 2011). При этом, для станций на северо-западном побережье Желтого моря тренды для рядов интенсивности экстремальных осадков не выявлены (Jiang D. et al., 2011). На территории Корейского полуострова за период 1973–2005 гг. отмечался рост частоты и интенсивности сильных летних осадков, при этом весенние и зимние осадки здесь уменьшились (Jung D. et al., 2011).

В работе (Семенов, 2011) рассмотрены региональные особенности изменений максимально-

го и минимального стока рек на территории России в конце XX и начале XXI веков (до 2008 г. включительно). Для территории Дальнего Востока выявлено, что на реках Приморского края и Сахалина увеличились повторяемость и продолжительность опасных наводнений при паводках, а в бассейне Амура и Колымы значительно возросло число случаев с экстремально низкой меженью.

Для стока Амура в районе Хабаровска (нижнее течение реки) для полувекового ряда наблюдений обнаружены значимые тренды на увеличение зимнего расхода и уменьшение летнего и в целом теплого полугодия (Пономарев и др., 2007), см. рис. 5.4.2.14. Зимние тенденции авторами объясняются вводом в эксплуатацию с 1975 г. Зейской ГЭС, летние – расширением хозяйственной деятельности человека, вырубкой лесов и ростом испарения в бассейне реки.

В многолетнем ходе водности Амура за период инструментальных наблюдений с 1900 по 2005 гг. прослеживается тенденция уменьшения стока Амура на 0.5% за 10 лет. На фоне вековых тенденций прослеживается статистически значимая цикличность стока с периодами 4–5, 7, 12 и 28 лет. В последние годы, с 1980 по 2005 гг., скорость уменьшения водности Амура возросла до 12% за 10 лет (Мещенина и др., 2007). Вероятно, этот процесс обусловлен как климатическими изменениями (в согласии с уменьшением осадков и ростом температуры воздуха в теплое

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

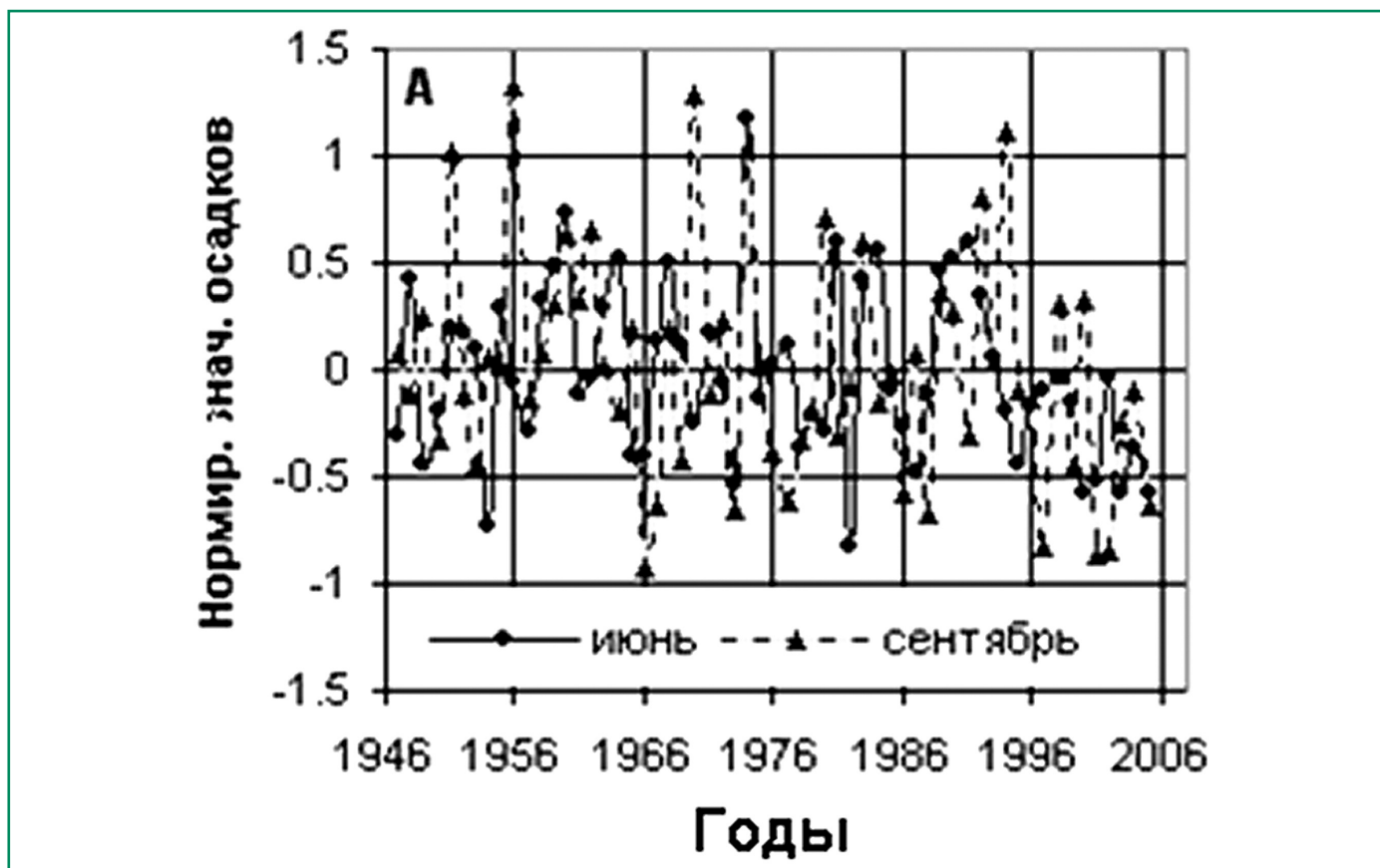


Рис. 5.4.2.13. Многолетний ход нормированной суммы осадков в бассейне р. Амур (использованы данные 25 станций) в июне и сентябре за период 1946–2005 гг., для нормы выбран период 1971–2000 гг.

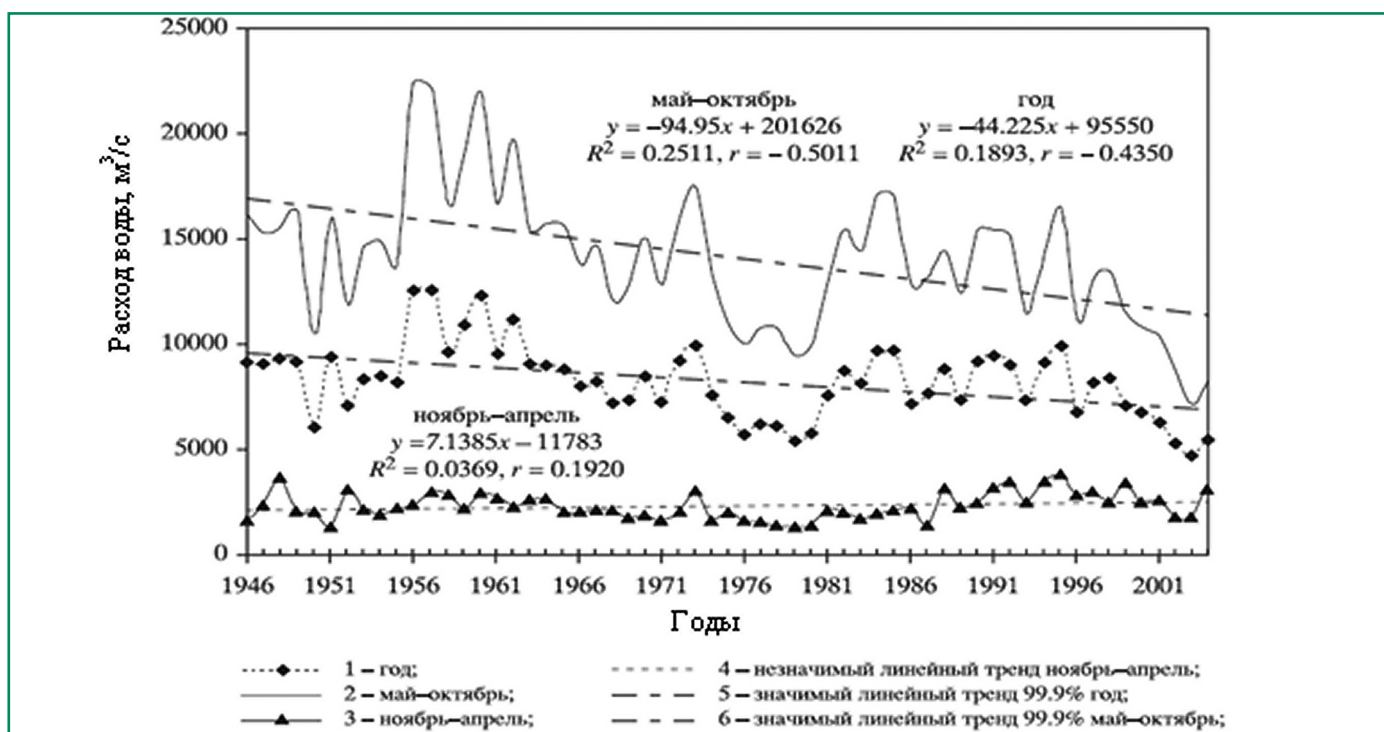


Рис. 5.4.2.14. Многолетний ход и линейные тенденции средних за год (1), теплое (2, май–октябрь) и холодное (3, ноябрь–апрель) полугодия расходов р. Амур в Хабаровске за период с 1946 по 2004 гг. (Пономарев и др., 2007), приведены уравнения регрессии и коэффициенты корреляции.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

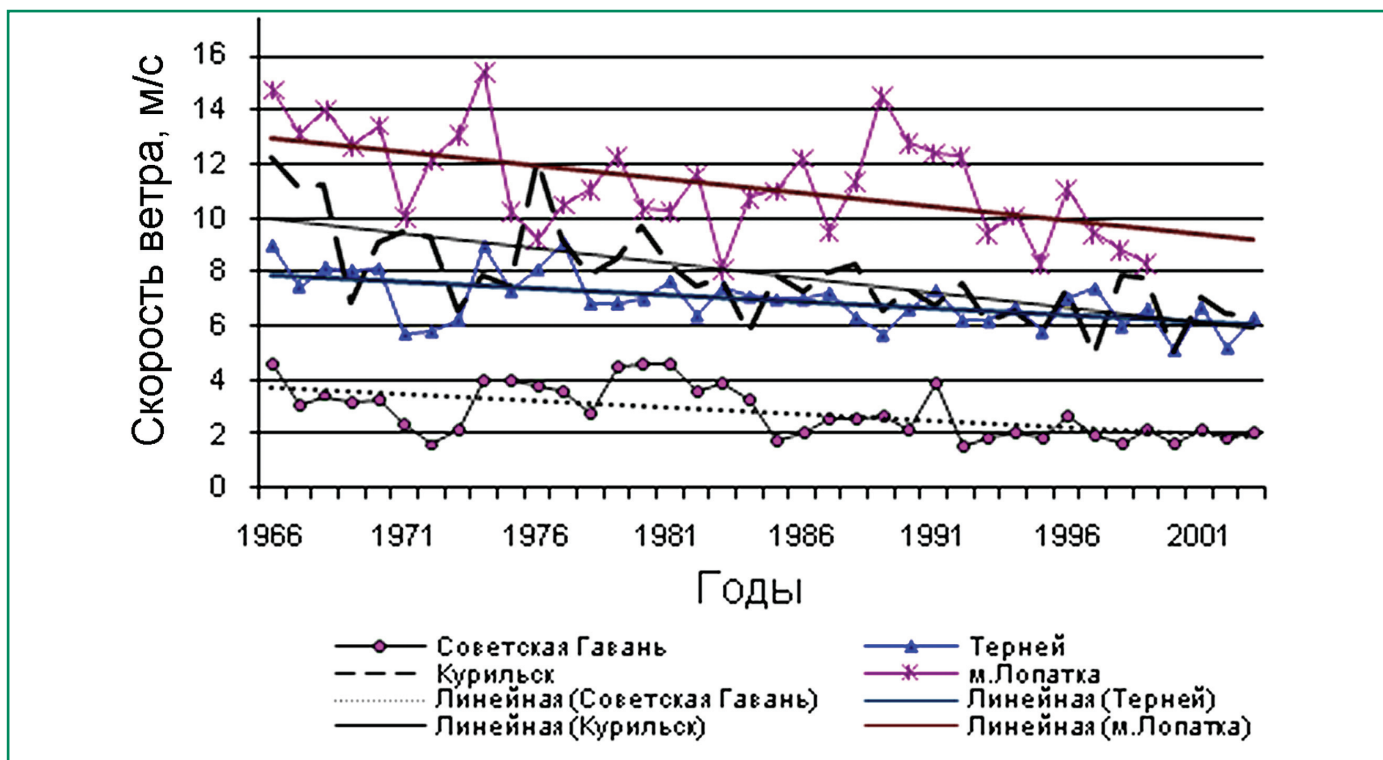


Рис. 5.4.2.15. Многолетний ход скорости ветра в январе для станций Дальнего Востока за период 1966–2003 гг.

полугодие), так и факторами антропогенного влияния.

На рис. 5.4.2.15 демонстрируется процесс ослабления скорости ветра на прибрежных станциях Дальнего Востока зимой во второй половине XX века (Mezentseva, Sokolov, 2008). Лидером в процессе ослабления ветра зимой являются станции м. Лопатка и Курильск, скорость ослабления достигает 1.0–1.1 м/с за 10 лет (на других станциях – 0.5–0.6 м/с за 10 лет). Весной и осенью большинство прибрежных станций также характеризуются наличием значимых отрицательных трендов (0.3–0.6 м/с за 10 лет, с коэффициентами детерминации R^2 0.4–0.6). Летом на станциях Курильской гряды почти отсутствуют тренды временных рядов скорости ветра, а для станций Советская Гавань, Терней, Находка они по-прежнему имеют место (коэффициент линейного тренда около 0.3 м/с за 10 лет, $R^2 = 0.4–0.6$).

На континентальных станциях процесс ослабления ветра носит не столь заметный характер – коэффициенты линейных трендов здесь лишь в отдельные месяцы года достигают 0.2–0.3 м/с за 10 лет. Похожие оценки получены для северных и

восточных районов Китая, наибольшее ослабление ветров отмечается весной.

Таким образом, во второй половине XX века над дальневосточным регионом отмечался процесс ослабления муссонной циркуляции, как в зимний, так и в летний периоды. В результате смещения и ослабления интенсивности основных центров действия (сибирского антициклона, алеутской депрессии, летней дальневосточной депрессии и охотоморского антициклона) происходило уменьшение градиента давления "континент–океан" как в зимний, так и в летний периоды. Ослабление муссонной циркуляции определило повышение летних температур воздуха над бассейном Амура, над районами Приморского края, Сахалина и Японии. Зимние температуры на побережье Дальнего Востока в начале XXI века также были выше нормы 1971–2000 гг. Над бассейном Амура, отдельными районами Охотского моря, Сахалина, на севере Китая в начале века в теплый период года отмечалось уменьшение осадков. Водность Амура начиная с 70-х годов прошлого века была низкой, тенденция сохранилась и в начале XXI века, за исключением катастрофического наводнения 2013 г.

5.4.3. Уровень дальневосточных морей России

По данным международного архива AVISO, основанного на спутниковых альтиметрических измерениях (<http://www.AVISO.oceanobs.com>), в период с октября 1992 г. по январь 2013 г. наблюдался подъем среднего уровня Мирового океана со средней скоростью 3.18 ± 0.6 мм/год. Однако пространственное распределение тенденций изменения уровня (трендов) далеко не однородно, в частности, в северной части Тихого океана оно подобно отрицательной фазе хорошо известной моды климатической изменчивости – Северотихоокеанского колебания (PDO; Mantua et al., 1997). Положительные тренды (повышение уровня) наблюдаются в западном и центральном районах, отрицательные (понижение) – вдоль побережья северной Америки и в виде “языка”, вытянутого вдоль экватора на запад (рис. 5.4.3.1).

По данным прибрежных мареографов с начала или середины XX века, вокруг Японских о-вов регистрировались колебания уровня моря с периодом около 20 лет. Средний уровень был максимален в 1950 г., с резким падением к началу 1960-х гг. и последующими колебаниями, а с сере-

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

дины 1980-х гг. до середины 2000-х гг. наблюдался подъем (ЖМА, 2013). Эти колебания объясняются изменениями крупномасштабной океанической циркуляции, обусловленной изменчивостью западного переноса над северной частью Тихого океана. С тихоокеанского побережья сигнал переносится в Японское море краевыми волнами.

5.4.3.1. Японское море

В изменчивости уровня Японского моря преобладает сезонный сигнал, учитывающий более 70% общей дисперсии (Галеркин, 1961; Trusenкова et al., 2010), в котором преобладают синхронные колебания во всем море и изменения крупномасштабного меридионального градиента уровня, т. е. изменения интенсивности циркуляции вод моря в целом (Trusenкова et al., 2010; Трусенкова, Каплуненко, 2013). При этом уровень повышается, циркуляция интенсифицируется в течение теплого периода года, противоположная фаза развивается в холодные месяцы, а сезонные экстремумы достигаются в октябре и марте. Сезонные колебания вызваны термическим воздействием за счет изменения плотности морской воды при прогреве и охлаждении (стерический фа-

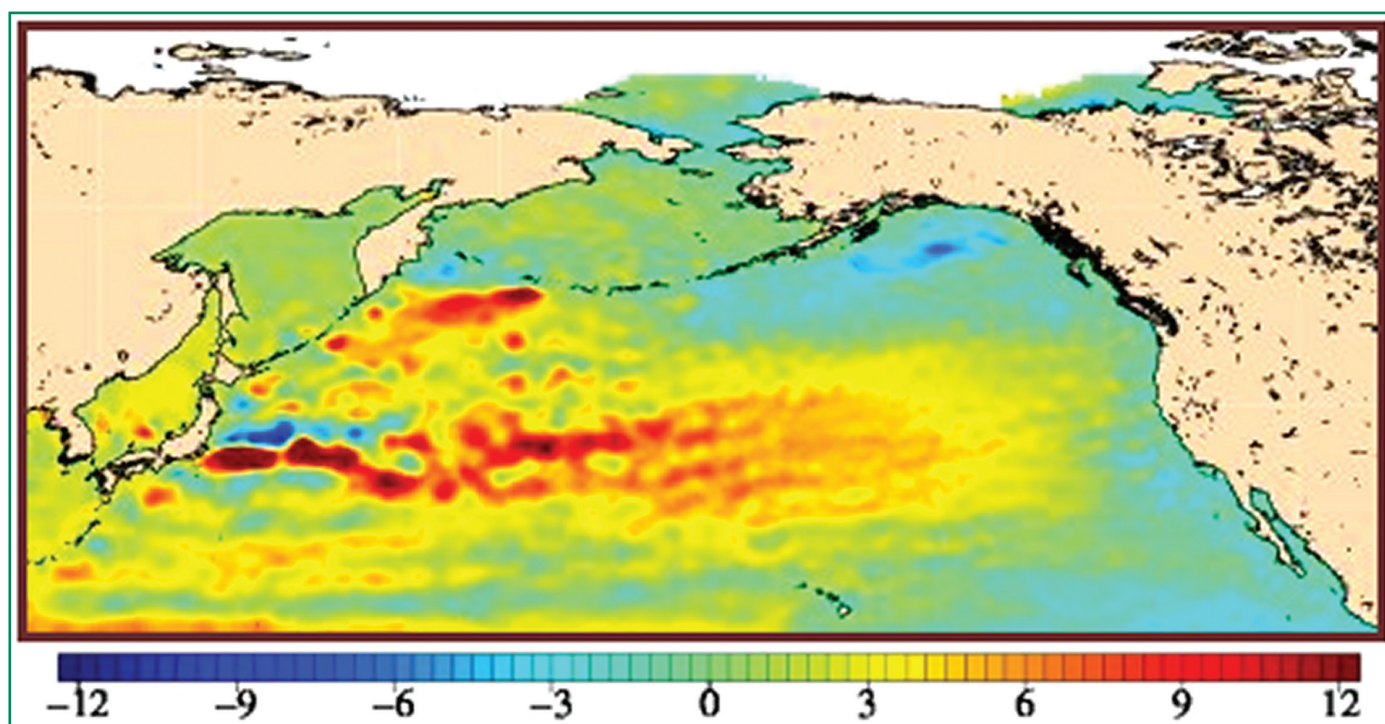


Рис. 5.4.3.1. Оценки линейных трендов (мм/год) уровня северной части Тихого океана за период с октября 1992 г. по август 2012 г. (<http://www.AVISO.oceanobs.com>).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

ктор) и за счет поступления с юга через Корейский пролив теплых вод, расход которых достигает максимума в октябре (Островский и др., 2009). Это отличает Японское море от Берингова и Охотского морей, где преобладают другие влияющие факторы, и наблюдается другой характер годового хода.

Разложение низкочастотных альтиметрических аномалий уровня моря, полученных после устранения годового хода с помощью низкочастотной фильтрации, дает две статистически значимые старшие моды, описывающие синхронные колебания и противофазные колебания в западной и восточной частях моря (Трусенкова, Каплуненко, 2013). Меридиональный градиент уровня (плотности) не проявляется как мода изменчивости, т. е. интенсивность циркуляции вод в целом, устойчива на межгодовых масштабах, несмотря

на значительные колебания расхода воды в Корейском проливе (более чем в полтора раза в межгодовом плане; Островский и др., 2009). Старшей синхронной моде (рис. 5.4.3.2а) свойственна квазидвухлетняя изменчивость (рис. 5.4.3.2б). Значительные положительные аномалии наблюдались в 1999, 2004 и 2010 гг., отрицательные – с июля 2005 г. по июнь 2006 г. и в первой половине 2011 г., что соответствует межгодовым колебаниям расхода в Корейском проливе: расход был максимален в 1999 г. и минимален в 2005 г. (в период 1997–2007 гг.; Островский и др., 2009).

В синхронных колебаниях межгодовых аномалий уровня моря отсутствует статистически значимый тренд, однако оценки линейных трендов в юго-восточной и юго-западной частях моря составляют до 7 и 5 мм/год соответственно (Белоненко и др., 2011; рис. 5.4.3.1). Эти изменения

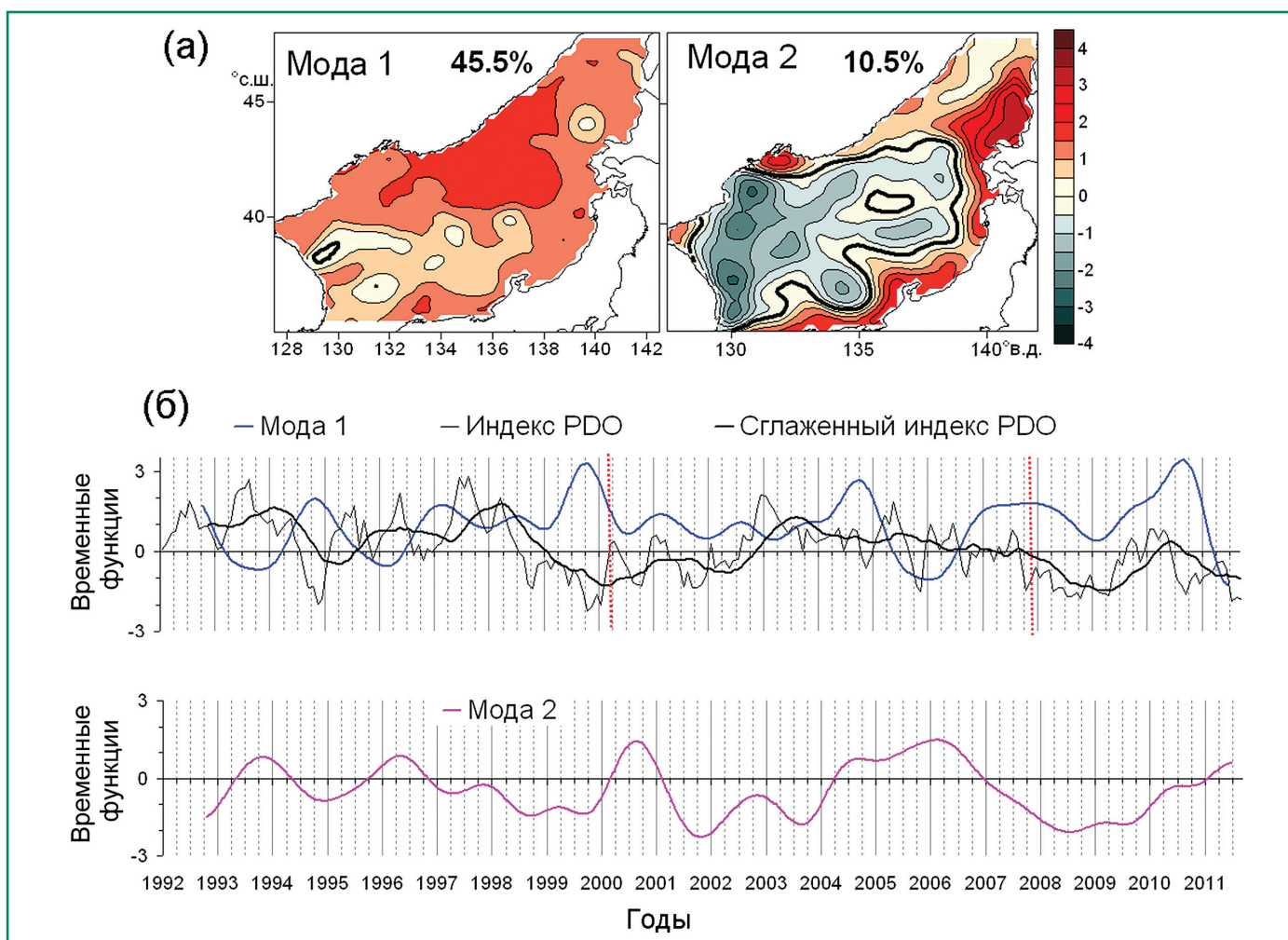


Рис. 5.4.3.2. Пространственные (а) и временные (б) функции старших межгодовых мод изменчивости уровня Японского моря. Показаны ежемесячный и сглаженный со скользящим окном 11 месяцев индексы PDO. Пунктиром обозначены периоды изменения характера взаимосвязи уровня и PDO.

можно связать со стерическим фактором вследствие увеличения температуры промежуточных вод (раздел 4.5.6), а отсутствие тренда синхронной моды говорит о сбалансированности, в долгосрочном плане, расходов воды в проливах, поскольку стерические аномалии уровня устранены при низкочастотной фильтрации. В субарктической части моря скорость роста уровня, оцененная по альтиметрическим данным, составляет 2–3 мм/год. Это, в целом, соответствует оценкам, полученным по японским мареографным данным, согласно которым скорость роста уровня вдоль юго-восточного побережья моря (к югу от 38° с.ш.) составляла 2.1 ± 0.4 в 1960–2011 гг. и 6.0 ± 2.6 мм/год в 1993–2003 гг., когда уровень рос наиболее быстро. К северу от 38° с.ш. скорость роста уровня в прибрежной зоне составляет только около 1 мм/год (ЖМА, 2013).

По альтиметрическим данным за 1992–2002 гг. была обнаружена противофазная взаимосвязь уровня Японского моря и PDO (Gordon, Giulivi, 2004; Колдунов и др., 2007). Поднятие уровня в отрицательную фазу PDO связывалось с увеличением поступления в море субтропических вод через Корейский пролив (Gordon, Giulivi, 2004). Однако при удлинении периода наблюдений проявилась неоднозначность этих связей. Противофазность наблюдалась до 2000 г., в 2000–2007 гг. явных связей не наблюдалось, а с 2008 г. оба временных ряда колеблются синфазно (рис. 5.4.3.2б).

Вторая низкочастотная мода соответствует противофазным колебаниям уровня в западной и восточной частях Японского моря (рис. 5.4.3.2а). В положительную фазу уровень поднимается вдоль побережья Японских о-вов (где средний уровень наиболее высок), а в отрицательную – в западной части моря, включая субарктический район, прилегающий к побережью южного Приморья, где средний уровень стоит низко. Эта мода усиливается после сдвига климатического режима в северной части Тихого океана в 1999 г. (Overland et al., 2008). Связанные с ней колебания уровня происходят на сезонном, квазидвухлетнем и 5-летнем масштабах (Трусенкова, Каплуненко, 2013; рис. 5.4.3.2б). На межгодовых масштабах можно выделить периоды (режимы) преобладания положительной (1993–1996 гг. и 2004–2006 гг.)

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

или отрицательной (1997–1999 гг., 2001–2003 гг. и 2007–2009 гг.) фазы. Экстремальные положительная и отрицательная фазы наблюдались в 2000 г. и 2003 г. соответственно.

Эта мода описывает противофазное усиление и ослабление переноса теплых вод к российским берегам из юго-западной и юго-восточной частей моря. В районе, прилегающем к южному Приморью, усиливается холодное Приморское течение в положительную фазу и происходит подток теплых вод с юга через систему антициклонических вихрей в отрицательную фазу. К побережью северного Приморья подход теплых вод с востока из зоны Цусимского течения усиливается в положительную фазу. Изменения циркуляции обусловлены ветром: положительная и отрицательная фазы развиваются под воздействием циклонического и антициклонического вихря напряжения ветра соответственно (Трусенкова, 2012).

5.4.3.2. Охотское море

Использование альтиметрических данных для Охотского моря возможно только в безледный период и затруднено сильным приливом. После удаления вклада прилива с помощью региональной модели, было установлено, что в холодный период года уровень опускается относительно среднего в центральной части моря и поднимается на периферии (Романов и др., 2004; Колдунов и др., 2007), что соответствует данным прибрежных мареографов (Поезжалова, Шевченко, 1997). Сезонные колебания традиционно объяснялись статическим откликом на уменьшение приземного давления при развитии Алеутской депрессии в холодный период года (“обратный барометр”).

На побережье северных Курильских о-вов подъем уровня в холодный период года превышает эффект обратного барометра почти вдвое; обнаружена также статистическая взаимосвязь межгодовых колебаний уровня с интенсивностью и широтным положением Алеутской депрессии в начале холодного сезона (ноябрь–декабрь; Седаева, Шевченко, 2001). Причиной этой изменчивости является увеличение поступления в море тихоокеанских вод через северные Курильские проливы и интенсификация циклонической циркуляции вод Охотского моря при усилении Алеутской

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

депрессии, что приводит к понижению уровня в центральной части моря и повышению на периферии. Интенсивность циркуляции вод и стояние уровня Охотского моря в холодный период года определяются межгодовой изменчивостью Алеутской депрессии (раздел 5.4.2.1).

По мареографным и альтиметрическим данным, Охотскому морю не свойственны значительные однонаправленные тенденции поля уровня. Разнонаправленные изменения уровня прибрежной зоны Курильских о-вов отражают вертикальные смещения земной коры в этом геологически активном районе (Поезжалова, Шевченко, 1997). На большей части акватории моря скорость роста уровня составляет 1–1.5 мм/год, в отдельных районах превышая 2 мм/год. К западу от побережья южной Камчатки зарегистрирована тенденция падения уровня со скоростью 1.5 мм/год (рис. 5.4.3.1).

