

САХАЛИНСКИЙ ФИЛИАЛ ФЕДЕРАЛЬНОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
БЮДЖЕТНОГО НАУЧНОГО УЧРЕЖДЕНИЯ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
РЫБНОГО ХОЗЯЙСТВА И ОКЕАНОГРАФИИ»

На правах рукописи

Л. Ложкин

ЛОЖКИН ДМИТРИЙ МИХАЙЛОВИЧ

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ
ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ И
ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ
НАБЛЮДЕНИЙ И РЕАНАЛИЗА ERA5**

25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
Доктор физико-математических наук
Шевченко Георгий Владимирович

Южно-Сахалинск – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1 ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	11
1.1 Изученность термического режима Охотского моря.....	11
1.2 Океанографическая характеристика района исследований.....	12
1.2.1 Охотское море	13
1.2.2 Татарский пролив Японского моря	24
ГЛАВА 2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ.....	27
2.1 База спутниковых данных СахНИРО	28
2.2 Данные реанализа	31
2.3 Программный комплекс СахНИРО и программа BIN_READ	33
2.4 Методы исследования	36
2.4.1 Определение коэффициентов линейного тренда	36
2.4.2 Определение амплитуд и фаз гармоник.....	37
2.4.3 Метод последовательных спектров.....	38
2.4.4 Метод естественных ортогональных функций	39
2.4.5 Спектрально-временной анализ.....	39
2.5 Сравнение данных спутниковых наблюдений и реанализа по температуре поверхности океана	40
Выводы по главе 2	50
ГЛАВА 3 ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА	51
3.1 Сезонные вариации температуры поверхности океана	51
3.1.1 Гармонический анализ сезонных вариаций.....	51
3.1.2 Разложение полей температуры поверхности океана по естественным ортогональным функциям.....	53
3.2 Межгодовые колебания температуры поверхности океана	57
3.3 Однонаправленные тенденции температуры поверхности океана.....	67
Выводы по главе 3	85

ГЛАВА 4 ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА	88
4.1 Вариации поля потока коротковолновой солнечной радиации	88
4.1.1 Сезонные вариации	88
4.1.2 Межгодовые вариации	95
4.2 Вариации поля приземного атмосферного давления	98
4.2.1 Сезонные вариации	98
4.2.2 Межгодовые вариации	110
Выводы по главе 4	118
ГЛАВА 5. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ПО ТЕМПЕРАТУРЕ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА	121
5.1 Тенденции изменения температуры поверхности океана в районе промысла минтая	121
5.2 Средние даты наступления благоприятных термических условий для выпуска молоди с лососевых рыбобродных заводов	127
5.3 Аномалии температуры поверхности океана в местах нагульных миграций, зимовки и нерестовых подходов тихоокеанских лососей в северо-западной части Тихого океана	136
5.4 Влияние термических условий на размерно-массовые характеристики тихоокеанской устрицы <i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg, 1793)	141
Выводы по главе 5	146
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	147
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	150

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Исследование термического режима различных акваторий является одной из важнейших океанологических задач, так как пространственно-временная изменчивость температуры воды отражает сложные процессы формирования, трансформации и динамики водных масс. Помимо этого, температура является одним из ключевых параметров, определяющих условия существования и развития большинства видов гидробионтов, поэтому изучение данной проблемы имеют также ключевое значение для гидробиологии. Районирование акваторий по характеру температурных условий, а также их прогнозирование с учетом особенностей сезонной и межгодовой изменчивости является важной научной задачей, имеющей также и выраженный прикладной аспект, связанный с тем обстоятельством, что к зонам раздела водных масс с различными характеристиками приурочены скопления некоторых видов промысловых рыб.

В последние годы, наряду с обобщениями больших массивов судовых наблюдений [Levitus, 1982], широкое распространение получили методы, основанные на анализе материалов спутниковых наблюдений за морской поверхностью [Reynolds & Smith, 1994]. Их очевидными преимуществами является регулярный характер наблюдений и полнота охвата изучаемой акватории, что в определенной мере компенсирует тот недостаток, что они отражают условия сравнительно тонкого поверхностного слоя. В научной печати регулярно появляется большое число работ, посвященных различным аспектам пространственно-временной изменчивости температуры поверхности океана (ТПО), чего однако нельзя сказать о таком важном в промысловом отношении бассейне, как Охотское море, которое отличается к тому же сложным характером термического режима. Прежде всего, здесь следует отметить работу [Belkin & Cornillon, 2004], посвященную выделению термических фронтов на его акватории.

Данные спутниковых наблюдений за поверхностью Охотского моря за 1992-1995 гг. анализировались также в работе [Богданов, 1997], основное внимание в которой было сосредоточено на оценке скорости его прогрева и ее межгодовой изменчивости. Сезонные колебания ТПО с применением метода естественных ортогональных функций (ЕОФ) анализировались в [Пузанков, Шевченко, 2001], однако в указанной работе использовались данные наблюдений всего за два года, что недостаточно для надежных выводов и в принципе не позволяет рассмотреть межгодовые вариации, которые для температуры как воды, так и атмосферного воздуха, проявляются, прежде всего, в виде низкочастотной модуляции годового цикла. Столь малое число работ, посвященных анализу термических условий данного бассейна по спутниковым данным, обусловлено, скорее всего, значительными пропусками в материалах

наблюдений, обусловленных влиянием облачности. Как отмечалось в [Пузанков, Шевченко, 2001], на большей его части количество среднесуточных значений ТПО составляло 20-25% от их возможного числа, и только в северной его части несколько увеличивалось.

Хотя по Охотскому морю накоплен значительный объем экспедиционных исследований, и количество STD-станций составляет десятки тысяч [Гидрометеорология..., 1998; Luchin et al., 2004], они крайне неравномерно распределены по его акватории, а также по сезонам – в холодный период года из-за наличия ледяного покрова и сложных погодных условий количество съемок невелико. Указанные обстоятельства делают задачу изучения пространственно-временной структуры температуры воды весьма сложной, поэтому в [Гидрометеорология..., 1998] приведено лишь качественное описание сезонного хода, без применения методов статистического анализа.

Климатическим изменениям в дальневосточных морях и северо-западной части Тихого океана посвящен ряд исследований, в которых рассматривались как данные судовых океанологических съемок и доступных архивов метеорологической информации [Хен и др., 2004; 2008; Глебова и др., 2009; Зуенко и др., 2019], так и материалы четырехсрочных измерений температуры морской воды на береговых гидрометеорологических станциях Росгидромета [Ростов и др., 2017, 2018]. В большинстве этих работ отмечалась тенденция к повышению температуры в дальневосточных морях, обусловленная, прежде всего, изменениями в приземном слое атмосферы в регионе, а также обсуждались некоторые ситуации, когда отклонения термических условий от нормы были наиболее существенными. Отдельно отметим работу [Ustinova, 2021], посвященную значимым отклонениям термических условий от средних многолетних значений («термическим катастрофам») и их влиянию на промысел некоторых видов рыб, в частности сайры, а также на особенности формирования ледяного покрова в дальневосточных морях.

При изучении термического режима любой морской акватории обычно возникает вопрос о наличии однонаправленных тенденций – трендов температуры в масштабах всего бассейна или отдельных его частей. Такой вопрос приобрел особую актуальность вследствие глобального потепления, наблюдающегося на Земле в последние десятилетия, наиболее ярко оно выражается в повышении зимних температур атмосферного воздуха в северных районах, в частности, в Сибири, на Аляске, северо-западной Канаде [State..., 2018]. Следствием этого процесса является существенное снижение ледовитости (площади акватории, покрытой льдом) Северного Ледовитого океана [Jeffries et al., 2013]. Снижение ледовитости наблюдается с 1995 года и на акватории Охотского моря [Пищальник и др., 2016]. Это снижение обусловлено тем же процессом повышения зимних температур в Арктике, так как именно влияние холодных

воздушных масс, приносимых на его акваторию характерными для зимнего муссона ветрами северного и северо-западного румбов, определяет условия льдообразования в данном бассейне.

Ранее было высказано предположение, что во втором десятилетии XXI века процесс льдообразования усилится [Хен и др., 2004], однако по данным JMA [www.data.jma.go.jp (дата обращения 10 июля 2019 г.)] тенденция на снижение ледовитости сохраняется до сих пор. Однако роль этого процесса в формировании термического режима Охотского моря пока не изучена, при этом не вызывает сомнений, что он оказывает существенное влияние не только на температуру поверхностного слоя, но и на формирование солёности, на циркуляцию. В свою очередь такие изменения очень важны как для гидробиологической науки, так и для промысла некоторых видов рыб и беспозвоночных.

Температура морской воды, колеблющаяся в гораздо более узких пределах, чем температура атмосферного воздуха, определяет и возможность существования морских организмов в данных условиях, и быстроту их развития. Равномерность, плавность вариаций температуры воды и ее относительная однородность в каждой конкретной акватории - это один из благоприятных факторов их существования, так как они испытывают меньший стресс при изменениях условий обитания. Вместе с тем в жизни морских организмов, в особенности на ранних периодах их развития, температура приобретает особое значение потому, что большинство их холоднокровны, т. е. находятся в существенной зависимости от теплового режима окружающей среды. Это в полной мере относится к молоди большинства промысловых рыб, в том числе такого важного в экономике Дальневосточного региона объекта, как тихоокеанские лососи. Известно, что многие виды крабов очень чувствительны к термическим условиям, и мигрируют из мест привычного обитания в другие районы при их значимых изменениях.

Представления о циклическом характере изменений климата и биоты дают возможность усовершенствовать режим эксплуатации промысловых запасов, показывая в какой фазе долгопериодного цикла – на спаде или подъеме численности – находится промысловая популяция [Кляшторин, Любушин, 2005].

Спутниковые наблюдения за температурой поверхности моря, важность которых в последние годы существенно возросла из-за значительного сокращения морских экспедиционных исследований, предоставляют собой источник регулярных данных, охватывающих всю акваторию изучаемого бассейна. Поэтому являются очень хорошим материалом для изучения сезонных и межгодовых вариаций температуры поверхностного слоя, в частности, для выявления трендов и циклических составляющих как в целом, так и в отдельных его частях.

Цель работы

Анализ пространственно-временной изменчивости температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по данным спутниковых наблюдений и реанализа за 1998-2020 гг., выявление особенностей сезонных вариаций, однонаправленных тенденций и периодических колебаний, оценка возможности прогнозирования ТПО и связей с другими параметрами окружающей среды, выявление значимых отклонений от средних многолетних значений.

Для достижения сформулированной цели необходимо было решить следующие задачи:

1. Сформировать информационную базу исследования, включающую в себя спутниковые данные по температуре поверхности и ледовитости Охотского моря и прилегающих акваторий, а также данные реанализа ERA5 по ТПО, потоку коротковолновой солнечной радиации, а также приземному атмосферному давлению;
2. Разработать программное обеспечение для работы с созданной базой данных, расчета и визуализации статистических характеристик (программный комплекс BIN_READ);
3. Рассчитать и визуализировать статистические параметры и выполнить ЕОФ-анализ пространственно-временной изменчивости ТПО, потока коротковолновой солнечной радиации и приземного атмосферного давления;
4. Дать физическую интерпретацию выявленным статистическим закономерностям;
5. Проанализировать термические условия среды обитания водных биологических ресурсов. В том числе:
 - в период выпуска молоди лососевых рыб у побережья Сахалина
 - в период нагульных миграций и нерестовых подходов тихоокеанских лососей
 - в период промысла и нереста минтая в Охотском море
 - в период размножения и роста других видов рыб и промысловых беспозвоночных.

На защиту выносятся следующие научные положения:

1. На основе гармонического анализа и разложения по ЕОФ температуры поверхности Охотского моря на фоне среднего для моря статистически значимого годового хода выявлена сезонная «волна тепла», распространяющаяся с северо-запада (более ранний, примерно на 1 месяц, прогрев, и более раннее охлаждение) на юго-восток.

2. Межгодовая изменчивость ТПО в Охотском море проявляется в модуляции годового хода. Главную роль в вариациях огибающей по максимальным значениям играет цикличность с

периодом 6 лет с амплитудой до $1-2^{\circ}\text{C}$ в зоне ее влияния (южная половина Охотского моря, северная часть Японского моря и СЗТО).

3. На основе анализа ряда среднемесячных значений коротковолновой солнечной радиации (Short-Wave Radiation – SWR) – основного источника тепла, поступающего в поверхностный слой океана (данные реанализа ERA5 за 1998-2020 гг.) выявлена значимая корреляция с ТПО по северной и северо-западной периферии Охотского моря и более слабая в остальной части изучаемого района. Инсоляция является причиной более раннего прогрева в северо-западной части Охотского моря в июле и формирования квазициклических колебаний с периодом около 11 лет на его северном шельфе.

Научная новизна

В работе получен ряд новых научных результатов:

1. Особенности термического режима поверхностного слоя в изучаемом районе описываются первой модой разложения полей ТПО по ЕОФ, имеющей сравнительно однородное распределение в Охотском море (с более низкими значениями в зонах квазистационарных апвеллингов) и более высокие значения в более теплых северной части Японского моря и СЗТО. Ее временная функция имеет выраженный годовой ход с амплитудой 0.9°C .

2. В последнее 20-летие наблюдается снижение температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий. Наиболее значимы отрицательные тренды весной (скорость снижения $0.5-1.5^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) в северной и западной частях изучаемого бассейна, а также в северной части Татарского пролива Японского моря, что позволяет связать наблюдаемую тенденцию с уменьшением ледовитости и увеличением глубины зимней конвекции и рассматривать этот процесс как реакцию на глобальное потепление.

3. При анализе пространственного распределения амплитуды годовой гармоника приземного атмосферного давления (ПАД) выявлена узкая область с низкими значениями, разделяющая зоны с различным характером годовых вариаций над материком (максимум зимой, минимум летом) и Тихим океаном (противоположная динамика). Вблизи восточного побережья Сахалина имеется точка, в окрестности которой фаза этой составляющей изменяется на 360° - аналог амфидромии в теории приливов. При этом над материком фаза изменяется слабо, а вдоль границы раздела между областями с различным характером годового хода ПАД – очень резко.

Практическая ценность работы

В ходе проведения исследований и выполняемых работ по мониторингу условий обитания водных биологических ресурсов, был получен ряд результатов прикладного характера, наиболее важные из которых следующие:

1. Обнаружены значимые положительные аномалии ТПО в СЗТО в зонах зимовки и нагульных миграций тихоокеанских лососей зимой 2020 г. и у восточного побережья Камчатки летом, что могло стать причиной слабых подходов горбуши.

2. В ходе мониторинга нерестовых подходов горбуши к берегам Сахалина выявлено, что значимые аномалии ТПО в прибрежной зоне (как отрицательные, так и положительные) негативно сказываются на ее уловах.

3. Определены средние даты наступления комфортных условий для молоди тихоокеанских лососей (и экстремальные отклонения о них) в районах устьев рек, на которых расположены лососевые рыбоводные заводы, регулярно даются рекомендации по срокам выпуска на ЛРЗ.

4. Изучено влияние температурных условий на развитие устриц. Показано, что в аномально теплые годы средние показатели высоты и массы устрицы значительно ниже нормы, а в холодные годы – выше нормы.

5. Температурные условия в Охотском море в районах нереста минтая характеризовались как стабильные, с некоторой тенденцией к снижению в период нереста (апрель – июнь) и активной фотосинтетической деятельностью. Это указывает на устойчивые условия воспроизводства охотоморского минтая в отличие от япономорского.

6. Показана возможность прогнозирования ТПО с годичной заблаговременностью путем расчета в виде комбинации линейного тренда и 3-4 основных циклических составляющих.

7. Разработан программный комплекс BIN_READ для работы с созданной базой данных, расчета и визуализации статистических характеристик.

Достоверность обеспечивается использованием устоявшихся, ранее апробированных подходов и методов исследования (метод наименьших квадратов (МНК), ЕОФ, метод последовательных спектров); высоким качеством спутниковых данных (в работе [Пузанков, Шевченко, 2001] оценена их сопоставимость с данными инструментальных наблюдений) и реанализа; надежными алгоритмами обработки данных; согласованностью результатов с результатами работ других авторов по смежной тематике.

Апробация работы.

Результаты исследований, изложенные в диссертационной работе, были представлены на международных и всероссийских научных мероприятиях, в том числе: Международной научной конференции PICES (Online Virtual meeting 2020, 2021); XVI, XVII Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса» (г. Москва, 2018, 2019); XVII Международной конференции по науке и технологиям Россия-Корея-СНГ (г. Южно-Сахалинск, 2017); III, IV международной научной конференции «Геодинамические процессы и природные катастрофы» (г. Южно-Сахалинск, 2019, 2021); VII, IX научно-практической конференции молодых ученых с международным участием «Современные проблемы и перспективы развития рыбохозяйственного комплекса» (г. Москва, 2019, 2021); Круглом столе «Изменение климата, возможные риски и пути адаптации к ним рыболовства» (г. Москва, 2019).

Личный вклад автора

Автор обеспечил создание информационной основы исследования, сформировав базу спутниковых данных по температуре поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий за 1998-2020 гг., а также данных реанализа ERA5 по ТПО, потоку коротковолновой солнечной радиации и приземному атмосферному давлению.

Автор самостоятельно разработал программный комплекс BIN_READ для работы с созданной базой данных, расчета и визуализации статистических характеристик.

Автор рассчитал и визуализировал статистические параметры и выполнил EOF-анализ пространственно-временной изменчивости ТПО, потока коротковолновой солнечной радиации и приземного атмосферного давления.

Вместе с соавторами участвовал в подготовке публикаций по теме работы, обобщении материала и формулировке выводов.

Публикации

По теме диссертационной работы опубликовано 20 работ, 7 из них – статьи в журналах списка ВАК.

Структура и объем

Работа состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы содержащего 113 наименований. Работа содержит 159 страниц машинописного текста, 6 таблиц и 83 рисунка.

ГЛАВА 1 ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1 Изученность термического режима Охотского моря

Большинство работ, посвященных исследованию термического режима Охотского моря и прилегающих акваторий, основаны на обобщении данных судовых океанологических съемок, наибольший объем которых был выполнен судами гидрометеорологической службы в 1960–1970-ые годы прошлого века. В частности, регулярные съемки на шельфе и материковом склоне о. Сахалин на сети стандартных океанологических разрезов, накопленные в базе данных «Атлас» [Пищальник, Бобков, 2000]. На основе накопленных материалов выполнен ряд обобщений по различным участкам данной акватории [Шевченко и др., 2011, 2020]. Наиболее полные обобщения данных, накопленных в результате океанологических зондирований, были получены в работах [Гидрометеорология..., 1998; Дарницкий, Лучин, 1997; Лучин, 2007; 2008, Luchin et al., 2004] и ряде других исследований. Так, в [Гидрометеорология..., 1998] приведены распределения температуры воды на поверхности моря для различных месяцев года. В частности, показано, что максимальный прогрев поверхностного слоя в Охотском море достигается в августе-сентябре (10-12°C), и наиболее высокие значения отмечены в его юго-западной части.

С начала 1990-ых годов океанологические исследования Росгидромета постоянно сокращались, и основная доля судовых съемок стала выполняться силами дальневосточных филиалов ВНИРО, прежде всего Тихоокеанского (ранее ТИНРО-Центр). Результаты этих исследований были обобщены в нескольких диссертационных работах, подготовленных примерно в одно время [Фигуркин, 2003; Жигалов, 2004]. В последние годы исследования коллег из Владивостока направлено преимущественно на исследование тенденций климатических в изучаемом районе [Хен и др., 2004; 2008; Зуенко и др., 2019]. Значительное внимание уделялось также изучению вариаций поля приземного атмосферного давления, которое существенно влияет на изменчивость термического режима, в том числе на формирование экстремальных отклонений от нормы [Глебова и др., 2009; Глебова, 2021; Шатилина и др., 2016; 2019; 2021].

Вносят свой вклад в изучение термических условий и японские специалисты, основные усилия которых сосредоточены на юго-западной части Охотского моря, а также в целом на зоне влияния Восточно-Сахалинского течения [Ito, Ohshima, 2001; Fukamachi et al., 2004; Uehara et al., 2012].

Данные спутниковых наблюдений за поверхностью Охотского моря за 1992-1995 гг. анализировались также в работе [Богданов, 1997], основное внимание в которой было

сосредоточено на оценке скорости его прогрева и ее межгодовой изменчивости. Новые возможности в применении спутниковых данных для изучения пространственно-временной изменчивости температуры поверхностного слоя воды в данном районе возникли после введения в эксплуатацию в 1997 в Сахалинском филиале ВНИРО (СахНИРО) приемной спутниковой станции TeraScan. Были отлажены вопросы приема и обработки данных, производились специальные исследования, направленные на верификацию получаемых данных при помощи материалов судовых съемок СахНИРО, данных береговых гидрометеорологических станций Росгидромета, измерений температуры на ПБУ и автономными буйковыми станциями (некоторые результаты приведены в работе [Пузанков, Шевченко, 2001]. С 1998 года начинается систематический прием данных и формирование базы, которая является информационной основой для изучения сезонной и межгодовой динамики температуры поверхностного слоя воды в изучаемой акватории.

Сезонные колебания ТПО с применением метода естественных ортогональных функций (ЕОФ) анализировались в [Пузанков, Шевченко, 2001; Новиненко, Шевченко, 2007]. Столь малое число работ, посвященных анализу термических условий данного бассейна по спутниковым данным, обусловлено, скорее всего, значительными пропусками в материалах наблюдений, обусловленных влиянием облачности, которое обсуждается ниже.

В целом, основные отличительные черты термического режима поверхностного слоя вод Охотского моря – такие как более теплые условия в его юго-западной части и более холодные в зонах апвеллинга в районе банки Кашеварова, Ямских островов, Средних Курил и т.д., достаточно хорошо известны и подробно описаны в [Luchin et al., 2004; Веселова, 1972]. В то же время более тонкие особенности сезонного хода как в целом в масштабе всего бассейна, так и на отдельных участках его акватории изучены пока недостаточно и количественно не оценены, соответственно именно эти задачи и составляли основную цель настоящего исследования.

1.2 Океанографическая характеристика района исследований

В данной работе был проанализирован массив спутниковых данных по температуре поверхности океана и концентрации льда в период с 1998 по 2020 гг. Район исследования включает в себя всю акваторию Охотского моря и прилегающие к нему акватории (северная часть Японского моря и северо-западная часть Тихого океана). Границы района: с 42 по 60° северной широты и с 135 по 160° восточной долготы. Рассмотрим более подробно характеристики исследуемой акватории.

1.2.1 Охотское море

Охотское море – одно из окраинных морей Тихого океана. С севера оно ограничено берегом Азиатского материка, с запада – о. Сахалин, на юго-западе – о. Хоккайдо, на юго-востоке – Курильскими островами, а с востока – п-овом Камчатка. Охотское море соединено с Тихим океаном проливами, расположенными между Курильскими островами, с Татарским проливом Японского моря – проливом Лаперуза и Амурским лиманом [Лоция..., 1998]. Его площадь составляет 1603 тыс. км². Средняя глубина – 1780 м, максимальная глубина – 3916 м [Леонов, 1960].

Охотское море простирается с юга на север на 2500 км, а потому климат в его южной и северной части существенно отличается. Несмотря на то, что Охотское море расположено полностью в умеренной зоне, оно характеризуется суровыми субарктическими условиями обитания. В западной части моря в районе Шантарских островов расположены Удская губа, Тугурский, Ульбанский заливы, а также залив Николая. В Северной части о. Сахалин находятся Сахалинский залив и Амурский лиман, а в южной – заливы Анива и Терпения [Леонов, 1960; Петелин, 1974]. В северной части акватории находится несколько открытых заливов, например: залив Шелихова, Тауйская губа (см. рис. 1.1). Все крупные заливы моря отличаются своеобразием гидрологических и гидрохимических характеристик, влияющих на степень продуктивности вод [Матвеев, 2006].

Рельеф дна. Батиметрические условия в разных частях Охотского моря существенно отличаются (рис. 1.1). В южной части Охотского моря расположена Курильская котловина, вытянутая вдоль Курильских островов, с максимальной глубиной 3521 м. Средняя часть моря с глубинами от 200 до 2400 м, находится к северу от Курильской котловины и занимает 70% площади моря. Северная часть Охотского моря является материковой отмелью с глубинами менее 200 м [Лоция..., 1998]. Относительная мелководность изучаемого бассейна определяет важную роль атмосферной циркуляции в вариациях океанологических условий, в особенности в северной и северо-западной его частях.

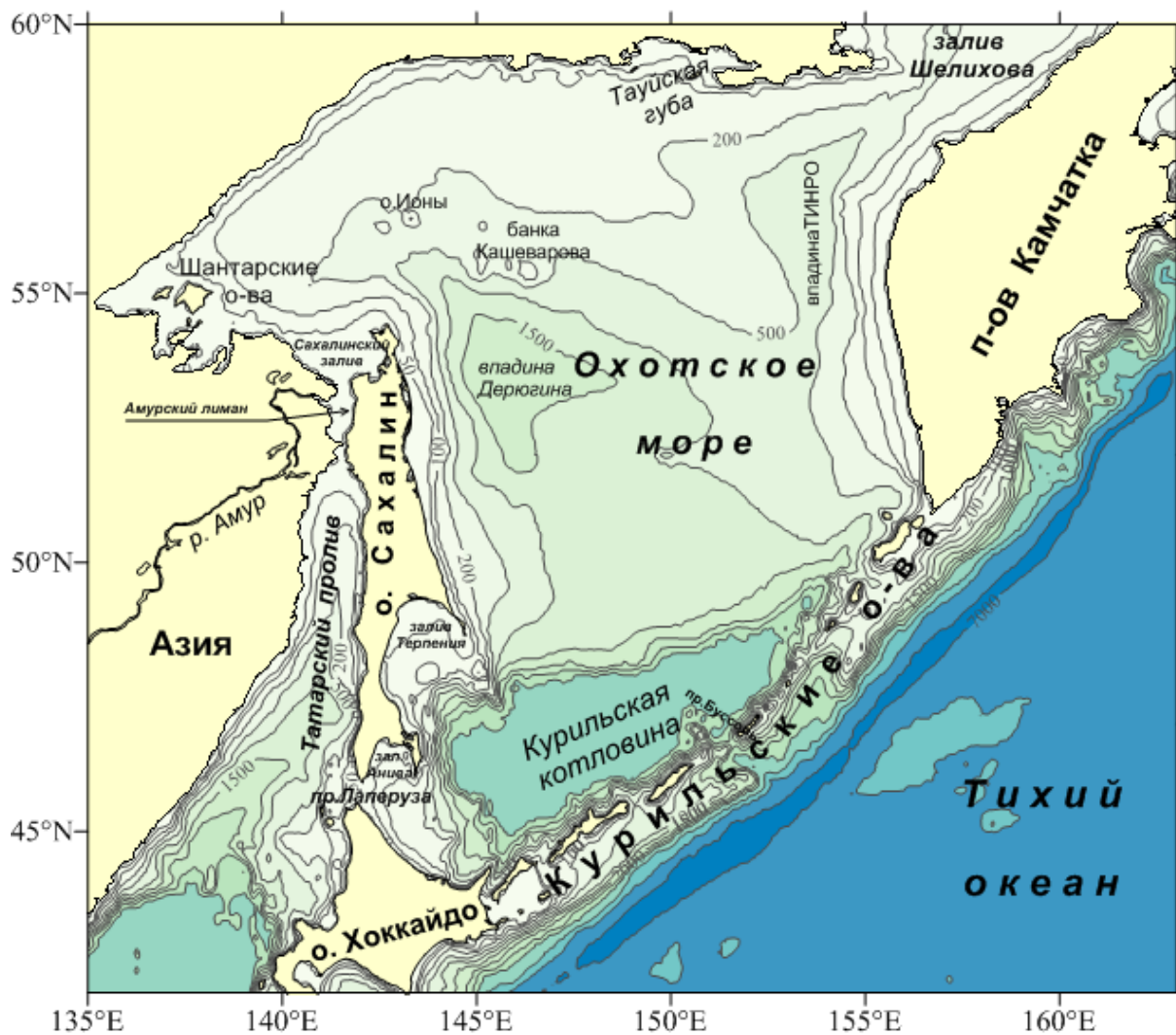


Рисунок 1.1 – Карта основных форм донного рельефа района исследований [Карта оцифрована и используется в СахНИРО]

Ширина и глубина проливов, соединяющих Охотское море с соседними акваториями Тихого океана и Японского моря, оказывают значительное влияние на формирование водных масс и особенности циркуляции вод в Охотском море [Леонов, 1960].

Общая характеристика климата. Существует два основных фактора, определяющих климат Охотского моря: муссонная циркуляция атмосферы и географическое положение района. Муссонный характер циркуляции обусловлен взаимодействием центров действия атмосферы: зимой – Сибирского антициклона и Алеутской депрессии, а летом – Гонолульского максимума в районе Гавайских островов и области низкого давления над Азией (см. рис. 1.2). Вытянутость Охотского моря с севера на юг обуславливает различия в климате между северной и южной частями. В северной части моря преобладают черты сурового континентального климата. В южной части сказывается влияние Тихого океана, и климат формируется более мягкий [Лоция..., 1998].

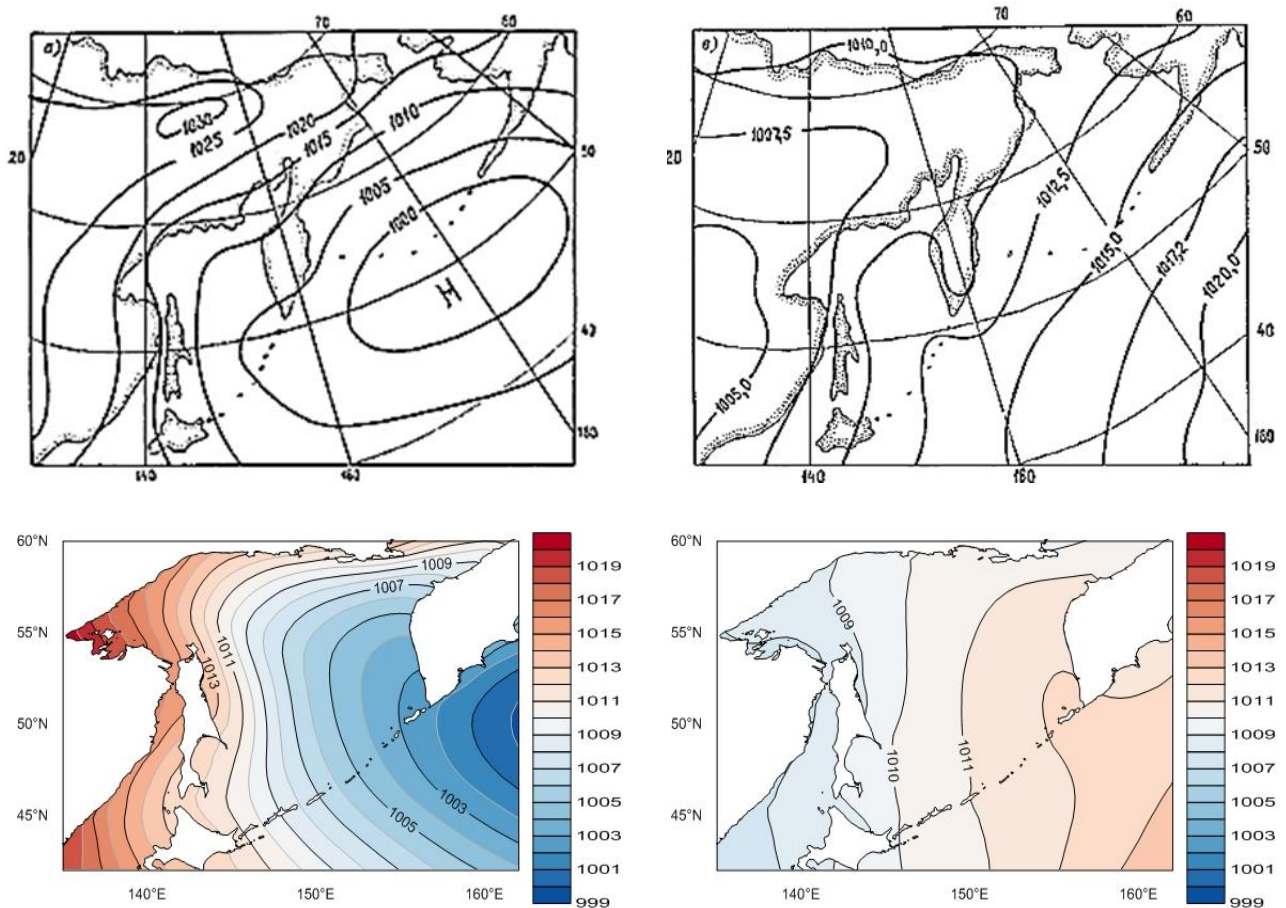


Рисунок 1.2 – Распределения приземного атмосферного давления зимой (слева) и летом по данным [Гидрометеорология..., 1998](сверху), [<https://rda.ucar.edu/>](снизу)

Сочетание значительного зимнего охлаждения со слабым прогревом летом и ограниченным притоком теплых вод через проливы из Тихого океана и Японского моря приводит к тому, что Охотское море является самым холодным из всех дальневосточных морей [Леонов, 1960]. Зимнее расположение полей давления является причиной переноса холодного воздуха с материка на океан (зимний муссон) и преобладания устойчивых и сильных северных и северо-западных ветров. В летнее время формируется летний муссон, и происходит перенос влажного тропического воздуха с океана на сушу с ветрами, преимущественно, южного направления. Летний муссон способствует формированию облачности в изучаемом районе. В начале лета над Охотским морем формируется область повышенного атмосферного давления, что также способствует медленному прогреву поверхности. С середины лета над большей частью Охотского моря преобладает циклоническая деятельность.

В апреле–мае происходит переход от зимнего муссона к летнему, а с середины сентября по октябрь – от летнего к зимнему. Переходные периоды характеризуются неустойчивыми ветрами.

С июня по декабрь над акваторией Охотского моря могут проходить тропические циклоны, т. н. тайфуны, которые сопровождаются мощной облачностью, сильными ливнями, ураганскими ветрами и значительным волнением [Люция..., 1998].

Температура воды и соленость. На формирование термического режима Охотского моря, в основном, влияет приход солнечной энергии, теплообмен с водами Тихого океана и Японского моря и вертикальный водообмен. Вытянутость моря с севера на юг является причиной значительных различий в термических условиях [Гидрометеорология..., 1998]. На рис. 1.3 показаны средние многолетние распределения среднемесячной температуры с января по декабрь (с 1998 по 2020 гг.) по данным спутниковых наблюдений станции TeraScan [www.sakhniro.ru].

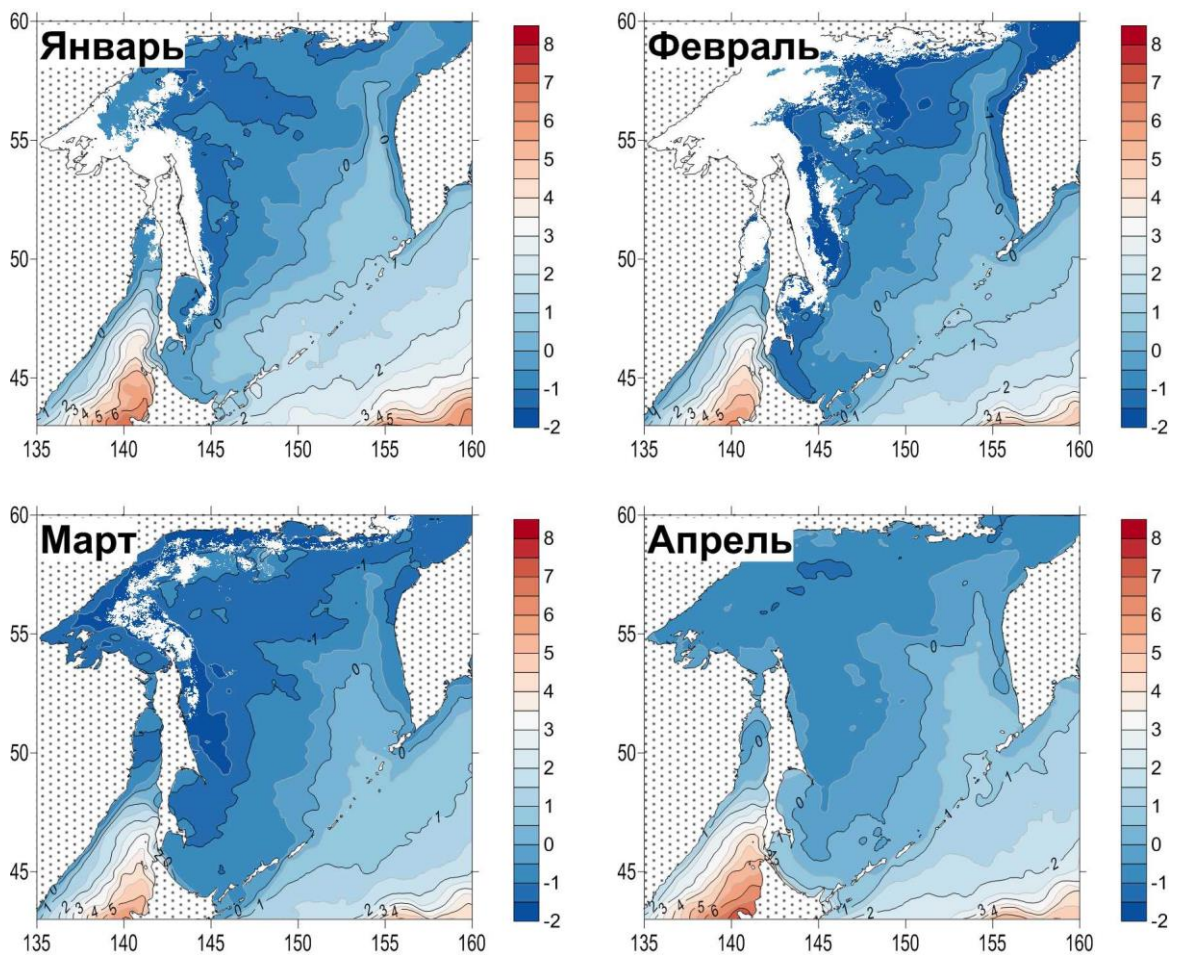


Рисунок 1.3 – Среднее многолетнее распределение ТПО (по данным TeraScan)

С января по апрель температура поверхности воды на большей части Охотского моря ниже нуля. Положительные значения температуры воды (до 1.5°C) отмечаются в районах Курильских проливов, в зонах залива более теплых тихоокеанских вод, а также на шельфе островов к северу от параллели $47^{\circ} 30'$ с. ш. (до 0.7°C). В апреле начинается весенний прогрев

поверхностного слоя воды, повсеместно происходит увеличение температуры, а в самой южной части моря оно достигает $2.0\text{--}2.2^\circ\text{C}$, в свободной ото льда области поверхностная температура в этот период не опускается ниже -1°C [Гидрометеорология..., 1998].