5.4.3.3. Берингово море

Скорость роста уровня Берингова моря по историческим данным прибрежных мареографов в период с середины 1940-х до середины 1980-х гг. составляла 1.2–1.5 мм/год, что соответствовало общепризнанным значениям эвстатических (гео-

логических) повышений уровня. В Анадырском заливе темпы роста были вдвое выше, что объяснялось изменениями стока р. Анадырь (Савельев, 1999). По данным спутниковой альтиметрии (в период с октября 1992 г. по август 2012 г.) скорость роста уровня на акватории моря, в среднем, укладывалась в этот диапазон (в безледный период; рис. 5.4.3.1), что говорит о сохранении тенденций изменений уровня в море на протяжении уже около 70 лет. В районе Анадырского залива и возле Командорских о-вов в последние 20 лет наблюдались слабые понижительные тренды со скоростью опускания уровня около 1.3 мм/год.

По альтиметрическим данным было установлено, что уровню Берингова моря свойственны квазидвухлетние колебания, периоды которых изменялись по акватории и во времени от 1.5 до 3 лет (Белоненко и др., 2011). В среднем, уровень Берингова моря поднимался в 1994–1997 гг. и опускался в 1997–2001 гг. (рис. 5.4.3.3); обнаружена статистическая взаимосвязь с индексами PDO и Эль-Ниньо (Белоненко и др., 2011).

В 1997–1998 гг. произошло сильнейшее событие Эль-Ниньо, вслед за которым наступило сильнейшее событие Ла-Нинья (1998–2001 гг.). Океанический сигнал Эль-Ниньо переносится

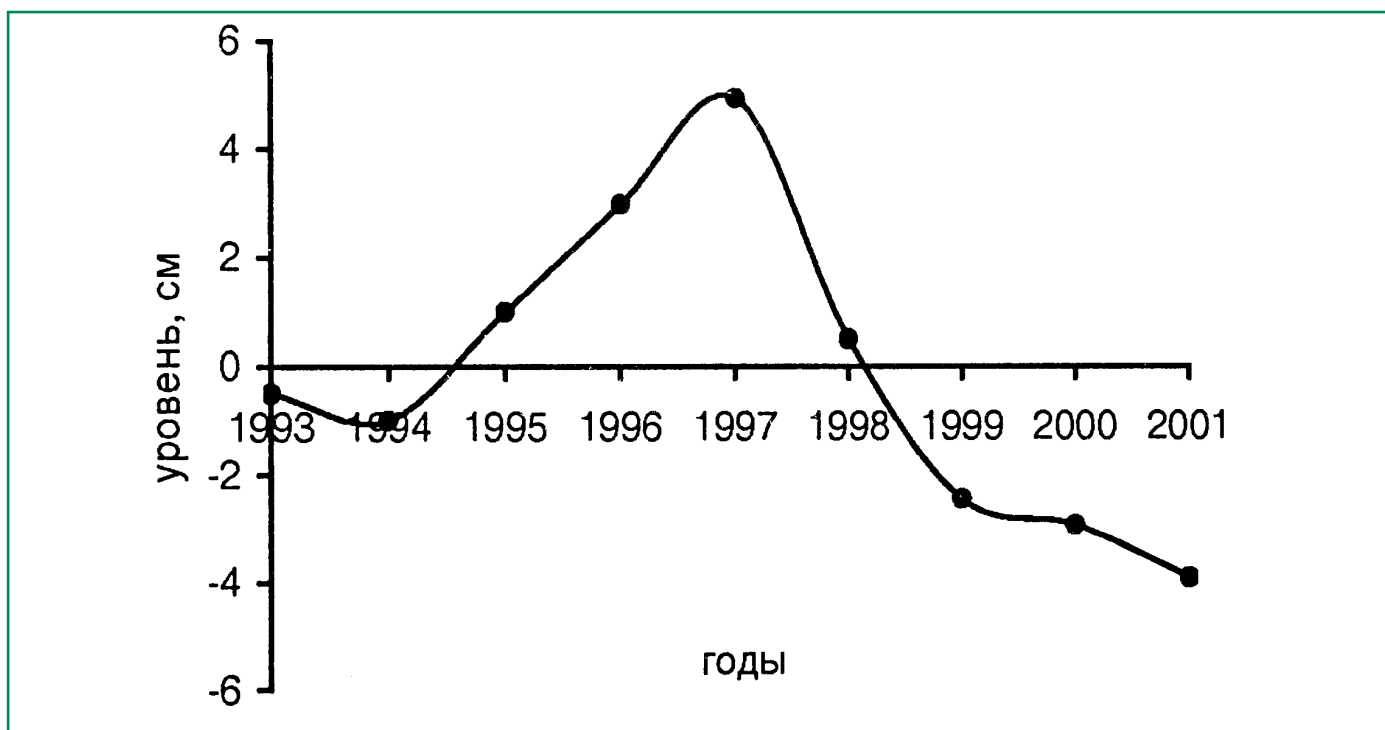


Рис. 5.4.3.3. Среднегодовые аномалии уровня, осредненные по акватории Берингова моря. Рисунок воспроизведен по работе (Белоненко и др., 2011).

вдоль американского берега из тропиков на север волнами Кельвина и достигает Аляскинского залива (<http://www.crc.ncsr.noaa.gov>), вызывая значительные изменения уровня Берингова моря, обусловленные, в основном, стерическим фактором. В 1999 г. произошел сдвиг климатического режима северной части Тихого океана, отмеченный в физических и биологических характеристиках (Overland et al., 2008), с чем связано падение уровня Берингова моря после окончания события Ла-Нинья.

По данным прибрежных мареографов (с середины 1940-х до середины 1980-х гг.) было показано, что в северной части моря сезонные изменения атмосферного давления (эффект обратного барометра) практически полностью определяют годовой ход уровня, а на юге столь же существенны изменения водообмена с Тихим океаном и сгонно-нагонные явления. В приустьевых районах (Анадырский лиман, Камчатский залив) имеются дополнительные экстремумы – максимум во время весеннего половодья и осенний минимум после уменьшения стока (Савельев, 1999). Изменчивость Алеутской депрессии (раздел 5.4.2.1) вызывает и межгодовые изменения уровня.

5.4.3.4. Оценка ожидаемых тенденций

С учетом сложившихся в последние десятилетия тенденций, в ближайшие 10–20 лет не следует ожидать заметного подъема уровня моря у российских берегов дальневосточных морей. По оценкам, основанным на расчетах с помощью климатических моделей, к концу XXI века уровень центральной части Японского моря может подняться на 11–15 см, уровень северо-восточной части моря на 8–12 см (ЖМА, 2008). Эти изменения, вероятно, будут обусловлены стерическим фактором – уменьшением плотности морской воды при прогреве. В ближайшие десятилетия интенсивность циркуляции вод Японского моря в целом, вероятно, не претерпит заметных изменений, но ее характер вблизи российского побережья будет зависеть от изменчивости ветра – возможно усиление холодного Приморского течения, подход теплых вод с юга или с востока, интенсификация формирования теплых вихрей.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

К концу XXI века прогнозируется повышение уровня юго-западной части Охотского моря (между о-вами Сахалин и Хоккайдо) на 5–9 см (ЖМА, 2008). В прибрежной зоне Курильских о-вов и южного Сахалина возможны резкие изменения уровня моря, обусловленные сейсмическими процессами. Межгодовая изменчивость уровня и циркуляции вод Охотского и Берингова морей в холодный период года будет существенно зависеть от изменения положения и интенсивности Алеутской депрессии.

5.4.4. Морской лед

Ледовитость замерзающих морей является климатически значимым зимним параметром (Федоров, Островский, 1986). Она служит своего рода “естественным интегратором” и характеризует термическое состояние вод не только в холодную половину года, но и в теплое полугодие, оказывая влияние на формирование и трансформацию толщи вод до глубин 200–500 м (Фигуркин, 2006). Кроме того, начало весеннего цветения, сезонная и межгодовая динамика зоопланктона, сезонные миграции и процессы воспроизводства рыбных объектов, а также другие важные экологические процессы тесно связаны с изменчивостью ледовых условий (Фигуркин, Смирнов, 2008; Муктепавел, 2006; 2011; Самко и др., 2010).

Основные сведения о характеристиках ледяного покрова дальневосточных морей приведены в монографических справочных изданиях (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1998; 1999; 2003) и в Атласах (Якунин, 2012). Результаты исследований разномасштабной изменчивости ледовитости дальневосточных морей во второй половине XX века содержатся в монографии В. В. Плотникова (2002). В настоящем разделе приводятся оценки современного состояния и последних изменений ледовитости на фоне ее многолетней изменчивости.

Регулярно пополняемая климатологическая база данных по ежедекадной ледовитости дальневосточных морей (Хен и др., 2011) обеспечивает преимущество и сравнимость современных данных, основанных на спутниковых наблюдениях, с историческими, основанными, главным образом, на данных авиаразведок (Бородачев,

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Шильников, 2002). К настоящему времени длина временных рядов накопленных наблюдений ежегодной ледовитости составляет 56 лет (1957–2012 гг.) для Охотского моря и 53 года (1960–2012 гг.) для Берингова моря и Татарского пролива Японского моря. Дополнительно для Охотского моря удалось сформировать более длительные ряды наблюдений для среднемесячной ледовитости по отдельным месяцам (для марта и апреля) с использованием данных с 1929 по 1956 год, опубликованных А. Н. Крындиным (1964), и современных данных с 1957 по 2012 г. Наиболее ценным для климатических исследований представляется ряд среднемесячной ледовитости в марте, поскольку он соответствует времени максимального развития ледяного покрова Охотского моря (для среднемесячных значений) за ледовый сезон и может служить как один из рядов интегральных климатически значимых параметров.

Наиболее длительный (с 1929 г.) временной ряд максимальной ледовитости Охотского моря

характеризуется значимым (на уровне $> 95\%$) отрицательным трендом. Статистически значимый (на уровне $> 99\%$) линейный тренд на снижение среднезимней ледовитости выражен только в Охотском море – около 4% за десятилетие для периода 1957–2012 гг. (рис. 5.4.4.1). По оценкам трендов максимальной за ледовый сезон ледовитости этого моря Японского метеорологического агентства на основе спутниковых данных за период 1971–2012 гг. наблюдается снижение ледовитости со скоростью 5.8×10^4 км² за десятилетие (ЖМА, 2013), что эквивалентно 3.7% от площади Охотского моря и согласуется с нашими оценками. В Беринговом море незначимый отрицательный тренд близок к нулю. Тренд на снижение среднезимней ледовитости Татарского пролива хотя и сильнее, чем в Беринговом море, однако он также незначим на уровне 95%. Для залива Петра Великого в Японском море выполнены оценки тренда в многолетнем ходе максимальной площади, занятой льдом, с учетом сплоченности (Петров и др., 2012): здесь за последние 30–40 лет так-

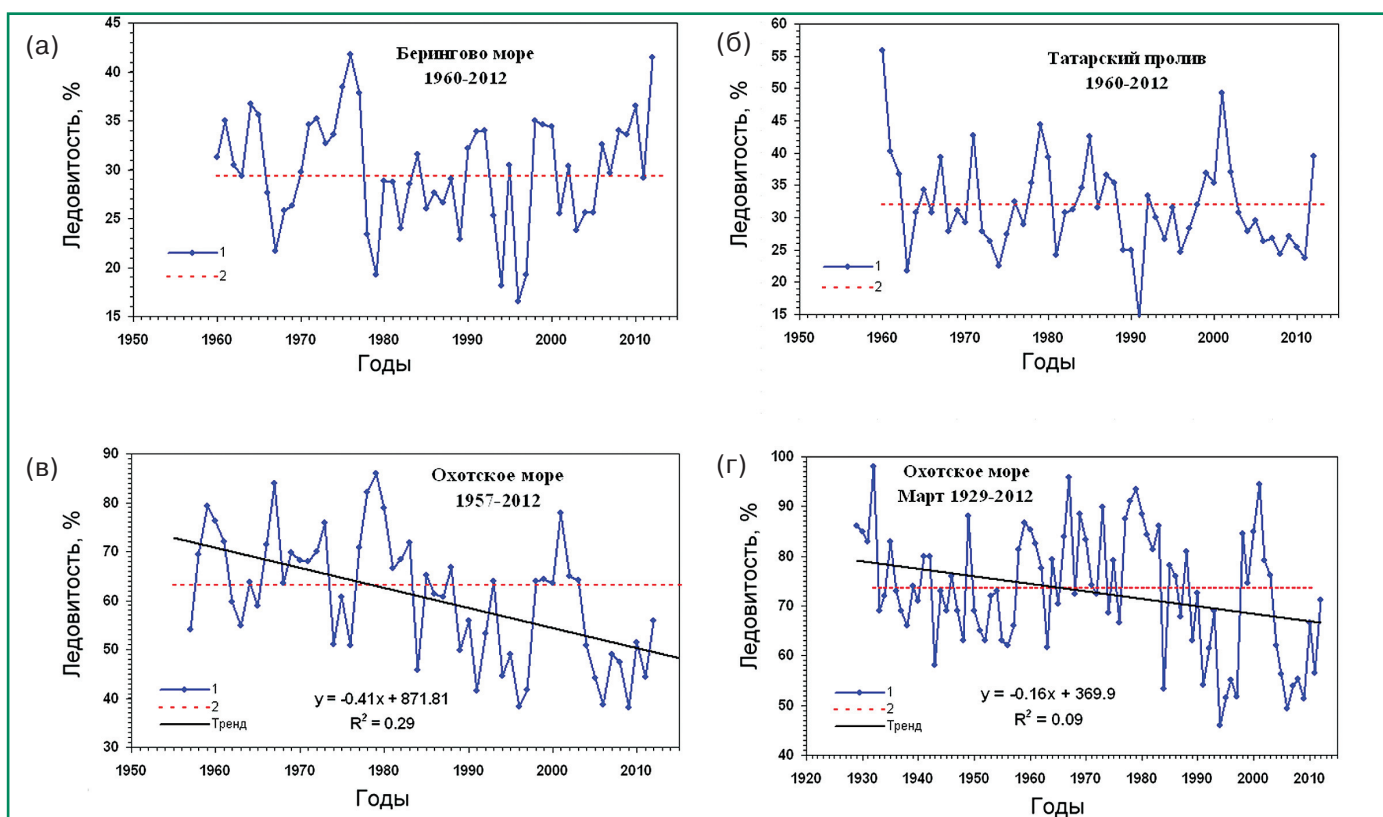


Рис. 5.4.4.1. Межгодовые изменения средней за зимний сезон ледовитости (1) Берингова (а), Японского (Татарский пролив) (б) и Охотского (в) морей, максимальной ледовитости (средняя величина за март) Охотского моря (г); их среднемноголетние значения (2) и значимые на 95% уровне линейные тренды (Устинова и др., 2008, с дополнением автора).

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

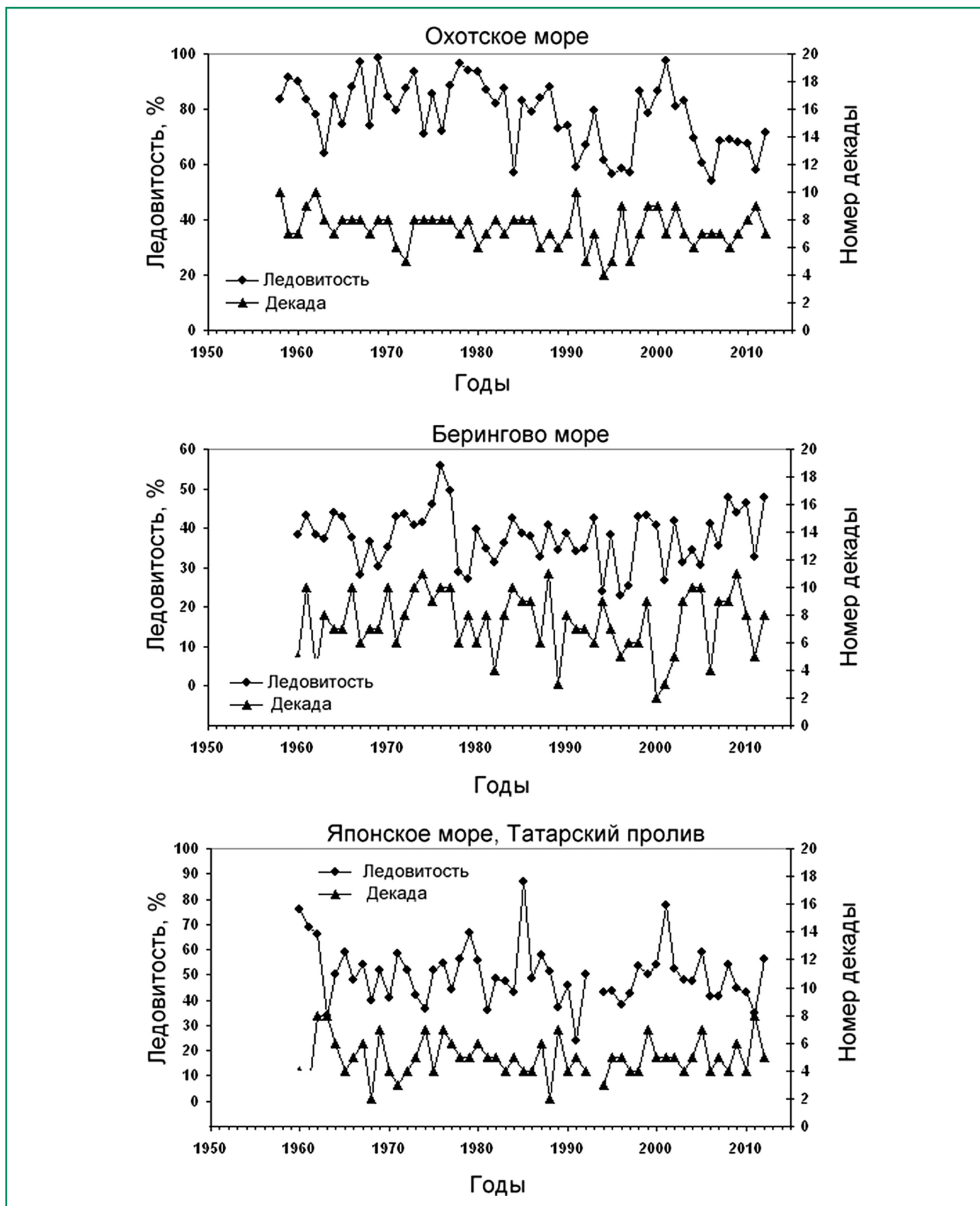


Рис. 5.4.4.2. Характеристики ледяного покрова Охотского и Берингова морей и Татарского пролива в период его максимального развития: максимальная ежегодная ледовитость (шкала слева) и время наступления максимума (номер декады с начала календарного года, шкала справа) в сезонном ходе (Устинова и др., 2008, с дополнениями авторов).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

же отмечен отрицательный тренд, статистически незначимый на уровне 95%.

В Беринговом море после относительно суровых зим 1998–2000 гг. среднезимняя ледовитость была ниже нормы в 2001 и 2003–2005 гг., около нормы (в пределах точности расчета) – в 2002, 2007 и 2011 гг., выше – в 2006 и 2008–2010 гг. В ледовый сезон 2011–2012 гг. произошел резкий рост ледовитости в этом море (рис. 5.4.4.1). Среднезимняя ледовитость достигла 41.3%, что всего лишь на полпроцента ниже, чем абсолютный максимум – 41.8%, наблюдавшийся в 1976 г. В начале февраля (первая декада), в середине марта (вторая декада) и в середине мая были достигнуты новые исторические абсолютные максимумы (начиная с 1960 года) ежедекадной ледовитости, “побив предыдущие рекорды”. Из всех дальневосточных морей именно в Беринговом море сроки наступления максимума ледовитости в сезонном ходе наиболее изменчивы (рис. 5.4.4.2). Максимальная скорость увеличения площади ледяного покрова наблюдалась в конце декабря–начале января, а уменьшения – в мае.

В Охотском море после суровой зимы 2000/2001 гг. с экстремально высокой ледовитостью наблюдалась тенденция к ее снижению (рис. 5.4.4.1). Переход от высоких значений до близких к абсолютному минимуму (за период регулярных наблюдений) был достаточно резкий. В 2002–2003 гг. среднезимняя ледовитость Охотского моря была около нормы, а с 2004 – значительно ниже нормы. Особенно малоледовитыми были 2006 и 2009 гг.: так, среднезимняя ледовитость в 2006 г. составила 38.7%, что близко к абсолютному минимуму (38.3%), а в 2009 г. был установлен новый абсолютный минимум среднезимней ледовитости для периода с 1957 г. – 38.0%. Также близкой к абсолютному минимуму (для периода с 1929 г.) была и максимальная в годовом ходе ледовитость (рис. 5.4.4.1). В Охотском море, в отличие от соседних морей, среднезимняя ледовитость в ледовый сезон 2011–2012 гг. продолжает оставаться ниже средне-многолетней, хотя она и выше, чем в период последних малоледовитых лет (2004–2011 гг.). Для этого моря сроки наступления максимума довольно устойчивы по сравнению с двумя другими дальневосточными морями, причем во всем ряде регулярных наблюдений можно выделить два периода с

наиболее устойчивыми сроками: один с середины 1960-х до середины 1980-х годов прошлого столетия, второй – с 2003 г. (рис. 5.4.4.2). Между этими периодами изменчивость в сроках наступления максимума была повышенной. Средний срок наступления максимума ледовитости после 2003 г. сместился на 1 декаду вперед по сравнению с предыдущим “стабильным” периодом. Самое раннее за весь ряд наблюдений наступление максимума ледовитости в Охотском море отмечалось в 1994 г. – в первой декаде февраля. Максимальная скорость увеличения площади ледяного покрова наблюдается в начале февраля, а уменьшения – в конце апреля. Последний период малоледовитых зим оказался здесь намного длиннее, чем предыдущий период тяжелоледовитых зим. Повторяемость экстремальных ситуаций в этом море значительно возросла за последние 17 лет.

В Японском море (Татарский пролив), так же как и в Охотском, после экстремально суровой зимы 2000–2001 гг. сохранялась тенденция к снижению ледовитости до ледового сезона 2011–2012 гг., когда вновь произошел достаточно резкий ее рост до 39.4%. Это – седьмой по величине максимум в ранжированном ряду среднезимней ледовитости с 1960 года. Для Татарского пролива новый локальный минимум среднезимней ледовитости пришелся на ледовый сезон 2010/2011 гг. – всего 23.8%. Однако он не является абсолютным: многолетний минимум (14.6%), наблюдавшийся в 1991 г., существенно ниже (см. рис. 5.4.4.1). Средний срок наступления максимума ледовитости в Татарском проливе – середина февраля, однако в отдельные годы запаздывание наступления максимума составляет 1 месяц, как, например, в ледовый сезон 2010/2011 гг. (рис. 5.4.4.2).

В целом можно отметить, что в последние годы период с конца марта по начало апреля становится более суровым по ледовым условиям. В зимы, когда среднезимняя ледовитость ниже средне-многолетнего значения, к концу марта ледовитость наиболее близка к средне-многолетней. В те же зимы, когда среднезимняя ледовитость выше средне-многолетней, именно в конце марта–начале апреля отмечается ее максимальная аномалия. В соответствии с этим возросла скорость последующего весеннего разрушения ледяного покрова.

Для Берингова моря хорошо выделяется период преобладания мягких зим с 1978 по 1997 гг., тогда как в Охотском море период потепления наблюдается с 1988 г. (исключая экстремально холодную зиму 2000–2001 гг.). Особенно хорошо заметно потепление в Охотском море. В экстремальные годы знак аномалий весьма устойчив, он сохраняется, как правило, с января по апрель. Однако для некоторых экстремальных лет характерна высокая внутрисезонная изменчивость аномалий ледовитости (например, 2008 г. – в Беринговом море, 1984 – в Охотском). В годы, более близкие к среднегодовой норме, чаще, чем в экстремальные, наблюдается неравномерный временной ход аномалий ледовитости, выражающийся в чередовании отрицательных и положительных аномалий. В мягкие зимы из-за малой толщины ледяного покрова в Татарском проливе могут наблюдаться особенности по типу ледового сезона 2009/2010 гг., когда после быстрого роста площади ледяного покрова в конце декабря 2009 г. произошло почти полное его разрушение под воздействием мощного обширного циклона, в результате чего в первой декаде января 2010 г. был зафиксирован новый исторический минимум ледовитости – 3.3%.

Оценки вклада периодических колебаний в общую дисперсию ледовитости Охотского моря показали, что основной вклад вносит низкочастотная изменчивость на масштабе около 50 лет.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

Следующий вклад вносят периоды 10 лет, 18 и 25 лет. Суммарный вклад низкочастотных гармонических компонент в межгодовую изменчивость ледовитости составляет от 30% для Татарского пролива до 74% для Охотского моря. Ряд среднезимней ледовитости Охотского моря с самым большим вкладом наиболее долгопериодных компонент воспроизводится суммами гармонических составляющих наиболее успешно. Параметры выявленных циклов в этом регионе наиболее устойчивы во времени. Наименее устойчивые во времени долгопериодные циклы отмечаются в Татарском проливе. Здесь многолетний ход ледовитости аппроксимируется гармоническими составляющими не столь надежно. Берингово море занимает промежуточное положение.

Характерной чертой изменчивости ледовитости в дальневосточном бассейне является противофазность колебаний Охотского и Берингова морей, впервые обнаруженная Л. П. Якуниным (Якунин, 1966). Как правило, противофазности ледовых процессов соответствуют обширные очаги противоположных по знаку мощных аномалий температуры воздуха над этими морями (Устинова и др., 2008; Ustinova, Sorokin, 2009). Было также обнаружено, что существуют довольно длительные периоды, в течение которых ледовые процессы в обоих морях развиваются синфазно (Хен, 1991; 1997; Плотников, 1997; 2002). Нами были рассчитаны коэффициенты корреляции ме-

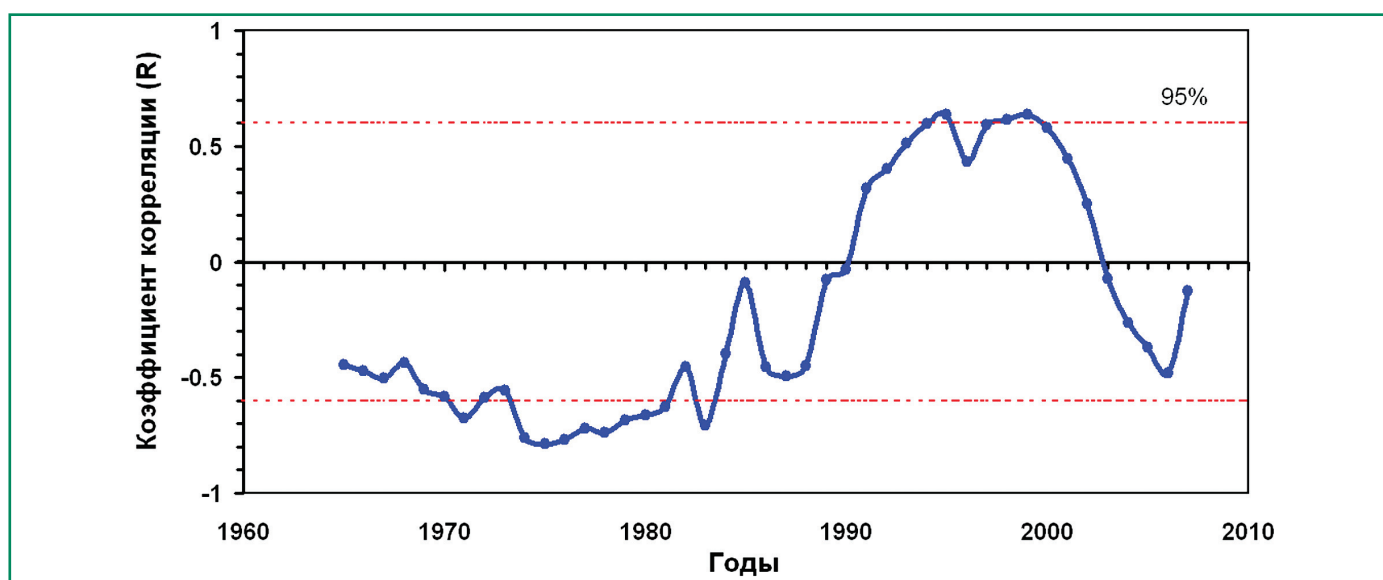


Рис. 5.4.4.3. «Скользкая корреляция» для 11-летних периодов между ледовитостью Охотского и Берингова морей (Ustinova, Zuenko, 2011).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

жду ледовитостью этих морей по скользящим 11-летним периодам, чтобы проследить динамику смены противофазности процессов на однофазность (рис. 5.4.4.3). После продолжительного периода противофазности ледовитость в обоих морях развивалась синфазно с середины 1980-х лет по 2000-е годы. Затем наметился возврат к противофазности. Судя по знаку аномалий температуры воздуха, рассчитанных по данным метеорологических станций и сеточным массивам, таким же противофазным в это время было тепловое состояние атмосферы в этих районах. При этом максимальная контрастность теплового состояния атмосферы над этими морями при этом наблюдалась, как правило, в январе–феврале.

В Татарском проливе развитие ледовых процессов происходит, как правило, синхронно с развитием ледовых процессов в Охотском море, хотя в отдельные периоды отмечается нарушение синхронности изменений, особенно существенное в 1980-е годы. Максимальная положительная связь наблюдается в январе ($r = 0.63$ для временного ряда 1960–2011 гг.). В декабре связь отсутствует. Между Беринговым морем и Татарским проливом

процессы проходят в противофазе для всех ледовых месяцев, но коэффициент корреляции не превышает -0.30 (Ustinova, Sorokin, 2002; 2012).