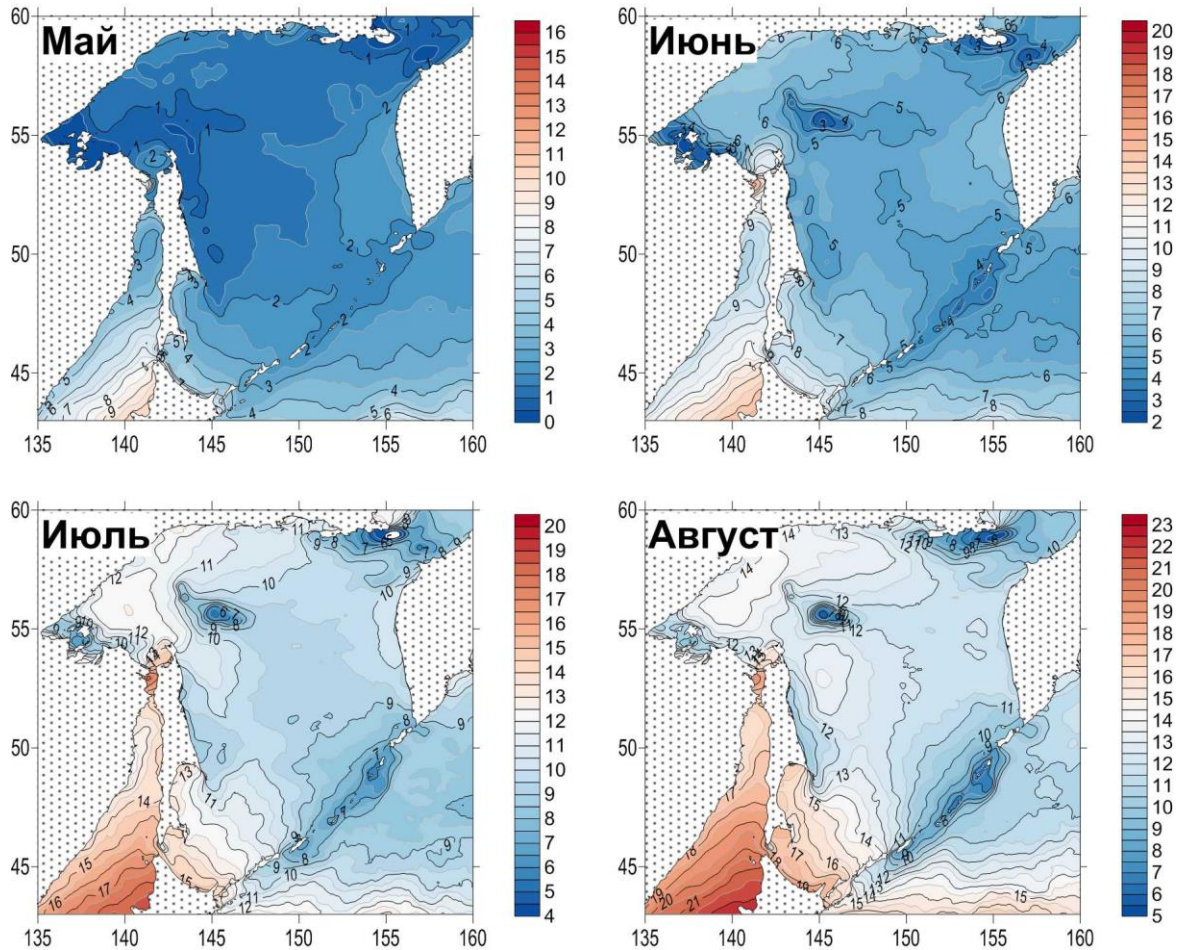


Рисунок 1.3 – (продолжение)

В мае прогрев продолжается, в мягкие по ледовым условиям годы доминируют положительные значения температуры. Однако преобладают значения $0.0\text{--}1.2^\circ\text{C}$. В июне происходит перестройка поля температуры к летнему состоянию. Наиболее прогретые участки в мелководных периферийных и спокойных районах моря. В динамически активных районах за счет интенсивного перемешивания образуются зоны пониженной температуры. Максимальный прогрев поверхности наступает в августе. Максимум наблюдается южнее м. Анива и достигает 16°C , в зонах апвеллинга же наблюдается пониженная температура (менее 10°C) [Гидрометеорология..., 1998].

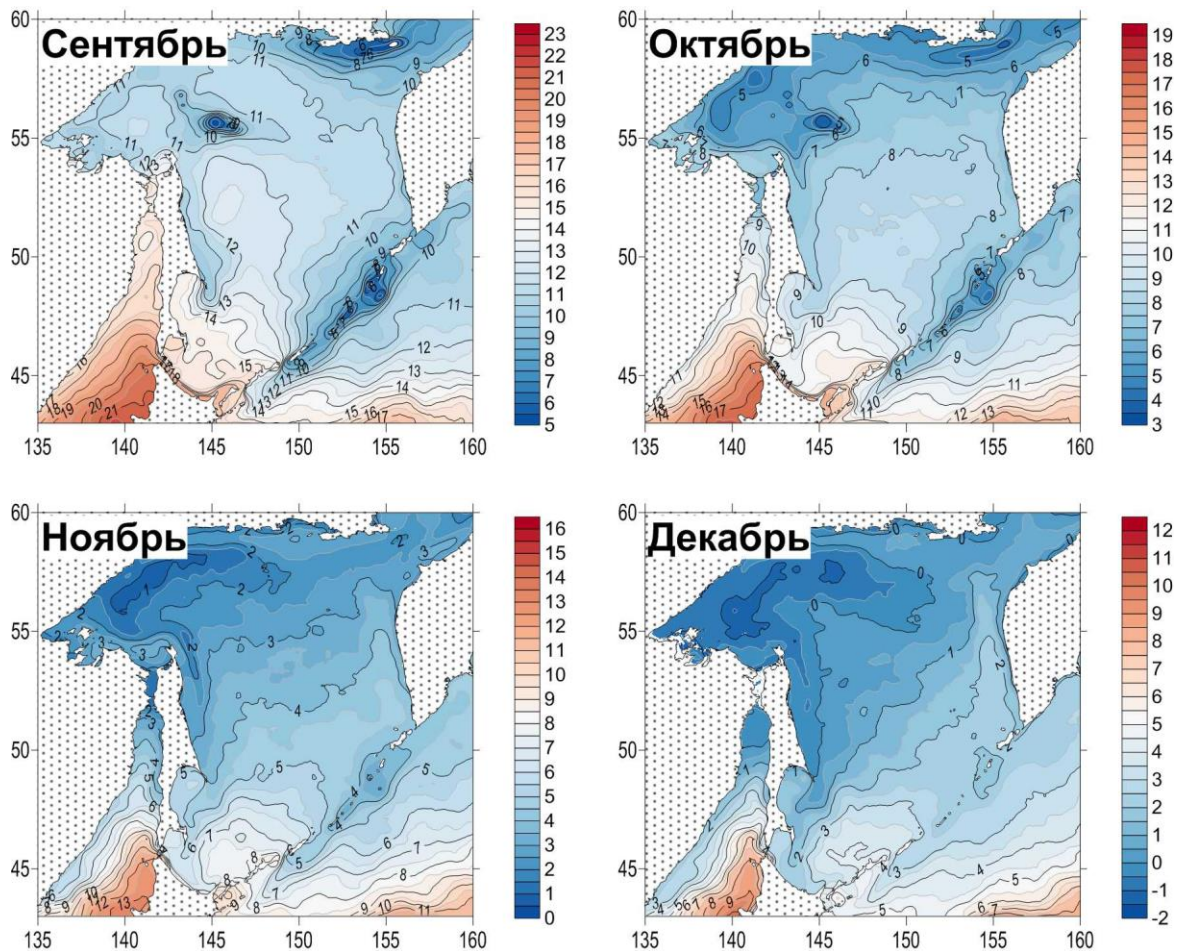


Рисунок 1.3 – (продолжение)

В сентябре сохраняется летний тип распределения температуры, однако по сравнению с августом температура в большей части моря на $1-2^{\circ}\text{C}$ ниже. Со второй половины сентября происходит быстрое снижение поверхностной температуры воды. Усиливается термическая конвекция. Как правило, в октябре вне шельфовой зоны температура поверхности уменьшается до $+2^{\circ}\text{C}$ в северной части моря и до $+8^{\circ}\text{C}$ в южной части [Лоция..., 1998]. В ноябре происходит дальнейшее понижение температуры воздуха, что наряду с усилением ветра приводит к появлению равномерного слоя 0–50 м с температурой около 1°C на акватории моря севернее 55° с. ш. В декабре происходит перестройка к зимнему состоянию [Гидрометеорология..., 1998].

Соленость поверхностного слоя моря колеблется в зависимости от сезона. На изменчивость солености влияет сток рек (прежде всего крупнейшей реки дальневосточного региона – Амура), процессы формирования и таяния ледяного покрова, количество осадков, а также циркуляция вод. Наибольшая соленость отмечается в районах проникновения тихоокеанских и япономорских вод. Повышение солености в динамически активных районах может быть вызвано интенсивным приливным перемешиванием.

В центральной части моря зимой она составляет 33–33.8‰, а летом снижается до 32‰. В прибрежных районах соленость уменьшается до 31‰, а в приустьевых участках крупных рек падает до 20‰.

Максимальные значения солености на периферии моря отмечаются с декабря по март из-за осолонения вод в процессе образования льда [Шутова и Якунин, 2007]. Минимум солености наблюдается в зависимости от района с апреля по июль и связан с периодом таяния ледяного покрова и весеннего паводка на реках. Второй минимум солености приходится на октябрь–ноябрь, когда происходит осенний паводок рек вследствие увеличения активности циклонов над акваторией Охотского моря [Гидрометеорология..., 1998].

Далее будет показано, что с 1980 года по настоящее время наблюдается снижение ледовитости Охотского моря. Это может сказаться как на температуре, так и на солености поверхностного слоя моря в тех районах, что ранее покрывались льдом, а также повлиять на циркуляцию вод в Охотском море. Влияние снижения ледовитости на температуру будет продемонстрировано в данной работе, исследование же солености и уровня моря, а эти факторы наряду с температурой влияют на формирование течений, является отдельной проблемой, хотя и данные параметры тоже можно оценить по спутниковым данным.

Общая характеристика основных течений. На рис. 1.4 представлено среднее многолетнее распределение температуры поверхности Охотского и северной части Японского моря по данным приемной станции TeraScan в период максимального прогрева вод в августе.

На данном рисунке схематически показаны стрелками основные течения изучаемого района. В некоторых случаях отчетливо видны основные структуры, обусловленные влиянием теплых и холодных течений (Цусимское, Соя, Ойясио), а также квазистационарных апвеллингов, что хорошо согласуется с общими представлениями [Дарницкий и Лучин, 1997; Гидрометеорология..., 1998].

Охотоморская ветвь Цусимского течения – узкое струйное течение Соя, несет теплые и соленые япономорские воды вдоль северного побережья о. Хоккайдо к Южным Курильским островам. Связанные с влиянием этого течения области с более высокими значениями температуры поверхности воды хорошо видны на рис. 1.4.

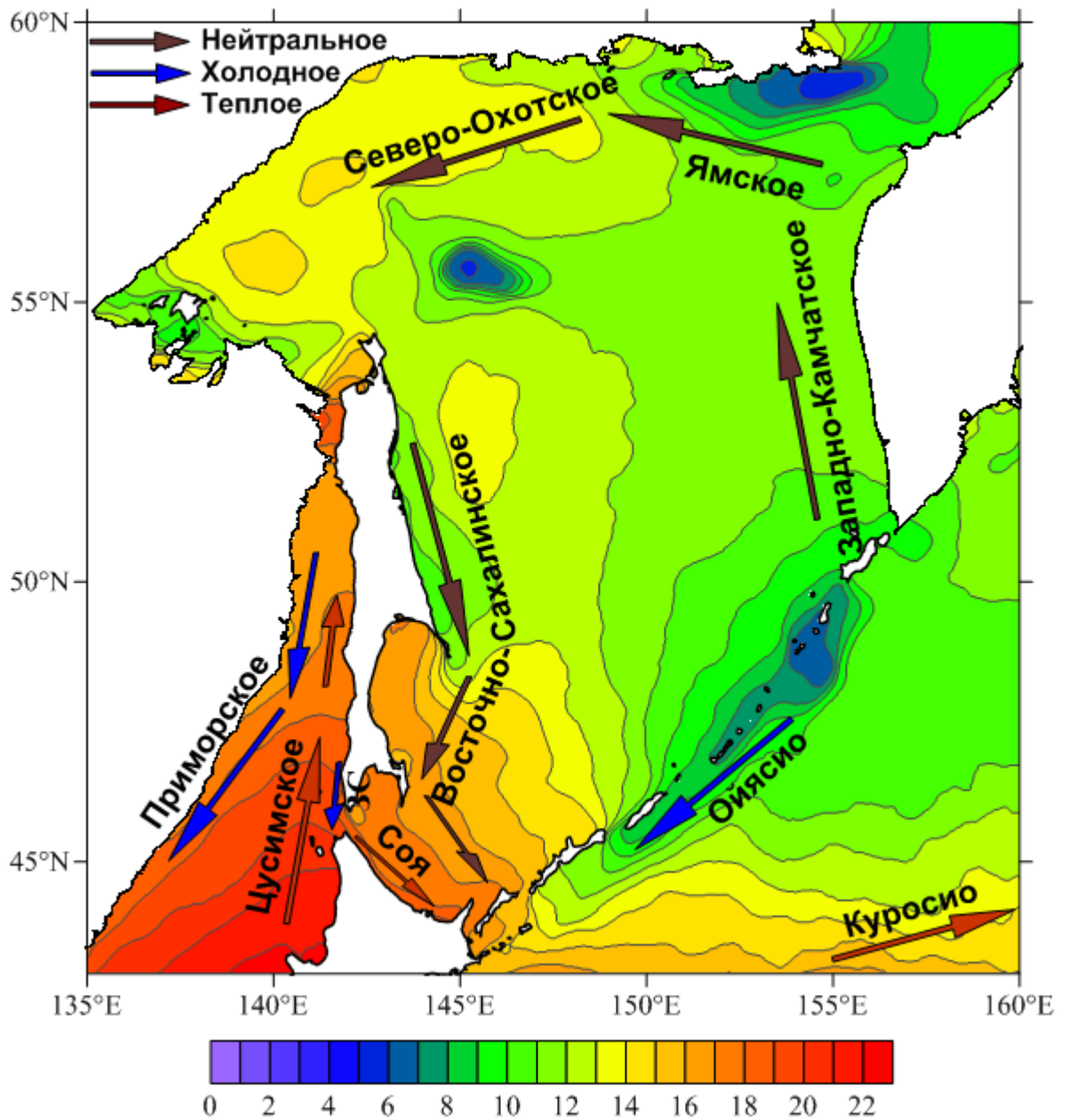


Рисунок 1.4 – Среднее многолетнее распределение температуры поверхности (°C) Охотского и северной части Японского моря по спутниковым данным в период максимального прогрева (по данным станции TeraScan), стрелками указаны основные течения [Власова и др, 2008]

На рисунке четко выделяются районы с более низкими значениями температуры поверхности воды, чем в окружающих акваториях. Это, прежде всего, области апвеллинга на банке Кашеварова, у Ямских островов и в районе Средних Курил, откуда начинается холодное течение Ойясио. Направление движения вод этого течения связано с наличием в прибрежной зоне менее плотных вод с более низкими значениями солёности [Истоки Ойясио, 1997; Анцулевич и Бобков, 1992].

Аналогичная особенность характерна также для Восточно-Сахалинского течения. Более низкие значения температуры в поверхностном слое в зоне действия этого течения обусловлены апвеллингом, вызванным характерными для летнего сезона южными ветрами [Красавцев и др., 2000; Власова и др., 2008]. Движущей силой этого потока является наличие градиента плотности между водой высокой плотности во впадине Дерюгина и более легкой (за счет низкой солености) на восточном шельфе о. Сахалин. Низкая соленость этой воды обусловлена таянием ледяного покрова и влиянием стока реки Амур, обусловленного более низкими значениями солености. Это связано с таянием ледяного покрова и влиянием стока реки Амур.

Лед. В холодные зимы льдом покрывается до 97 % акватории моря, а в теплые зимы — около 57 % [Гидрометеорология..., 1998]. Ледовая обстановка в западной и восточной частях Охотского моря существенно различается (рис. 1.5). Динамика ледяного покрова в данной акватории имеет свои особенности. Одновременно протекают два процесса. Во-первых, начинается становление льда в северной прибрежной части Охотского моря вследствие движения с материка холодного воздуха. Во-вторых – под воздействием устойчивых ветров северных румбов, а также зимней активизации Восточно-Сахалинского течения происходит дрейф льда на юг [Якунин, 1990; Власова и др., 2008]. В конце октября – начале ноября начало льдообразования отмечается в зал. Шелихова и в районе Шантарских островов. Со второй половины ноября образование льда начинается и в открытом море. В декабре северо-западная часть Охотского моря от Шантарского архипелага до Сахалинского залива покрывается плотным полем льда, которое взламывается и торосится под воздействием приливных колебаний. В течение зимы льды быстро распространяются на юг вдоль восточного берега Сахалина и к началу февраля достигают о. Хоккайдо. Максимум ледовитости приходится на март [Гидрометеорология..., 1998].

С началом прогрева воды происходит таяние льдов. В апреле интенсивные процессы таяния и разрушения льда начинаются на юге, а в мае происходит резкое уменьшение ледовитости на большей части Охотского моря. В районе Шантарских островов лед задерживается до конца июня – начала июля [Лоция..., 1998; Шунтов, 2001].

Влияние глобального потепления на ледовитость Охотского моря отмечено в разных источниках. На рис. 1.6 приведен сводный график ледовитости и аномалий глобальной температуры воздуха, представленных Национальным управлением океанических и атмосферных исследований США [http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/] за 1880–2014 гг. Изменчивость полиномиальных трендов этих двух параметров находится в противофазе [Пищальник и др., 2016]. Аналогичный график ледовитости за период с 1971 по 2019 гг. есть на сайте Японского метеорологического агентства JMA [www.data.jma.go.jp] (см. рис. 1.7).

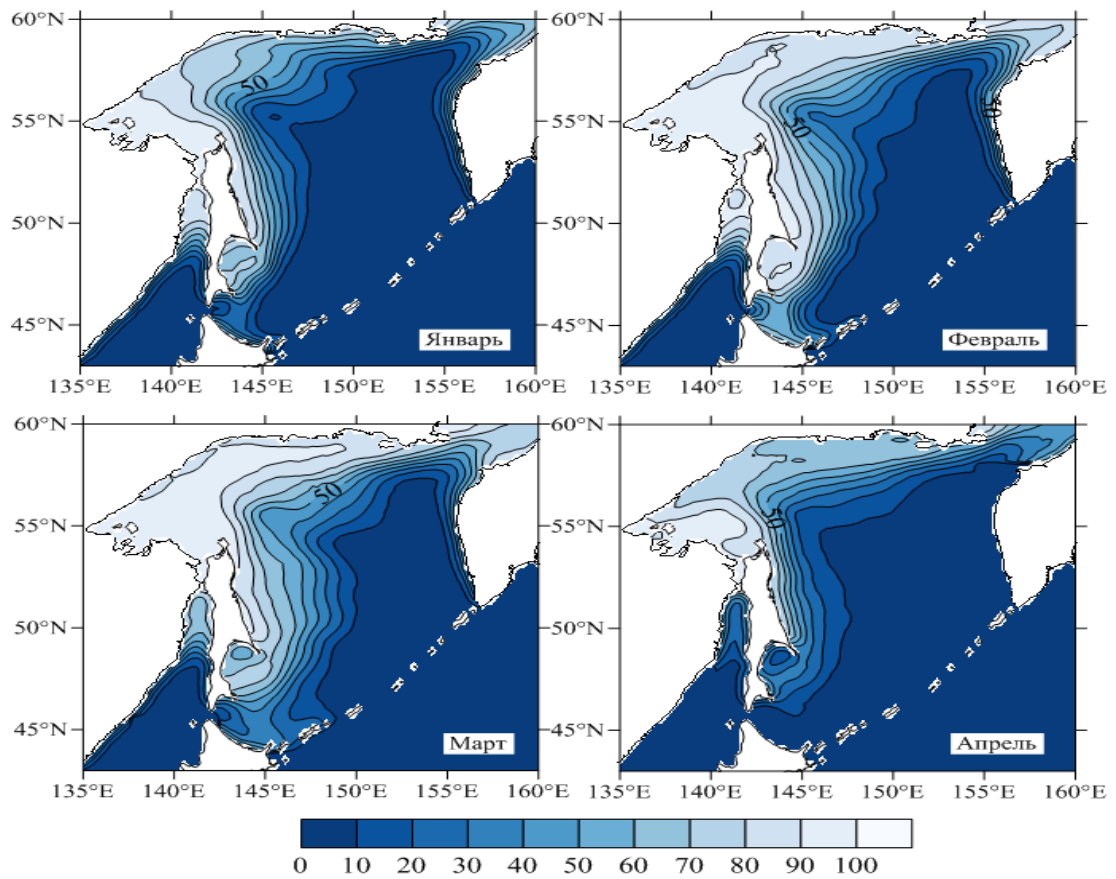


Рисунок 1.5 – Средние месячные распределения концентрации льда (%) в Охотском море и Татарском проливе [Цхай, 2017]

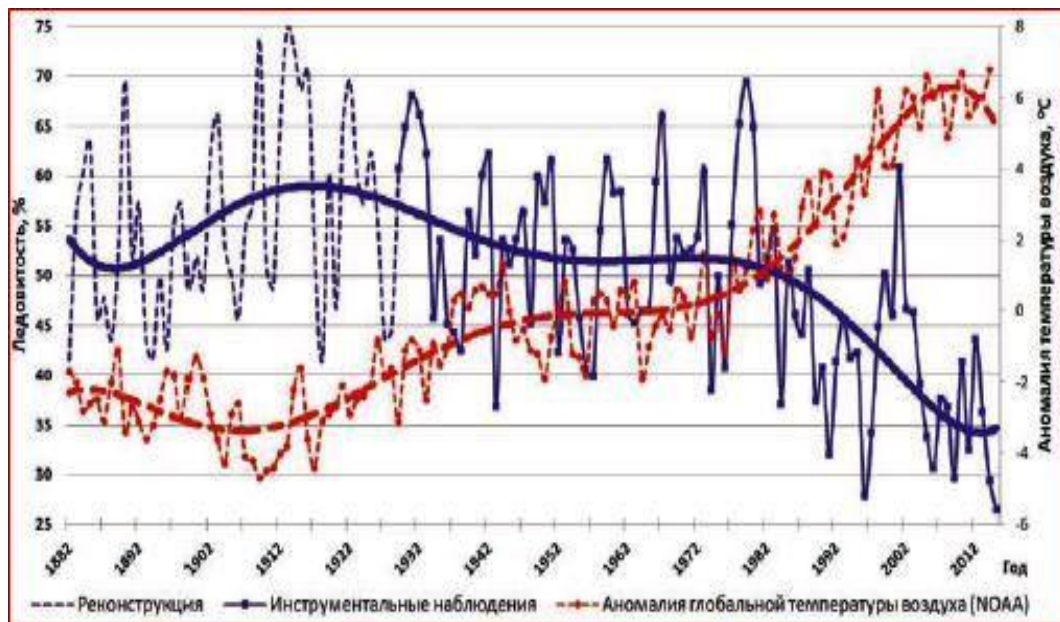


Рисунок 1.6 – Многолетние изменения значений ледовитости Охотского моря и аномалий глобальной температуры воздуха и их полиномиальные аппроксимации с 1880 по 2014 гг. (из работы [Пищальник и др., 2016])

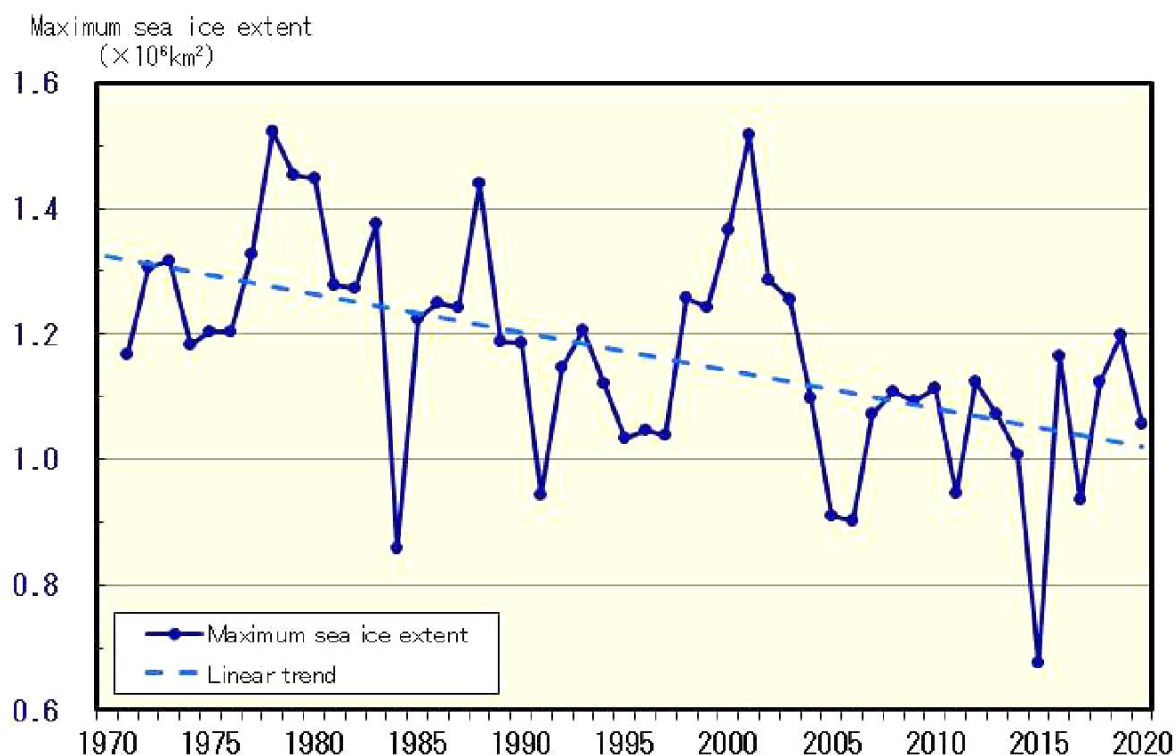


Рисунок 1.7 – Динамика показателей максимальной ледовитости в Охотском море с 1971 по 2020 год по данным ЖМА

Холодный промежуточный слой. Зимой почти по всей акватории моря поверхностный слой воды охлаждается до -1.5°C . Над шельфом охлаждение распространяется до дна, а над глубоководными котловинами – до 100–200 м. Летом температура поверхностного слоя моря поднимается до $+11-13^{\circ}\text{C}$ (на юге до $+18-19^{\circ}\text{C}$). Нижняя граница верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) с мая по октябрь не выходит за пределы 5–25 м. Максимального развития ВКС достигает в период с декабря по апрель. Его нижняя граница в этот период не распространяется глубже 40–60 м, а в зоне перемещения трансформированных тихоокеанских вод она заглубляется до 100–120 м [Морошкин, 1966; Лучин, 2007, 2008].

Описанные выше явления приводят к формированию специфичного для Охотского моря холодного промежуточного слоя (ХПС) или слоя остаточного зимнего охлаждения, который распространяется до глубины 120–150 м. Температура воды в ХПС в течение всего года остается ниже 0°C . Глубже располагаются относительно теплые подстилающие тихоокеанские воды с температурой воды около 2°C на глубине 750–1500 м и ниже [Леонов, 1960; Морошкин, 1966; Чернявский, 1992]. ХПС в Охотском море выделен с мая по декабрь. Минимальные глубины залегания его ядра (75–100 м) характерны для центральной части Охотского моря. Ядро ХПС максимально заглублено в проливах Курильской гряды и на прилегающей акватории

моря. С мая по декабрь в этом районе происходит постепенное заглубление ядра ХПС (от 75–100 м в мае до 300–350 м в декабре) [Лучин, 2008].

1.2.2 Татарский пролив Японского моря

Японское море по морфометрическим показателям можно разделить на три части: северную, центральную и южную. Исследуемая акватория частично покрывает центральную и полностью охватывает северную часть япономорского бассейна, которая находится севернее 44° с.ш. и представляет собой желоб, заходящий с юга в Татарский пролив [Зенкевич, 1961]. Наибольшая длина пролива по меридиану составляет 340 миль, ширина – от 169 миль на юге до 21.5 мили на севере. Татарский пролив отделяет о. Сахалин от материка. Особенностью Татарского пролива, как и всего Японского моря в целом, является узкий шельф. Наиболее обширное мелководье сосредоточено в вершине Татарского пролива (рис. 1.1). За исключением северной части пролива и залива Делангля, 50-метровая изобата удалена не далее 12-мильной зоны. В южной части Татарского пролива глубина достигает 1773 м. В районе мыса Слепиковского 1000-метровая изобата находится на расстоянии 14.5 миль от о. Сахалин [Лоция..., 2003]. Особенности рельефа в сочетании со значительной протяженностью вдоль меридиана во многом определяет характер циркуляции его вод, основные черты структуры водных масс и гидрологического режима

Общая характеристика климата. Климат Татарского пролива определяется двумя основными факторами: муссонной циркуляцией атмосферы, а также близостью холодного Охотского моря. Характер муссонных ветров над данным районом такой же, как и над Охотским морем. В осенне-зимний период (октябрь-март) формирование поля повышенного давления над материком и Алеутского минимума над северной частью Тихого океана ведет к образованию зимнего муссона. С мая по сентябрь поле низкого давления над Азией и Гонолульский максимум в районе Гавайских островов ведут к возникновению летнего муссона (рис. 1.2). В переходные сезоны погода неустойчива.

Через акваторию Татарского пролива проходит около 50 циклонов в год, по большей части в начале весны и в конце осени. В летнее время высока вероятность прохождения тайфунов, которые сопровождаются сильными ливнями и волнением [Лоция..., 2003].

Гидрологическая характеристика. Существует несколько факторов, влияющих на гидрологический режим Татарского пролива: особенности климата, водообмен с Японским и Охотским морями, приливные течения и сток реки Амур. Зимой вследствие низкой температуры воздуха и устойчивых северо-западных ветров в северной части Татарского пролива образуется плотное поле льда.

Годовой ход температуры выражен более ярко, чем в Охотском море (рис. 1.3). Характерной особенностью Татарского пролива является повышение температуры воды с севера на юг и с запада на восток [Лоция..., 2003]. В северной части Татарского пролива сильно меняется продолжительность периода с отрицательными значениями температуры в зависимости от удаленности от берега. Если в открытом море он составляет около 69 суток, то у побережья может достигать 159 суток. В мористой юго-западной части пролива лишь в течение 15–16 суток сохраняются отрицательные температуры, а в юго-восточной части пролива средняя многолетняя температура поверхности вообще не опускается ниже 0.5°C. Продолжительность периода отрицательных температур в прибрежных районах Сахалина в южной части пролива составляет около 60 суток. В то время, как у побережья материка сказывается влияние холодного Приморского течения, и этот период в два раза продолжительнее (110–120 суток) [Покудов и Власов, 1980].

Система поверхностных течений определяется движущимся с юга теплым Цусимским течением. Циркуляция вод в проливе состоит из системы двух циклонических круговоротов. Один расположен в северной мелководной части пролива, другой – в южной глубоководной. Основные потоки циркуляции расположены вблизи берегов [Лоция..., 2003].

Теплые воды приносятся в Татарский пролив с юга Японского моря Цусимским течением, которое движется вдоль побережья Японских островов, разделяясь на две ветви у северо-западной части о. Хоккайдо (рис. 1.4). Основная ветвь движется далее на север, где в районе Чехово-Ильинского мелководья снова разделяется на две ветви. Одна образует циклонический круговорот и поворачивает на юг, вторая, более слабая, огибает мыс Ламанон и продолжает движение на север, оказывая отепляющее влияние на северную часть Татарского пролива.

На рис. 1.4 показано также сравнительно небольшое по своим масштабам холодное Западно-Сахалинское течение. Оно берет свое начало в зоне дивергенции Цусимского течения в районе Чехово-Ильинского мелководья [Яричин и Покудов, 1982] и представляет собой узкий прибрежный поток южного направления у юго-западного побережья о. Сахалин. К югу от м. Кузнецова его ось несколько отклоняется от берега [Kantakov and Shevchenko, 1999], здесь оно направлено в зону дивергенции течений Цусимского и Соя, где и оканчивается.

Соленость поверхностного слоя также увеличивается с севера на юг и с запада на восток. Летом в северной части пролива соленость составляет 30–32.5‰, а в южной – 33–34‰ [Лоция..., 2003]. В годовом ходе солености воды в северной части пролива отчетливо выделяются два основных экстремума: зимний максимум в феврале и осенний минимум в конце октября – начале ноября. Основной максимум показателя по времени совпадает с периодом максимальной ледовитости в первой половине февраля [Якунин, 1995]. Активное

разрушение ледяного покрова в марте заметно понижает общее значение солености воды в северной части пролива.

Весной и летом в северной части Татарского пролива наблюдаются значительные различия в распределениях температуры и солености между восточным и западным побережьями. У берега Сахалина воды гораздо более соленые и теплые благодаря влиянию ветви Цусимского течения. У берега Приморья значения температуры и солености существенно ниже. Осенью, под действием северных ветров, которые характерны для холодного периода года, в восточной части акватории развивается прибрежный апвеллинг, на поверхность выходят холодные и соленые воды, благодаря чему происходит смена направления прибрежного потока с северного на южное. Так как в ноябре ветер меняется на северный, у побережья Приморья отмечается масштабное опреснение, обусловленное интенсивным затоком вод низкой солености стока реки Амур через пролив Невельского [Шевченко и др., 2011].

На гидрологический режим южной части Татарского пролива оказывают влияние теплое Цусимское и холодные Приморское и Западно-Сахалинское течения (рис. 1.4). Зимой отмечаются существенные межгодовые вариации температуры поверхностного слоя в юго-восточной части пролива в зависимости от интенсивности Цусимского течения. У западного побережья полуострова Крильон в зимний период наблюдается заток охотоморских вод, которые легко отличить по низким значениям солености. Они движутся от пролива Лаперуза на север в холодный период года (декабрь–март). В летний период на шельфе Сахалина наблюдается интенсивный прибрежный поток противоположного направления – узкое струйное холодное Западно-Сахалинское течение. От весны к осени интенсивность Цусимского течения уменьшается, а Западно-Сахалинского возрастает [Шевченко и Частиков, 2006].

ГЛАВА 2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Существует несколько источников данных по температуре поверхности воды: прямые измерения (логгеры, буйковые станции, данные, полученные в ходе экспедиций), дистанционное зондирование Земли (беспилотные летающие аппараты, аэросъёмка и спутниковый мониторинг) и реанализ (использование моделирования для восстановления динамики различных океанографических параметров). Каждый источник имеет свои плюсы и минусы.

Данные прямых измерений отличаются высокой точностью, ограниченной лишь точностью измерительного прибора. Дискретность данных достигает долей секунды. Однако такие данные точечные и нерегулярные, поэтому спектр их применения весьма ограничен. В случае логгеров – суточная динамика температуры, солёности. С помощью буйковых станций можно отслеживать синхронное изменение тех или иных параметров в отдельной точке или по вертикальному профилю. В экспедиции есть возможность выявить изменения различных параметров по ходу движения судна. К дополнительным недостаткам прямых измерений относятся их высокая стоимость, необходимость калибровки приборов и сложность получения общей картины.

Использование данных дистанционного зондирования Земли позволяет увеличить масштаб исследования. Поскольку данные беспилотных летающих аппаратов и аэросъёмок либо нерегулярны, либо не находятся в открытом доступе, их преимущества в высоком пространственном разрешении и более высокой точности по сравнению со спутниковыми снимками нивелируются. Спутниковые данные, напротив, являются регулярными и охватывают всю изучаемую акваторию. Таким образом, с их помощью можно исследовать сезонные и межгодовые вариации температуры поверхностного слоя воды (толщина которого может колебаться от 1 до 10 метров в разных частях акватории). Основным недостатком спутниковых данных является влияние облачности на точность данных (особенно в инфракрасном и видимом диапазоне). В идеальном случае, данные дистанционного зондирования должны регулярно сопоставляться с данными прямых измерений, чтобы избежать ошибок в интерпретации данных.

Данные реанализа обладают регулярностью спутниковых данных, а их максимальная дискретность достигает одного часа. Однако в ходе моделирования зачастую используются методы интерполяции, сглаживание и различные фильтры, тем самым реальная динамика физических процессов искажается, и в наибольшей мере это отражается на зонах апвеллинга и различных вихревых структурах, особенно в период максимального прогрева. В дальнейшем следует составить региональную модель климатических изменений с учетом всех динамически

активных зон. Только в этом случае можно будет говорить о качественном прогнозировании условий окружающей среды.

База данных СахНИРО включает в себя спутниковые и судовые данные. Так как судовые данные нерегулярны и распределены в пространстве неравномерно, в данной работе они рассматриваться не будут, однако следует учитывать то, что сравнение спутниковых и судовых данных (в том числе и данных логгеров на буйковых станциях) показало хорошую сопоставимость этих массивов данных. Помимо этого для выявления закономерностей в изменениях климата база данных была пополнена данными реанализа по различным метеорологическим параметрам.

В первом пункте будут рассмотрены спутниковые данные: их происхождение, способ их получения и способ хранения. Во втором приведено расширенное описание данных реанализа, а также описаны этапы их обработки с момента выбора массива до готовности к анализу. Третий пункт посвящен программному комплексу BIN_READ, который был создан в процессе написания работы, и большая часть расчетов произведена именно в нем. В четвёртом пункте описаны все методы исследования. И в заключительном, пятом пункте данной главы сравниваются данные СахНИРО и европейского реанализа (ERA5) по температуре поверхности океана.

2.1 База спутниковых данных СахНИРО

Для научных целей обычно используются данные со спутников, находящихся на геосинхронной (в частном случае, на геостационарной) или на гелиосинхронной орбите. Очевидным преимуществом геостационарной орбиты является то, что можно получить снимки одной и той же области с дискретностью до получаса и после наведения антенны на спутник не требуется постоянная коррекция ее положения. Это очень полезно как для систем телекоммуникаций, так и для приёма метеорологических данных. Недостатком такой орбиты является отсутствие покрытия полярных областей.

Этот недостаток устраняется спутниками, расположенными на полярной солнечно-синхронной орбите (рис. 2.1). Солнечно-синхронная орбита важна для науки, потому что она удерживает угол падения солнечного света на поверхность Земли более-менее постоянным, хотя угол и будет меняться вместе со сменой времён года. Без солнечно-синхронной орбиты пришлось бы учитывать изменения углов теней и освещения, что усложнило бы отслеживание изменений с течением времени. Было бы просто невозможно собрать информацию, необходимую для изучения изменений климата.

В 1997 году в СахНИРО была установлена приемная спутниковая станция TeraScan, с помощью которой производится прием данных со спутников серии NOAA, Metop, Aqua и Terra, находящихся на полярной солнечно-синхронной орбите (в среднем 10 снимков за день) для района с 42 по 60° северной широты и с 135 по 160° восточной долготы (далее этот район будет упоминаться как изучаемый район или стандартный регион). В настоящий момент накоплен 23-летний ряд спутниковых данных (с 1998 по 2020 гг.) по температуре поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий, что позволяет проанализировать межгодовые вариации данного параметра.