Среди ледовых параметров дальневосточных морей связь с колебаниями средней для Северного полушария и глобальной температуры воздуха у поверхности Земли существенна только для ледовитости Охотского моря, причем на масштабах изменчивости более 7 лет (Ustinova, Zuenko, 2011). На меньших масштабах статистическая связь незначима. Это хорошо заметно при последовательной фильтрации колебаний с разным масштабом. Несогласованность колебаний ледовитости Охотского моря и глобальной (полушарной) температуры воздуха на масштабах менее 7 лет можно объяснить ролью Эль-Ниньо, характерный масштаб которого составляет 3–7 лет: при Эль-Ниньо обычно усиливается Алеутская депрессия, что, при прочих равных условиях, способствует повышению ледовитости Охотского моря, но при этом в глобальном масштабе Эль-Ниньо – это теплое событие, способствующее росту глобальной (полушарной) температуры. Рис. 5.4.4.4 демонстрирует противофазность сглажен-

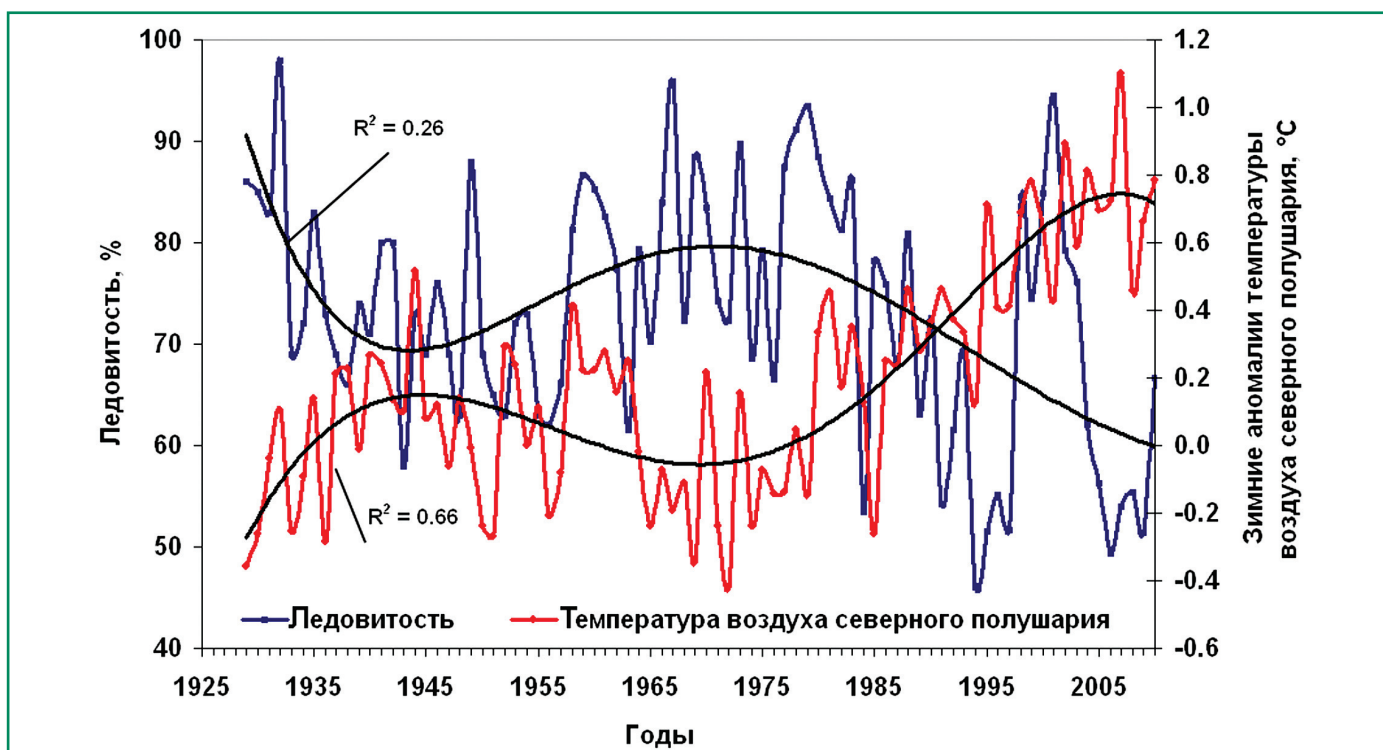


Рис. 5.4.4.4. Долговременные ряды максимальной ледовитости Охотского моря (в марте) и зимней аномалии (относительно нормы за 1961–1990 гг.) средней для Северного полушария температуры воздуха и их полиномиальные аппроксимации (Ustinova, Zuenko, 2011).

ного хода (полиномиальных трендов) максимальной ледовитости Охотского моря и полушарной зимней температуры воздуха. Подобного соответствия не отмечается ни для ледовитости Берингова моря (хотя при скользящем 11-летнем усреднении корреляция с полушарной температурой здесь становится значимой), ни Татарского пролива. Аналогичные закономерности получены и при совместном анализе многолетнего хода глобальной температуры и ледовитости дальневосточных морей.

При сравнении колебаний ледовитости дальневосточных морей и региональной температуры воздуха (по данным гидрометеорологических станций) было обнаружено, что наиболее согласованы эти 2 параметра в Беринговом море, особенно для станции Святой Павел (Ustinova, Sorokin, 2002). Зимние тренды температуры воздуха на станциях северного побережья Охотского моря отрицательны, что не соответствует трендам на уменьшение ледовитости этого моря. По-видимому, это объясняется местными особенностями атмосферной циркуляции.

В соответствии с выявленными на настоящий момент закономерностями изменений и изменчивости ледовитости дальневосточных морей наиболее значительные будущие изменения ледовитости под воздействием роста глобальной температуры произойдут в Охотском море: при повышении глобальной температуры на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. возможно снижение среднезимней площади ледяного покрова приблизительно на 38% от общей площади моря. Оценки возможного уменьшения площади ледяного покрова в Беринговом море и Татарском проливе не столь однозначны из-за высокого влияния региональных процессов, хотя, вероятно всего, здесь аналогичное снижение ледовитости произойдет на меньшую величину – порядка 15% от общей площади моря.

Прогноз изменения ледовитости в Охотском и Беринговом морях с использованием глобальных климатических моделей СМIP3 на основе оценок, выбранных по критерию воспроизводимости сезонного хода и изменений ледовитости в 1979–1999 гг., указывает на уменьшение ледяного покрова на 40% и более к 2050 г. (Overland, Wang, 2007). Результаты численных экспериментов, вы-

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

полненных при помощи региональной климатической модели Японского метеорологического агентства для Охотского моря (ЖМА, 2008) показали несколько меньшее снижение среднезимней ледовитости к концу XXI века – на 20–28% по сравнению с современным периодом. Минимальное снижение общей ледовитости этого моря ожидается в январе–марте (на 19–29%), а максимальное – в период таяния и льдообразования, особенно в ноябре (на 70–79%) и мае (на 63–70%). Однако в последнем случае максимальны и ошибки расчетов.

Итак, среди дальневосточных морей наиболее значительное снижение ледовитости произошло в Охотском море: за последние 56 лет (1957–2012 гг.) среднезимняя ледовитость снижалась на 4% за десятилетие. В Беринговом море и Татарском проливе преобладают статистически незначимые отрицательные тренды. Многолетний сглаженный ход ледовитости именно в Охотском море лучше всего связан с многолетней тенденцией в ходе температуры воздуха северного полушария. Ледяной покров Охотского моря наиболее чувствителен к увеличению глобальной температуры, в то время как в Беринговом море более существенную роль играют крупномасштабные колебания (Эль-Ниньо и Тихоокеанская декадная осцилляция), а в Татарском проливе Японского моря – более высокочастотные региональные синоптические процессы.

5.4.5. Дальние связи ледовитости дальневосточных морей с аномалиями ТПО и потока тепла на поверхности Тихого океана

Наряду с приземной температурой воздуха и температурой поверхности океана (ТПО) хорошими индикаторами разномасштабных региональных изменений климата являются ледовитость морей и составляющие теплового баланса поверхности океана. В данном разделе будут рассмотрены дальние связи ледовитости морей с аномалиями ТПО и результирующего потока тепла (Q), направленного от поверхности Тихого океана в его нижележащие слои ($Q > 0$) и в атмосферу ($Q < 0$).

Как показано в предыдущем разделе существенные аномалии ледовитости повторяются через

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

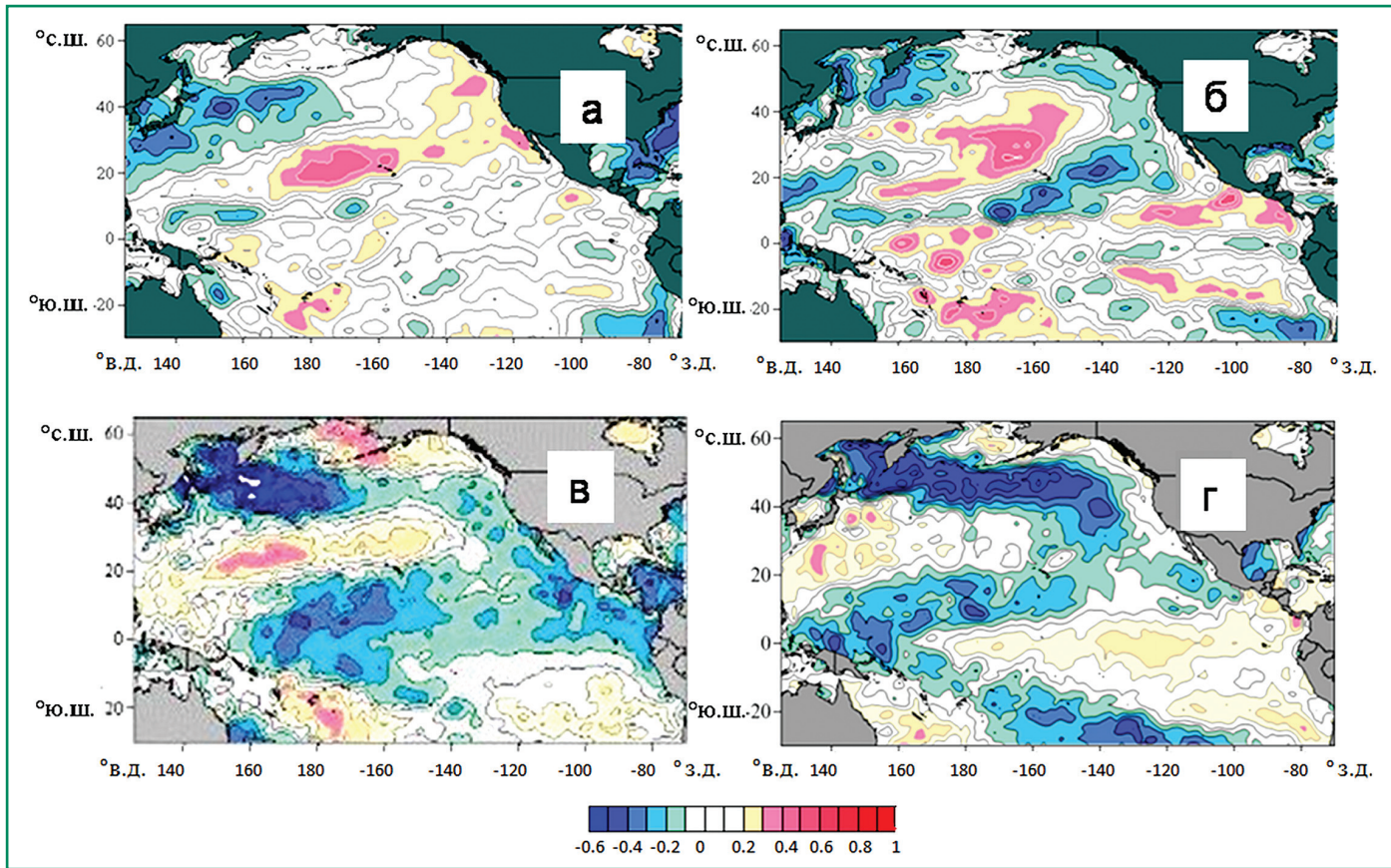


Рис. 5.4.5.1. Коэффициенты корреляции ледовитости Японского (а, в) и Охотского (б, г) морей в феврале со средним за зимний сезон результирующим потоком тепла (а, б) (NCER/NCAR) из океана в атмосферу (отрицательная величина) и ТПО (в, г) (Hadley SST) в Тихом океане севернее 30° ю.ш. в период с 1980 по 2009 гг.

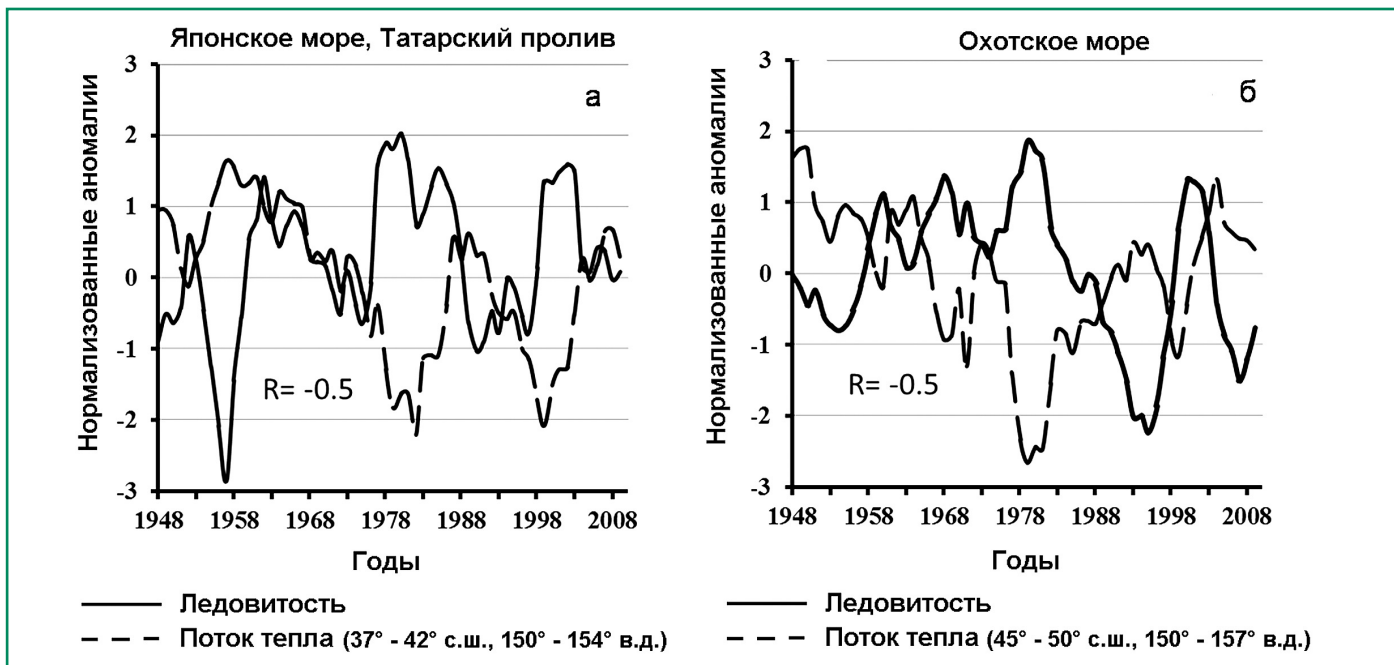


Рис. 5.4.5.2. Временные ряды сглаженных 5-летним фильтром нормализованных аномалий ледовитости Японского (а) и Охотского (б) морей в феврале (IC) и потока тепла из океана в атмосферу в зимний сезон (Q) в областях субарктического фронта и западной субарктики Тихого океана, где отмечаются наибольшие корреляции IC и Q (см. рис. 5.4.5.1), по данным с 1948 по 2010 гг.

4–7 лет, а экстремальные примерно через 20 лет, что является проявлением междекадных колебаний. При этом экстремальные аномалии ледовитости Японского и Охотского морей с середины 70-х гг. прошлого столетия, как и фазы многолетних колебаний, как правило, совпадают, хотя, межгодовые могут существенно отличаться по амплитуде и фазе.

Анализ связи между изменением потока тепла в северной части Тихого океана и ледовитостью дальневосточных морей (рис. 5.4.5.1) показывает, что увеличение ледовитости Японского и Охотского морей в период максимального развития ледяного покрова связано с усилением среднего за зимний сезон потока тепла Q в атмосферу в районе течения Куроисио и западной субарктике в случае Японского моря (рис. 5.4.5.1a), и в западной и восточной субарктике, восточных субтропических и тропических районах в случае Охотского моря (рис. 5.4.5.1б). Этой связи сопутствует понижение ТПО в субарктике (Шкорба, 2010; Ustihova, Zuenko, 2011), восточных субтропиках и тропической зоне Тихого океана. Предшествующими увеличению ледовитости летними аномалиями являются уменьшение ТПО и потока тепла в океан в юго-западном субтропическом и северо-восточном субарктическом районах океана.

На рис. 5.4.5.2 показаны взаимосвязанные интердекадные (с периодом около 30 лет) колебания ледовитости морей в феврале и потока тепла, осредненного за зимний сезон (декабрь–январь) в выделенных районах океана, где достигается наибольшая статистическая связь между этими величинами. Предшествующими сезонными аномалиями являются уменьшение потока тепла в океан и понижение ТПО в теплый период года в юго-западном субтропическом и северо-восточном субарктическом районах океана (Пономарев и др., 2010; Пономарев и др., 2012).

Заметна связь отмеченных экстремальных аномалий и фаз многолетних колебаний с аномалиями муссонной системы Северо-Восточной Азии и северо-западной части Тихого океана, в частности с аномалиями составляющих приземного ветра и атмосферного давления (Шкорба, 2010; Shkorba et al., 2012), аномалиями центров действия атмосферы в умеренных широтах АТР – сибирского антициклона и алеутской депрессии.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

Таким образом, статистический и композитный анализ данных наблюдений показывают существование объясняемой одним и тем же физическим механизмом связи аномалий ледовитости Японского и Охотского морей с согласованными аномалиями потоков тепла и температуры поверхности (ТПО) в субарктике, субтропиках и тропиках Тихого океана. Усиление зимнего муссона, значительное увеличение ледовитости этих морей на масштабах межгодовых и многолетних колебаний климата связано с увеличением потока тепла в атмосферу в районе течения Куроисио и западной субарктике в случае Японского моря, в западной и восточной субарктике в случае Охотского моря. Этой связи сопутствует понижение ТПО в субарктике, восточных субтропиках и тропической зоне Тихого океана. Предшествующими сезонными аномалиями являются уменьшение потока тепла в океан и ТПО в теплый период года в юго-западном субтропическом и северо-восточном субарктическом районах океана.

5.4.6. Температура поверхности моря

Долговременные ряды наблюдений показывают тенденцию роста температуры поверхности дальневосточных морей (ТПМ), однако величина тренда и характер изменчивости ТПМ для различных морей различны.

По данным Японского метеорологического агентства рост ТПМ в центральной части Японского моря за период 1900–2012 гг. составил $+1.72^{\circ}\text{C}$ за сто лет, что значительно выше средних величин по Мировому океану и северной части Тихого океана (соответственно $+0.51^{\circ}\text{C}$ и $+0.45^{\circ}\text{C}$) (JMA, 2013). Между тем, тенденция изменения ТПМ в северной части моря, включая Татарский пролив, по данным JMA не определена в связи со значительным вкладом межгодовых и декадных колебаний. Скорость роста ТПМ в центральной части Японского моря превышает скорость роста температуры воздуха в Японии, что указывает на вклад в этот процесс адвекции тепла Цусимским течением. Прогнозируемый JMA к концу XXI века рост ТПМ в Японском море составляет $1.9\text{--}3.1^{\circ}\text{C}$ при различных климатических сценариях (JMA, 2008).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

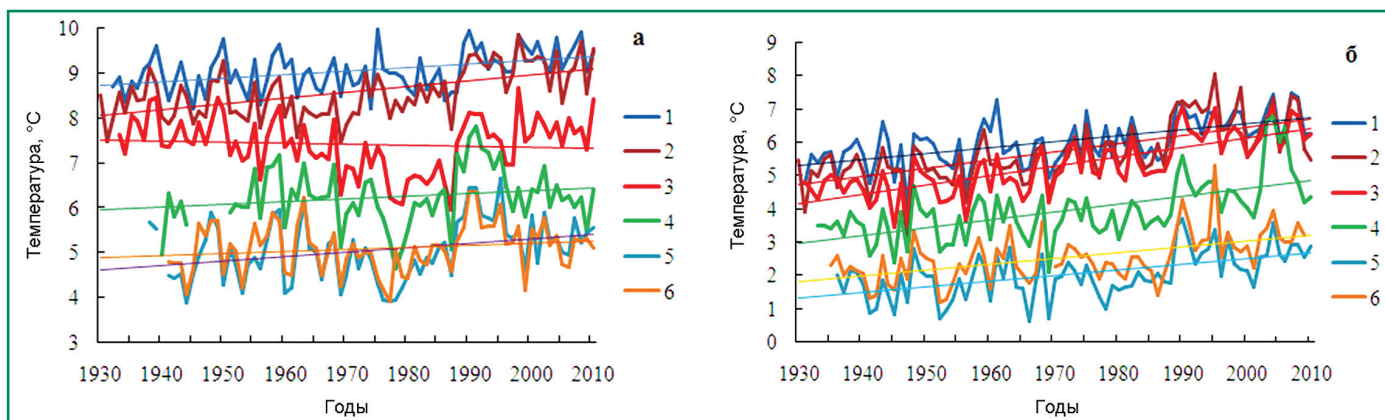


Рис. 5.4.6.1. Межгодовая изменчивость температуры воды (а) и воздуха (б) на ГМС Приморья (Гайко, 2007; 2012).

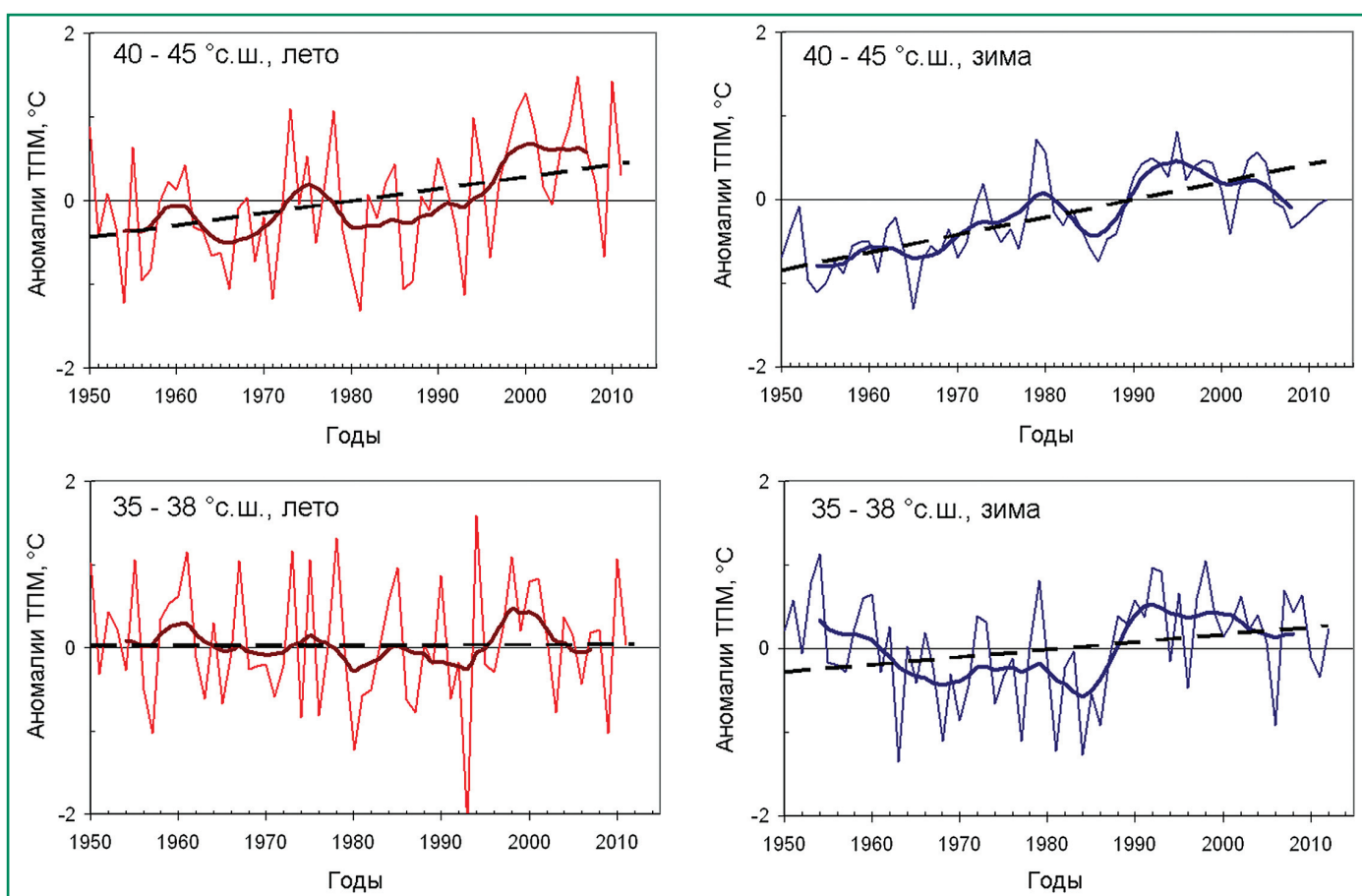


Рис. 5.4.6.2. Изменение ТПМ в северной (вверху) и южной (внизу) частях Японского моря в летний (слева) и зимний (справа) периоды (Zuenko et al., 2010; Zuenko, 2012).

В российской зоне тенденция повышения температуры воды и воздуха отчетливо прослеживается на большинстве прибрежных метеостанций Приморского края (рис. 5.4.6.1). Среднегодовая температура воды на основных метеостанциях в северо-западной части Японского моря возросла с 1900 по 2006 г. на 0.7°C , а температура воздуха – на 1.2°C (Гайко, 2007; 2012). При этом значителен

разброс значений на разных станциях. В Посьете (самые южные морские воды РФ) рост температуры воздуха был минимальным (1°C за 50 лет), а во Владивостоке – максимальным (выше 2°C). Особенно заметен рост зимних температур воды и воздуха.

Анализ полей ТПМ всей акватории Японского моря, подготовленных Японским метеорологи-

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

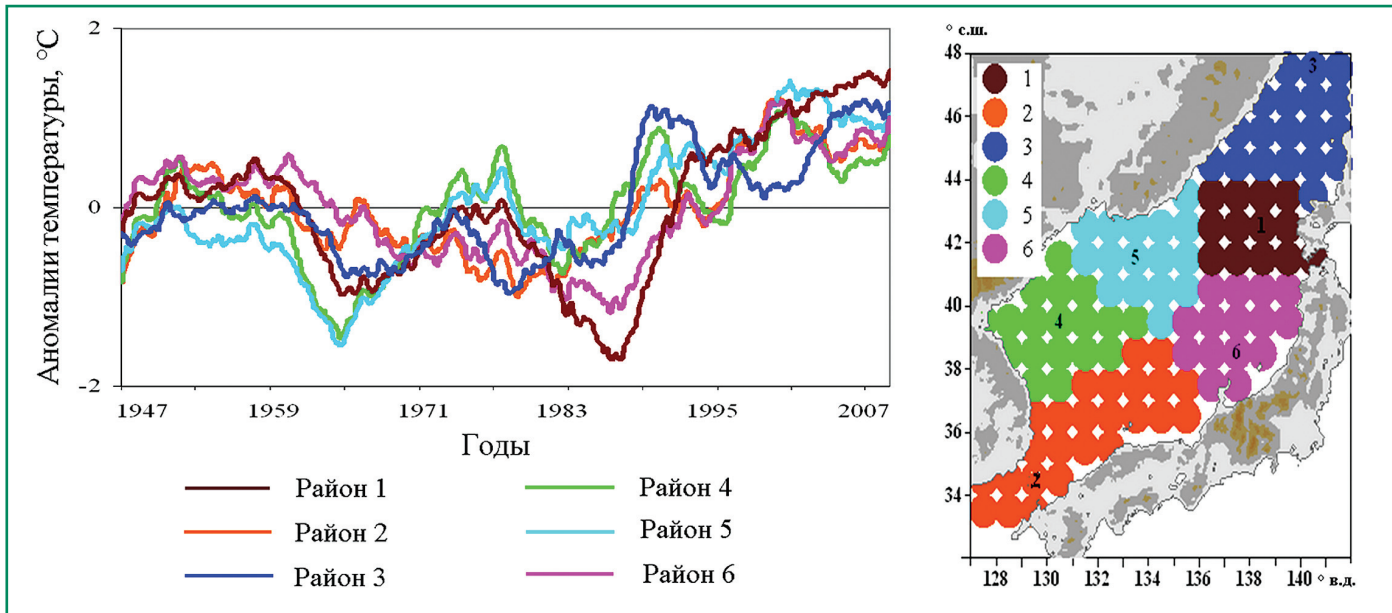


Рис. 5.4.6.3. Межгодовое изменение температуры поверхности вод различных характерных районов Японского моря за период 1948–2008 гг. пятилетнее скользящее среднее (Ponomarev and Dmitrieva, 2009).

ческим агентством, показывает различия в тенденциях между северной и южной частями моря (рис. 5.4.6.2). Если к северу от субарктического фронта отчетливо заметна тенденция роста ТПМ как зимой, так и летом, то в южной части моря, контролируемой поступлением вод Цусимского течения, она отсутствует.

Еще более неоднородное пространственное распределение тенденций изменения ТПМ Японского моря получено на основе массива данных центра Хэдли (Ponomarev, Dmitrieva, 2009). В ходе циклического изменения ТПМ заметны различия в фазах межгодовых колебаний для различных характерных районов моря (рисунок 5.4.6.3).

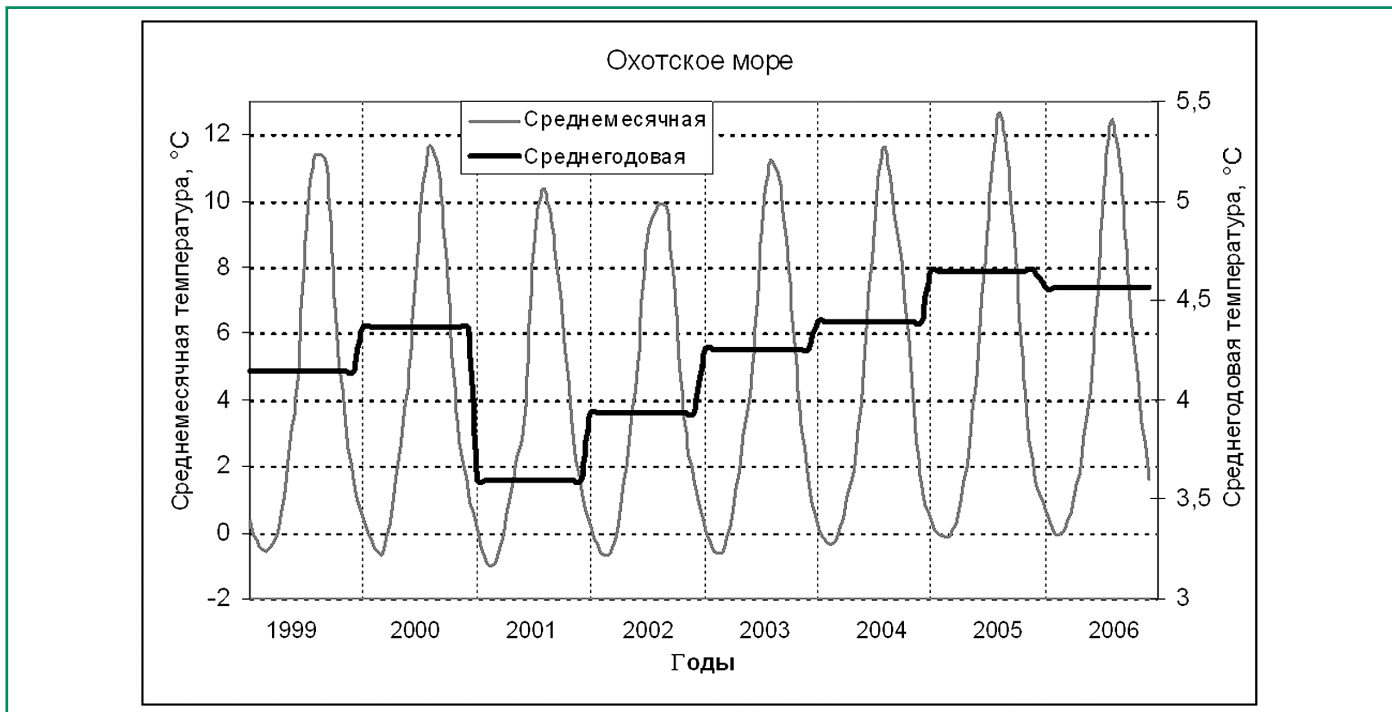


Рис. 5.4.6.4. Межгодовые изменения температуры воды на поверхности Охотского моря в 1999–2006 гг. Черные линии – средняя годовая температура; серые линии – среднемесячные значения температуры.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

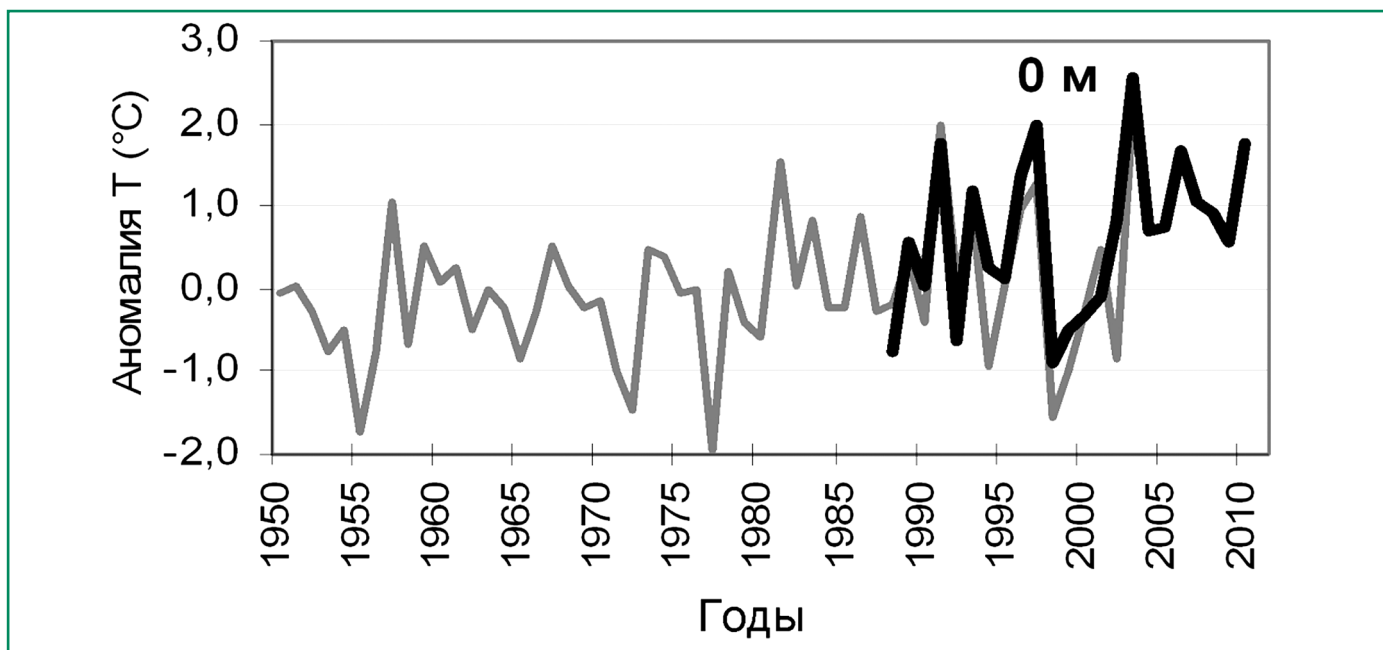


Рис. 5.4.6.5. Аномалия летней температуры поверхностной воды в западной части Берингова моря в теплое полугодие. Серая кривая – по данным Climatic Atlas (2009); черная – по данным ТИНРО-центра.