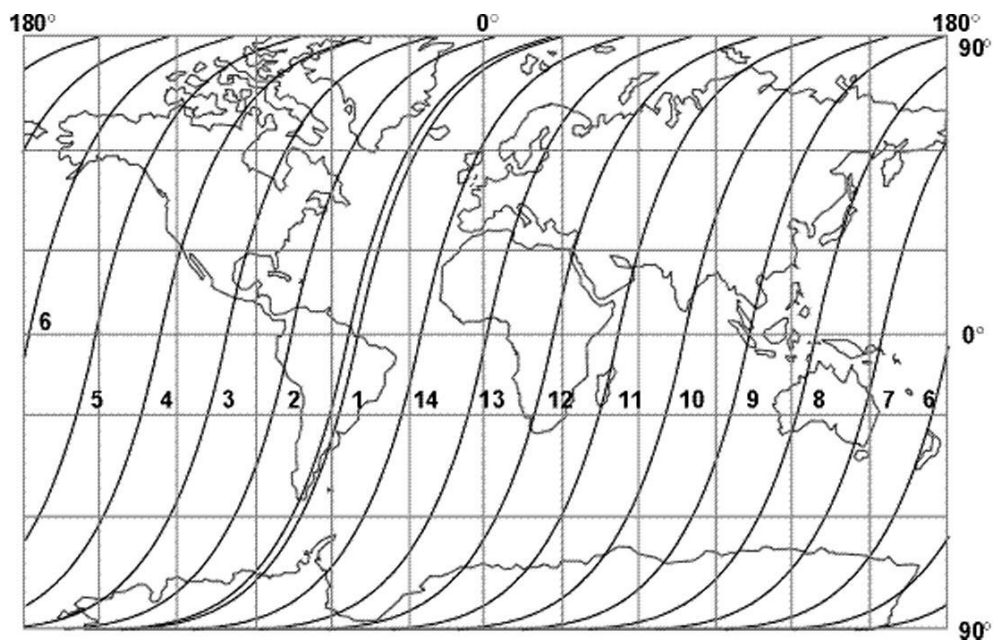


Рисунок 2.1 – Пример солнечно-синхронной орбиты спутника серии NOAA

Что же такое спутниковые данные? Электромагнитный сигнал с определенными характеристиками покидает море и содержит информацию о первичных наблюдаемых величинах, которыми является свет, радиационная температура, шероховатость и уровень моря. Этот сигнал проходит через атмосферу, где он может подвергнуться искажению, и, где к сигналу добавляется шум, прежде чем он будет получен с помощью датчика, который регистрирует определенные свойства излучения и преобразует каждое измерение в цифровой сигнал, подлежащий кодированию и отправке на землю. Геометрия датчика ограничивает каждое индивидуальное наблюдение определенным мгновенным полем зрения.

Для того чтобы перевести цифровой сигнал, полученный на наземной станции, в полезный для научных измерений с определенной точностью и качеством, процесс получения датчиком данных следует численно трансформировать, используя знания о технологии обработки сигнала, физических и технических свойствах датчика, физике атмосферы,

взаимодействии ЭМ излучения с океаном и приповерхностных процессах в океане. Процесс извлечения данных, полученных с уникального места наблюдения в космосе, лежит в основе особенности спутниковых данных.

Всего выделяют 5 уровней обработки спутниковых данных (таблица 2.1):

Таблица 2.1 – Уровни обработки спутниковых данных

Уровень	Описание продукта
0	Сырые данные, полученные со спутника в бинарном формате.
1	Изображение в координатах измерения. Спутниковые данные отдельных калиброванных каналов.
1.5 (1A)	В особенных случаях, продукт уровня 1 с применением атмосферной коррекции.
2	Продукт, прошедший атмосферную коррекцию и калибровку, содержащий значения восходящего излучения или непосредственно переменную характеристику океана с привязкой к географическим координатам, но чаще всего некартированный.
3	Составные изображения полученных переменных океана перенесенные на стандартную карту, полученные осреднением по пространству и времени нескольких пролетов в виде продукта 2 уровня. Этот продукт содержит данные только одного сенсора и, возможно, имеет пропуски.
4	Изображение, представляющее переменную океана осредненную в пределах каждой ячейки пространственно-временной сетки, для создания которого пропуски в данных продукта 3 уровня заполняются методами анализа данных, в т.ч. интерполяцией. В процессе анализа возможно использование нескольких продуктов 2 или 3 уровня с различных датчиков, а также возможно использование данных натуральных наблюдений или модельных расчётов.

С помощью программного обеспечения TeraScan сырые данные, принятые со спутников, подвергаются автоматической калибровке и атмосферной коррекции, а также производится географическая привязка данных и проекция на стандартную карту (выбор параметров, проекции и др. выполняется один раз оператором, после чего выполняется в автоматическом режиме, рис. 2.2). Затем данные с разным пространственным разрешением (максимальное

разрешение для совокупности спутников – 2 км, на отдельных каналах можно получить снимки с пространственным разрешением 250 м) вносятся в базу данных, где оператор, пользуясь программным комплексом института, производит ручную коррекцию каждого снимка (устраняет грубые ошибки, чаще всего появляющиеся в случае наличия полупрозрачной облачности). После этого производится суточное осреднение данных. По мере накопления данные также осредняются по декадам и месяцам, помимо этого осуществляется расчёт аномалий (отклонений от среднего многолетнего значения в указанную декаду или месяц, полученного за ряд предыдущих лет). Таким образом, данные в базе можно отнести к четвёртому уровню обработки, но без использования методов для заполнения пропусков.

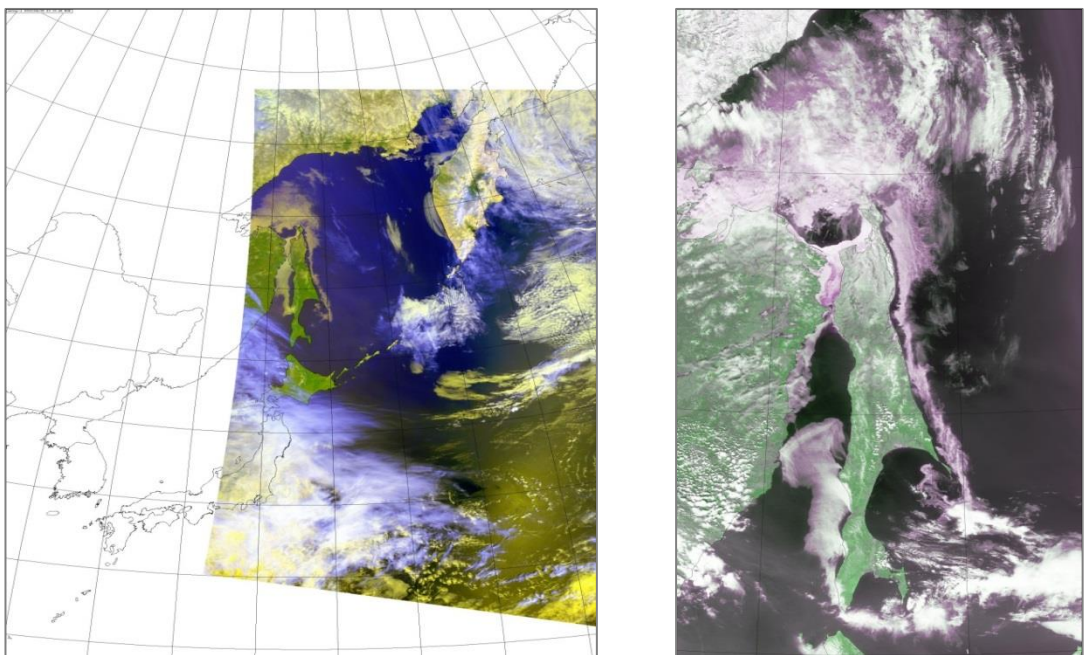


Рисунок 2.2 – Снимки ИСЗ метоп-1 (слева) и Aqua-1 (справа) за 29.04.2019

2.2 Данные реанализа

Метеорологические данные взяты из двух источников: с сайта National Center for Atmospheric Research (NCAR) <https://rda.ucar.edu/> (дата обращения 24 июля 2017 г.) по информации Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55, данные по приземному атмосферному давлению с пространственным разрешением около 0.5° и суточной дискретностью, регион – весь мир) и с сайта <https://cds.climate.copernicus.eu>, портала, на котором собрано огромное количество метеорологических данных (на этом сайте выбран массив ERA5).

Пространственное разрешение данных ERA5 составляет 0.25° , а максимальная дискретность данных – один час. Однако, поскольку анализ данных с такой дискретностью затруднителен, хотя такие данные подходят для воспроизведения определенных событий, для первичного анализа выбраны 2 параметра с месячной дискретностью. В число параметров входит: приземное атмосферное давление и поток коротковолновой солнечной радиации. Регион несколько шире, чем в базе данных СахНИРО ($35-70^\circ$ с.ш.; $130-180^\circ$ в.д.), поскольку в рамках госзадания (с целью поиска фактора, который мог повлиять на отсрочку прихода лососей на нерест) потребовалось оценить температуру поверхности океана за пределами стандартного региона. Этот регион будет упоминаться как расширенный.

По вышеуказанной классификации (таблица 2.1) данные реанализа также относятся к четвертому уровню обработки. Для упрощения распространения через интернет их хранят в форматах Grib и NetCDF, которые имеют сложную иерархическую структуру (один файл может содержать данные за весь год по различным параметрам). Существуют бесплатные программы, позволяющие работать с данными форматами, например, SeaDAS, CDO (Climate Data Operator), а в некоторых языках программирования (Python, C++) есть множество функций для работы с такими данными. Поскольку в базе данных СахНИРО данные хранятся в бинарном формате, потребовалось найти способ их преобразования из общепринятых форматов в бинарный. С помощью скриптов для SeaDAS из файла с множеством временных слоев и параметров вычлняются отдельные слои для необходимого параметра, а дата, время слоя и название параметра выносятся в название файла. На этом же этапе можно вырезать из большого региона область поменьше. В некоторых случаях процедура усложняется, если для дополнительного сжатия информации число с плавающей точкой (тип float) было преобразовано в целое (тип short int), и для каждого слоя есть свои коэффициенты преобразования (gain и offset). Чтобы избежать ошибок, процесс преобразования был полностью автоматизирован.

Итак, при работе с данными реанализа можно выделить четыре этапа:

- выбор массива данных;
- скачивание данных;
- разбиение на отдельные слои;
- преобразование в необходимый формат.

2.3 Программный комплекс СахНИРО и программа BIN_READ

Комплекс программ, разработанный коллегами из СахНИРО, позволяет вносить данные, представленные в формате бинарного файла, полученные после цикла обработки программным обеспечением системы TeraScan, в базу данных. Помимо этого, с помощью него можно выбирать данные за определенный промежуток времени и затем вычленять данные одной или нескольких пространственных ячеек.

Рассмотрим для примера снимки из базы декадных распределений ТПО за первую декаду августа 2017 года с разным пространственным разрешением (рис. 2.3).

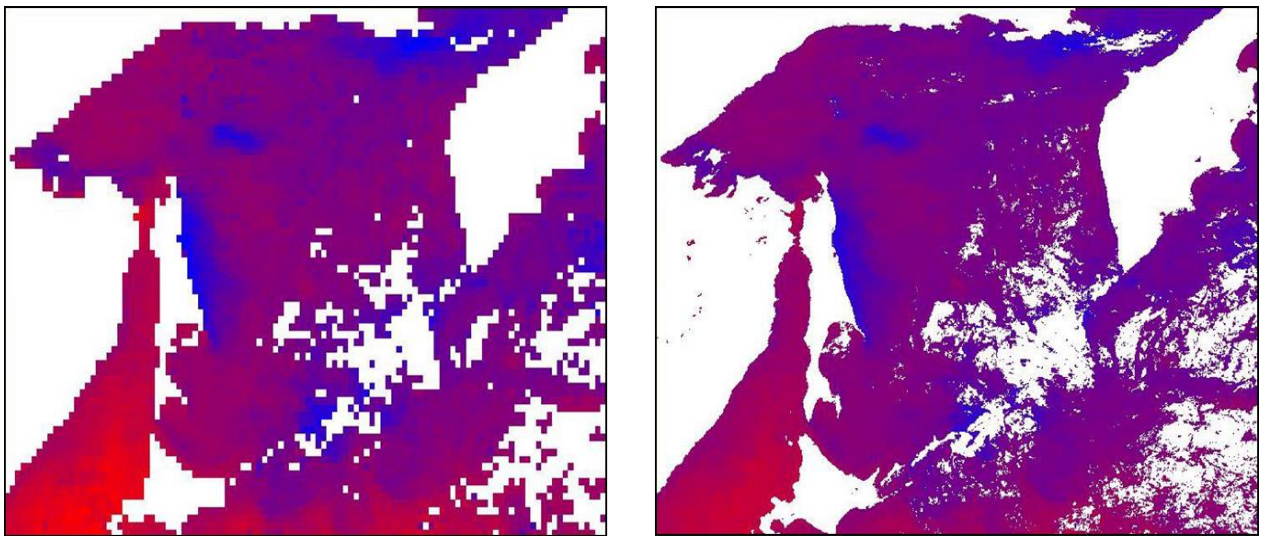


Рисунок 2.3 – Снимок ТПО за первую декаду августа 2017 г. Пространственное разрешение слева – около 0.25° , справа – около 2 км

Белым на рисунке отмечено отсутствие данных (NaN), в летний период это может быть связано либо с облачностью, либо с береговой линией. В зимний период это значение присваивается при наличии ледяного покрова. Цветом показаны температуры (синим более холодные, красным – более теплые). На снимках отчетливо видны зоны апвеллинга (у северо-восточного побережья Сахалина, над банкой Кашеварова, к северо-западу от Камчатки и у центральных Курил), а также зона влияния теплого Цусимского течения (Японское море и далее на север). При наведении на ячейку отображаются ее координаты, как географические, так и относительные (координаты X и Y в сетке), а также значение выбранной величины (в данном случае температуры).

Данные отдельных ячеек можно вывести в файл Excel, целиком же файл можно сохранить либо в бинарном формате (без заголовков, только строка данных), либо в формате “*.grd”, что позволяет в дальнейшем строить карты распределения величины в Surfer.

В рамках аспирантской деятельности также была создана программа (**BIN_READ**), позволяющая считывать данные из бинарных файлов, производить операции, которые не были возможны в вышеупомянутом комплексе, для всех пространственных ячеек и сохранять результат так же в виде бинарных файлов, либо в виде изображений. Рассмотрим интерфейс данной программы (рис. 2.4).

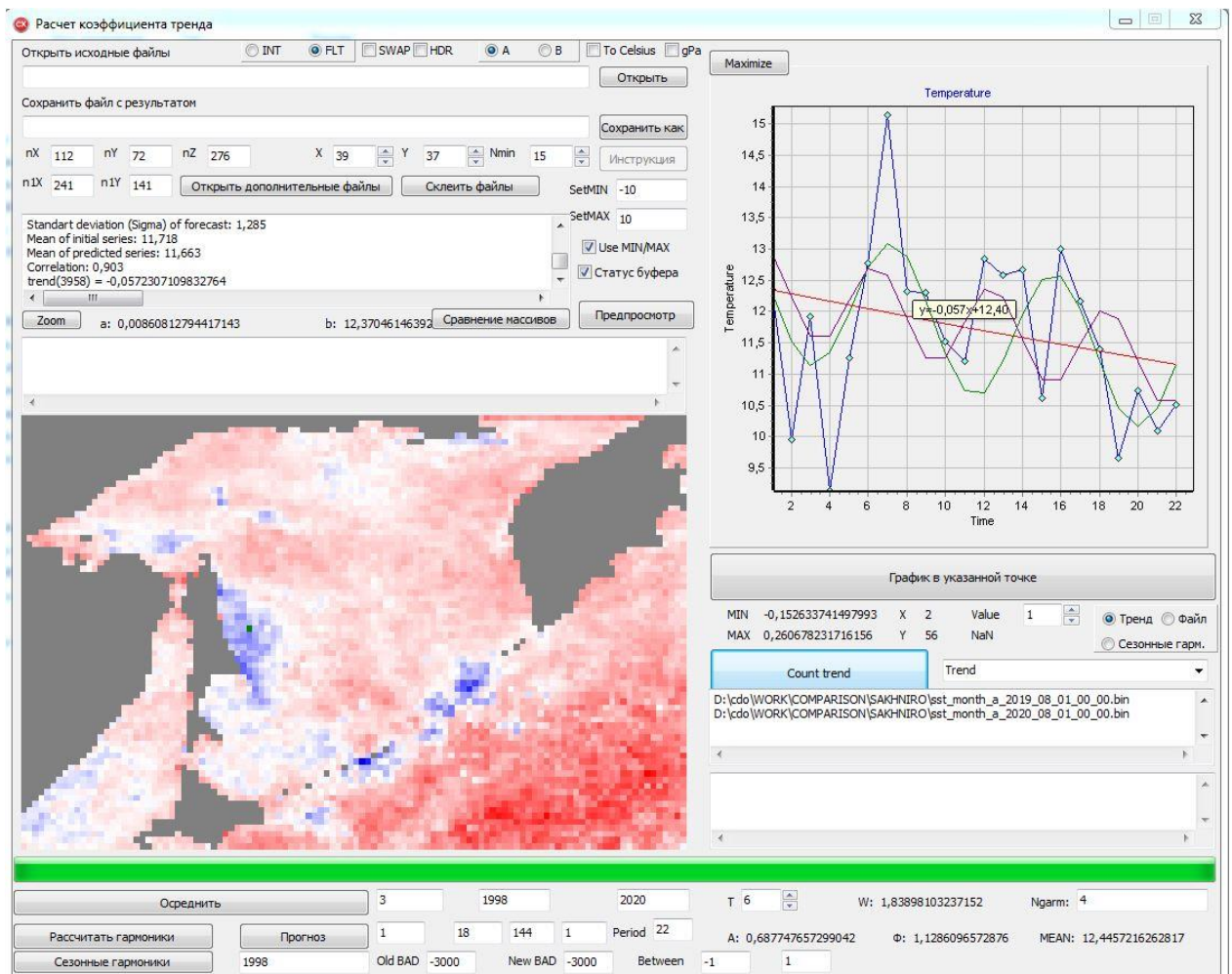


Рисунок 2.4 – Интерфейс программы. Продемонстрирован расчет линейного тренда по среднемесячным температурам (1998-2020 гг.) в августе.

Программа **BIN_READ** работает в двух режимах – расчет и просмотр исходных файлов. В обоих режимах нужно сначала выбрать исходные файлы. Для расчетов файлы должны быть упорядочены по имени так, чтобы ряд получился равномерным и без пропусков (если какого-то

файла не хватает, можно вставить файл, заполненный *NaN*). Это условие для файлов из базы данных СахНИРО выполняется автоматически.

После выбора файлов следует указать, куда сохранить результат и указать размерность матрицы по X (nX) и по Y (nY) (в данном случае выбраны файлы с низким разрешением, сетка – 112x72 ячейки), а также минимальное количество данных, при котором расчет в ячейке производится ($Nmin$ – обычно устанавливается равным трети от длины ряда данных). После этого выбирается из списка функция для расчета и производится расчет. Через некоторое время (от секунды до нескольких минут в зависимости от разрешения файлов и длины ряда) программа выводит результат на экран и в файл. Цветовая шкала настроена от синего (отрицательные значения) к красному (положительные) через белый (уменьшение модуля величины). Серым цветом показано отсутствие данных (*NaN*).

При клике на изображении или ручном вводе координат выбирается точка и строится соответствующий график функции, а также в поле выводится отчет по данной точке (его можно скопировать в текстовый файл или в таблицу Excel). Изображение и график можно увеличить, нажав на соответствующие кнопки. В режиме увеличения можно сохранить изображение или график в формате “*.bmp”. На рис. 2.4 график исходной величины показан синим цветом, красным – линейный тренд (его уравнение выведено над прямой), зеленым цветом обозначен график гармоник с максимальной амплитудой, а фиолетовым – график выбранной гармоники.

Программа **BIN_READ** написана в среде RAD Studio на языке программирования C++. В этой среде упрощена разработка кроссплатформенных приложений, что позволяет создать удобный интерфейс на любой вкус. Эта программа на данный момент является прототипом, интерфейс и функционал еще будет модернизирован, однако уже сейчас с ее помощью получены некоторые интересные результаты. На данный момент программа позволяет:

- рассчитать коэффициенты линейного тренда;
- вычесть тренд из исходных файлов;
- рассчитать коэффициент достоверности линейной аппроксимации;
- рассчитать амплитуды и фазы гармоник по заданному периоду;
- рассчитать амплитуды и фазы сезонных гармоник;
- рассчитать долю объясненной дисперсии гармоник;
- построить карты распределения исследуемых параметров;
- построить графики хода исследуемого параметра в данной ячейке;
- дополнительно построить график линейного тренда и основной циклической компоненты в данной ячейке;
- построить псевдоспектр зависимости амплитуд гармоник от периода;

- рассчитать прогноз данного параметра на несколько лет методом последовательных спектров;
- рассчитать коэффициент корреляции между двумя массивами данных одинаковой размерности;
- сохранить выведенные на экран графики и карты как изображения;
- сохранить любые рассчитанные параметры в бинарный файл.

В качестве возможных путей улучшения программы **BIN_READ** можно указать подключение библиотек с различными стандартными функциями, распараллеливание вычислительных процессов, а также добавление возможности работы с более сложными форматами данных (“**.grd*” или “**.nc*”) напрямую.

Рассмотрим более детально методики, лежащие в основе данной работы.

2.4 Методы исследования

Для анализа пространственно-временной изменчивости различных параметров окружающей среды, как температуры поверхности океана, так и некоторых других величин были определены средние многолетние значения (нормы) за указанный период (1998-2020 гг.), отклонения от нормы (аномалии), амплитуды и фазы сезонных гармоник, коэффициенты линейного тренда, оценены колебания с периодом от 3 до 11 лет, выполнен прогноз методом последовательных спектров и проведено разложение методом естественных ортогональных функций.

Большая часть вычислений была проведена в программе **BIN_READ**, но анализ методом естественных ортогональных функций выполнен с помощью программного обеспечения TeraScan.

2.4.1 Определение коэффициентов линейного тренда

Метод наименьших квадратов, основанный на минимизации суммы квадратов отклонений некоторых функций от искомым переменных, широко применяется для решения различных задач. В данном разделе в качестве искомым параметров выступают коэффициенты **a** и **b** уравнения $y=ax+b$. Близкая методика была применена для расчета трендов температуры по месяцам в нескольких одноградусных областях в Японского моря, одной в Охотском и двух в районе Курильской гряды на основе массива спутниковых данных Рейнольдса-Смита за период 1982 – 2007 гг. [Шатилина и др., 2011]. Однако на этот раз благодаря автоматизации процесса удалось обработать матрицу с размерностью 1000x1022 пространственных ячейки и

временной ряд в 23 года. Пространственное разрешение данных также улучшилось (ячейки 2x2 км).

Так как даже в рядах среднемесячных значений существуют пропуски данных (это связано, в основном, с влиянием ледяного покрова в зимние месяцы), было решено установить пороговое значение в 7 точек. Если количество значений в данной пространственной ячейке было ниже порогового значения, расчет тренда не производился.

Величина скорости изменения температуры (умноженная на 10 и характеризующая, соответственно, прирост температуры за 10 лет) в каждой пространственной ячейке использовались для построения карты, характеризующей динамику термического режима в поверхностном слое в последнее двадцатилетие. Карта строилась в виде изолиний коэффициента α линейного тренда, его знак и величина характеризовались цветом закрашки соответствующей области. Перед нанесением изолиний, пространственные распределения были обработаны медианным фильтром 19×19 .

Аналогичным образом рассчитывались скорости изменения температуры для каждого месяца отдельно и для различных сезонов года. При расчете среднего значения изучаемого параметра за сезон учитывалось то обстоятельство, что гидрологические сезоны в Охотском море сдвинуты по отношению к календарным сезонам на месяц. Так, март в гораздо большей степени зимний месяц (на него приходится максимум ледовитости), чем декабрь [Гидрометеорология..., 1998]. Таким образом, средняя зимняя температура рассчитывалась по периоду январь-март; весенняя – апрель-июнь; летняя – июль-сентябрь; осенняя – октябрь-декабрь.

2.4.2 Определение амплитуд и фаз гармоник

В работе используется два метода гармонического анализа: в первом случае рассчитываются гармоники с периодом год и меньше, во втором – от 3 до 11 лет. В обоих случаях амплитуда (A) и фаза (φ) определяются методом наименьших квадратов при известном периоде, на выходе получается функция вида $F(t) = A \cos(\omega t - \varphi)$. Расчет проводится для всех ячеек матрицы.

Сезонные вариации любого гидрометеорологического параметра в каждой точке можно описать годовой гармоникой и несколькими составляющими с кратными частотами – полугодовой, треть- и четвертьгодовыми составляющими. Построены пространственные распределения вышеуказанных параметров за каждый отдельный год и по средним многолетним данным. Таким образом, сезонный ход параметра в любой точке можно представить в виде:

$$F(t) = A_0 + \sum_{i=1}^4 A_i \cos(\omega t - \varphi_i) + \xi(t), \quad (2.1)$$

где A_0 – свободный член, равный среднегодовому значению в данной точке;

A_i – амплитуда;

φ_i – фаза i -ой гармоники;

ω – годовая частота ($\omega = 2\pi/12$, если время задано в месяцах);

$\xi(t)$ – остаточные вариации.

2.4.3 Метод последовательных спектров

В работе [Шершнева, Шевченко, 2005] была разработана методика прогнозирования термических условий на год вперед на отдельных участках изучаемой акватории (эта методика также использовалась для восстановления пропусков данных, связанных с влиянием облачности или техническими причинами), заключающаяся в расчете температуры в заданном квадрате в момент времени t по формуле:

$$F(t) = at + b + \sum_{k=1}^N c_k \cos(\omega_k t - \varphi_k), \quad (2.2)$$

где a и b – параметры линейного тренда, c_k – амплитуды, а φ_k – фазы циклических составляющих (гармоник) вариаций температуры поверхности моря. Амплитуды и фазы основных циклических составляющих рассчитываются методом наименьших квадратов после вычитания тренда (чтобы избежать влияния низкочастотных компонент с периодом, превышающим половину длины ряда), при этом их периоды перебираются в диапазоне от 18 до 144 месяцев с шагом в один месяц. Для каждой ячейки определялся набор из 3-4 гармоник, дающих наибольший вклад в межгодовые вариации ТПО (вклад оценивался по амплитуде колебания). Поскольку они не являются ортогональными, то для прогноза по формуле (2.2) необходимо из исходного ряда вычитать рассчитанную волну, прежде чем определять параметры следующей, чтобы избежать двойного включения когерентных составляющих (в работах [Иванов, 2002; Иванов, 2006] такая методика была названа «методом последовательных спектров»).

2.4.4 Метод естественных ортогональных функций

Метод естественных ортогональных функций (ЕОФ) применяется для обработки и анализа скалярных полей данных, меняющихся во времени, он был основным инструментом исследования в данной работе. Метод расщепляет исходные поля данных на ортогональные составляющие – «моды данных», которые описывают статистически значимые, упорядоченные структуры. Эти моды связаны с собственными значениями, соответствующими масштабу вклада в исходное поле. В отличие от обычного спектрального анализа, где базис определен изначально набором синусов и косинусов, в ЕОФ функции базиса разложения определяются из самих данных и являются оптимальными в статистическом смысле.

Следует подчеркнуть, что метод расщепляет исходные поля данных на «моды данных», которые не всегда имеют прямое физическое толкование. Один и тот же физический процесс может давать вклад в разные моды, и одна и та же мода может быть результатом действия более чем одного физического процесса.

Конечный результат разложения можно представить в виде:

$$F(t, x) = \sum_h T_h(t) X_h(x), \quad (2.3)$$

где $T_h(t)$ – временная функция, а $X_h(x)$ – пространственное распределение моды h .

2.4.5 Спектрально-временной анализ

Для оценки роли циклических составляющих в вариациях временных функций первой и второй мод ЕОФ применялась методика спектрально-временного анализа колебаний (его можно считать разновидностью ставшего популярным в последние годы wave-let анализа) [Ландер и др., 1973]. В этом методе выбирается диапазон исследуемых частот, в котором в логарифмическом масштабе задается набор частот, по которому осуществляется преобразование Фурье полного ряда (за счет этого обеспечивается охват низкочастотной области спектра). В частотной области производится сглаживание, после чего вычисляется обратное преобразование Фурье. Таким образом, для каждой частоты в заданном наборе получается значение спектральной амплитуды для разных моментов времени. Для снижения роли краевых эффектов, расчет производится по удвоенному массиву данных.

2.5 Сравнение данных спутниковых наблюдений и реанализа по температуре поверхности океана

Поскольку в работе использованы данные из двух различных источников, следует выполнить сопоставление данных СахНИРО и реанализа ERA5 для Охотского моря и прилегающих акваторий, определить наличие постоянного смещения на различных ее участках как в целом по среднегодовым значениям, так и для различных месяцев отдельно, оценить пространственно-временные масштабы наиболее значимых отклонений.

При формировании базы данных СахНИРО не использовались никакие иные процедуры, кроме усреднения, поэтому она рассматривалась как некоторая условная основа сравнения. Нельзя сказать, что эти данные являются эталонными, так как наличие пропусков из-за влияния облачности или ледяного покрова вносит определенные погрешности, что не позволяет рассматривать их как «истинные» значения ТПО. Тем не менее, отклонения от таковых в результате использования моделей априори представляются более существенными.

Поскольку в базе данных СахНИРО есть таблицы с четвертьградусным разрешением, для сопоставления из данных реанализа был вырезан стандартный регион (рис. 2.5). Затем был сформирован массив разности температур (данные реанализа вычитались из данных базы СахНИРО). В случае пропуска данных в некотором квадрате из-за наличия ледяного покрова или облачности (в данных реанализа пропуски отсутствуют), в ряду разности также был задан пропуск.

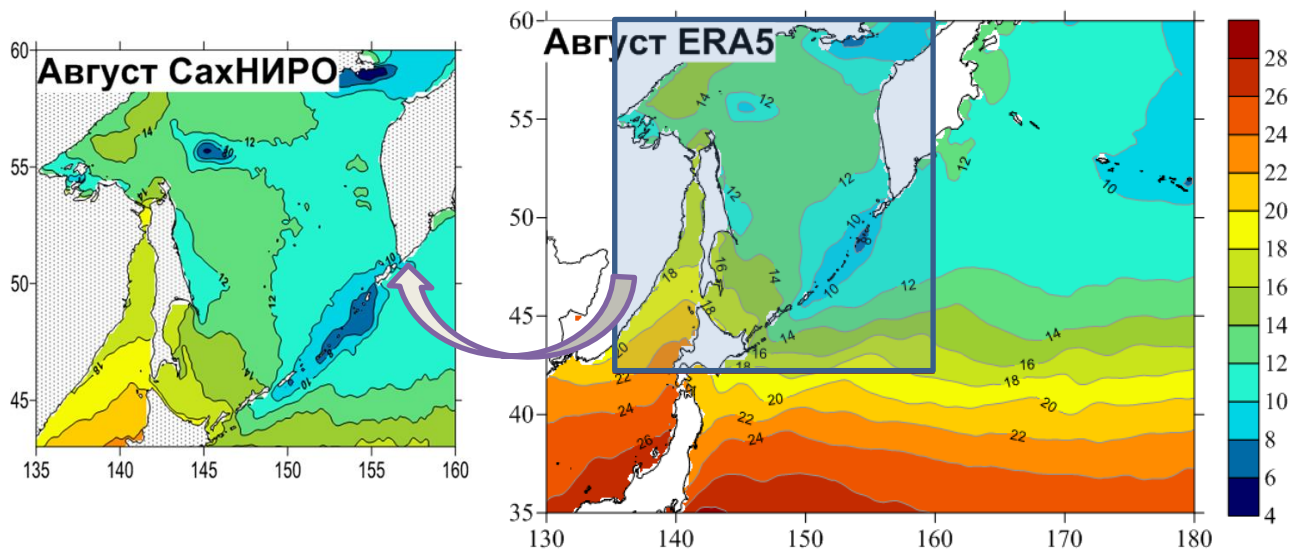


Рисунок 2.5 – Средние многолетние значения в августе (1998-2020 гг.). Слева стандартный регион СахНИРО, справа – расширенный ERA5

Были рассчитаны средние многолетние значения (за изучаемый период) для среднегодовых, средних за гидрологический сезон и среднемесячных значений разности ТПО. Эти величины характеризуют постоянное смещение данных из одной базы по отношению к другой. К построенной таким образом последовательности полей был применен метод разложения по естественным ортогональным функциям, дающим наибольший вклад в дисперсию полученного параметра. Были определены моменты времени (месяц и год), когда различия были наиболее значимыми, и для них были построены пространственные распределения.

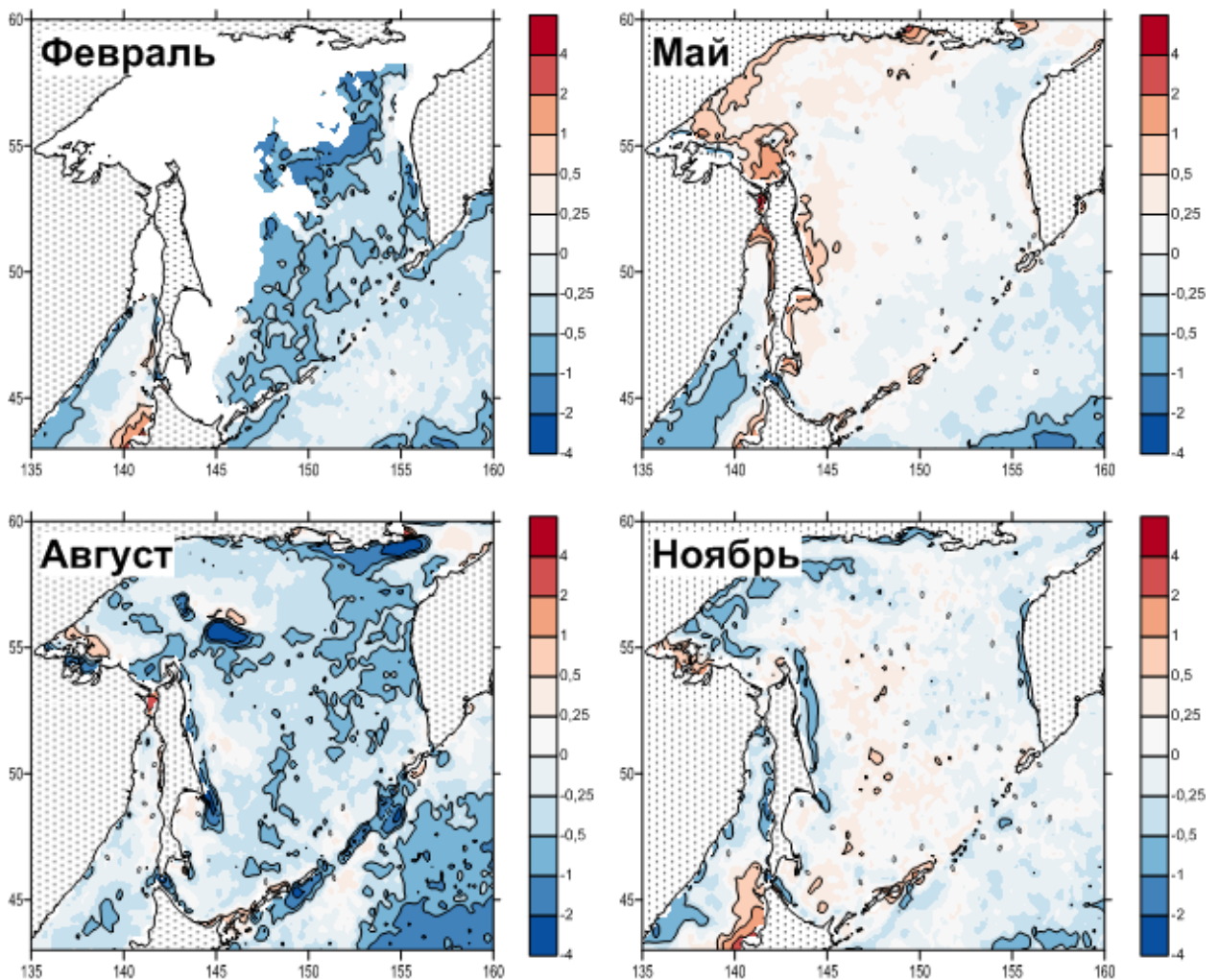


Рисунок 2.6 – Пространственное распределение средних многолетних значений разности ТПО по различным источникам для разных сезонов года.

На рис. 2.6 представлены распределения усредненных за период 1998-2020 гг. значений разности ТПО для различных сезонов года. Февраль характеризует зимние условия в период наибольшего выхолаживания вод в изучаемой регионе и значительного развития ледяного покрова, влияние которого выражено в отсутствии данных в северной и западной частях

Охотского моря и в северной части Татарского пролива Японского моря. На свободной ото льда акватории Охотского моря значения изучаемого параметра отрицательные, изменяющиеся преимущественно в пределах от -0.2 до -0.6°C , лишь на некоторых участках в центральной части на западном шельфе Камчатки отклонения достигают -1 – -1.4°C . В северной части Японского моря разность ТПО также отрицательна, но близка к нулю, только на западном шельфе о. Хоккайдо отмечены положительные величины 1 – 1.3°C . Вблизи побережья Азии имеется узкая полоса с более существенными отрицательными отклонениями (-0.6 – -0.8°C). В северо-западной части Тихого океана значения параметра отрицательные, но небольшие по величине, несколько увеличиваются на юго-востоке изучаемого района.

Довольно близкий характер пространственного распределения параметра обнаружен в январе и марте, а также в апреле, хотя в последнем случае зона влияния ледяного покрова заметно меньше, чем в зимние месяцы.

В мае на акватории Охотского моря преобладают положительные значения разности, прежде всего в его западной части и на северном шельфе. Особенно выделяются заливы острова Сахалин – Анива и Терпения на юго-востоке острова (0.8 – 1.2°C) и Сахалинский в его северной части (1 – 1.3°C), несколько меньше значения на северо-восточном шельфе. В центральной и восточной частях данного бассейна значения параметра близки к нулю, а местами принимают отрицательные значения. Особенно выделяется Амурский лиман, где величина разности ТПО достигает максимальных значений (около 3°C). Также положительные значения отмечены на севере Татарского пролива и вдоль западного берега островов Сахалин и Хоккайдо, в то время как на остальной части Японского моря они отрицательные. В Тихом океане значения параметра отрицательные, но небольшие по величине, как и зимой, несколько они возрастают по мере удаления от Курильской гряды.

Пространственное распределение указанного параметра в июне и июле было во многом похоже на рассмотренное выше, главным отличием было появление положительных значений вдоль Курильских островов, причем в июле в районе Средних Курил они достигают 1.2°C . В центральной части Охотского моря, напротив, увеличиваются отрицательные отклонения.

В августе наблюдается существенно иная картина пространственного распределения разности ТПО по двум различным источникам данных. Практически повсеместно наблюдаются отрицательные значения, причем в некоторых районах они достигают значительных величин (-3 – -3.4°C): на банке Кашеварова, у мыса Терпения и в районе Ямских островов. Несколько меньше, но тоже существенны они на океанском шельфе Курильских островов, в проливе Лаперуза, в районе Шантарских островов. Зоны с положительными отклонениями занимают незначительную площадь и сравнительно невелики, за исключением акватории Амурского

Лимана (более $+2^{\circ}\text{C}$). Весьма близкий характер имеет пространственное распределение изучаемого параметра в сентябре и октябре.

В ноябре на подавляющей части рассматриваемого региона значения разности ТПО невелики, отрицательные отклонения порядка 1°C отмечены в его юго-западной и юго-восточной частях, в северо-западной части Охотского моря, на северо-восточном и юго-западном шельфе Сахалина. Положительными значениями характеризовался западный шельф о. Хоккайдо и акватория вблизи Шантарских островов.

В целом можно сказать, что средненные значения разности ТПО по двум различным источникам согласуются в целом неплохо, основные различия наблюдались в наиболее динамичных районах – вблизи проливов Курильской гряды, Шантарских островов, проливе Лаперуза, банки Кашеварова, Ямских островов, в Амурском лимане и зоне влияния Цусимского течения. Вероятно, используемая для реанализа модель сталкивается с определенными затруднениями при описании сравнительно мелкомасштабных особенностей, обусловленных локальными процессами (сток реки Амур, вертикальное перемешивание в зонах приливного апвеллинга и т.д.