Практически противоположные тенденции наблюдаются после 2002 г в северо-западной части моря, прилегающей к побережью южной части Приморского края и северо-восточной части моря, включая Татарский пролив. Это может объясняться доминированием различных факторов, обуславливающих изменение ТПМ. Так, интенсивность зимнего муссона является определяющей для северо-западной части моря, в то время как восточные регионы в большей степени контролируются адвекцией вод Цусимского течения.

В Охотском море температура воды в южной части за последние 50 лет возросла на $0,6^{\circ}\text{C}$ (Oshima et al., 2009). В северной части Охотского моря (а также юго-восточнее Камчатки) летом 2008 г. отмечались наиболее значительные (более 3°C) за последние годы положительные аномалии ТПО (Устинова и др., 2008). Увеличение среднегодовой температуры поверхностных вод Охотского моря в период с 2001 по 2005 г составило $1,1^{\circ}\text{C}$, а среднемесячных величин для августа – $2,1^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.4.6.4, Хен и др., 2008)

В Беринговом море в последнее десятилетие отмечается преимущественно повышение температуры (Хен и др., 2012) (рис. 5.4.6.5). В целом можно сделать заключение, что тенденция повышения ТПМ дальневосточных морей России в последние годы сохраняется.

5.4.7. Характеристики толщи вод

При подготовке раздела использованы все доступные материалы глубоководных океанографических наблюдений (более 750 тыс. станций за период 1900–2012 гг.), основная часть которых заимствована из исторических массивов, имеющих во ВНИИГМИ-МЦД. Использованные данные получены организациями России, Японии, КНДР, республики Корея и США. Данные глубоководных наблюдений включают батометрические (bottle data), батитермографные (Mechanical Bathythermograph Data – MBT) и High Resolution Data (CTD) наблюдения. Включены также наблюдения отрывными термозондами (Expendable Bathythermograph Data – XBT) и данные дрейфующих буев (Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer – PALACE). Кроме этого использованы материалы специальных экспедиционных наблюдений ТОИ ДВО РАН в Японском море за период и 1995–2012 гг. и литературные источники.

5.4.7.1. Японское море

Деятельный слой. На рис. 5.4.7.1 представлена межгодовая изменчивость температуры воды на акватории всего Японского моря, полученная

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

по результатам разложения полей средних за январь–март аномалий температуры воды по ЭОФ на горизонте 50 м за наиболее представительный период (1950–2001 гг.). Как следует из представленного рисунка, размах межгодовых колебаний температуры в подповерхностных водах моря может достигать 4°C . По результатам спектрального анализа выделены 6 и 2–3-летние колебания (Лучин и др., 2007). Проведенные расчеты также показали, что статистически значимый линейный тренд в подповерхностных водах Японского моря не выделяется. Эти оценки не расходятся с результатами предшествующих авторов для ограниченных акваторий моря (Зуенко, 2002; Лучин и др., 2005; Уранов, 1968; Pavlychev, Teterin, 1996; Watanabe et al., 1986; Zuenko, 1994) и для моря в целом (Лучин и др., 2003; Пономарев и др., 2000; Ponomarev, Salyuk, 1997).

Залив Петра Великого. Предшествующие результаты исследования межгодовой изменчивости параметров вод залива, как правило, имеют ограничения в пространстве (Зуенко, 2002; Зуенко, Надточий, 2003; Надточий, Зуенко, 2000), по

продолжительности использованных рядов (Винокурова, Скокленева, 1980; Pavlychev, Teterin, 1996) или основаны на данных ГМС (Гайко, 2005; Савельев, 2000). Однако данные ГМС несут в себе информацию, как правило, локальных акваторий (конкретных бухт или ограниченных участков заливов) и не всегда адекватно отражают изменения, реально наблюдаемые в мористых районах залива.

В работе (Лучин, Тихомирова, 2010) выполнено разложение полей аномалий температуры воды по ЭОФ, на основе которого (используя вклад только первой компоненты разложения, которая отражает синхронные изменения) рассмотрена межгодовая изменчивость температуры залива Петра Великого. Получено, что в межгодовых изменениях температуры поверхностных вод залива присутствует значимый линейный рост (рис. 5.4.7.2а), который за период 1952–2009 гг. в глубоководной части залива составляет $1.6\text{--}2.2^{\circ}\text{C}$, а в вершинах Амурского и Уссурийского заливов уменьшается до $0.5\text{--}0.7^{\circ}\text{C}$. В подповерхностных водах залива значимого тренда не

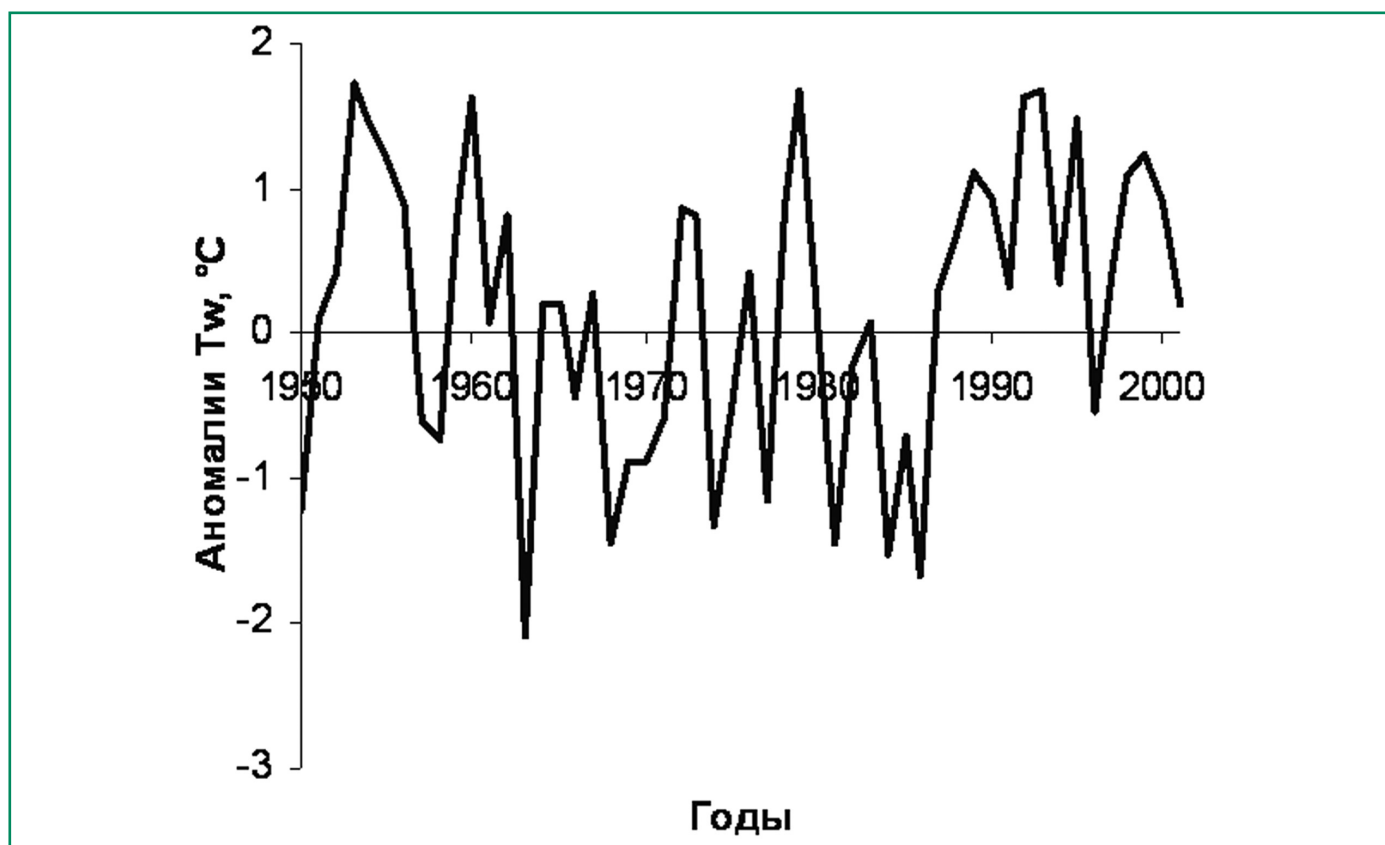


Рис. 5.4.7.1. Межгодовая изменчивость средних за январь–март аномалий температуры воды Японского моря на горизонте 50 м.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

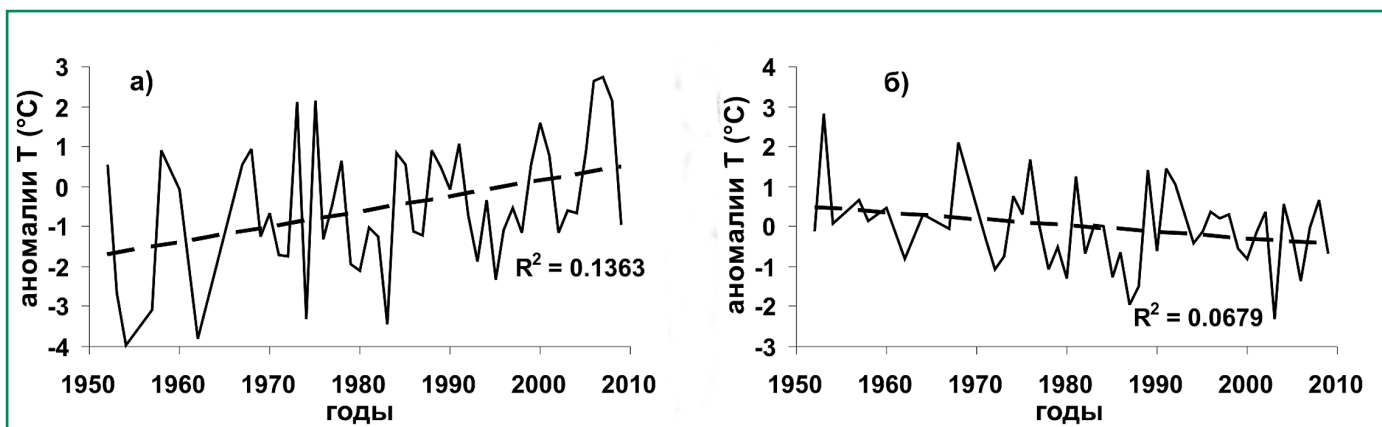


Рис. 5.4.7.2. Межгодовые изменения аномалий температуры воды в заливе Петра Великого: а – поверхность (июль–сентябрь), б – подповерхностный слой (январь–июнь).

выявлено. Можно отметить лишь возможную тенденцию понижения температуры, которая за период 1952–2009 гг. в юго-западной части залива составляет $0.7\text{--}0.9^\circ\text{C}$, а в северной и восточной его частях – уменьшается до $0.2\text{--}0.4^\circ\text{C}$ (рис. 5.4.7.2б). Следует отметить, что представленные линейные рост и падение температуры происходят на фоне более существенных межгодовых изменений, размах которых в поверхностном слое достигает $4\text{--}5^\circ\text{C}$, а на подповерхностных горизон-

тах он несколько меньше (до $3\text{--}4^\circ\text{C}$). Спектральный анализ показал, что в поверхностных водах присутствуют 2–3 и 11-летние колебания, а в подповерхностных водах – 2–3 и 9-летние.

Интенсивность и масштаб антропогенных процессов в прибрежной зоне залива Петра Великого, которые тесно связаны с временным фактором, можно проследить на примере бухты Золотой Рог (г. Владивосток). Наиболее мощному техногенному прессу природные комплексы береговой зоны

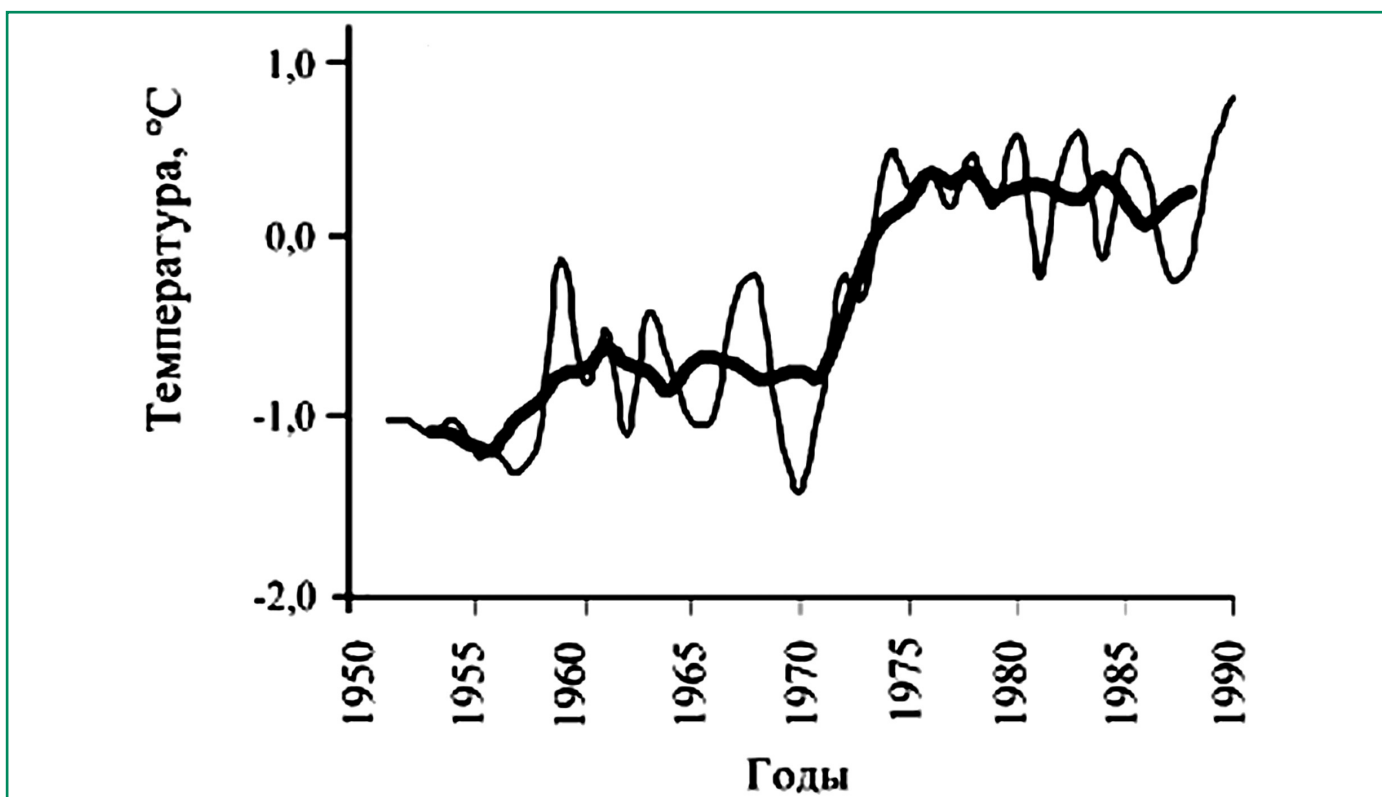


Рис. 5.4.7.3. Межгодовые изменения температуры воды на поверхности бухты Золотой Рог в марте. Жирная линия – пятилетнее сглаживание.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

подвергались в 1960–1980-е годы, когда шло интенсивное строительство причалов, судоремонтных заводов, доков, грузовых терминалов и ТЭЦ (Petrenko, 2000). Особенно существенные экологические изменения произошли в прибрежных районах г. Владивостока за последние 40–50 лет. Например, по данным К. А. Гомоюнова (1930) в зимний период акватория бухты Золотой Рог, как правило, была покрыта льдом, и с января по апрель суда на рейде Владивостока не стояли. В тоже время, начиная с 80-х годов прошлого столетия, только в очень суровые годы на акватории бухты Золотой Рог формируется устойчивый ледяной покров. Эти изменения в гидрологическом режиме связаны с вводом в эксплуатацию ТЭЦ-2. Экологическая роль последствий ее работы, а также промышленных и бытовых сбросов в прибрежную часть г. Владивостока представлена в работе (Лучин и др., 2007). Получено, что в зимний период температура воды после 1970-х годов возросла (по данным станции Владивосток-порт) в среднем на 1.5°C (см. например, рис. 5.4.7.3).

По данным наблюдений на станциях ОГСНК в последние десятилетия в режиме бухты Золотой Рог (за счет антропогенных факторов) произошли следующие изменения (Лучин и др., 2007). В ее вершине температура воды (по сравнению с периодом 1950–1970 гг.) увеличилась зимой на

3.7°C , а вблизи устья р. Обьяснения в отдельные годы она может достигать $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$. В центральной части бухты температура воды возросла на 1.0°C , а на выходе из бухты (вблизи пролива Босфор Восточный) ее изменения практически не заметны. Соленость на поверхности в вершине бухты Золотой Рог понизилась на 1.85‰ , в средней ее части – на 1.05‰ , а на выходе из бухты – на 0.7‰ . На горизонте 10 м соленость воды в средней части бухты Золотой Рог понизилась на 0.75‰ , а на выходе из нее – на 0.25‰ . В вершине бухты Золотой Рог содержание растворенного кислорода на поверхности понизилось примерно на 0.2 мл/л (вследствие влияния ТЭЦ-2), а на остальной акватории бухты (как на поверхности, так на подповерхностных горизонтах) оно увеличилось примерно на 0.5 мл/л. Предполагается, что это следствие уменьшения солености (за счет промышленных и бытовых стоков), а также более интенсивного развития фитопланктона (как отклик на рост температуры воды).

Промежуточные и глубинные воды. В работе (Лучин и др., 2010) выполнено разложение полей аномалий температуры воды по ЭОФ, на основе которого (используя вклад только первой компоненты разложения, которая отражает синхронные изменения в пределах всего моря) рассмотрим межгодовую изменчивость температуры проме-

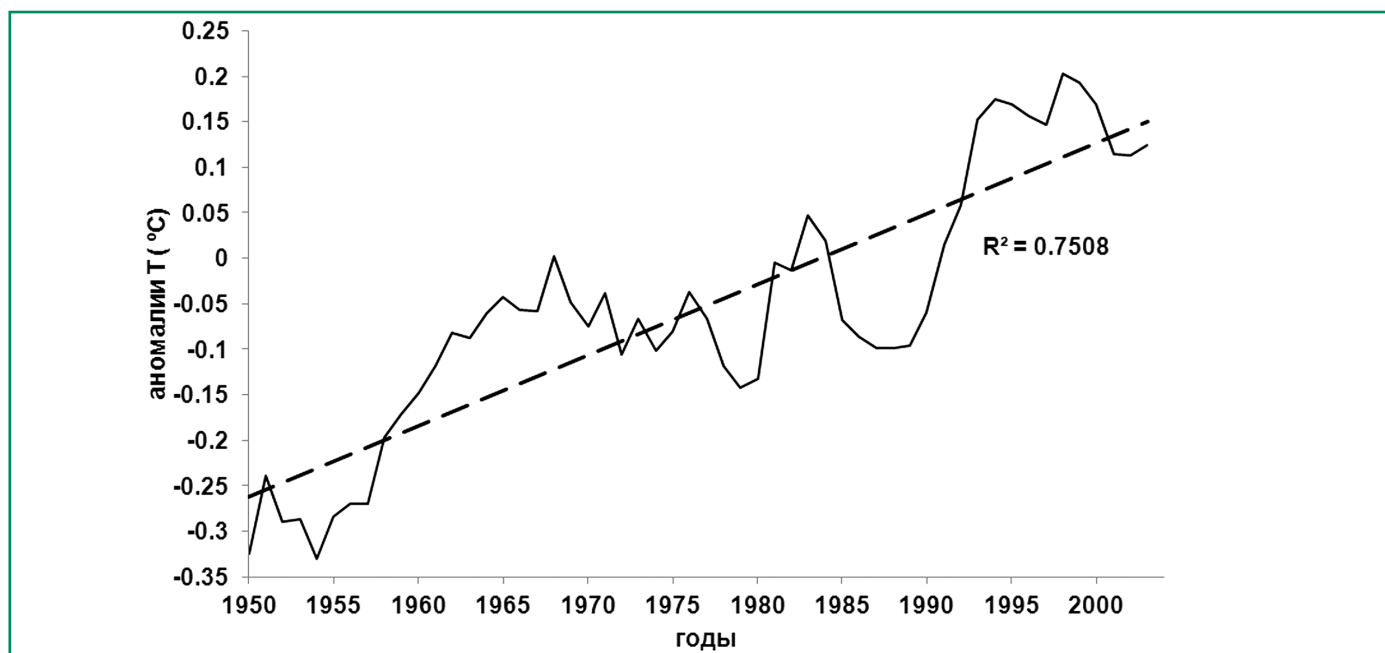


Рис. 5.4.7.4. Межгодовая изменчивость средних за год аномалий температуры промежуточных вод Японского моря на горизонте 400 м.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

жуточных вод Японского моря на горизонте 400 м за период 1950–2003 гг. (рис. 5.4.7.4). Этот горизонт, согласно классификации (Kim et al., 1997), находится в пределах промежуточной водной массы, которая играет ключевую роль в формировании вертикальной структуры вод Японского моря. Было показано (Лучин и др., 2010), что максимальная изменчивость промежуточных вод приходится на район Центральной котловины моря, где максимальный прирост температуры за 50 лет составил $\sim 0.45^\circ\text{C}$. В прибрежных зонах прирост оказался примерно одинаковым ($\sim 0.2^\circ\text{C}$). Спектральный анализ показал, что в промежуточных водах моря присутствуют колебания с периодами 5, 8 и 13 лет. Декадная изменчивость представлена двумя циклами с периодами 20–25 лет. При этом их амплитуды достигают 0.2°C , что всего в два раза меньше прироста температуры за 50 лет. Начало первого цикла приходится на начало 1950-х годов, второго – на середину 1970-х годов. Циклы различаются частотами заполняющих колебаний: в первом доминируют колебания с периодами 3–4 года, во втором – 6–7 лет (рис. 5.4.7.4).

В слое 500–1500 м, начиная с 1950-го года, также отмечается рост температуры воды (Luchin et al., 2009). Так, на горизонте 500 м в районе к югу и юго-востоку от Владивостока он составил 0.32°C за 54 года, а в южной части моря (район антициклонического меандра Восточно-Корейского течения) – 0.27°C . По мере дальнейшего роста глубин величина отмеченной тенденции роста температуры воды уменьшается и на горизонте 1500 м она не превышает 0.08 и 0.06°C в северной и южной части моря соответственно. Следует отметить, что представленные тенденции линейного роста температуры воды в слое 500–600 м сравнимы с сезонными вариациями температуры воды на этих глубинах (Лучин и др., 2003).

Направленные тенденции изменений солёности в Японском море имеют меньшие значения. Более того, они выражены не на всей акватории моря. Заметный рост солёности за 54-летний период (0.04 – 0.08‰) наблюдается только в северной части Японского моря в слое 50–300 м (Luchin et al., 2009). В тоже время на всех глубинах южной части моря и на глубинах 400–1500 м в северной части моря направленные тенденции

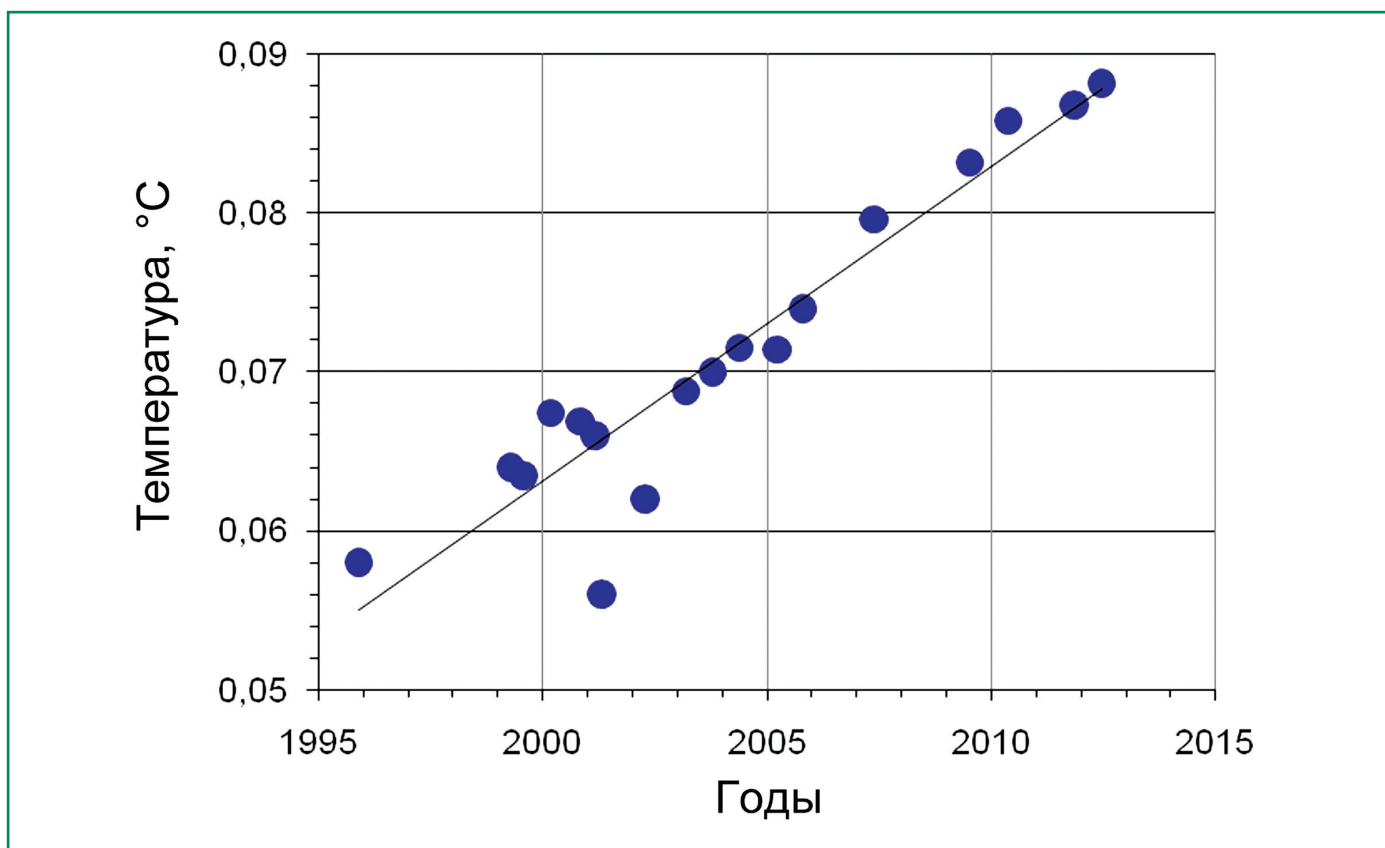


Рис. 5.4.7.5. Межгодовые изменения температуры придонных вод Японской котловины (Lobanov et al., 2012).

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

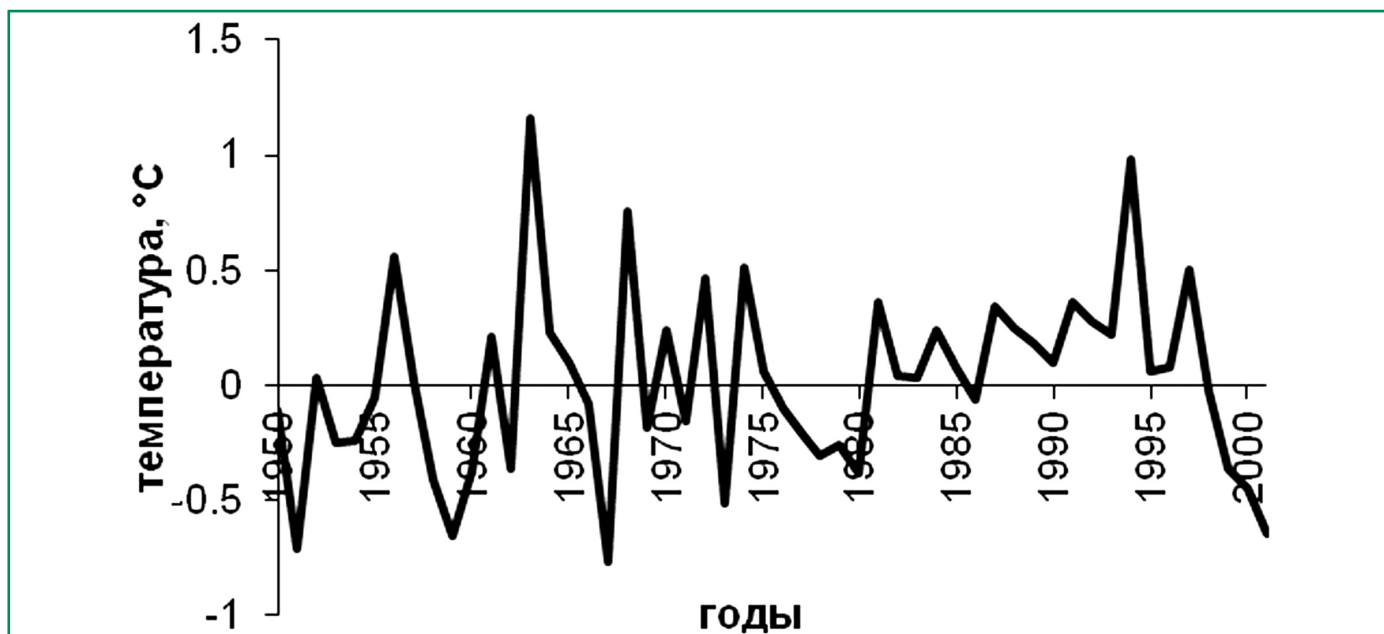


Рис. 5.4.7.6. Межгодовая изменчивость температуры воды Охотского моря на горизонте 50 м.