При расчете по всему году в ряде районов разнознаковые отклонения нивелируются, и на основной части изучаемой акватории значения разности ТПО близки к нулю. Отметим локальные области с наиболее выраженными отрицательными (банка Кашеварова, Ямские острова до -1.5°C ; у мыса Терпения, в проливе Лаперуза, на юго-востоке и юго-западе района до -1°C) и положительными отклонениями (Амурский лиман до 2.5°C ; западный шельф Хоккайдо, Сахалинский залив и Шантарские острова $0.5\text{--}1.2^{\circ}\text{C}$).

Помимо вычисления статистических характеристик разности ТПО, к полученной последовательности полей применялся метод разложения по естественным ортогональным функциям [Багров, 1959]. Пространственные распределения первых двух мод разложения и соответствующие им временные функции приведены на рис. 2.6-2.7.

Пространственное распределение первой моды (рис 2.6), которая описывает около 27% общей дисперсии изучаемого параметра, характеризуется отрицательными значениями практически во всей области, с увеличением по абсолютной величине в направлении с северо-запада на юго-восток. На основной части акватории Охотского моря значения моды близки к нулю, минимальные величины в открытой части Тихого океана достигают -1.2°C . Выделяются зоны апвеллинга на банке Кашеварова и у Ямских островов, в проливе Лаперуза. Положительные значения моды отмечены только в Амурском лимане, до 0.5°C на приустьевом участке.

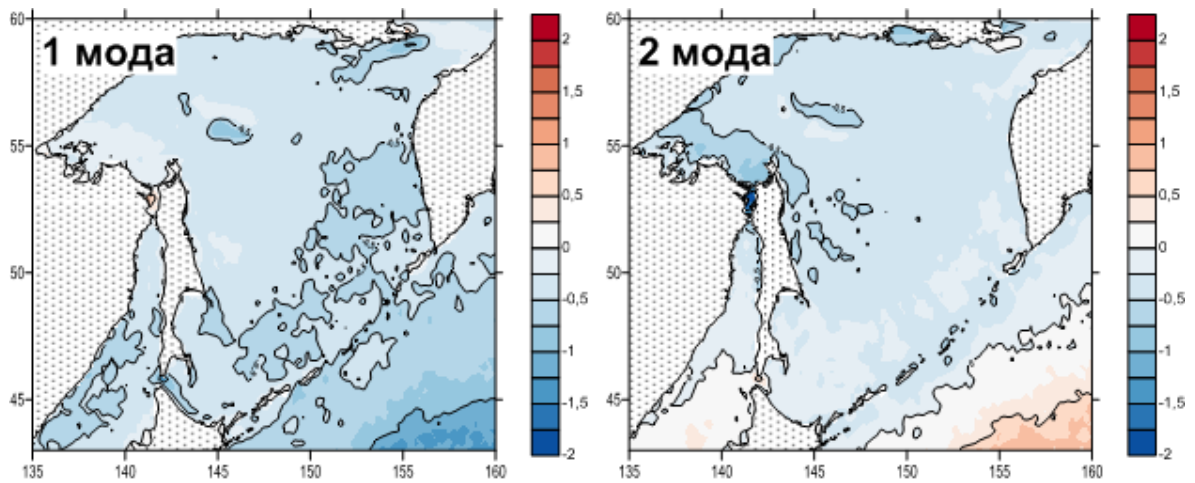


Рисунок 2.6 – Пространственное распределение первых двух мод разложения разности ТПО по ЕОФ (безразмерное)

В вариациях временной функции не прослеживаются сезонные колебания, визуально определяются низкочастотные составляющие небольшой амплитуды, но наибольшее внимание привлекают значительные выбросы, которые означают наличие существенных расхождений в отдельные месяцы (рис. 2.7). Среднее значение функции положительное ($+0.46^{\circ}\text{C}$), величина среднеквадратического отклонения $\sigma=0.9^{\circ}\text{C}$). Положительные выбросы величиной более 3°C (отклонение от среднего практически 3σ , что указывает на экстраординарность событий) отмечены в августе 2000, 2002, 2009 гг., в июле 2010, июне 2013 и июне-августе 2014. Отрицательные отклонения во временной функции не так велики, значения менее -1°C (около 2σ) были зафиксированы в апреле 1999, мае 2001 и 2019, августе 2016, июле 2018 и июне 2020 г. Учитывая преимущественно отрицательные значения моды в пространственном распределении, положительные отклонения означают отрицательные значения аномалии рассматриваемого параметра, отрицательные, соответственно, отвечают положительным, которые случались существенно реже.

Для оценки роли циклических составляющих в вариациях временных функций первой и второй мод применялась методика спектрально-временного анализа колебаний (разновидности wave-let анализа) [Ландер и др., 1973]. СВАН-диаграмма флуктуаций временной функции первых двух мод ЕОФ представлена на рис. 2.8. Расчет производился для диапазона частот 0.05 – 2 цикл/год.

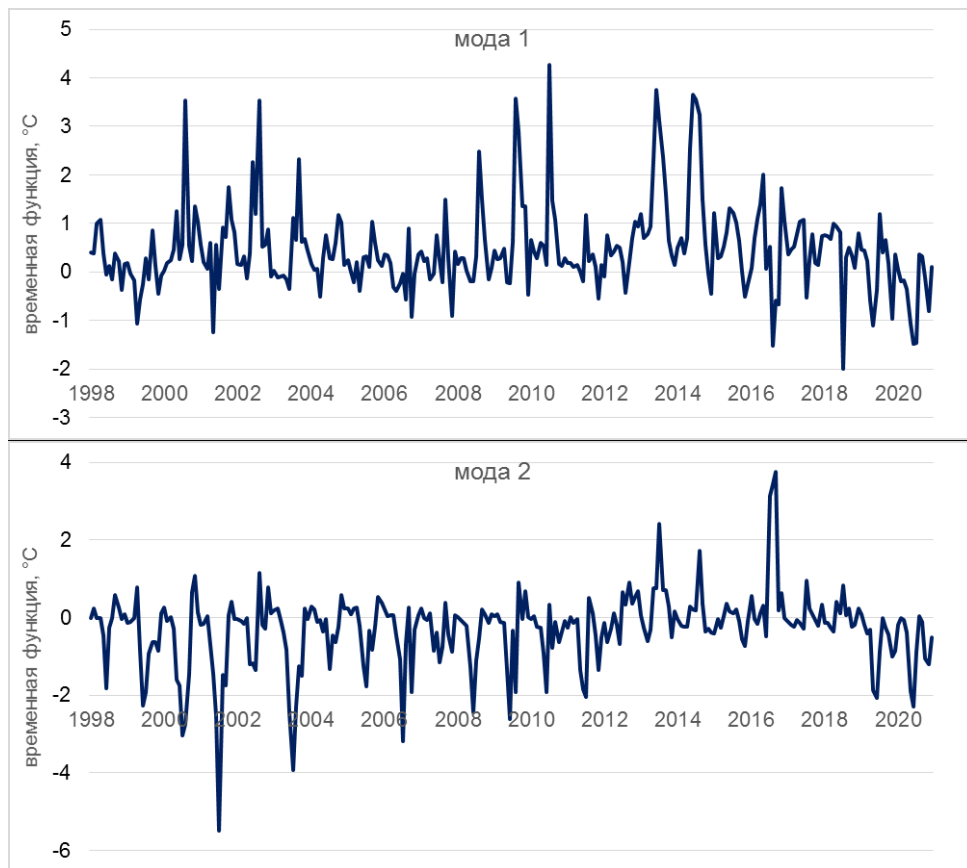


Рисунок 2.7 – Временные функции первых двух мод разложения разности ТПО по ЕОФ (в °C)

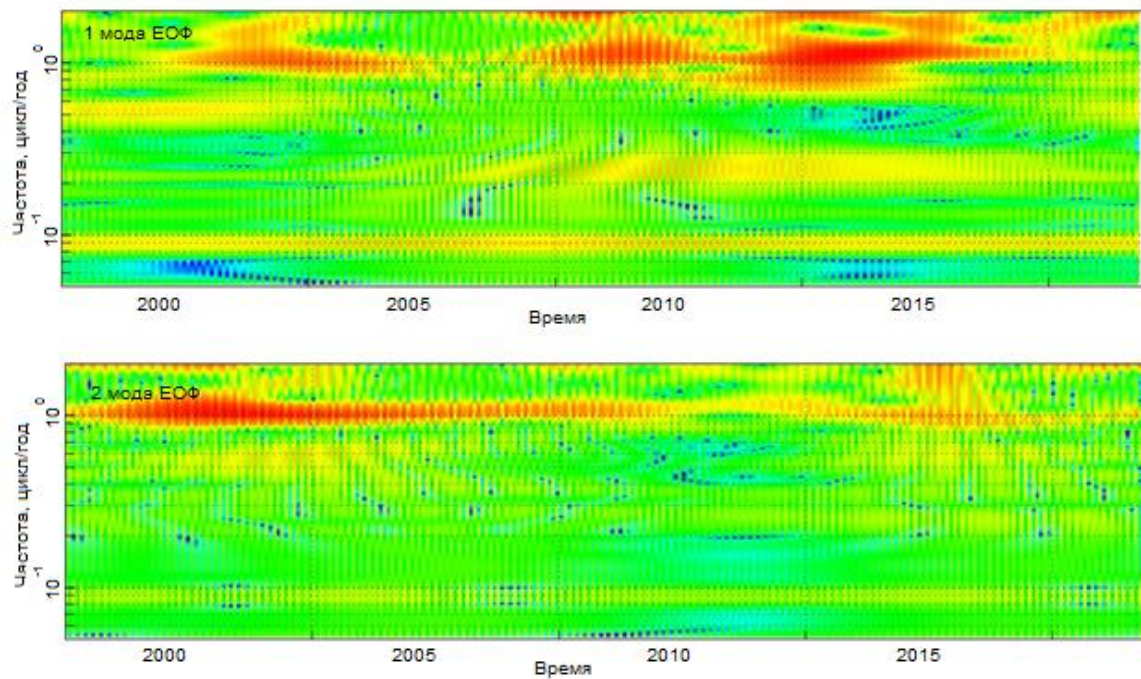


Рисунок 2.8 – СВДН-диаграммы временных функций первых двух мод разложения разности ТПО по ЕОФ. Изолинии проведены через 1 децибел. Максимум в спектре 1 моды 0.7, второй – 0.9°С

В спектре временной функции первой моды выделяется три интенсивных всплеска энергии колебаний на периодах около 1 года (частота 10^0 цикл/год), связанных, вероятно, с некоторой периодичностью в серии отмеченных выше выбросов. Четко проявившаяся, например, в летних максимумах 2008-2020 гг. Сложно однозначно указать причину этих расхождений, не исключено, что они связаны с весьма интересным эффектом, отмеченным в работе [Алексанин, Алексанина, 2010]. В этой работе выявлена ошибка в спутниковых данных ТПО, возникшая в маловетреную жаркую погоду летом 2003 г. из-за слабого перемешивания тонкого прогретого поверхностного слоя. В данном случае нельзя однозначно утверждать, в каком из массивов (или в обоих) имелась эта ошибка.

Как уже отмечалось выше, устойчивого годового хода в графике этой функции не отмечено. Наиболее интересным результатом СВАН-анализа оказалось наличие сплошной полосы на частоте около 0.09 цикл/год (11 лет), указывающей на наличие устойчивой цикличности. Сложно сказать, имеется ли тут связь с вариациями солнечной активности (нельзя исключить, что этот фактор каким-то образом учитывается при моделировании), однако факт весьма примечательный.

Относительно низкая доля первой моды в общей дисперсии параметра и отсутствие устойчивых циклических составляющих во временной функции говорит о том, что различия в пространственно-временной изменчивости ТПО из разных источников данных не имеют регулярного характера, а носят преимущественно случайный характер.

Вторая мода объясняет около 12% дисперсии рассматриваемого параметра, ее пространственное распределение имеет характер, противоположный первой моде – ее значения возрастают в направлении с северо-запада на юго-восток. В южной части изучаемого района значения моды положительные, в северной – отрицательные. Узловая линия проходит примерно над осью глубоководного Курило-Камчатского желоба, параллельно Курильским островам. В Японском море она проходит примерно на широте пролива Лаперуза и отделяет Татарский пролив от его глубоководной части. Максимальные значения составляют около 0.8°C в удаленной части СЗТО, минимальные – в Амурском лимане (до -1.8°C).

Ее временная функция в первой половине периода наблюдений содержит устойчивый годовой ход с выраженными минимумами в июле (в нескольких случаях в июне). Начиная с 2012 года, сезонная цикличность ослабляется и в дальнейшем почти не просматривается, что хорошо видно и на спектрально-временной диаграмме. Так же, как и для первой моды, для временной функции второй характерна цикличность с периодом около 11 лет сравнительно небольшой амплитуды, меньшей, чем у первой моды.

Наиболее значительные отрицательные выбросы отмечены в июле 2001 и 2003 гг. (-5.5 и -3.9°C), положительный – в июле-сентябре 2016 г. ($3.1-3.7^{\circ}\text{C}$) при среднем значении -0.3°C и

среднеквадратическом отклонении 0.95°C . Эти выбросы статистически значимы, однако сложно сказать, насколько они связаны с формированием аномальных отклонений в целом по бассейну, учитывая сравнительно небольшой вклад моды в общую дисперсию вариаций разности ТПО.

Для выделения наиболее значимых аномалий с учетом не только значений, но и занимаемой ими площади, рассчитывалась сумма по всем четвертьградусным ячейкам области квадрата значения разности. Этот расчет позволил определить время (месяц и год), когда таковые наблюдались. Не удивительно, что они отвечали наиболее существенным выбросам, как положительным, так и отрицательным, временной функции первой моды.

Рассмотрим пространственные распределение разности ТПО в случаях наиболее значимых аномалий данного параметра (значимых расхождений в показателях температуры по разным источникам). Четыре наиболее примечательных случая представлены на рис. 2.9.

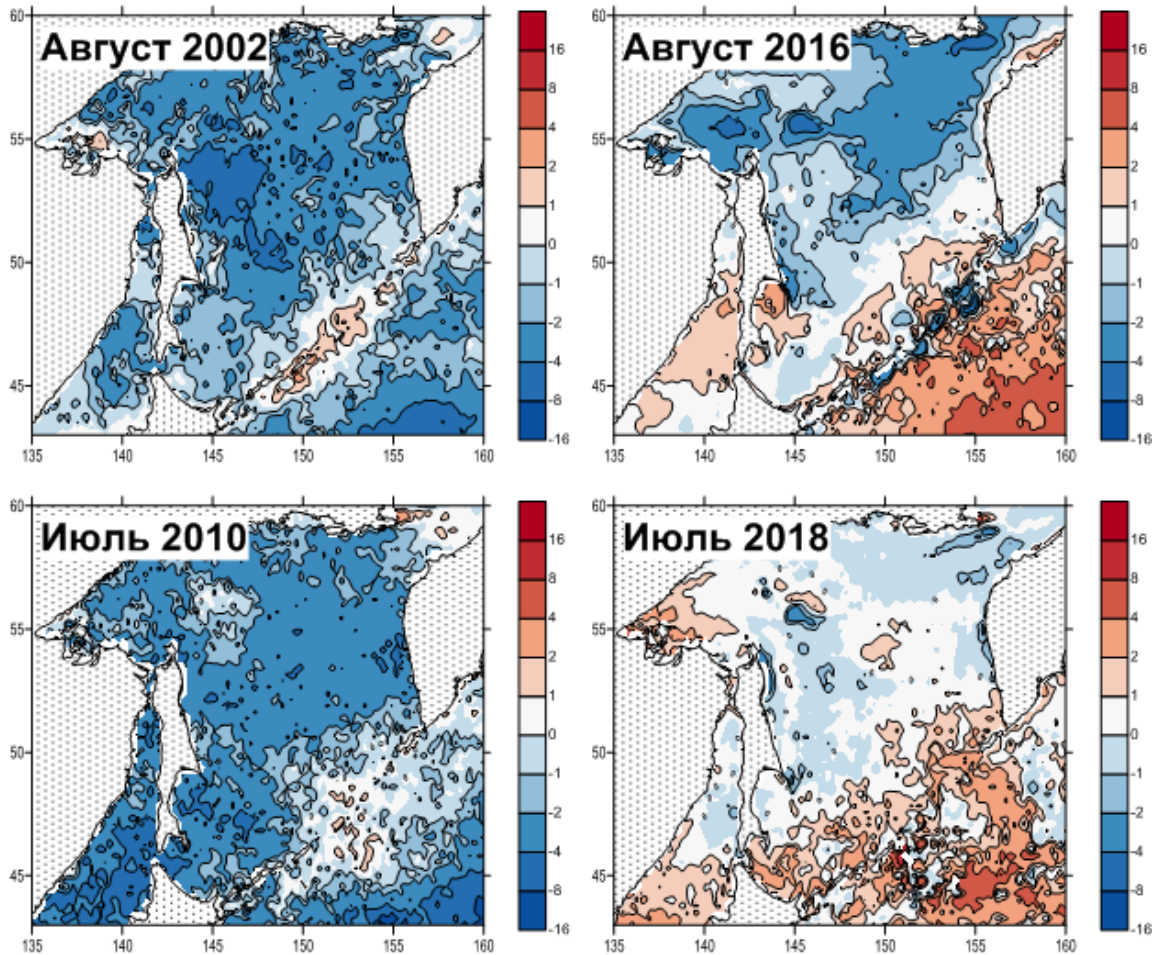


Рисунок 2.9 – Пространственные распределения наиболее значимых аномалий разности ТПО по базе данных СахНИРО и ERA5

В августе 2002 года практически во всей изучаемой области наблюдались значительные отрицательные аномалии параметра величиной от -2 до -4°C . Наиболее значительные, величиной -5 – -6°C , отмечены в обширной области к востоку от о. Сахалин и на юге рассматриваемой части СЗТО. Положительные отклонения величиной 1 – 2°C обнаружены в центральной части Курильской островной дуги, в районе Шантарских островов и на входе в залив Шелихова.

Довольно близкий характер пространственного распределения аномалии был получен и в июле 2010 г. Также практически повсеместно наблюдались отрицательные аномалии величиной от -2 до -6°C , на небольших участках в СЗТО они даже достигали -8 – -9°C . Положительные отклонения в районе центральной части Курильской гряды были сравнительно невелики (0.5 – 1°C), и занимаемая область, в отличие от рассмотренной выше ситуации, была вытянута не вдоль островов, а в поперечном направлении. Участок с положительными значениями на входе в залив Шелихова увеличился, в районе Шантарских островов, напротив, существенно уменьшился.

Более сложная картина наблюдалась в августе 2016 г. В северной и северо-западной частях Охотского моря наблюдались отрицательные аномалии -1 – -4°C , на локальных участках до -6°C . В северо-западной части Тихого океана, примыкающей к Курильским островам, отмечены положительные значения от 2 до 5°C , граница между областями с разными знаками проходит внутри моря параллельно островам. Также положительные аномалии выявлены вдоль западного берега Камчатки, у юго-восточного побережья Сахалина и в Японском море. Наличие областей с разными знаками обусловило большую роль второй моды в описании данной ситуации.

В июле 2018 г. в изучаемой области преобладали положительные значения от 1 до 5°C , на небольших участках до 7°C . Отрицательные были отмечены в северо-восточной части Охотского моря, вблизи северо-восточного берега Сахалина и в Татарском проливе Японского моря. Величина отрицательных отклонений была меньше, чем положительных, минимальные значения в районе банки Кашеварова и вблизи м. Терпения достигала -2.5°C .

По итогу выполненного исследования, для акватории Охотского моря и прилегающих районов оценены расхождения между данными ТПО базы данных Сахалинского филиала ВНИРО (полученных при помощи приемной спутниковой станции TeraScan и не подвергавшихся более сложным операциям обработки, кроме усреднения) и реанализа ERA5, предоставленных на сайте [<https://cds.climate.copernicus.eu>]. Оценки выполнены для области, ограниченной координатами 42 – 60° с.ш. и 135 – 160° в.д. за 1998–2020 гг.