находятся в пределах точности определений солености преобладающего числа океанографических станций (0.02‰).

Придонные воды. Тенденция повышения температуры и уменьшения содержания растворенного кислорода придонного слоя вод Японского моря, как реакции на ослабление конвективных процессов в связи с потеплением климата широко обсуждается в научной литературе последних десятилетий (Gamo et al., 1986; Pomarev et al., 1996; Пономарев и др., 2000; Gamo et al., 2001; Kim et al., 2001; 2004). На рис. 5.4.7.5 приведен график межгодовых изменений температуры придонного слоя вод в области Японской котловины.

Значения потенциальной температуры осреднены по однородному адиабатическому слою (Gamo et al., 1986) от 2400–2800 м до дна в районе 38–44° с.ш. и 131–137° в.д. Заметна тенденция роста температуры воды со средней скоростью 0.0018 °C/год за рассмотренные 17 лет, которая была прервана вентиляцией придонного слоя аномально холодной зимой 2000–2001 гг. (Lobanov, et al., 2002; Kim et al., 2002; Talley et al., 2003; Tsunogai et al., 2003). Анализ предыдущих наблюдений показывает изменение температуры придонных вод с 0.002 °C по наблюдениям ИОРАН на НИС “Витязь” 50-х годов до 0.040°C в 1992 по наблюдениям ТОИ ДВО РАН (Помарев и др., 2000). Это соответствует средней скорости

0.0009°C/год, что в два раза меньше наблюдаемой в настоящее время. Однако можно предположить, что тенденция потепления, отмечавшаяся с 1950-х гг. также прерывалась вентиляционными событиями, аналогичными 2000–2001 гг. или более интенсивными.

5.4.7.2 Охотское море

Деятельный слой. Межгодовые изменения температуры воды в деятельном слое вод Охотского моря представлены по данным работы (Лучин, Жигалов, 2006), в которой выполнено разложение средних за март–июль полей аномалий температуры воды по ЭОФ. Получено, что подповерхностный слой, в котором наиболее ярко отражается эффект осенне-зимнего выхолаживания вод Охотского моря, в весенне-летний период сохраняется между горизонтами 50 и 100 м. Используя вклад только первой компоненты разложения, которая отражает синхронные изменения в пределах всего моря, рассмотрим межгодовую изменчивость температуры. Как следует из рис. 5.4.7.6, размах межгодовых колебаний температуры в подповерхностных водах моря может достигать 2°C. По результатам спектрального анализа выделены 8 и 2–3-летние статистически значимые колебания. Проведенные расчеты также показали, что статистически значимого линейного

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

тренда в подповерхностных водах Охотского моря не выделяется.

Промежуточные воды. Межгодовые и декадные изменения различных параметров в промежуточных водах Охотского моря (глубины от 200–300 м до 600–800 м) достаточно широко представлены в публикациях последнего десятилетия (Andreev, Kusakabe, 2001; Andreev, Shevchenko, 2008; Hill et al., 2003; Itoh, 2007; Luchin et al., 2009; Nakanowatari et al., 2007; Osafune, Yasuda, 2006). В них отмечено потепление промежуточных вод, а также понижение в них содержания растворенного кислорода. Следует отметить, что авторы этих публикаций, как правило, анализировали данные ограниченных регионов моря. Более того, полученные ими межгодовые ряды параметров имели ограничения по продолжительности, а также пропуски внутри рассматриваемых периодов.

В работе Luchin et al., 2011 межгодовая изменчивость в промежуточных водах Охотского моря представлена по результатам разложения средних за год полей аномалий температуры и солёности воды в диапазоне плотности $26.8\text{--}27.2\sigma_\theta$. Рассмотрены только первые составляющие разложения, которые отражают крупномасштабные синхронные изменения. Получено, что максимальная изменчивость полей температуры и солёности в диапазоне плотности $26.8\text{--}27.2\sigma_\theta$ выделяется у восточного склона острова Сахалин, у северо-западной периферии Курильской котловины, а также на северной периферии глубоководной части моря. Это подтверждают и графики, приведенные в Атласе (Luchin et al., 2009), где показано, что в запад-

ной части котловины моря межгодовые изменения параметров вод существенно выше, чем в районе, прилегающем к Курильской гряде. Совместный анализ собственных векторов и их временных коэффициентов показал (например, рис. 5.4.7.7а), что размах межгодовых изменений температуры в промежуточных водах Охотского моря достигает 1°C . Кроме того, в межгодовых изменениях температуры промежуточных вод за период с 1949 по 2010 гг. выделяются значимые линейные тренды, которые свидетельствуют о значительном росте температуры воды на всех изопикнических поверхностях. Максимальный линейный рост температуры воды за 54 года (до $0.6\text{--}0.9^\circ\text{C}$) выделен на поверхностях 26.8 и $27.0\sigma_\theta$ (рис. 5.4.7.7а). На изопикнической поверхности $27.2\sigma_\theta$ линейный рост температуры несколько меньше – $0.4\text{--}0.8^\circ\text{C}$.

Размах межгодовых изменений солёности в промежуточных водах Охотского моря существенно меньше – до 0.06‰ (рис. 5.4.7.7б). Линейный рост солёности за рассматриваемый период также был существенно меньше. Его минимум (не превышающий $0.01\text{--}0.03\text{‰}$) характерен для района, расположенного вблизи Курильских проливов, а также для восточной периферии глубоководной котловины моря. Повышение значений линейной тенденции роста солёности (до $0.04\text{--}0.06\text{‰}$) выделяется на периферии циклонического круговорота вод моря с максимумом у склона острова Сахалин. Графики, приведенные в Атласе (Luchin et al., 2009), также свидетельствуют о повышенном росте солёности в западной части глубоководной котловины Охотского моря за рассматриваемый период.

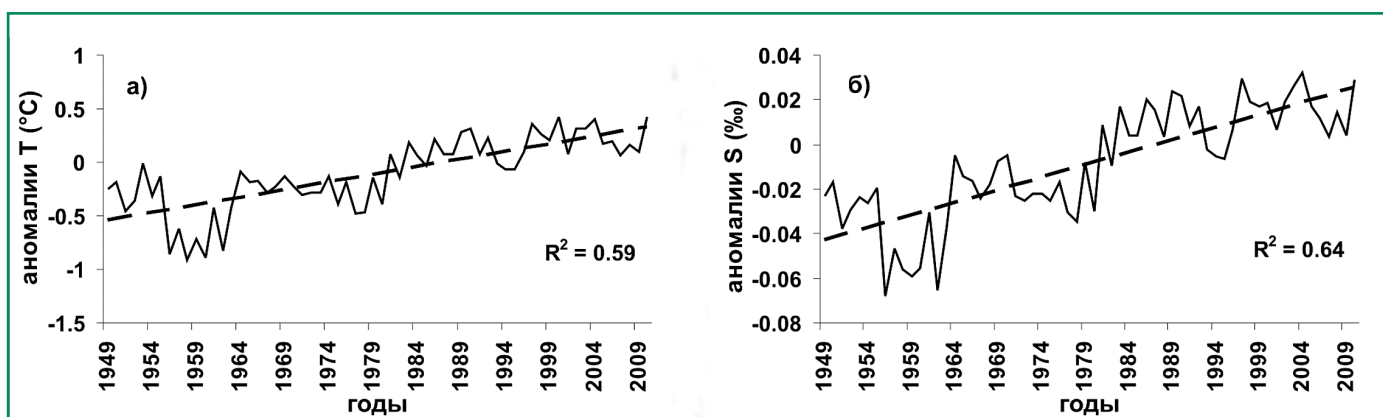


Рис. 5.4.7.7. Межгодовые изменения аномалий температуры воды (а) и солёности (б) на изопикнической поверхности 27.0 в Охотском море.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

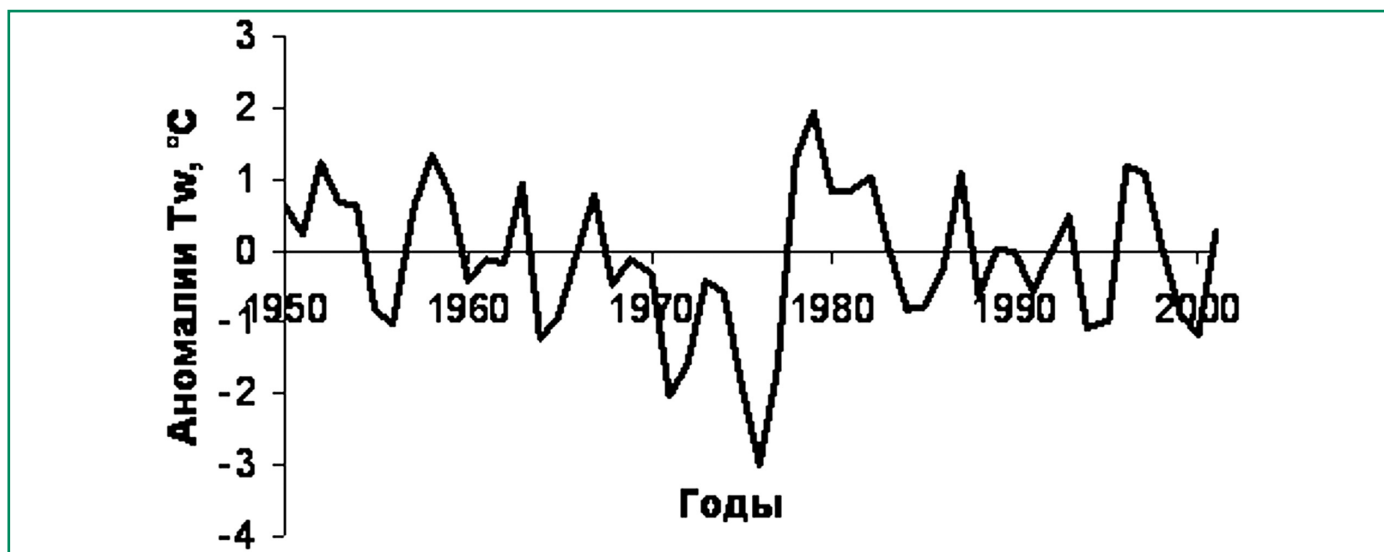


Рис. 5.4.7.8. Межгодовая изменчивость температуры воды Берингова моря на горизонте 50 м.

Спектральный анализ рядов температуры и солености показал, что в промежуточных водах Охотского моря выделяются следующие доминирующие периоды изменчивости: около 2.3–4.5–6 лет и декадная (от 10 до 20 лет).

В глубинной тихоокеанской водной массе сохраняется дифференциация в значениях линейного роста температуры и солености (Luchin et al., 2009), отмеченная выше для промежуточной водной массы. Максимальные значения, например, на горизонте 600 м, выделяются вблизи о. Сахалин (до 0.65°C), а минимальные (0.27°C) – в районе, прилегающем к центральным и северным проливам Курильской гряды. С ростом глубины происходит повсеместное снижение тенденции роста температуры и на горизонте 1200 м – он не превышает 0.08°C в западной части моря и 0.02°C – в восточной.

Соленость в глубинной тихоокеанской водной массе имеет тенденцию на повышение только в западной части Охотского моря. Причем на горизонтах 600 и 800 м она составляет 0.05 и 0.075‰ соответственно, а на горизонтах 1000 и 1200 м – понижается до 0.03‰. В восточной части моря, где происходит основное поступление тихоокеанских вод, устойчивых тенденций за 54-летний период не выявлено (Luchin et al., 2009).

Как в промежуточных водах, так и в глубинной тихоокеанской водной массе наблюдается устойчивая тенденция понижения содержания растворенного кислорода (Luchin et al., 2009). В за-

падной части моря она хорошо выражена в слое 250–1200 м (с максимумом 0.45–0.55 мл/л на горизонтах от 400 до 800 м). Вблизи проливов Курильской гряды и на северной периферии глубоководной котловины моря эта тенденция отмечается в слое 500–1500 м (со значениями от 0.15 до 0.70 мл/л) с максимумами 0.45 и 0.70 мл/л на горизонтах 600 и 800 м соответственно.

5.4.7.3. Берингово море

Деятельный слой. На рис. 5.4.7.8 представлена межгодовая изменчивость температуры воды на акватории всего Берингова моря, полученная по результатам разложения полей средних с апреля по август аномалий температуры воды по ЭОФ на горизонте 50 м. Предварительно выполненный корреляционный анализ показал, что максимальные значения коэффициентов корреляции (0.93–0.95) получены между временным коэффициентом на горизонте 50 м и временными коэффициентами горизонтов 30 и 75 м (это слой остаточного зимнего охлаждения вод). Максимальные амплитуды синхронной межгодовой изменчивости в этом слое выделяются у материкового склона (Лучин, Соколов, 2007).

Проведенные расчеты показали, что статистически значимый линейный тренд в поверхностных водах Берингова моря не выделяется (рис. 5.4.7.8). По результатам спектрального анализа выделены 12 и 5-летние колебания. На

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

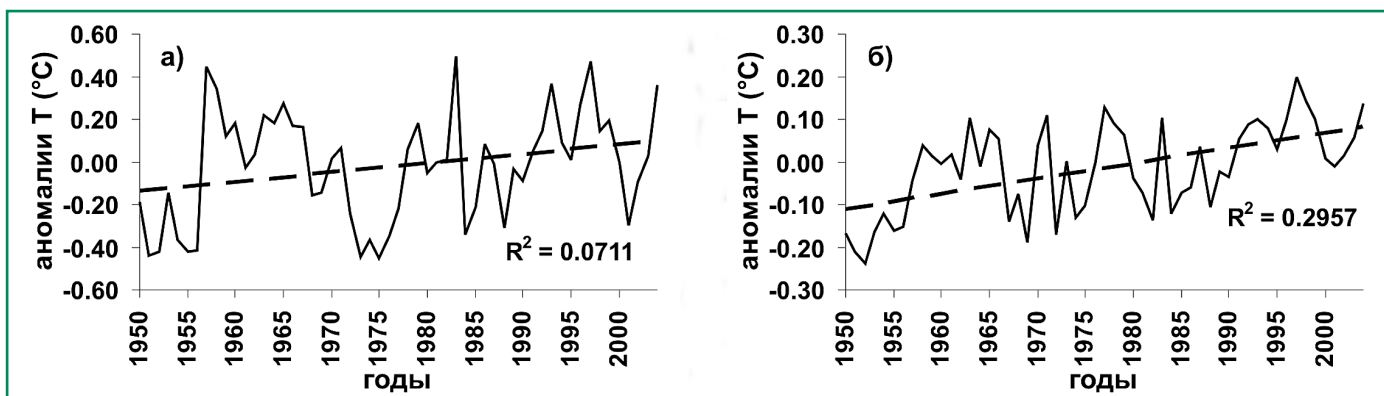


Рис. 5.4.7.9. Межгодовые изменения температуры воды на горизонтах: а–200 м, б–300 м.

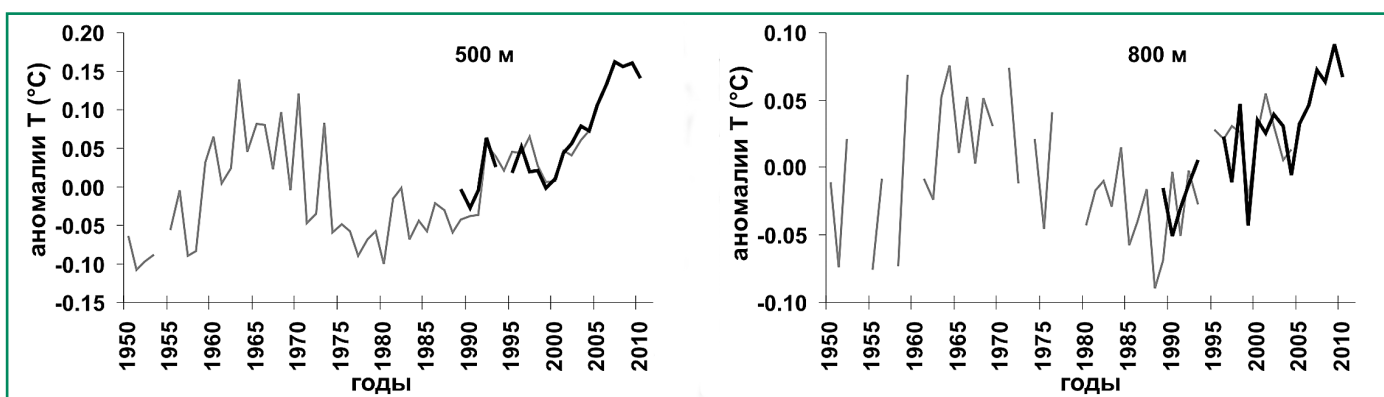


Рис. 5.4.7.10. Изменчивость аномалий температуры у склона п-ва Камчатка. Серая кривая – из (Luchin et al., 2009), черная – по данным (Хен и др., 2012).

95% уровне значимости выделен климатический сдвиг в 1978 г.

Как следует из рис. 5.4.7.8, размах межгодовых колебаний температуры воды за период с 1950 по 2001 гг. в подповерхностном слое вод Берингова моря может достигать 5°C. Видно также, что с 1950 по 1975 гг. температура воды плавно понижалась (примерно на 0.08–0.1°C за год). Резкое падение температуры воды произошло в 1975–76 гг. (до 3°C ниже “нормы”). В 1977–78 гг. наблюдалось резкое повышение температуры воды (примерно на 2.0–2.2°C выше “нормы”). Затем температура воды вновь плавно снижалась с градиентом около 0.08–0.1°C/год. Из этого следует, что за рассматриваемый период температура воды на горизонте 50 м понижалась с градиентом ~0.08–0.1°C в год за исключением периода 1975–1978 гг., когда вначале произошло резкое падение термического потенциала вод моря с последующим “скачком” на более высокий тепловой уровень (Лучин, Соколов, 2007; Luchin et al.,

2002). Этот феномен, по его проявлениям в атмосфере, определен как “климатический сдвиг” (Minobe, 1999).

В теплом промежуточном слое, ядро которого располагается в Беринговом море на горизонтах от 250 м (в проливе Ближний) до 400–450 м (у материкового склона на севере и северо-западе глубоководной части моря) линейные тенденции в межгодовых изменениях океанографических параметров наблюдаются только в районе основного поступления тихоокеанских вод (Luchin et al., 2009). Так, максимальный рост температуры воды в ядре тихоокеанских вод (0.20–0.24°C за 54 года) выделяется в слое 200–300 м на акватории к северу и северо-востоку от пролива Ближний (рис. 5.4.7.9). У материкового склона п-ва Камчатка и восточной части глубоководной котловины моря существенных тенденций потепления/похолодания не обнаружено. Следует отметить, что размах межгодовых колебаний температуры в районе, прилегающем к проливу Ближний,

существенно выше, чем отмеченные линейные тенденции (рис. 5.4.7.9).

В нижней части теплого промежуточного слоя (глубины 500–800 м) в межгодовом ходе температуры выделяются периодичности 30 и более лет (рис. 5.4.7.10). Так, до середины 1960-х гг. наблюдался ее рост, затем она снижалась и примерно с середины 1980-х гг. начался новый этап потепления с максимумом во второй половине 2010-х гг. (Luchin et al., 2009; Хен и др., 2012). Размах долгопериодных колебаний составляет 0.25 и 0.17 °C на горизонтах 500 и 800 м соответственно.

Как следует из Атласа (Luchin et al., 2009), максимальные межгодовые колебания солёности в Беринговом море наблюдаются в пределах холодного подповерхностного слоя (ХПС). Причем, более выражены они в ХПС у материкового склона Камчатки (до 0.3–0.4‰) и в Алеутской котловине (до 0.2–0.3‰), а в районе к северу и северо-востоку от пролива Ближний снижаются до 0.1–0.2‰. В теплом промежуточном слое (ТПС) межгодовые колебания солёности на всей акватории Берингова моря не превышают 0.1–0.2‰. Представленные в этом Атласе линейные тенденции свидетельствуют о том, что для толщи вод в пределах ХПС и ТПС Берингова моря характерно снижение солёности. Наиболее существенно оно в ХПС и верхней части ТПС (горизонты от 50 до 250–300 м) центральной части глубоководной котловины моря (район пролива Ближний, а также к северу и северо-востоку от него), где понижение солёности за 54 года составило 0.13–0.19‰ (рис. 5.4.7.11).

Вблизи Камчатки и в Алеутской котловине линейное понижение солёности существенно

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

меньше – 0.06–0.10‰. В нижней части ТПС тенденция на понижение солёности воды сохраняется, однако ее величины уменьшаются. Так, вблизи пролива Ближний, а также к северу и северо-востоку от него наблюдаются более высокие темпы снижения солёности (от 0.06 до 0.10‰), а у склона Камчатки и в Алеутской котловине они не превышают 0.06‰.

В заключение можно отметить, что в промежуточных и глубинных слоях дальневосточных морей, также как и на поверхности, наблюдается тенденция роста температуры воды. Скорость изменения различна и составляет 0.5–1.5 °C за сто лет за период надежных рядов наблюдений (50–60 лет). Однако амплитуды отмечающихся здесь циклических межгодовых, декадных и более крупномасштабных колебаний превышают скорости линейного роста, что затрудняет получение надежных оценок трендов. Например, максимальная изменчивость промежуточных вод Японского моря приходится на район Центральной котловины, где прирост температуры за 50 лет составил ~0.45 °C. Спектральный анализ показал, что здесь присутствуют колебания с периодами от 5 до 13 лет. Декадная изменчивость представлена двумя циклами с периодами 20–25 лет. По мере увеличения глубины тенденция роста температуры воды уменьшается, и на горизонте 1500 м она не превышает 0.08 °C в северной части моря. Важной особенностью является заметная тенденция роста температуры и уменьшения содержания растворенного кислорода в придонных водах Японского моря (ниже 2500 м), связанная с ослаблением зимних конвективных процессов, обусловленных повышением температуры воздуха. Значительные межгодовые колеба-

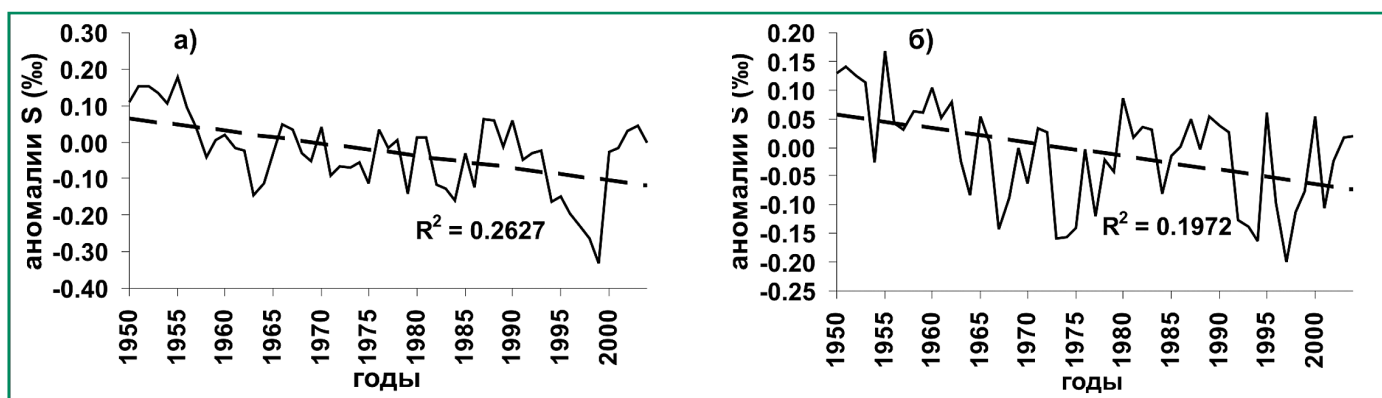


Рис. 5.4.7.11. Межгодовые изменения солёности воды на горизонтах: а – 50 м, б – 300 м.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

ния температуры и солености в толще вод Охотского и Берингова морей связаны с изменчивостью поступления тихоокеанских вод, а также интенсивности приливного перемешивания в областях островных дуг, в которой отмечена периодичность 18.6 лет (Yasuda et al., 2006; Osafune, Yasuda, 2010)

5.4.8. Водообмен дальневосточных морей с Тихим океаном

5.4.8.1. Водообмен между Тихим океаном и Беринговым морем

Межгодовые изменения водообмена между Беринговым морем и Тихим океаном можно проследить по стоку воды через Камчатский пролив (Восточно-Камчатское течение). Сравнения геострофических расходов воды относительно уровней 500 м и 1500 м показали их хорошую корреляцию (Хен, Заочный, 2009), что позволило данные слоя 0–500 м (с наиболее полным рядом наблюдений) использовать для качественной оценки межгодовой изменчивости водообмена с Тихим океаном.

С 1950 г. до середины 1960-х гг. Камчатское течение было заметно ослаблено. Его расход в слое 0–500 м составлял менее 2 Св ($2 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). Далее наступил длительный период (с 1965 по 1989 гг.) его высокой активности с расходом воды 3–5 Св. В начале 1990-х гг. водообмен с Тихим океаном вновь стал уменьшаться, минимум пришелся на конец 1990-х гг. и составил в 1999 г. 0.2 Св. (рис. 5.4.8.1). В начале XXI века наметилось новое усиление Камчатского течения, и в 2010 г. водообмен достиг средней многолетней величины 2.3 Св. (Khen et al., 2013).

В открытом океане южнее Камчатского пролива, где берингоморские воды соединяются с частью вод Алеутского течения и формируют западное крыло северо-западного субарктического круговорота, также происходило усиление Восточно-Камчатского течения в 1970–1980-е гг. и последующее уменьшение его интенсивности в начале XXI столетия (Andreev, 2009).

Можно отметить, что экстремально низкие расходы (менее 1 Св.) течения совпадают с периодами восточного расположения Алеутского ми-

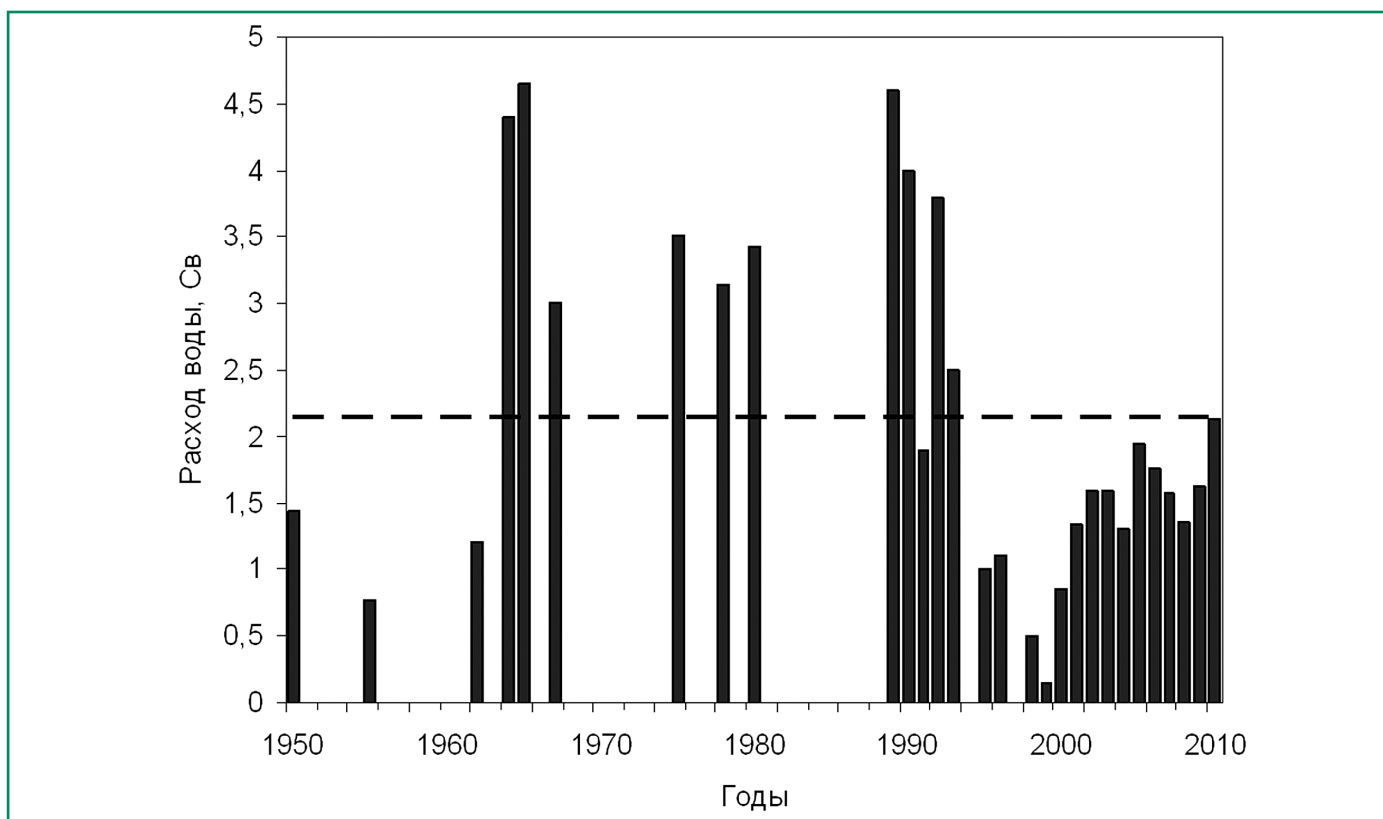


Рис. 5.4.8.1. Изменчивость расхода воды в Камчатском проливе летом по данным (Хен, Заочный, 2009) с дополнением авторов. Пунктирная линия – среднемноголетнее значение 2.3 Св.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

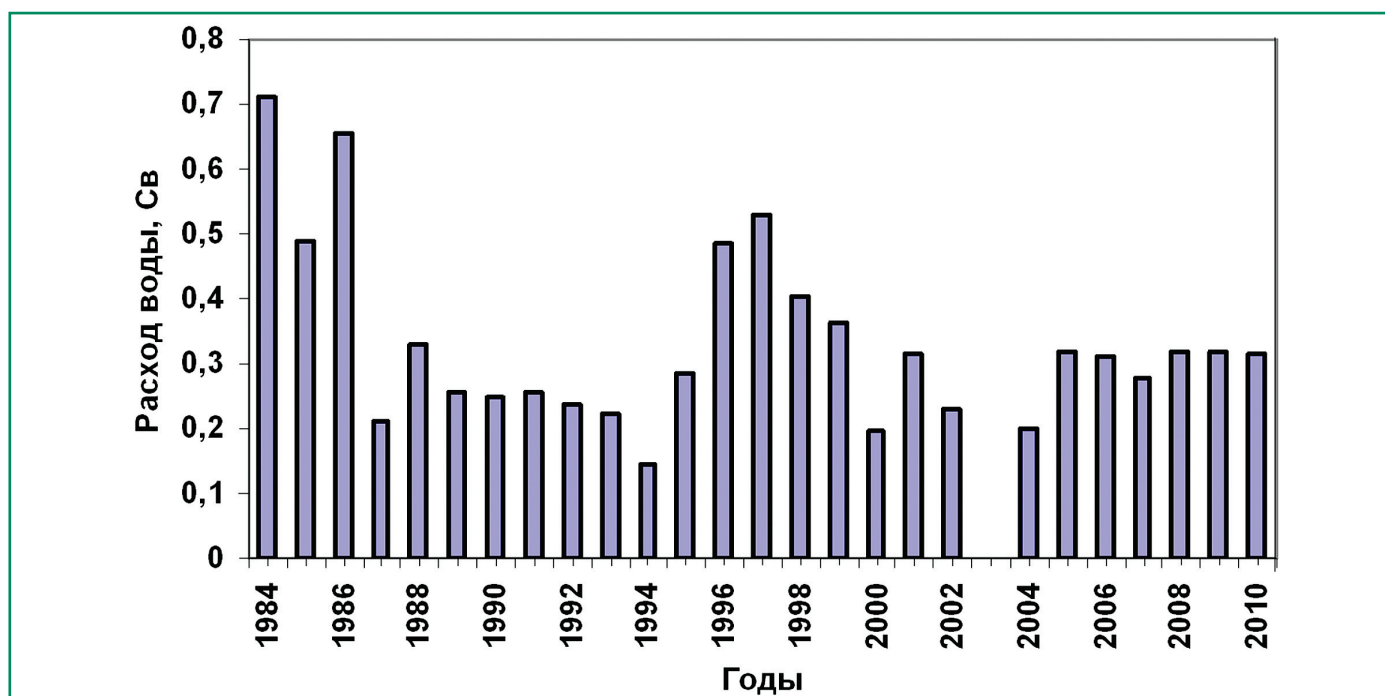


Рис. 5.4.8.2. Расход Северной ветви Западно-Камчатского течения на широте 54° с.ш. в слое 0–200 м. (Radchenko et al., 2010 с дополнениями А. Л. Фигуркина).

нимума (АМ) зимой, а экстремально высокие расходы (более 3.5 Св) наблюдались при западном или двухъядерном типах АМ. Если учесть, что в слое 0–1500 м расход воды в 4 раза больше, чем в слое 0–500 м, то полный расход Восточно-Камчатского течения (поверхность–дно) в период его интенсификации (1960–1980) составил 20–24 Св (Арсеньев, 1967; Panteleev et al., 2006), а в период ослабления (1950-е, 1990-е и 2000-е гг.) – 6–12 Св. В настоящее время происходит постепенное смещение АМ на запад (Khen et al., 2013), что предполагает усиление Восточно-Камчатского течения до уровня 1970–1980-х в течение 10–15 лет.

5.4.8.2. Водообмен между Тихим океаном и Охотском морем

Провести оценку водообмена между Охотским морем и Тихим океаном сложно. Через многочисленные проливы Курильской гряды происходит противоположно направленный перенос вод, дополнительную сложность вносят приливные течения. Прямые или косвенные наблюдения в проливах (Kawasaki, Kono, 1994; Riser, 1996) не решили эту проблему. С середины 1990-х гг. ТИНРО-Центр приступил к выполнению трансхотоморского разреза, пересекающего Западно-

Камчатское течение (ЗКТ) в южной его части (50°50' с.ш. 150°00' в.д. – 52°20' с.ш. 155°45' в.д.). Ежегодный расчет расхода воды в сечении ЗКТ может с некоторым приближением дать информацию о межгодовой изменчивости водообмена с Тихим океаном.

С 1995 по 2001 гг. расход ЗКТ в слое 0–1000 м в марте вырос от 1.5 до 5 Св. (Хен, 2002). В дальнейшем (данные А. Л. Фигуркина) достиг максимального уровня 7.9 Св. в 2002 г. В течение последующих 6 лет объем переносимых вод колебался в пределах 3–5 Св., а в 2010 и 2011 гг. он уменьшился до уровня середины 1990-х гг. и составил 2.5 Св. Таким образом, в течение последних 17 лет водообмен между Тихим океаном и Охотским морем совершил полный цикл от слабого к сильному, и обратно к слабому.

Некоторое представление об интенсивности внутриохотоморского водообмена дает разрез у полуострова Камчатки на широте 54° с.ш., ежегодно выполняемый на судах ТИНРО-Центра с 1984 г. до глубины 200 м (Radchenko et al., 2010). Он пересекает Северную ветвь (терминология В. И. Чернявского, 1981) ЗКТ, влияющую на гидрологию северо-восточной части Охотского моря. Изменчивость в целом слабая, определенного тренда не наблюдается (рис. 5.4.8.2). Однако вы-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

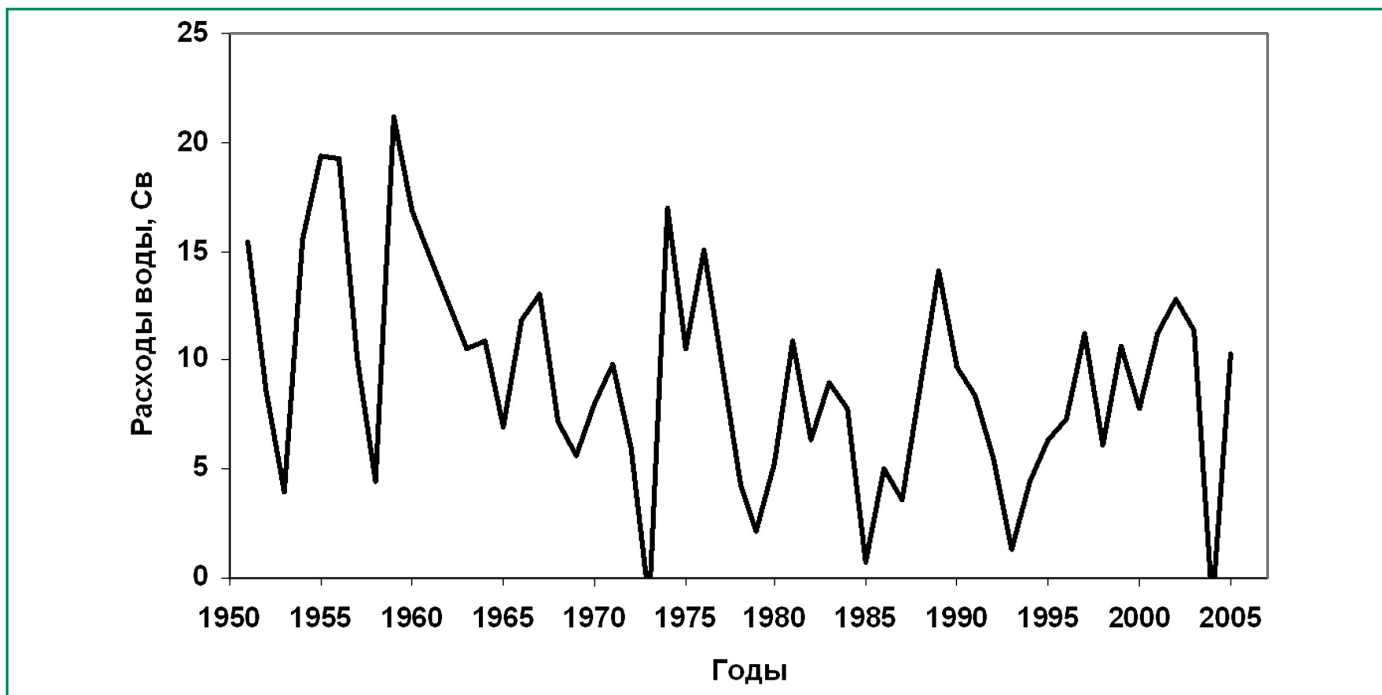


Рис. 5.4.8.3. Расход Восточно-Сахалинского течения, рассчитанный по напряжению ветра зимой (Andreev, 2009).

деляются два непродолжительных всплеска интенсивности: в середине 1980-х и во второй половине 1990-х гг. Второй пик интенсивности Северной ветви совпал с периодом слабого развития ЗКТ на трансхотомосрком разрезе. С усилением ЗКТ в начале XXI столетия интенсивность Северной ветви падала. Совпадение скорее всего случайное, т. к. верхний 200-метровый слой Северной ветви сильно зависит от местного ветра, тогда как ЗКТ у истока связан с потоком вод из Курильских проливов.

Аналогичное ЗКТ повышение объема переносимых вод в конце XX столетия с максимумом в начале XXI столетия наблюдалось в интенсивности Восточно-Сахалинского течения (ВСТ, Andreev, 2009), основного источника выноса вод из Охотского моря через Курильские проливы (Ohshima et al., 2002). По изменчивости ВСТ можно составить общее представление об изменчивости водообмена Охотского моря с Тихим океаном во второй половине XX столетия (рис. 5.4.8.3). В первые 20 лет наблюдений расход ВСТ медленно уменьшался от 15–20 Св. до нулевого объема, затем резко повысился в середине 1970-х гг. до прежних величин и снова падал до минимального объема к середине 1980-х гг. В дальнейшем таких резких колебаний не происходило и средний модальный расход составил 5–10 Св., что сравнимо

с данными, полученными с помощью дрейфующих буев ARGOS (Ohshima et al., 2002) в 1999–2000 гг. (4–9 Св.).

Расчеты течений по альтиметрическим данным выявили высокую корреляцию ($r = 0.81$) между Восточно-Камчатским течением и притоком тихоокеанских вод в Охотское море (Ohshima et al., 2010). Таким образом, прогнозируемое усиление Восточно-Камчатского течения (подраздел 5.4.8.1) предполагает увеличение водообмена между Охотским морем и Тихим океаном в течение 10–15 лет.

5.4.8.3. Водообмен между Тихим океаном и Японским морем

Объем воды, поступающий из Тихого океана в Японское море, определяют по данным доплеровского измерителя течений, установленного на пароме через Корейский пролив между Японией (порт Хаката) и Южной Кореей (порт Пусан). Среднегодовой приток воды в Японское море по данным 1997–2007 гг. составил 2.77 Св. (Островский и др., 2009). Годовой максимум расхода приходится на октябрь, и он превышает минимум в феврале в 1.75 раза. Межгодовые колебания незначительные – в пределах 3.14 Св. (1999–2000 гг.) – 2.46 Св. (2005 г.). Тренд на усиление или ослабление расхода воды на графике

многолетнего хода не замечен (рис. 5.4.8.4), что подтверждают и данные А. Г. Андреева (2010), рассчитанные по разнице уровня между противоположными берегами Корейского пролива в 1963–2004 гг. Увеличение расхода воды в проливе происходит в период увеличения меридионального градиента зональной составляющей напряжения скорости ветра в зимний период (Андреев, 2010). Замечена хорошая обратная корреляция между вариациями расхода воды Цусимского течения с расходами Куроисио в Восточно-Китайском море и Ойясио.

5.4.9. Климатические изменения и динамика основных объектов морского промысла в дальневосточном регионе

Дальний Восток занимает ведущее место в рыболовстве Российской Федерации, его доля в

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

общем вылове составляет около 60%, а в пределах исключительной экономической зоны (ИЭЗ) России – более 80% (Синяков, 2006). Основу вылова сегодня на Дальнем Востоке России составляют 4 объекта: минтай, лососи, сельдь, сайра. В 2009 г. на их долю выпало 83.1% (Бочаров и др., 2010).

С начала 1960-х гг. в результате индустриализации рыболовства вылов всех объектов морского промысла на Дальнем Востоке стал увеличиваться, и в конце 1980-х гг. достиг своего пика – более 5 млн т (Шунтов, 2009). Максимальный вылов 5.7 млн т отмечен в 1986 г. (Dulepova, Klyashtorin, 2008). Вначале 1990-х гг. объем вылова на Дальнем Востоке постепенно уменьшался (рис. 5.4.9.1), в основном из-за резкого падения численности сардины иваси. Негативную роль сыграла и тяжелая социально-экономическая ситуация в стране (Шунтов и др.,

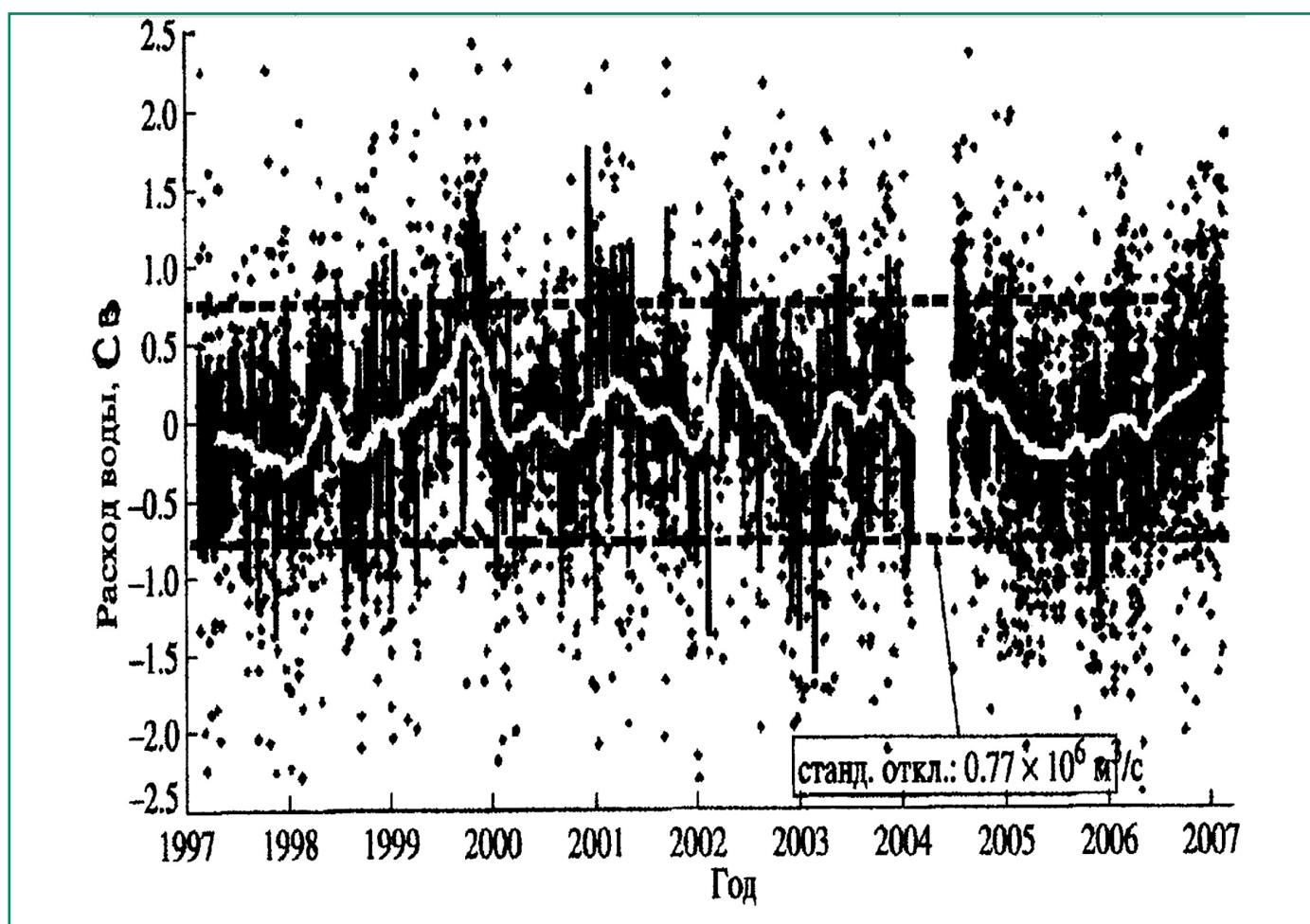


Рис. 5.4.8.4. Изменение расхода воды через Корейский пролив. Белая линия – 120-суточная скользящая средняя (Островский и др., 2009).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

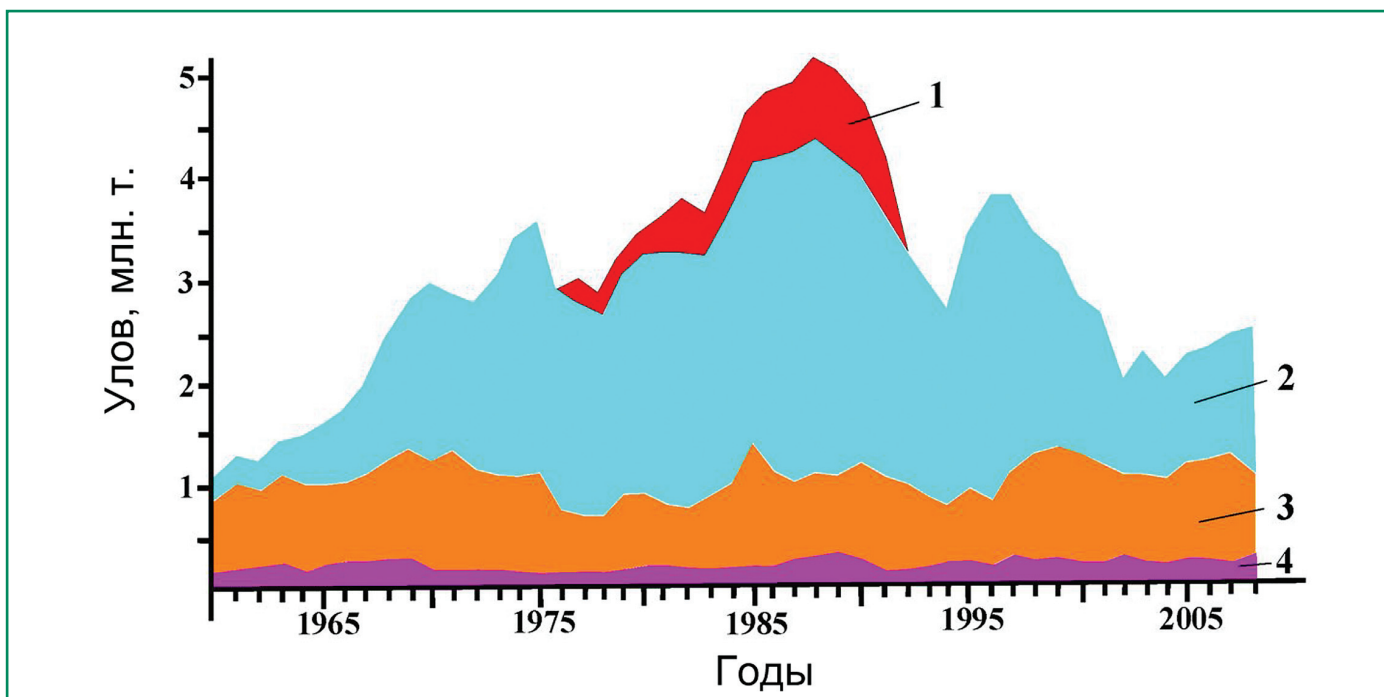


Рис. 5.4.9.1. Динамика вылова рыб и нерыбных объектов в границах современной дальневосточной экономической зоны России. 1 – сельдь-иваси; 2 – минтай; 3 – прочие рыбы; 4 – нерыбные объекты (Шунтов, 2009).

2007). В середине 1990-х гг. объем вылова стал расти за счет минтая, а затем вновь уменьшился с выходом из промысла высокоурожайных поколений конца 1980-х гг. В XXI веке объем вылова стабилизировался на уровне 2 млн т. В последующие годы медленно увеличивался и в конце первого десятилетия достиг 2.5 млн т, а в 2011 г. составил 2.9 млн т (Бочаров, 2012).

Динамика численности промысловых объектов дальневосточных морей происходит в соответствии с долгопериодными (40–60 лет) климатическими колебаниями (Кляшторин, Сидоренков, 1996). Важное значение в увеличении численности рыб имеют периоды потепления. Потепление 1920–1930-х гг. привело к увеличению численности дальневосточной сардины (иваси) и тихоокеанских лососей (Шунтов, 1986), что благоприятствовало увеличению общего вылова биоресурсов на Дальнем Востоке до 1.3 млн т (Карельский, 1993). Спад промысла в 1940-е гг. пришелся на военный период, но и природные факторы были не благоприятными – произошло глобальное похолодание. В этот период резко сократилась биомасса сардины, и ее подходы в российские воды прекратились (Шунтов, 1986).

Следующий скачок отечественного рыбо-

ловства пришелся на очередную фазу общего потепления климата Земли в 1970–1980-е гг. (Dulepova, Klyashtorin, 2008). Этот теплый период был более длительным, и температура на поверхности Земли была выше, чем в 1930-е гг. Произошла вторая вспышка численности дальневосточной сардины, формировались несколько высокоурожайных поколений минтая, составившие основу дальневосточного рыболовства. Уменьшение численности сардины и минтая в 1990-е гг. произошло на 60-летнем гребне глобальной температуры Земли (Кляшторин, Любушин, 2005). По мнению последних авторов максимальные уловы на тихоокеанском бассейне были не на пике глобальной температуры, а на фазе ее быстрого роста 1920–1930-х и 1970–1980-х гг., тогда как замедление роста уловов, а затем их падение начинается в фазе замедления роста температуры и завершается в фазе ее снижения.

В XXI веке темпы роста температуры воды в Тихом океане заметно сократились (Бышев и др., 2006) и вылов рыб стабилизировался.

Лососи. С начала 1970-х гг. подходы лососей к берегам России постоянно увеличивались и к концу 2000 г. возросли в 5–6 раз. В 2009 г. вылов

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

в Российской экономической зоне достиг 548 тыс. т, а в 2011 г. – 522 тыс. т (Шунтов, Темных, 2011). Основу промысла лососей традиционно составляет горбуша, на втором месте – кета. Доля других видов не превышает 5%. Рост добычи лососей в последние годы обеспечивала не только горбуша, но и кета, общий объем которой с начала XXI века увеличился более чем в два раза.

Увеличение лососей в водах России в последние несколько десятилетий (Шунтов, 2009) происходит синхронно с известным повышением глобальной температуры. Подъем российского вылова горбуши, основного вида промысла лососей, совпал также со временем повышения теплосодержания в верхней 700-метровой толще Мирового океана (Радченко, 2008).

Динамика общих уловов лососей всеми странами северной части Тихого океана также соответствует флуктуациям глобальной температуры (рис. 5.4.9.2): увеличение уловов в 1920–1930-х гг. (с максимумом свыше 1 млн т), спад в 1950–1960-х гг. и новый подъем в 1970–1990-х гг., когда уловы вновь приблизились к 1 млн т (Кляшторин, Любушин, 2005). Таким образом, схему долгопериодных колебаний запасов лососей в XX веке можно представить как прохождение двух “волн” их чис-

ленности с подъемом в 1920–1940-х гг., спадом в 1950–1960-х гг. и новым подъемом в 1970-х гг. по настоящее время.

Минтай. Российский вылов минтая имеет несколько пиков и спадов (рис. 5.4.9.1), связанных с различными причинами. С началом индустриализации рыболовства и разработки новых технологий переработки рыб в середине 1960-х гг. вылов минтая быстро вырос (Шунтов и др., 1993). Затем наступил спад в середине 1970-х гг. после введения странами 200-мильных экономических зон.

Минтай относительно долгоживущая рыба и его промысел зависит от наличия в запасе нескольких мощных поколений (Radchenko et al., 2010). Максимальный российский вылов 3.4–3.5 млн т пришелся на вторую половину 1980-х гг. (Dulepova, Klyashtorin, 2008) и был основан на сверхмощных поколениях минтая в Охотском и Беринговом морях, появившихся в конце 1970-х и начале 1980-х гг. (Овсянников и др., 2012; Wyllie-Echeverria, Ohtani, 1999). В начале 1990-х гг. они вышли из промысловых запасов и вылов уменьшился до 1.7–2.3 млн т. Затем вылов незначительно увеличился до 2.5 млн т за счет урожайных поколений конца 1980-х гг., и вновь понизился до 0.8–1 млн т в первые годы XXI столетия из-за низкой численности в Охотском море, где сред-

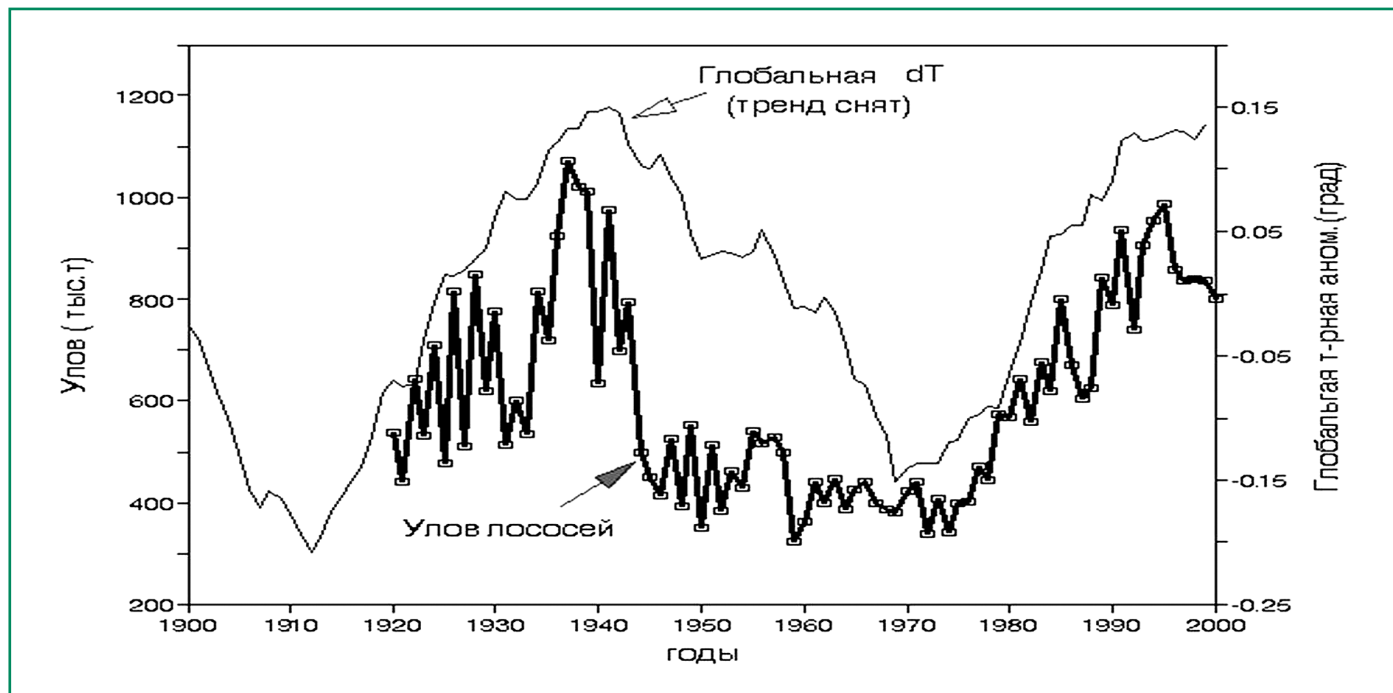


Рис. 5.4.9.2. Сравнительная динамика общих уловов тихоокеанских лососей и глобальной температуры без трендовой составляющей (Кляшторин, Любушин, 2005).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

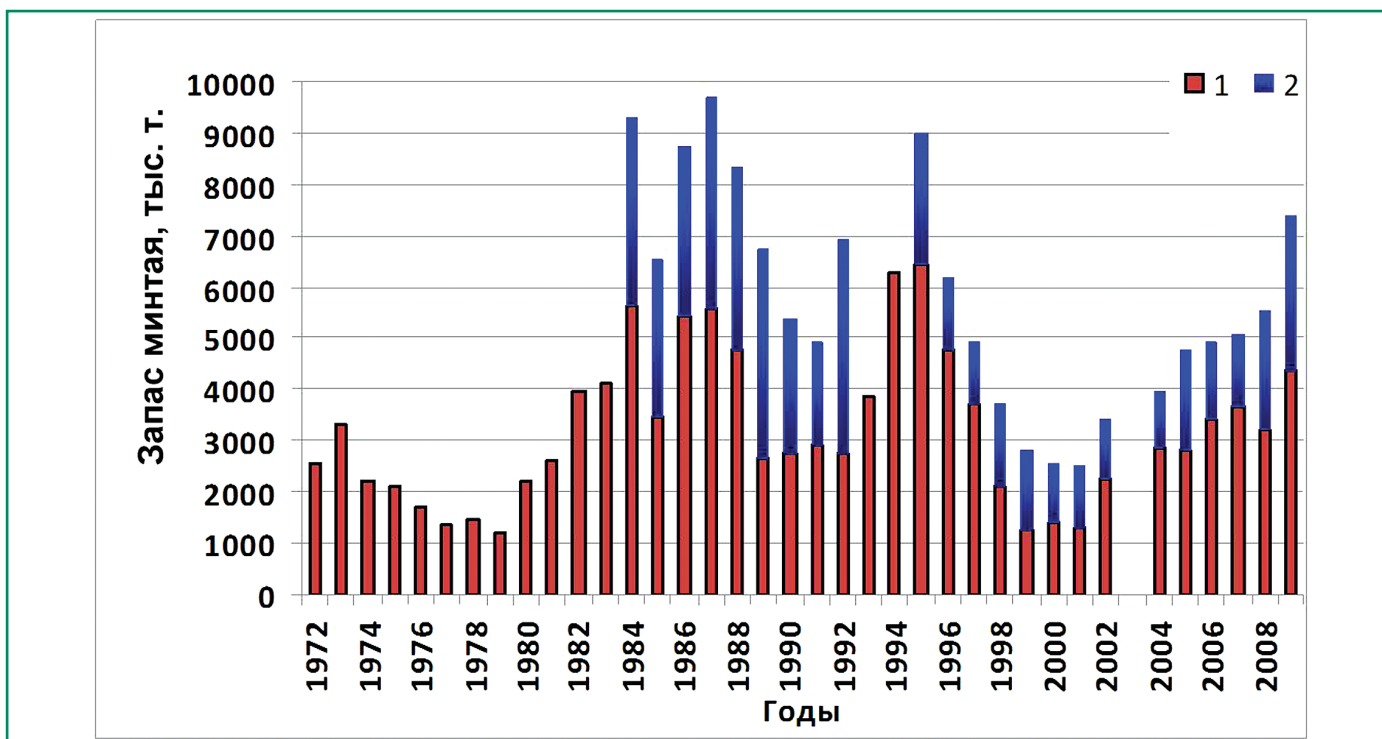


Рис. 5.4.9.3. Динамика нерестового запаса минтая в Охотском море в 1972–2009 гг. в тыс. т. (Авдеев и др., 2008 с дополнениями Е. Е. Овсянникова.). 1 – Западно-Камчатский промысловый район; 2 – Северо-Охотский промысловый район.

ний ежегодный вылов в 2001–2008 гг. составил 530 тыс. т (Овсянников и др., 2012). Во второй половине первого десятилетия XXI столетия со вступлением в промысел нескольких урожайных поколений в Охотском море вылов превысил 1.3 млн т (1.05 – в Охотском море, 0.31 – в Беринговом море).

С 1970-х гг. нерестовый запас минтая в Охотском море образует пики численности приблизительно в середине каждого десятилетия (Бочаров и др., 2010). Циклы численности сходны с циклами известных климатических сдвигов (рис. 5.4.9.3), наблюдавшихся в конце каждого десятилетия (Beamish, Noakes, 2008), но с запаздыванием на несколько лет. При этом климатические сдвиги имели различные направления (в конце 1970-х и 1980-х гг. – резкое потепление, в конце 1990-х гг. – резкое похолодание), а реакция минтая оставалась однонаправленной, что вызывает определенное сомнение в существовании закономерной связи. Более категоричны Яцу с соавторами (Yatsu et al., 2008), считающие, что такие связи отсутствуют. К совпадению хода температуры воды (в данном в случае тихоокеанская десятилетняя осцилляция, PDO) с динамикой промысло-

вого и нерестового запасов (Булатов, Котенев, 2010) следует относиться еще с большей осторожностью, т. к. промысловый и нерестовый запасы определяют поколения, родившиеся за 4–6 лет до рассматриваемых периодов.

Выживаемость минтая на ранних стадиях не сильно зависит от температуры. Так, например, повышенная выживаемость икры и личинок минтая в заливе Шелихова наблюдалась в теплые 1997 и 2004 гг. а на шельфе западной Камчатки – в холодный 2000 г. Эти поколения стали основой для увеличения вылова во второй половине последнего десятилетия (Бочаров и др., 2010). В восточной части Берингова моря ни в холодные, ни в теплые годы XXI века не было высокоурожайных поколений минтая (Ianelli et al., 2009), что привело к заметному снижению его численности во второй половине первого десятилетия нового столетия.

Биомасса минтая определяется многими географическими и биологическими факторами. Нерестовое стадо определяет численность потомства, но природные факторы могут решающим образом воздействовать на промысловую биомассу. Выживаемость икры и личинок минтая сильно за-

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

висит от направлений течений, штормовой активности, вихревой динамики, вертикального перемешивания, градиентов температуры и солености в верхнем слое воды и обеспеченности пищей (Dulepova, Klyashtorin, 2008). Свою роль, иногда существенную, играют хищничество, включая каннибализм. Их роли могут из года в год сильно варьировать, иногда требуются сочетания нескольких факторов для формирования благоприятных условий для потомства.

Сельдь. Основу промысла сельди России на Дальнем Востоке составляют охотская и гижигино-камчатская популяции в Охотском море, корфо-карагинская популяция в Беринговом море. В динамике запасов сельди отмечены неоднократные спады и подъемы, что обычно характерно для сильно флюктуирующего вида рыб. Так, у корфо-карагинской сельди во второй половине прошлого века были две волны высокой численности: 1960-е гг. и на рубеже XX и XXI столетий (Артюхин и др., 2010), когда ежегодный вылов превысил 50 тыс. т. В первую волну максимальный вылов составил 268 тыс. т в 1961 г (суммарный вылов СССР и Японии). С конца 1960-х гг. произошло резкое падение численности, что привело к ограничению промысла, а временами даже полному

запрету. Временное ограничение промысла позволило восстановить ресурсы (Науменко, Бонк, 1999). Однако в начале XXI столетия численность сельди вновь сильно сократилась, и в 2005 г. был введен очередной запрет на ее промысел (Нагульская сельдь, 2012). В настоящее время наблюдается рост ее численности, что позволяет вести стабильный промысел.

Рост биомассы охотоморской сельди, основного промыслового стада на Дальнем Востоке, начался с середины 1990-х гг. со вступлением в промысловый запас поколений 1988 и 1989 гг. С 1997 г. промысел колебался на довольно высоком уровне: 149–258 тыс. т. Максимальный вылов 350 тыс. т был в 1998 г. (рис. 5.4.9.4), а по всему Дальнему Востоку – более 400 тыс. т (Dulepova, Klyashtorin, 2008). В 1996 и 1997 гг. вновь появились высокоурожайные поколения северо-охотской сельди, составившие основу стабильно высокого уровня промысла в XXI веке (Бочаров и др., 2010). На смену этим поколениям в промысел вступают высокоурожайные поколения начала столетия, которые увеличили вылов России в настоящее время. В силу различных материально-технических и экономических причин освоение общего допустимого улова (ОДУ) сельди состав-

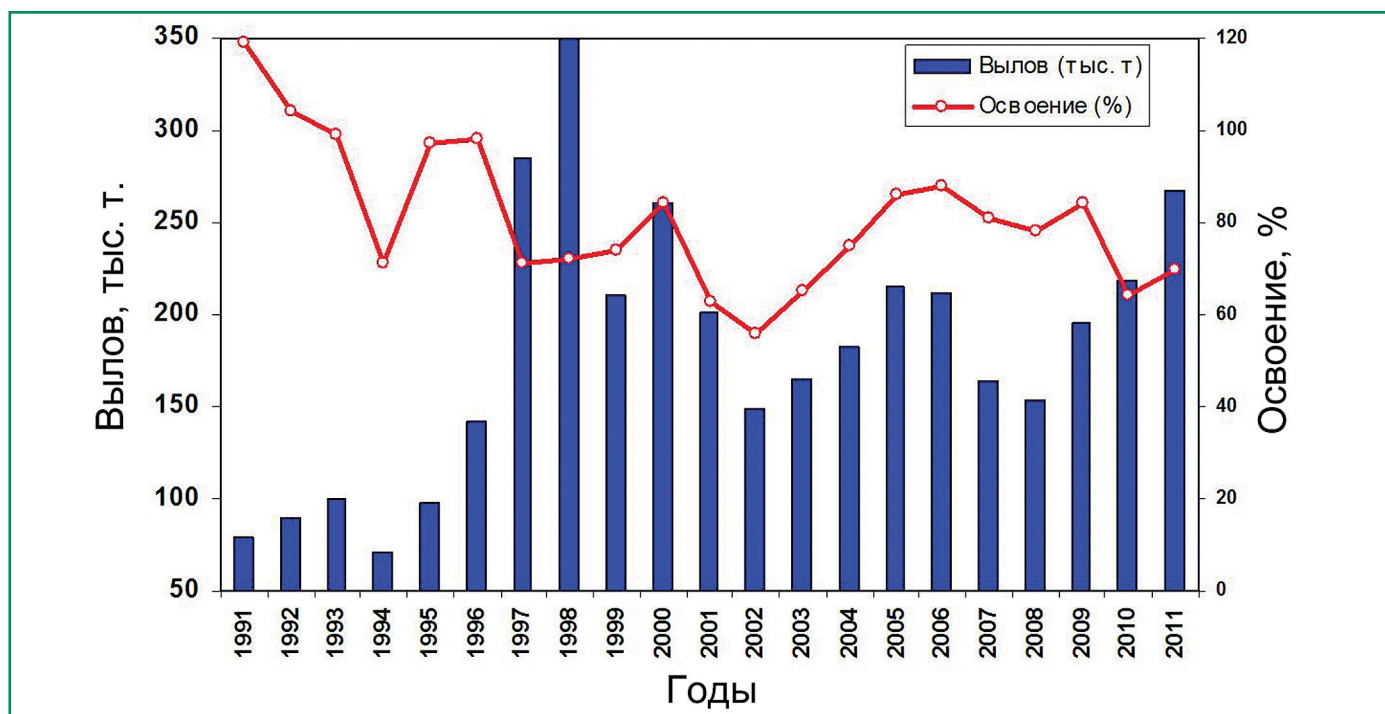


Рис. 5.4.9.4. Динамика вылова в тыс. т и освоения общего допустимого улова (ОДУ) в процентах в Охотском море (Нагульская сельдь, 2012).

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

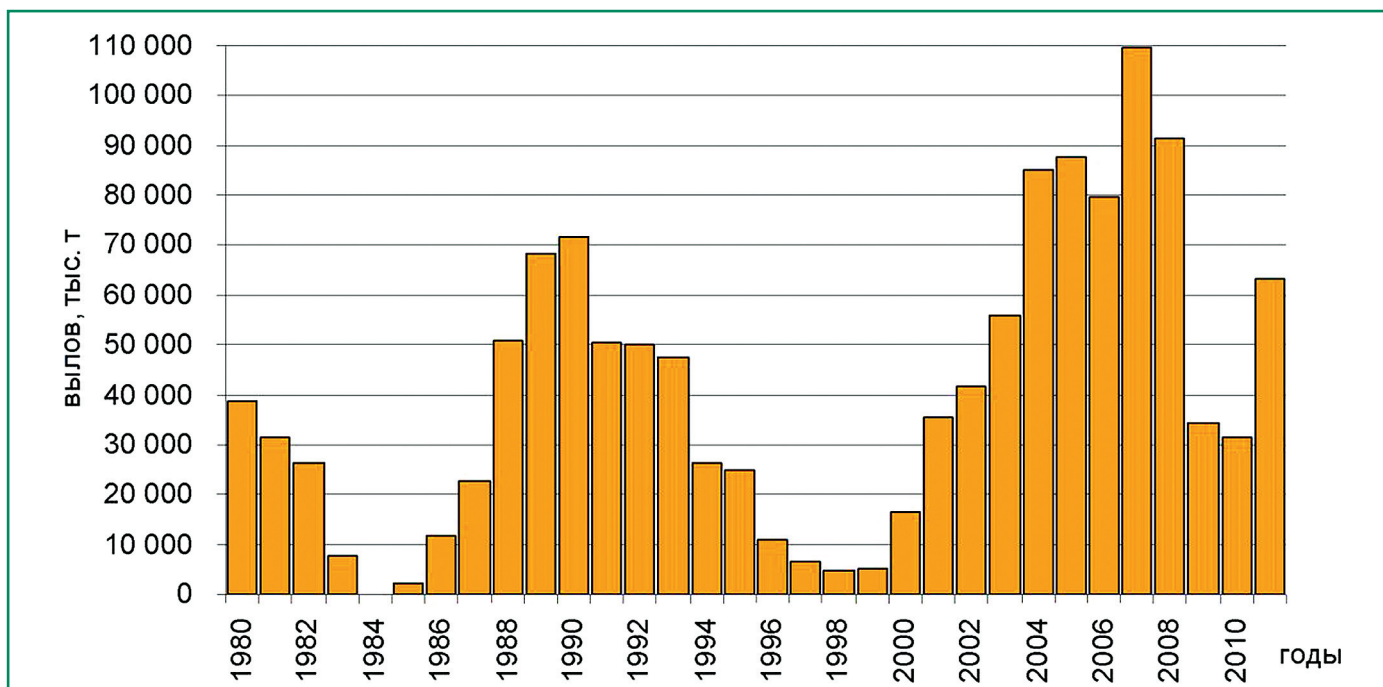


Рис. 5.4.9.5. Динамика вылова сайры России в северо-западной части Тихого океана (Байталюк, 2012).

ляет 60–80%, полное освоение ОДУ происходит только в периоды малой численности.

Причины появления серий высокоурожайных или низкоурожайных поколений не до конца понятны. Высказываются разные гипотезы: атмосферные (ветровые) причины, формирование северо-охотской ледовой полыньи, условия икрометания (наличие прибрежного льда, состояние субстратов), и другие. Одной из причин резкого сокращения численности сельди считается чрезмерная промысловая нагрузка, когда изымается до 2/3 нерестового запаса (Науменко, 2001). Щадящий режим промысла, временами полный его запрет, обычно способствует восстановлению ее численности до промысловых норм.

Сайра. В истории отечественного рыболовства выделяются три периода эффективного промысла сайры (Байталюк, 2012). Первый – первая половина 1980-х гг. с выловом до 40 тыс. т; второй – конец 1980-х–начало 1990-х гг. с выловом до 70 тыс. т; и третий – в первой декаде XXI века (рис. 5.4.9.5). Причины таких изменений не только природные, но и экономические. Так, первый пик промысла связан с увеличением добывающего флота, а последующее падение с переориентацией промышленности на промысел сардины иваси. Ухудшение промысла во второй половине 1990-х гг. произошло не только в связи с падением численности сай-

ры, но и из-за разрушения налаженных схем обеспечения промысла материальными и научными ресурсами (Байталюк, 2012).

В XXI столетии происходило стабильное увеличение всего мирового вылова сайры. В 2008 г. вылов составил более 600 тыс. т, в том числе за счет увеличения вылова Тайваня в открытых водах Тихого океана. Российский вылов в 2007 г. достиг рекордного за всю историю промысла значения – 109 тыс. т (Бочаров и др., 2010). Однако в 2009 г. произошло снижение мирового вылова от 10 до 25 %, а российского более чем в три раза (рис. 5.4.9.5).

Отечественный промысел сайры зависит не только от общей ее биомассы в северо-западной части Тихого океана, но и от величины мигрирующего запаса через районы промысла (Сайра-2012, 2012). Миграционный поток сайры в российские воды сильно зависит от океанологической обстановки (Филатов, 1988). Гидрология определяет направление и интенсивность миграций нагульной рыбы, формирует участки с комплексом условий благоприятных для формирования промысловых скоплений.

Значительное влияние на негативную ситуацию 2009 г. оказало изменение структуры общего и промыслового запасов: доля пополнения (мелкой рыбы возраста 0+) была значительно больше крупной рыбы (возраста 1+). Впервые за послед-

ние годы основу российских уловов составили рыбы длиной менее 28 см. Океанологические условия тоже были неблагоприятными для промысла. Во-первых, были сильно развиты две ветви Ойясио; во-вторых, отсутствовал обычный для последних лет крупный антициклонический меандр в исключительной экономической зоне России, на периферии которого образуются участки, благоприятные для промысловых скоплений; в-третьих, отсутствовала третья ветвь Куроисио, на северной периферии которой в районе 151–153° в.д. в осенний период задерживаются косяки сайры, мигрирующие на юг по второй ветви Ойясио.

Индустриализация промысла и увеличение биомассы минтая и дальневосточной сардины способствовали резкому увеличению вылова водных биоресурсов во второй половине XX столетия. Пик вылова был достигнут в конце 1980-х гг. С выходом из промысла высокоурожайных поколений минтая и прекращением подхода сардины в российские воды с начала 1990-х гг. уловы стали сокращаться. В середине 2000-х гг. промысел стабилизировался, а в последние годы даже начал увеличиваться за счет минтая, лососей, сельди и сайры.

Подходы лососей к берегам России постоянно увеличивались, по крайней мере, с начала 1970-х гг. Это связано как с внешними, так и с внутривидовыми причинами. Увеличение запасов минтая в Охотском море в последние годы произошло за счет нескольких урожайных поколений, сформированных как в теплые, так и в холодные годы. Отсутствие урожайных поколений в Беринговом море в XXI столетии привело к падению уловов минтая. Несколько урожайных поколений сельди, отмечавшиеся в Охотском море в XXI веке обеспечили стабильно высокий вылов в последние годы. Происходящее в последние годы увеличение вылова сайры связано с повышением ее биомассы в северной части Тихого океана и формированием благоприятных фоновых условий для нагула.

5.4.10 Заключение

Во второй половине XX века в регионе, в том числе над Японским и Охотским морями, отмечался процесс ослабления муссонной циркуляции. Это относится к обеим стадиям летнего дальневосточного муссона и зимней фазе муссона. Ослабление

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

летней барической напряженности в муссонных районах определялось, прежде всего, деградацией азиатской и летней дальневосточной депрессий, начиная с 1968 г. В последние годы XX века и в начале XXI этому способствовал слабый антициклогенез над Охотским морем и прилегающими акваториями Тихого океана. В холодное полугодие состояние сибирского максимума в 90-х годах прошлого века и начале нового тысячелетия оценивается как близкое к норме или слабее обычного, атмосферное давление над бассейном Лены также ниже средних многолетних значений, это способствовало ослаблению зимнего муссона на Дальнем Востоке. Алеутская депрессия, не смотря на активное развитие, зачастую занимала восточное положение относительно среднего многолетнего, что приводило к ослаблению зонального барического градиента.

Циклоническая деятельность над дальневосточными морями, наиболее активная в холодное полугодие, претерпевала примерно десятилетнюю цикличность. Так, активность южных циклонов над Японским и Охотскими морями зафиксирована в период 1989–1999 гг., что в том числе указывает на повышенную меридиональность атмосферных процессов. Над северной частью Тихого океана повышение активности циклонов приходится на предыдущее десятилетие и начало нового века. Тропические циклоны в северо-западной части Тихого океана в новом тысячелетии зарождались реже, чем в последние 10 лет прошлого века, при этом повторяемость мощных тайфунов не претерпела существенных изменений.

Ослабление муссонной циркуляции проявлялось в повышении летних температур воздуха над бассейном Амура, над районами Приморского края, Сахалина и Японии. Зимние температуры на побережье Дальнего Востока в начале XXI века часто оставались выше нормы (норма 1971–2000 гг.), но дальнейшего роста не наблюдалось.

Над бассейном Амура, отдельными районами Охотского моря, Сахалина, на севере Китая в начале века в теплый период года отмечалось уменьшение осадков. Изменения режима осадков зимой носят локальный характер. На реках Приморского края и Сахалина увеличились повторяемость и продолжительность опасных наводнений при паводках, а в бассейне Амура и Колымы значительно возросло число случаев с экстремально

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

низкой меженью. Водность Амура начиная с 70-х годов прошлого века была низкой, тенденция сохранилась и в начале XXI века.

Изменение характеристик муссона и погодных систем над дальневосточным регионом проявляется в межгодовых вариациях уровня морей. С учетом сложившихся в последние десятилетия тенденций, в ближайшие 10–20 лет не следует ожидать заметного подъема уровня моря у российских берегов дальневосточных морей. По оценкам, основанным на расчетах с помощью климатических моделей, к концу XXI века уровень центральной части Японского моря может подняться на 11–15 см, уровень северо-восточной части моря на 8–12 см. Эти изменения, вероятно, будут обусловлены стерическим фактором – уменьшением плотности морской воды при прогреве. Прогнозируемое повышение уровня юго-западной части Охотского моря (между островами Сахалин и Хоккайдо) составит 5–9 см. В прибрежной зоне Курильских островов и южного Сахалина возможны резкие изменения уровня моря, обусловленные сейсмическими процессами. Межгодовая изменчивость уровня и циркуляции вод Охотского и Берингова морей в холодный период года будет существенно зависеть от изменения положения и интенсивности Алеутской депрессии.

Многолетние тенденции изменения ледовых условий наиболее заметно проявляются в Охотском море, где за последние 56 лет (1957–2012 гг.) среднезимняя ледовитость снижалась на 4% за десятилетие. Это хорошо согласуется с многолетней тенденцией в ходе температуры воздуха северного полушария. В Беринговом море и Татарском проливе Японского моря тенденция не выражена, преобладают статистически незначимые отрицательные тренды. К концу XXI века прогнозируется понижение ледовитости Охотского моря до уровня 75–80% от современного.

Многолетние ряды наблюдений показывают повышение температуры поверхности дальневосточных морей (ТПМ), однако скорость повышения и характер изменчивости ТПМ для различных морей различен. По данным Японского метеорологического агентства (ЖМА) рост ТПМ в центральной части Японского моря за период 1900–2012 составил $+1.72^{\circ}\text{C}$ за сто лет, что зна-

чительно выше средних величин по Мировому океану и северной части Тихого океана (соответственно $+0.51^{\circ}\text{C}$ и $+0.45^{\circ}\text{C}$). Скорость роста ТПМ Японского моря выше, чем температуры воздуха в Японии, что указывает на вклад в этот процесс адвекции тепла Цусимским течением. Прогнозируемый ЖМА к концу XXI века рост ТПМ в Японском море составляет $1.9\text{--}3.1^{\circ}\text{C}$ при различных климатических сценариях.

В поверхностных водах залива Петра Великого выделен значимый линейный рост температуры (до $1.6\text{--}2.2^{\circ}\text{C}$), а в его подповерхностных водах можно отметить лишь тенденцию понижения температуры, которая за период 1952–2009 гг. составляет $0.7\text{--}0.9^{\circ}\text{C}$. Следует отметить, что представленные линейное повышение и понижение температуры происходят на фоне циклических межгодовых изменений (от 3 до 5°C), а также воздействия антропогенных факторов, вследствие которых в прибрежных районах г. Владивосток в последние десятилетия, например, температура воды зимой увеличилась на $1.5\text{--}3.7^{\circ}\text{C}$.

Размах межгодовых колебаний температуры в подповерхностных слоях Японского и Берингова морей может достигать $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$, а в Охотском море он существенно ниже – до 2°C . В промежуточных и глубинных слоях дальневосточных морей также, как и на поверхности, наблюдается тенденция роста температуры воды. Скорость изменения различна и составляет $0.5\text{--}1.5^{\circ}\text{C}$ за сто лет за период надежных рядов наблюдений (50–60 лет). Однако амплитуды отмечающихся здесь циклических межгодовых, декадных и более крупномасштабных колебаний превышают скорости линейного роста, что затрудняет получение надежных оценок трендов. Например, максимальная изменчивость промежуточных вод Японского моря приходится на район Центральной котловины, где прирост температуры за 50 лет составил $\sim 0.45^{\circ}\text{C}$. Спектральный анализ показал, что здесь присутствуют колебания с периодами от 5 до 13 лет. Декадная изменчивость представлена двумя циклами с периодами 20–25 лет. По мере увеличения глубины тенденция роста температуры воды уменьшается, и на горизонте 1500 м она не превышает 0.08°C в северной части моря. Важной особенностью является заметная тенденция роста температуры и уменьшения содержания

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

растворенного кислорода в придонных водах Японского моря (ниже 2500 м), связанная с ослаблением зимних конвективных процессов, обусловленных повышением температуры воздуха. Значительные межгодовые колебания температуры и солености в толще вод Охотского и Берингова морей связаны с изменчивостью поступления тихоокеанских вод, а также интенсивности приливного перемешивания в областях островных дуг, в которой отмечена периодичность 18.6 лет.

Межгодовые колебания солености наиболее выражены в холодном промежуточном слое (ХПС) у материкового склона Камчатки (до 0.3–0.4‰) и в Алеутской котловине (до

0.2–0.3‰), а в районе к северу и северо-востоку от пролива Ближний снижаются до 0.1–0.2‰. В пределах ТПС межгодовые колебания солености на всей акватории Берингова моря не превышают 0.1–0.2‰. Линейные тенденции, свидетельствующие о снижении солености (0.13–0.19‰ за 54 года), наиболее существенны в холодном подповерхностном слое и в верхней части теплого промежуточного слоя (горизонты от 50 до 250–300 м) на акватории пролива Ближний, а также к северу и северо-востоку от него. Вблизи Камчатки и в Алеутской котловине они существенно меньше – 0.06–0.10‰.

Изменения атмосферных процессов и океанологических характеристик на ряду с антропоген-



Рабочая группа по подготовке главы 5.4 «Дальневосточные моря России» Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Стоят, слева направо: Г. В. Хен, к.г.н., зав. лабораторией, ТИНРО-центр, В. А. Лучин, д.г.н., в.н.с., ТОИ ДВО РАН, В. Б. Лобанов, к.г.н., зам. директора ТОИ ДВО РАН. Сидят, слева направо: Е. И. Устинова, к.г.н., в.н.с., ТИНРО-центр, Л. И. Мезенцева, к.г.н., с.н.с. ДВНИГМИ, доцент каф. «Управление судном» Дальрыбвтуз, О. О. Трусенкова, к.т.н., в.н.с., ТОИ ДВО РАН, М. А. Данченков, к.г.н., зав. отделом, ДВНИГМИ.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

ными факторами, повлияли на изменение промысловых условий на акваториях дальневосточных морей. Индустриализация промысла и увеличение биомассы минтая и сардины-иваси способствовали резкому увеличению вылова водных биоресурсов во второй половине XX столетия. Пик вылова был достигнут в конце 1980-х гг. С выходом из промысла высокоурожайных поколений минтая и прекращением подхода сардины-иваси в российские воды с начала 1990-х гг. уловы стали сокращаться. В середине 2000-х гг. промысел стабилизировался, а в последние годы даже начал увеличиваться за счет минтая, лососей, сельди и сайры.

Подходы лососей к берегам России постоянно увеличивались, по крайней мере, с начала 1970-х гг. Это связано как с внешними, так и с внутривидовыми причинами. Увеличение запасов минтая в Охотском море в последние годы произошло за счет нескольких урожайных поколений, сформировавшихся как в теплые, так и холодные годы. Отсутствие урожайных поколений в Беринговом море в XXI столетии привело к падению уловов минтая. Ряд урожайных поколений сельди Охотского моря способствовали стабильно высокому вылову в XXI веке. Увеличение вылова сайры связаны с повышением ее биомассы в последние годы в северной части Тихого океана и формированием благоприятных фоновых условий для нагула.

5.4.11. Литература

- Авдеев Г. В., Овсянников Е. Е., Овсянникова С. Л., 2008.** Современное состояние запасов и перспективы промысла минтая в северной части Охотского моря. Современное состояние водных биоресурсов, Материалы научной конференции, посвященной 70-летию С. М. Коновалова, Владивосток: ТИНРО-Центр, с. 9–12.
- Андреев А. Г., 2010.** Межгодовая изменчивость расхода вод через Корейский (Цусимский) пролив и ее влияние на содержание кислорода в водах Японского моря. Метеорология и гидрология, № 9, с. 74–85.
- Арсеньев В. С., 1967.** Течения и водные массы Берингова моря, М.. Наука, 135 с.
- Артюхин Ю. Б., Балыкин П. А., Бонк А. А., Карпенко В. И., 2010.** Рыболовство и его экологические последствия. Современное состояние экосистемы западной части Берингова моря. П.Р. Макаревич (ред.), Ростов-на-Дону, Изд. Южн. научн. Центр РАН, с. 301–337.
- Байталюк А. А., 2012.** Научно-информационное обеспечение промысла сайры и реализация промысловых прогнозов. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 80-летию ФГУП "КамчатНИРО", 26–27 сентября 2012. Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО, с. 268–276.
- Белоненко Т. В., Колдунов В. В., Старицын Д. К., Фукс В. Р., Шилов И. О., 2011.** Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. Спб, СММО Пресс, 304 с.
- Бородачев В. Е., Шильников В. И., 2002.** История ледовой авиационной разведки в Арктике и замерзающих морях (1914–1993). Спб, Гидрометеиздат, 441 с.
- Бочаров Л. Н., 2012.** Актуальные проблемы научного обеспечения российского рыболовства, Известия ТИНРО, т. 168, с. 3–8.
- Бочаров Л. Н., Мельников И. В., Блинов Ю. Г., Хен Г. В., Байталюк А. А., Рассадников О. А., Смирнов А. В., 2010.** Биомасса основных видов промысловых рыб Дальнего Востока и возможные причины их межгодовой изменчивости. Современное состояние водных биоресурсов и экосистем морских и пресных вод: проблемы и пути решения. Материалы научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Г. В. Никольского, 20–23 сентября 2010. Ростов-на-Дону, ФГУП "АЗНИРХ", с. 19–21.
- Булатов О. А., Котенев Б. Н., 2010.** Промысел и динамика запасов минтая Охотского моря: прошлое, настоящее, будущее, Рыбное хозяйство, № 6, с. 53–55.
- Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., 2006.** О существенных различиях крупномасштабных изменений приземной температуры над океанами и материками, Океанология, т. 46, № 46, с. 165–177.
- Василевская Л. Н., Журавлева Т. М., Манько А. Н., 2002.** Сезонные и многолетние изменения параметров сибирского антициклона, Тр. ДВНИГМИ, Спб, Гидрометеиздат, вып. 150, с. 87–102.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

- Винокурова Т. Т., Скокленева Н. М., 1980.** Временная изменчивость гидрологических условий в заливе Посыета, Известия ТИНРО, т. 104, с. 29–35.
- Гайко Л. А., 2005.** Особенности гидрометеорологического режима прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море), Владивосток, Дальнаука, 151 с.
- Гайко Л. А., 2007.** Тенденции изменчивости температуры воды и воздуха в прибрежных районах северо-западной части Японского моря. Дальневосточные моря России, кн. 1: Океанологические исследования, В. Б. Лобанов, В. А. Лучин (ред.), М., Наука, с. 307–332.
- Гайко Л. А., 2012.** Изменчивость метеорологических и океанографических условий у российского побережья Японского моря, в кн.: Основные результаты научно-исследовательских работ за 2009–2011 гг., академик РАН В. А. Акуличев (ред.), Владивосток, Дальнаука, с. 17–18.
- Галеркин Л. И., 1961.** Непериодические колебания уровня моря, в кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря, В. Н. Степанов (ред.), М., АН СССР, с. 192–207.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1998.** т. IX, Охотское море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеиздат, 343 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1999.** т. X, Берингово море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеиздат, 300 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей, 2003.** т. VIII, Японское море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеиздат, 399 с.
- Глебова С. Ю., 2007.** Особенности развития атмосферных процессов над Беринговым морем в 2000–2006 гг., Известия ТИНРО, т. 150, с. 200–216.
- Глебова С. Ю., 2011.** Циклоническая деятельность над Азиатско-Тихоокеанским регионом зимой и ее влияние на термические условия дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана, Метеорология и гидрология, № 10, с. 35–43.
- Гомоюнов К. А., 1930.** Гидрологические работы в заливе Петра Великого в связи с общим режимом Японского моря, Гидрология залива Петра Великого, Владивосток, с. 93–99.
- Дашко Н. А., Варламов С. М., 2000.** Оценка изменений характеристик центров действия атмосферы азиатско-тихоокеанского региона в течение 20-го столетия и их влияние на циркуляцию над Японским морем, Тр. ДВНИГМИ, Владивосток, Дальнаука, тематический вып. № 3, с. 10–25.
- Дулупова Е. П., 2005.** Экосистемные исследования ТИНРО-Центра в дальневосточных морях, Известия ТИНРО, т. 141, с. 3–29.
- Зуенко Ю. И., 2002.** Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды в северо-западной части Японского моря, Известия ТИНРО, т. 131, с. 3–21.
- Зуенко Ю. И., Надточий В. В., 2003.** Изменения среды в заливе Петра Великого (Японское море) в конце XX века и их последствия для планктона, Материалы конференции по последствиям глобальных изменений климата на Дальнем Востоке, 11–15 сентября 2003, Владивосток, с. 154–171.
- Карельский В. Ф., 1993.** Этапы большого пути, Рыбное хозяйство, № 6, с. 3–6.
- Кляшторин Л. Б., Любушин А. А., 2005.** Циклические изменения климата и рыбопродуктивности, М., ВНИРО, 235 с.
- Кляшторин Л. Б., Сидоренков Н. С., 1996.** Долгопериодные климатические изменения и флюктуации численности пелагических рыб Пацифики, Известия ТИНРО, т. 119, с. 33–54.
- Колдунов В. В., Старицын Д. К., Фукс В. Р., 2007.** Изменчивость уровня Японского и Охотского морей по данным спутниковых альтиметрических измерений. Дальневосточные моря России, кн. 1: Океанологические исследования, В. Б. Лобанов, В. А. Лучин (ред.), М., Наука, 2007, с. 184–231.
- Крындин А. Н., 1964.** Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции, Тр. ГОИН, вып. 71, с. 5–83.
- Кубай Б. В., Мендельсон Э. А., Цурикова Т. В., 2012.** Изменяется ли климат Приморского края? Приморское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Владивосток, 130 с.

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- Кузин В. С., Евдокимова Л. И., 2002.** Типизация синоптических ситуаций, способствующих регенерации тропических циклонов над дальневосточным регионом России, Тр. ДВНИГМИ, Спб, Гидрометеиздат, вып. 150, с. 17–41.
- Лисогурский Н. И., Петричев А. З., 1980.** Распространение муссона над Восточной Азией и степень его устойчивости, Метеорология и гидрология, № 5, с. 54–59.
- Лучин В. А., Жигалов И. А., 2006.** Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза, Известия ТИНРО, т. 147, с. 183–204.
- Лучин В. А., Кислова С. И., Круц А. А., 2007.** Тенденции долгопериодных изменений в водах залива Петра Великого, в кн.: Динамика морских экосистем и современные проблемы сохранения биологического потенциала морей России, Владивосток, Дальнаука, с. 33–50.
- Лучин В. А., Манько А. Н., Мосягина С. Ю., Плотников В. В., Рыков Н. А., Тищенко П. Я., 2003.** Гидрология вод. Гидрометеорология и гидрохимия морей, т. 8: Японское море, вып. 1: Гидрометеорологические условия, Спб, Гидрометеиздат, с. 157–258.
- Лучин В. А., Новотрясов В. В., Степанов Д. В., 2010.** Межгодовая и декадная изменчивость температуры промежуточных вод Японского моря во второй половине XX в., Вестник ДВО РАН, № 6, с. 30–35.
- Лучин В. А., Соколов О. В., 2007.** Межгодовая изменчивость и возможность прогноза термического состояния деятельного слоя вод Берингова моря, Известия ТИНРО, т. 151, с. 312–337.
- Лучин В. А., Соколов О. В., Плотников В. В., 2007.** Межгодовая изменчивость температуры воды в деятельном слое Японского моря и возможность ее прогноза, в кн.: Динамика морских экосистем и современные проблемы сохранения биологического потенциала морей России, Владивосток, Дальнаука, с. 14–33.
- Лучин В. А., Тихомирова Е. А., Круц А. А., 2005.** Океанографический режим вод залива Петра Великого (Японское море), Известия ТИНРО, т. 140, с. 130–169.
- Лучин В. А., Тихомирова Е. А., 2010.** Межгодовая изменчивость температуры воды в заливе Петра Великого (Японское море), Известия ТИНРО, т. 163, с. 344–354.
- Мезенцева Л. И., 2011.** Современные тенденции в изменении климата и их проявления в дальневосточном регионе, Материалы Международной научно-тех. конференции, 17–18 мая 2011 г., Владивосток, Дальрыбвтуз, с. 90–94.
- Мещенина Л. А., Новороцкий П. В., Пономарев В. И., 2007.** Климатические изменения и колебания стока Амура, Вестник ДВО РАН, № 4, с. 44–54.
- Муктепавел Л. С., 2006.** Пространственно-временная изменчивость прибрежных полыней в основных районах нереста охотской сельди, Вопросы промысловой океанологии, вып. 3, с. 314–332.
- Муктепавел Л. С., 2011.** Особенности пространственно-временного распределения льда в основных промысловых и нерестовых районах Охотского моря в период 2006–2010 гг., Материалы XV конференции по промысловой океанологии, посвященной 150-летию со дня рождения академика Н. М. Книповича, 12–17 сентября 2011, АтлантНИРО, с. 184–185.
- Нагульная сельдь–2012 (путинный прогноз), 2012.** Владивосток, ТИНРО-Центр, 69 с.
- Надточий В. В., Зуенко Ю. И., 2000.** Межгодовая изменчивость весенне-летнего планктона в заливе Петра Великого, Известия ТИНРО, т. 127, с. 281–300.
- Науменко Н. И., 2001.** Биология и промысел морских сельдей Дальнего Востока, Петропавловск-Камчатский, Камчатский печатный двор, 330 с.
- Науменко Н. И., Бонк А. А., 1999.** Корфо-карагинская сельдь (запасы и промысел), Рыбное хозяйство, № 3, с. 27–28.
- Овсянников Е. Е., Шейбак А. Ю., Пономарев С. С., 2012.** Состояние запасов и размерно-возрастная структура минтая Охотского моря в 2010–2012 гг., Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 80-летию ФГУП «КамчатНИРО», 26–27 сентября 2012, Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО, с. 193–196.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

- Островский А. Г., Фукудоме К., Юн Дж.-Х., Такикава Т., 2009.** Изменчивость водообмена через Корейский (Цусимский) пролив по данным измерений судовым акустическим доплеровским профилографом течений в 1997–2007 гг., *Океанология*, т. 49, № 3, с. 368–380.
- Петров А. Г., Стасюк Е. И., Кислова С. И., 2012.** Характеристика суровости зим в ледовом отношении и некоторые особенности ледяного покрова залива Петра Великого, *Труды ДВНИГМИ*, вып. 154, с. 101–121.
- Плотников В. В., 1997.** Пространственно-временная сопряженность ледовитости Дальневосточных морей, *Метеорология и гидрология*, № 3, с. 71–77.
- Плотников В. В., 2002.** Изменчивость ледовых условий Дальневосточных морей России и их прогноз, Владивосток, Дальнаука, 172 с.
- Поезжалова О. С., Шевченко Г. В., 1997.** Вариации среднего уровня Охотского моря, в кн.: *Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией*, т. 7: Цунами и сопутствующие явления, Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН, с. 131–144.
- Пономарев В. И., Устинова Е. И., Салюк А. Н., Каплуненко Д. Д., 2000.** Климатические изменения в Японском море и прилегающих районах в XX-м столетии, *Известия ТИНРО*, т. 127, с. 20–36.
- Пономарев В. И., Каплуненко Д. Д., Дмитриева Е. В., Крохин В. В., Новороцкий П. В., 2007.** Климатические изменения в северной части Азиатско-Тихоокеанского региона. Дальневосточные моря России, кн.1: *Океанологические исследования В. Б. Лобанов, В. А. Лучин (ред.)*, М., Наука, с. 17–48.
- Пономарев В. И., Петрова В. А., Манько А. Н., 2010.** Изменчивость теплообмена северной внутритропической части Тихого океана с атмосферой, *Вестник ДВО РАН*, № 1, с. 30–37.
- Пономарев В. И., Петрова В. А., Дмитриева Е. В., 2012.** Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности северной части Тихого океана, *Известия ТИНРО*, т. 169, с. 67–76.
- Радченко В. И., 2008.** О корреляции российского вылова горбуши с динамикой теплового баланса Мирового океана, Реализация “Концепции дальневосточной бассейновой программы изучения тихоокеанских лососей”, *Бюл. № 3*, с. 230–235.
- Романов А. А., Седаева О. С., Шевченко Г. В., 2004.** Сезонные колебания уровня в Охотском море по данным береговых мареографных станций и спутниковой альтиметрии, *Исследование Земли из космоса*, № 6, с. 59–72.
- Савельев А. В., 1999.** Непериодические колебания уровня, в кн.: *Гидрометеорология и гидрохимия морей*, т. 10: Берингово море, вып. 1: *Гидрометеорологические условия А. Н. Терзиев (ред.)*, Спб, Гидрометеиздат, с. 161–192.
- Савельев А. В., 2000.** Флуктуации термодинамического состояния поверхностных вод Японского моря как отражение макромасштабных климатических изменений в атмосфере Земли, *Тематический выпуск ДВНИГМИ*, № 3, с. 46–61.
- Сайра-2012 (путинный прогноз), 2012.** Владивосток, ТИНРО-Центр, 68 с.
- Самко Е. В., Булатов Н. В., Никитин А. А., Муктепавел Л. С., Капштер А. В., 2010.** Результаты использования материалов дистанционного зондирования в рыбохозяйственных целях на Дальневосточном бассейне, в сб.: *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса (Сборник научных статей ИКИ РАН)*, Москва, вып. 7, т. 2, с. 209–220.
- Седаева О. С., Шевченко Г. В., 2001.** О взаимосвязи сезонных вариаций уровня моря и атмосферного давления в районе Курильской гряды, *Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов*, Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН, с. 81–93.
- Семенов В. А., 2011.** Климатически обусловленные изменения опасных и неблагоприятных гидрологических явлений на реках России, *Метеорология и гидрология*, № 2, с. 74–82.
- Синяков С. А., 2006.** Рыбная промышленность и промысел лососевых в сравнении с другими отраслями экономики в регионах Дальнего Востока, *Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО*, 64 с.
- Сорочан О. Г., 1957.** Некоторые особенности муссонной циркуляции Восточной Азии, *Тр. ГГО, Л., Гидрометеиздат*, вып. 70, с. 92–108.
- Трусенкова О. О., 2012.** Моделирование региональных особенностей циркуляции Японско-

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- го моря под различным внешним воздействием, Известия ТИНРО, т. 169, с. 118–133.
- Трусенкова О. О., Каплуненко Д. Д., 2013.** Оценка мод изменчивости уровня Японского моря по данным спутниковой альтиметрии, Океанология, (в печати).
- Тунеголовец В. П., 2009.** Интенсивность циклогенеза во второй половине XX столетия, Тр. ДВНИГМИ, Владивосток, Дальнаука, вып. 151, с. 140–153.
- Тунеголовец В. П., Кочеткова В. М., Чередниченко У. А., 2009.** Климатические обобщения южных циклонов, выходящих на Дальневосточные моря и северо-западную часть Тихого океана в холодный период года, Тр. ДВНИГМИ, Владивосток, Дальнаука, вып. 151, с. 109–126.
- Уранов Е. Н., 1968.** Прогноз многолетних колебаний термического режима вод у юго-западного берега Сахалина, Известия ТИНРО, 1968, т. 65, с. 212–220.
- Устинова Е. И., Глебова С. Ю., Сорокин Ю. Д., 2008.** Гидрометеорологические условия Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в 2008 г., Вопросы промысловой океанологии, т. 5, № 2, с. 48–67.
- Федоров К. Н., Островский А. Г., 1986.** Климатически значимые физические параметры океана, Л., Гидрометеиздат, 44 с.
- Фигуркин А. Л., 2006.** Ледовитость как индикатор термического состояния придонных вод северной части Охотского моря, Известия ТИНРО, т. 145, с. 259–270.
- Фигуркин А. Л., Смирнов А. А., 2008.** Фоновые условия в районах зимовки и нереста гижинско-камчатской сельди, Вестник Северо-восточного научного Центра ДВО РАН, № 3, с. 46–54.
- Филатов В. Н., 1988.** Опыт оценки промысловой перспективности районов нагула сайры, Изменчивость состава ихтиофауны, урожайности поколений и методы прогнозирования запасов рыб в северной части Тихого океана, Владивосток, ТИНРО, 1988, с. 130–135.
- Хен Г. В., 2002.** Гидрологические условия Охотского моря в конце 90-х гг. по данным стандартных разрезов, Известия ТИНРО, т. 130, с. 52–58.
- Хен Г. В., 1991.** Об аномальном потеплении Берингова и Охотского морей в 80-е годы, Мониторинг условий среды в районах морского рыбного промысла в 1989–1990 гг., М., ВНИРО, с. 65–73.
- Хен Г. В., 1997.** Основные закономерности многолетних изменений ледового покрова Охотского и Берингова морей, Комплексные исследования экосистемы Охотского моря, М., ВНИРО, с. 64–67.
- Хен Г. В., Заочный А. Н., 2009.** Изменчивость расхода Камчатского течения и океанологических параметров в Камчатском проливе, Известия ТИНРО, т. 158, с. 247–260.
- Хен Г. В., Устинова Е. И., Сорокин Ю. Д., Матюшенко Л. Ю., 2011.** Базы данных о ледяном покрове дальневосточных морей, поддерживаемые в ТИНРО-Центре, Материалы докладов Седьмого Всероссийского симпозиума “Физика Геосфер”, Владивосток, Дальнаука, с. 245–250.
- Хен Г. В., Басюк Е. О., Сорокин Ю. Д., Устинова Е. И., Фигуркин А. Л., 2008.** Термические условия на поверхности Берингова и Охотского морей в начале XXI века на фоне полувекковой изменчивости, Известия ТИНРО, 2008, т. 153, с. 254–163.
- Хен Г. В., Басюк Е. О., Устинова Е. И., Фигуркин А. Л., 2012.** Изменчивость и современное состояние климата дальневосточных морей, Материалы всероссийской научной конференции, посвященной 80-летию юбилею ФГУП “КамчатНИРО” (Петропавловск-Камчатский, 26–27 сентября 2012 г), Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО, с. 498–508.
- Чернявский В. И., 1981.** Циркуляционные системы Охотского моря, Известия ТИНРО, т. 105, с. 10–13.
- Шатилина Т. А., Анжина Г. И., 2008.** Особенности атмосферной циркуляции и климата на Дальнем Востоке в начале XXI века, Известия ТИНРО, т. 152, с. 225–239.
- Шатилина Т. А., Анжина Г. И., 2010.** Режимные особенности дальневосточной депрессии во второй половине XX века и начале XXI, Современные геофизические и географические исследования на Дальнем Востоке России: Материалы 10-ой научной конференции, 23 мар-

- та 2010 г. Б. Е. Ламаш (отв. ред.), А. А. Лядичева (тех. ред.), Владивосток, ДВФУ, с. 51–57.
- Шатилина Т. А., Анжина Г. И., 2011.** Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948–2009 гг., Известия ТИНРО, т. 167, с. 146–159.
- Шкорба С. П., 2010.** Связь изменчивости ледовых условий в Японском море с крупномасштабными аномалиями в атмосфере и океане Азиатско-Тихоокеанского региона, Электронный журнал Фонда “Устойчивое Развитие”, Эл № ФС77-39808, № 2, URL: <http://fsdejournal.ru/node/88>.
- Шунтов В. П., Волков А. Ф., Темных О. С., Дулепова Е. П., 1993.** Минтай в экосистемах дальневосточных морей, Владивосток, ТИНРО, 425 с.
- Шунтов В. П., Дулепова Е. П., Темных О. С., Волков А. Ф., Найденко С. В., Чучукало В. И., Волвенко И. В., 2007.** Состояние биологических ресурсов в связи с динамикой макроэкосистем в Дальневосточной российской экономической зоне, Динамика морских экосистем и современные проблемы сохранения биологического потенциала морей России, Владивосток, Дальнаука, с. 75–176.
- Шунтов В. П., 2009.** Состояние биоты и биоресурсов морских экосистем дальневосточной экономической зоны России, Реализация “Концепции программы изучения тихоокеанских лососей”, Владивосток, ТИНРО-Центр, бюл. № 4, с. 242–251.
- Шунтов В. П., 1986.** Состояние изученности многолетних циклических изменений численности рыб дальневосточных морей, Биология моря, № 3, с. 3–14.
- Шунтов В. П., Темных О. С., 2011.** Анализ предпосылок и результатов лососевой путины – 2011, Реализация “Концепции программы изучения тихоокеанских лососей”, Владивосток, ТИНРО-Центр, бюл. № 6, с. 3–9.
- Якунин Л. П., 1966.** К вопросу о колебаниях ледовитости дальневосточных морей в зависимости от цикличности солнечной активности, Записки ПФГО СССР, Владивосток, т. 1966, с. 88–93.
- Якунин Л. П., 2012.** Атлас основных параметров ледяного покрова Берингова моря, Владивосток, Издательский дом Дальневост. федерал. ун-та, 120 с.
- Якунин Л. П., 2012.** Атлас основных параметров ледяного покрова Охотского моря, Владивосток, Издательский дом Дальневост. федерал. ун-та, 118 с.
- Якунин Л. П., 2012.** Атлас основных параметров ледяного покрова Японского моря, Владивосток, Издательский дом Дальневост. федерал. ун-та, 84 с.
- Andreev A. G., 2009.** Interannual variations of the East-Kamchatka and East-Sakhalin Currents volume transports and their impact on the temperature and chemical parameters in the Okhotsk Sea, Proc. of the Fourth Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas, PICES Scientific Report, № 36, pp. 21–27.
- Andreev A. G., Kusakabe M., 2001.** Interdecadal variability in dissolved oxygen in the intermediate water layer of the Western Subarctic Gyre and Kuril Basin (Okhotsk Sea), Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 2453–2456.
- Andreev A. G., Shevchenko G. V., 2008.** Interannual variability of water transport by the East Kamchatka and East Sakhalin currents and their influence on dissolved oxygen concentration in the Sea of Okhotsk and Subarctic Pacific, Russian Meteorology and Hydrology, no. 10, pp. 70–79.
- Beamish R. J., Noakes D., 2008.** Synopsis, in: Impact of Climate Change on the Key Species in the Fisheries in the North Pacific R. J. Beamish (ed.), PICES Scientific Report, no. 35, pp. 3–11.
- Bogdanovskaya T. V., Kupera N. S., 2003.** Multiyear variability of north Pacific high and Aleutian low, Pac. Oceanogr. J., vol. 1, no. 2.
- Dulepova E. P., Klyashtorin L. B., 2008.** Russia, in: Impact of Climate Change on the Key Species in the Fisheries in the North Pacific R. J. Beamish (ed.), PICES Scientific Report, no. 35, pp. 137–160.
- Gamo T., Momoshima M., Tolmachyov S., 2001.** Recent upward shift of the deep convection system in the Japan Sea, as inferred from the geochemical tracers tritium, oxygen and nutrients, Geophys. Res. Lett., vol. 28 (21), pp. 4143–4146.
- Gamo T., Nozaki Y., Sakai H., Nakai T., Tsubota H., 1986.** Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer,

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- Journal of Marine Research, no. 44 (4), pp. 781–793.
- Gordon A. I., Giulivi C., 2004.** Pacific decadal oscillation and sea level in the Japan. East Sea, Deep Sea Research, part I, vol. 51, pp. 653–663.
- Gulev S. K., Zolina O., Grigoriev S., 2001.** Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data, Climate Dynamics, no. 17, pp. 795–809.
- Hao L.-S., Min J.-Z., Ding Y.-H., 2011.** Investigation of changes of precipitation characteristics and the causes of reduction of heavy rains frequency in North China, Chinese Journal of Geophysics, vol. 54, no. 5, pp. 1160–1167.
- Hill K. L., Weaver A. J., Freeland H. J., Bychkov A., 2003.** Evidence of change in the Sea of Okhotsk: implications for the North Pacific, Atmosphere-Ocean, no. 41 (1), pp. 49–63.
- Ianelli, J. N., Barbeaux, S., Honkalehto, T., Kotwicki, S., Aydin, K., Williamson, N., 2009.** Assessment of the walleye Pollock stock in the Eastern Bering Sea. Stock assessment and fishery evaluation report for the ground fish resources of the Bering Sea: Aleutian Islands regions, North Pacific Fishery Management Council, 605 W. 4th Ave., Suite 306, Anchorage, AK 99501.
- Itoh M., 2007.** Warming of Intermediate Water in the Sea of Okhotsk since the 1950s, Journal of Oceanogr., vol. 63, pp. 637–641.
- Jiang D.-J., Li Z., Wang K., 2011.** Trends of extreme precipitation parameters in Shandong province, China, 1961–2008 years, Chinese Geographical Science, vol. 31, no. 9, pp. 1118–1124.
- Jiang X., Li Y., Yang S., Wu R., 2011.** Interannual and interdecadal variations of the South Asian and western Pacific subtropical highs and their relationships with Asian-Pacific summer climate, Meteorol. and Atmos. Phys., vol. 113, no. 3–4, pp. 171–180.
- JMA, Japan Meteorological Agency, 2008.** Global Warming Projection vol.7 http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/gwp/gwp7/html_e/summary.html
- JMA, Japan Meteorological Agency, 2013.** State of the Ocean Climate, http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/english/state_of_ocean_climate_in dex.html.
- Jung I.-W., Bae D.-H., Kim G., 2011.** Recent trends of mean and extreme precipitation in Korea, Int. J. Climatol., vol. 31, no. 3, pp. 359–370.
- Kawasaki Y., Kono T., 1994.** Distribution and transport of Subarctic waters around the middle of Kuril Islands, Umi to Sora, no. 70 (2), pp. 71–84.
- Khen G. V., Basyuk E. O., Vanin N. S., Matveev V. I., 2013.** Hydrography and biological resources in the western Bering Sea, Deep-Sea Research II, vol. 94, pp.106–120.
- Kim K., Kim K.-R., Min D., Volkov Y., Yoon J.-H., Takematsu M., 2001.** Warming and structural changes in the East (Japan) Sea: A clue to future changes in global oceans? Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 3293–3296.
- Kim, K., Kim K.-R., Kim Y.-G., Cho Y.-K., Kang D.-J., Takematsu M., Volkov Y., 2004.** Water masses and decadal variability in the East Sea (Sea of Japan), Progress in Oceanography, no. 61, pp. 157–174.
- Kim, K.-R., Kim G., Kim K., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., 2002.** A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000–2001: The case of the East, Japan Sea, Geophys. Res. Lett., vol. 29 (8), 14498, doi: 10.1029/2001GLO14498.
- Kim Y.-G., Kim K., Kim K.-R., 1997.** Intermediate and deep waters in the Japan Sea, Proc. of the Creams' 97 Int. Symp., Fukuoka, January 28–30, Japan, pp. 39–42.
- Lobanov, V., Salyuk A., Ponomarev V., Talley L., Kim K., Kim K.-R., Tishchenko P., Nedashkovskiy A., Kim G.-B., Sagalaev S., 2002.** Renewal of bottom water in the Japan, East Sea, Proc. of 17-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, February 24–28, Mombetsu, Japan, p. 31–36.
- Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Sergeev A., Tishchenko P., Kaplunenko D., Sagalaev S., Voronin A., 2012.** Variability of the Japan, East Sea bottom water, Marginal Seas in Change: the East Sea and the Mediterranean Sea, Proc. Int. Workshop, November 6–8, SNU, Seoul, Korea, pp. 49–58.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

- Luchin V., Kruts A., Sokolov O., Rostov V., Perunova T., Zolotukhin E., Pischalnik V., Romeiko L., Hramushin V., Shustin V., Udens Y., Baranova O., Smolyar I., Yarosh E., 2009.** Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. Eds. V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus. World Data Center for Oceanography-Silver Spring, International Ocean Atlas and Information Series, vol. 12, NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., CD-ROM, 329 p.
- Luchin V. A., Semiletov I. P., Weller G. E., 2002.** Changes in the Bering Sea region: atmosphere-ice-water system in the second half of the twentieth century, *Progress in Oceanography*, vol. 55, no. 1/2, pp. 23–44.
- Luchin V. A., Kruts A. A., Zhigalov I. A., 2011.** Interannual Variability of Intermediate Waters Characteristics in the Okhotsk Sea, *Proc. of the 26th Intern. Symp. on Okhotsk Sea & Sea ice*, February 20–25, Mombetsu, Hokkaido, Japan, pp. 201–204.
- Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M., Francis R. C., 1997.** A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 78, no. 6, pp. 1069–1079.
- Mezentseva L. I., Sokolov O. V., 2008.** Change of weather components at the seashore of the Far East as a result of the changes in general circulation of atmosphere. Beyond observations to achieving understanding and forecasting in a changing North Pacific: thesis of report of the North Pacific Marine Science Organization 17th Annual Meeting, October 24 – November 2, Dalian, China, p. 9.
- Minobe S., 1999.** Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: role in climate regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 26, pp. 855–858.
- Nakanowatari T., Ohshima K. I., Wakatsuchi M., 2007.** Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004, *Geophys. Res. Lett.*, 200734, L04602, doi: 10.1029/2006GL028243.
- Ohshima K. I., Wakatsuchi M., Fukamachi Y., Mizuta G., 2002.** Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters, *J. Geophys. Res.*, vol. 107, Lo3195, doi:10.1029/2001JC001005.
- Ohshima K., Nakanowatari T., Nakatsuka T., Nishioka J., Wakatsuchi M., 2009.** Changes in the Sea of Okhotsk due to global warming – wakening pump function to the North Pacific, *PICES Sci. Report*, no. 36, pp. 16–20.
- Ohshima K. I., Nakanowatari T., Riser S., Wakatsuchi M., 2010.** Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific, *Deep-Sea Research II*, vol. 57, pp. 1247–1256.
- Osafune S., Yasuda I., 2006.** Bidecadal Variability in the Intermediate Waters of the Northwestern Subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in Relation to 18.6-year Period Nodal Tidal Cycle, *J. Geophys. Res.*, 111, C05007, doi:10.1029/2005JC003277.
- Osafune S., Yasuda I., 2010.** Bidecadal variability in the Bering Sea and the relation with 18.6year period nodal tidal cycle. *J. Geophys. Res.*, vol. 115, C2. DOI: 10.1029/2008JC005110.
- Overland J., Rodionov S., Minobe S., Bond N., 2008.** North Pacific regime shifts: definitions, issues and recent transitions, *Progr. Oceanogr.*, vol. 77, no. 2–3, pp. 92–102.
- Overland J. E., Wang M., 2007.** Future regional Arctic sea ice declines, *Geophys. Res. Lett.*, no. 34: L17705.
- Panteleev G. G., Stabeno P., Luchin V. A., Nechaev D. A., Ikeda M., 2006.** Summer transport estimates of the Kamchatka Current derived as a variational inverse of hydrophysical and surface drifter data, *Geophys. Res. Letters*, vol. 33, Lo9609, doi: 10.1029/2005GL024974.
- Pavlychev V. P., Teterin A. I., 1996.** Interannual changes of thermal conditions in the north-western Japan Sea, *Proc. of fourth Creams workshop, r/v Okean*, February 12–13, Vladivostok, pp. 71–75.
- Petrenko V. S., 2000.** Global and local features of technogenesis on the Primorye coast (Sea of Japan) , *Reports of the Workshop on the Global Change Studies in the Far East*, Vladivostok, September 11–15, Vladivostok, pp. 26–37.
- Ponomarev V. I., Salyuk A. N., Bychkov A. S., 1996.** The Japan Sea water variability and ventilation processes, *Proc. of Circulation Research*

5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

- East Asian Marginal Seas Workshop, Far Eastern Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia, pp. 63–69.
- Ponomarev V. I., Dmitrieva E. V., 2009.** Multiscale climatic variability of Asian Marginal Seas and Northwestern Pacific, Proc. PICES Asian Marginal Seas Workshop, April 2009, Busan, Korea, pp. 18–20.
- Ponomarev V. I., Salyuk A. N., 1997.** The climate regime shifts and heat accumulation in the Sea of Japan, Proc. of the Creams' 97 Intern. Symp, Fukuoka, January 28–30, Fukuoka, Japan, pp. 157–161.
- Radchenko V. I., Dulepova E. P., Figurkin A. L., Katugin O. N., Ohshima K., Nishioka J., McKinnell S. M., Tsoy A. T., 2010.** Status and trends of the Sea of Okhotsk region, 2003–2008, in: Marine Ecosystems of the North Pacific Ocean, 2003–2008, S. M. McKinnell, M. J. Dagg (eds.), PICES Special Publication, pp. 268–299.
- Riser S. C., 1996.** Exchange of water between Okhotsk Sea and North Pacific Ocean through the Kuril Straits, Proc. International Workshop on the Okhotsk Sea and Arctic, Nemuro: Science and Technology Agency of Japan, 205 p.
- Shkorba S. P., Ponomarev V. I., Dmitrieva E. V., Kuimova L. N., 2012.** Long wave of interdecadal oscillation in moderate latitudes of the Asian Pacific. 2-nd Int. Symposium on Effect of Climate Change on the World's Oceans, Yeosu, Korea, May 13–20, <http://pices.int/publications/presentations/2012-Climate-Change/S1/Day2-1215-Shkorba-S1.pdf>.
- Sokolov O. V., Mezentseva L. I., 2004.** Climatic trends in general atmospheric circulation in the second half of the 20-th century, Pacific Oceanography, vol. 2, no. 1–2, pp. 67–73.
- Talley L. D., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Tishchenko P., Zhabin I., Riser S., 2003.** Deep convection and brine rejection in the Japan Sea, Geophys. Res. Lett, vol. 30 (4), 1159, doi:10.1029/2002GLO16451.
- Trusenkova O., Kaplunenkov D., Gulenko T., Trusenkov S., Lobanov V., Ishida H., 2010.** Sea level variability in the Japan, East Sea, estimated from AVISO altimetry, Pacific Oceanography, vol. 5, no. 1, pp. 30–42.
- Tsunogai S., Kawada K., Watanabe S., Aramaki T., 2003.** CFC Indicating Renewal of the Japan Sea Deep Water in Winter 2000–2001, J. Oceanogr., no. 59, pp. 685–693.
- Ustinova E. I., Sorokin Yu. D., 2002.** Modern changes in the ice cover of the Bering, Okhotsk and Japan Seas and their interrelation with the thermal regime of atmosphere, Report of the international workshop on the Global change studies in the Far East, Vladivostok, September 7–9, 1999, Vladivostok, Dalnauka, TEACOM Publication, no. 7, vol. 2, pp.145–155.
- Ustinova E. I., Sorokin Yu. D., 2009.** Low-frequency oscillations of the thermal regime in the Okhotsk Sea and the relationships with large-scale climatic indices, in Proceeding of the 24th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, 15–20 February 2009, Mombetsu, Hokkaido, Japan, p. 21–24.
- Ustinova E. I., Sorokin Yu. D., 2012.** Sea ice cover variability and change in the Tatar Strait, in Proceeding of the 27th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, 19–24 February 2012, Mombetsu, Hokkaido, Japan, p. 174–177.
- Ustinova E. I., Zuenko Y. I., 2011.** Evaluation of climatic variability in the Far-Eastern Seas using regional data sets and the relationship with large-scale climate processes, PICES Scientific Report, no. 40, pp. 83–97.
- Wang W., Shao Q., Peng S., Zhang Z. et al., 2011.** Spatial and temporal characteristics of changes in precipitation during 1957–2007 in the Haihe River basin, China, Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, vol. 25, no. 7, pp. 881–895.
- Watanabe T., Hanawa K., Toba Y., 1986.** Analysis of year-to-year variation of water temperature along the coast of the Japan Sea, Progr. Oceanogr., vol. 17, pp. 337–357.
- Wyllie-Echeverria T., Ohtani K., 1999.** Seasonal Sea Ice Variability and the Bering Sea Ecosystem, in: Dynamics of the Bering Sea T. R. Loughlin, K. Ohtani (eds.), Fairbanks, University of Alaska Sea Grant College Programm, pp. 435–452.
- Yasuda I., Osafune S., Tatebe H., 2006.** Possible explanation linking 18.6-year period nodal tidal cycle with bi-decadal variations of ocean and

climate in the North Pacific, *Geophys. Res. Letters*, 33, L08606, doi:10.1029/2005GL025237.

Yatsu A., Aydin K. Y., King J. R., McFarlane G. A., Chiba S., Tadokoro K., Kaeriyama M., Watanabe Y., 2008. Elucidating dynamic responses of North Pacific fish populations to climatic forcing: Influence of life-history strategy, *Progress in Oceanography*, 77, pp. 252–268.

Yihui D., Yanju L., Ying S., Yafang S., 2010. Weakening of the Asian Summer Monsoon and Its Impact on the Precipitation Pattern in China, *International Journal of Water Resources Development*, vol. 26, I. 3, pp. 423–439.

5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

Zuenko Y. I., 1994. The year-to-year temperature variation of the main water masses in the north-western Japan Sea, *Proc. of the Creams'94 Intern. Symp.*, Fukuoka, January 24–26, Fukuoka, Japan, pp. 115–118.

Zuenko Y. I., 2012. Climate change influence on the Japan/East sea ecosystem: productivity lowering vs. efficiency enhancing. *Marginal Seas in Changes: the East Sea and the Mediterranean*, Int. Workshop, November 6–8, SNU, Seoul, Korea, pp. 123–131.

Zuenko Y., Dolganova N., Nadtochy V., 2010. Forecasting of climate change influence on zooplankton in the Japan Sea, *Pacific Oceanography*, vol. 5, no. 1, pp. 6–18.