В результате расчета средних многолетних значений разности ТПО по различным источникам (из данных СахНИРО вычитались значения ERA5) для разных сезонов, показано,

что зимой и летом в изучаемой области преобладают отрицательные значения, что указывает на вероятное завышение температуры в результате реанализа. Осенью и особенно весной картина противоположная, на большей части акватории разности положительны. В целом по году расхождения невелики, за исключением некоторых динамически активных районов – Шантарские острова, зона влияния стока реки Амур, области апвеллинга в районе банки Кашеварова, Ямских островов, пролива Лаперуза и т.д. Вероятно, сложность моделирования гидрологических процессов в таких акваториях может приводить к определенным неточностям данных ERA5. Эта особенность проявляется и в пространственном распределении коэффициента корреляции между рядами – на большей части изучаемого района его значения на уровне 0.95 и выше, в районе центральной части Курильской островной гряды и на северо-восточном шельфе о. Сахалин снижаются до 0.85 – 0.9, а в Амурском лимане и вблизи Шантарских островов – до 0.6 – 0.65.

Разложение полученной последовательности полей разности ТПО методом ЕОФ показало, что первая мода ЕОФ описывает всего 27% общей дисперсии изучаемого параметра. Ее пространственное распределение практически во всей области имеет отрицательные значения, положительные только в Амурском лимане. В ее временной функции не обнаружено устойчивых сезонных вариаций, главную роль играют положительные (в меньшей степени отрицательные) выбросы, указывающие на существенные расхождения в отдельные месяцы, преимущественно летние. Таких ситуаций не так много, около 10 при анализируемом периоде времени в 23 года, значения наиболее значимых отклонений могут достигать 4-6°C, а на отдельных небольших участках 7-9°C.

Относительно низкая доля первой моды в общей дисперсии параметра и отсутствие устойчивых циклических составляющих во временной функции говорит о том, что различия в пространственно-временной изменчивости ТПО из разных источников данных не имеют регулярного характера, а обусловлены случайными факторами, возможно, влиянием облачности. Исключение составляет наличие выраженного цикла с периодом 11 лет, присутствие которого, может быть связано с включением солнечной активности в модели реанализа.

Вторая мода описывает около 12% общей дисперсии, ее пространственное распределение характеризуется отрицательными значениями в северной и северо-западной частях изучаемого района и положительными в южной и юго-восточной. Временная функция второй моды содержит сезонные вариации, хорошо выраженные в первой половине рассматриваемого периода, с отрицательными экстремумами в летние месяцы. Начиная с 2012 г., годовой ход ослабевает, экстремумы в летние месяцы меняют знак на положительный (в

августе-сентябре 2016 г. имели существенную величину). В спектре временной функции также содержится максимум с периодом 11 лет, но более слабый, чем у первой моды.

Выявленные различия данных по разным источникам требуют дополнительного изучения и, возможно, могут быть основанием для некоторой корректировки моделей, используемых при подготовке данных реанализа ERA5.

Выводы по главе 2

Поскольку существующее программное обеспечение СахНИРО не позволяло провести всесторонний статистический анализ накопленного массива данных, был разработан программный комплекс BIN_READ для работы с созданной базой данных, расчета и визуализации статистических характеристик. Большая часть дальнейших расчетов выполнена именно в нем.

Выполнено количественное сравнение ТПО по данным спутниковых наблюдений (база СахНИРО) и реанализа ERA5 для стандартного района. Показано, что зимой и летом ТПО по данным реанализа выше спутниковой ТПО. Осенью и особенно весной картина противоположная, в среднем по году расхождения невелики, за исключением некоторых динамически активных районов – Шантарских островов, зоны влияния стока реки Амур, областей апвеллинга. Вероятно, сложность моделирования гидрологических процессов в таких акваториях может приводить к определенным неточностям данных ERA5.

ГЛАВА 3 ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

В этой главе рассмотрены результаты анализа пространственно-временной изменчивости ТПО в изучаемом районе. В пункте 3.1 методами гармонического анализа и ЕОФ оценены сезонные вариации параметра, пункт 3.2 посвящен межгодовым колебаниям, а пункт 3.3 – однонаправленным тенденциям, в этом же пункте проведена оценка возможности прогнозирования ТПО методом последовательных спектров.

3.1 Сезонные вариации температуры поверхности океана

3.1.1 Гармонический анализ сезонных вариаций

Главным фактором вариаций термических условий в средних широтах является годовой ход, поэтому основное внимание обычно уделяется его особенностям. Для изучения пространственной изменчивости сезонных вариаций рассчитывались амплитуды и фазы годовой и полугодовой гармоник в каждой пространственной ячейке изучаемой области. Результаты расчета представлены на рис. 3.1.

Амплитуда годовой гармоник (рис. 3.1а) отражает главным образом интенсивность летнего прогрева, так как в зимний период значения ТПО в изучаемом районе изменяются мало и колеблются преимущественно от -1°C на акватории Охотского моря до $+4^{\circ}\text{C}$ у западного побережья Хоккайдо и в открытом океане.

Высокие значения амплитуды ($7-9^{\circ}\text{C}$) отмечены в северной части Японского моря, особенности в северной части Татарского пролива; в юго-западной части Охотского моря и в зоне влияния стока реки Амур (Амурский лиман, восточная часть Сахалинского залива). Величина данного параметра уменьшается во всем широтном диапазоне в восточном направлении, включая северо-западную часть Тихого океана. На этом фоне особенно выделяются области квазистационарных апвеллингов – центральная часть Курильской гряды, банка Кашеварова, Ямские острова, где амплитуда годового хода составляет всего $3-4^{\circ}\text{C}$.

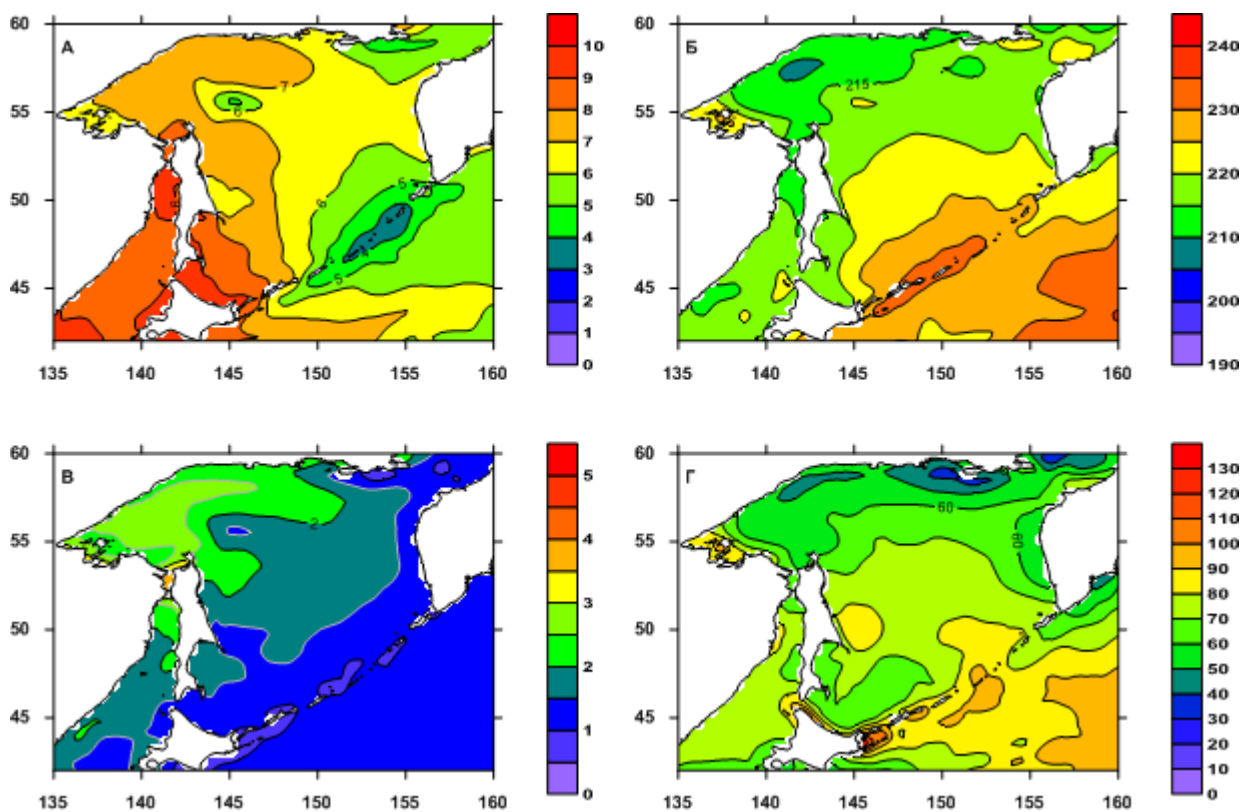


Рисунок 3.1 – Пространственное распределение амплитуд (А, В, в °С) и фаз (Б, Г, в °) годовой и полугодовой гармоник

Фаза годовой гармоник (рис. 3.1б) плавно возрастает в направлении с северо-запада на юго-восток. Наименьшие значения (208–210°) на северо-западном участке шельфа в районе пос. Охотск, наибольшие (235–236°) выявлены в удаленной от Курильской дуги части СЗТО. Таким образом, наблюдается сдвиг фаз около 24-25° (около месяца), означающий более ранний прогрев, а также и более раннее выхолаживание, на северо-западном шельфе моря по сравнению с основной частью его акватории и примыкающей к Курильским островам частью Тихого океана. Причины, которые могут способствовать подобным особенностям пространственно-временной изменчивости ТПО в изучаемом районе, рассматриваются ниже.

Амплитуда полугодовой гармоник мала в СЗТО и на основной части акватории Охотского и Японского морей (рис. 3.1в), ее значения возрастают в северо-западной части Охотского моря и в северной Татарского пролива, то есть в наиболее замерзающих акваториях. Как показано ниже, в этих районах существенен вклад второй моды, в вариациях которой полугодовая составляющая играет заметную роль.

Фаза полугодовой гармоник (рис. 3.1г) меняется в весьма широких пределах, однако основные изменения отмечены в районах, где ее амплитуда мала, в частности вблизи

Курильских островов и к северу от о. Хоккайдо. Просматривается в целом ее возрастание с севера на юг – юго-восток.

3.1.2 Разложение полей температуры поверхности океана по естественным ортогональным функциям

Последовательность полей температуры поверхности Охотского моря была разложена по естественным ортогональным функциям [Багров, 1959]. Величины собственных векторов и доля объясненной ими дисперсии параметра представлены в таблице 3.1. Как обычно это бывает при изучении термических условий в различных регионах, основную роль играет первая мода, ее пространственное распределение (принимается безразмерным) представлено на рис. 3.2а, а соответствующая временная функция на рис. 3.3 (в °С). Значения пространственного распределения во всех пространственных ячейках изучаемой области положительные, временная функция также одного знака. Ее характерные (средние многолетние) величины максимальны в августе-сентябре (1.8 и 1.7°С соответственно) и минимальны в феврале-марте (0.12 и 0.11°С), они хорошо описываются комбинацией годовой и полугодовой гармоник с амплитудами 0.9 и 0.2°С при среднем значении 0.8°С.

В пространственном распределении высокими значениями моды (8-9 единиц) характеризуется акватория северной части Японского моря (в особенности область у западного побережья о. Хоккайдо), Амурский лиман и полоса в СЗТО вдоль южной границы изучаемого района. В Охотском море в наибольшей степени прогревается его юго-западная часть, включая северный шельф Хоккайдо, заливы Анива и Терпения, район южных Курильских островов (вклад первой моды здесь до 14-15°С с учетом параметров временной функции). На основной его акватории значение моды около 6, то есть в августе температура поверхностного слоя составляет обычно около 11°С, а наиболее низкие показатели отмечены, как и выше по результатам гармонического анализа, в районах квазистационарных апвеллингов – Центральная часть Курильской гряды, Ямские острова, банка Кашеварова. Отметим, что в работе [Новиненко, Шевченко, 2007] были выявлены существенные различия между более высокими значениями моды в западной и более низкими в восточной части моря, которые не выявлены в распределениях по более обширному району.

Таблица 3.1 – Результаты расчета собственных значений ЕОФ

Мода	Собственное значение	Доля дисперсии, %
1	39.567	93.571
2	1.227	2.903
3	0.186	0.441
4	0.136	0.322

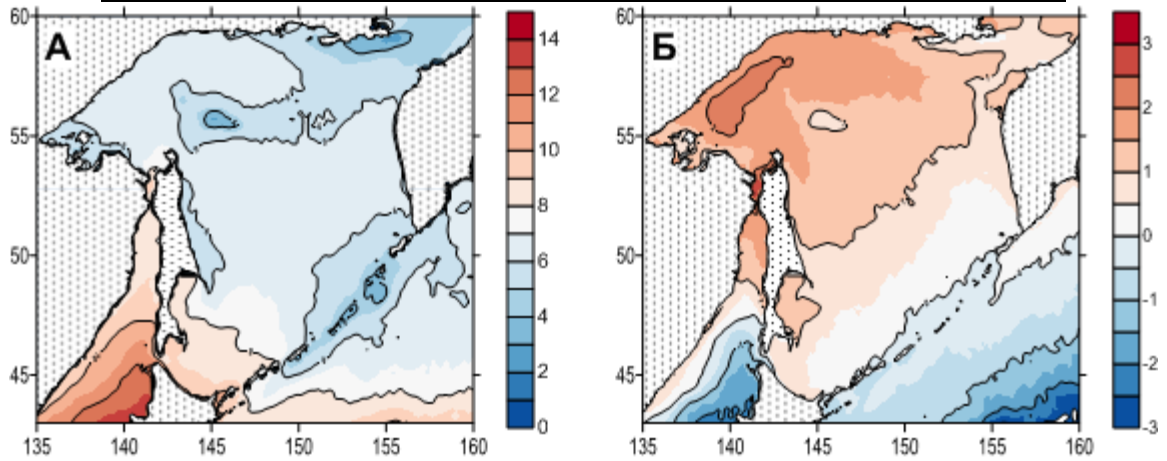


Рисунок 3.2 – Пространственное распределение двух первой (А) и второй (Б) мод разложения последовательности полей ТПО по ЕОФ (безразмерное)

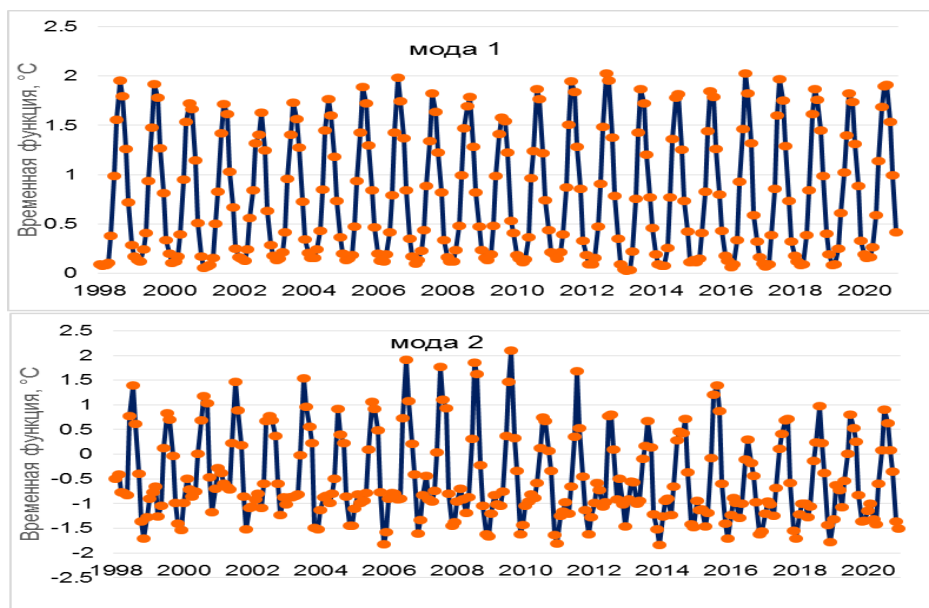


Рисунок 3.3 – Временные функции первой и второй мод разложения последовательности полей ТПО по ЕОФ (в °С)

Во временной функции значимо проявляются межгодовые вариации термических условий, выраженные в модуляции годового хода, особенно по максимальным значениям (анализировались по выборке значений в августе). Низкие значения временной функции отмечены в 2002 (необычно холодные условия этого года уже обсуждались ранее в работах [Новиненко, Шевченко, 2007; Цхай, Шевченко, 2013]), а также в 2009 и, в меньшей степени, в 2014 г. (значения временной функции 1.4; 1.58 и 1.78°C соответственно). Интересно, что в августе 2009 г. значимые отрицательные аномалии (-4– -7°C) наблюдались в южной части изучаемого района, прежде всего в удаленной от Курильских островов части СЗТО и в центральной части Японского моря. При этом на севере Охотского моря были выявлены существенные положительные отклонения ТПО от средних многолетних значений.

Максимумы временной функции выражены несколько слабее, они наблюдались в 1998, 2006, 2012 и 2016 гг. Расчет спектральных характеристик с учетом изменений во времени показал, что по верхней огибающей выделяется основная полоса на периодах, которые изменяются от 7 на начальном отрезке данных наблюдений (проявление колебаний с такими периодами отмечено и в [Новиненко, Шевченко, 2007]) до 5 лет в конце. Подобные вариации характерны для обширных участков изучаемой акватории [Шевченко и др., 2020; 2021; Ложкин, Шевченко, 2020]. Также на всем рассматриваемом промежутке времени отмечена полоса на периоде 22 года.

Вариации минимальных значений (анализировались по выборке за март) менее значительны, но также весьма интересны. Отметим наиболее холодную зиму в 2016 и теплую в 2020 г.

Пространственное распределение второй моды (рис. 3.2б) имеет узловую линию, проходящую вдоль Курильской островной гряды со стороны Охотского моря и вдоль кромки шельфа юго-восточной Камчатки. Отметим, что в расчете только по акватории моря она была расположена существенно севернее и вытянута примерно вдоль параллели 50° с.ш. [Новиненко, Шевченко, 2007]. Значения моды изменяются вдоль оси северо-запад – юго-восток, максимальные положительные значения на северо-западном шельфе Охотского моря и отрицательные в удаленной части СЗТО. В Японском море узловая линия идет вдоль берега Приморья, но в южной части Татарского пролива приобретает зональную ориентацию и упирается в берег Сахалина на широте около 47°. Положительные значения в северной части Татарского пролива (максимальные в Амурском лимане), отрицательные – у западного берега о. Хоккайдо.

Временная функция второй моды (рис. 3.3) также носит выраженный сезонный характер, ее осредненный годовой ход хорошо описывается комбинацией годовой и полугодовой гармоник с амплитудами 1 и 0.6°C при среднем значении -0.5°C. Положительные значения

отмечены только в наиболее теплый период года с июня по сентябрь, причем существенную величину они имеют лишь в июле и августе (1 и 0.8°C). Наибольшие по абсолютной величине отрицательные значения наблюдаются в ноябре и декабре (-1.48 и -1.45°C соответственно).

Такой характер временной функции указывает на то, что в областях с положительными значениями пространственного распределения к основному полю ТПО, которое описывается первой модой, в июле-августе добавляется поправка, которая означает в принципе несколько более ранний (и более интенсивный) прогрев. Это относится к северо-западной части Охотского моря, Амурскому лиману и северной части Татарского пролива. Осенью, в октябре-ноябре, ситуация меняется на противоположную, и в этих районах поправка отрицательная, что соответствует более раннему охлаждению поверхностного слоя воды, чем на основной части изучаемого района и в особенности, в юго-восточной части рассматриваемого участка СЗТО. Это хорошо согласуется с рассмотренными выше вариациями фазы годовой гармоникой, также указывающих на подобный характер вариаций термического режима. Таким образом, на фоне основного поля ТПО, описываемого первой модой, выделяется своеобразная сезонная «волна тепла», распространяющаяся с северо-запада на юго-восток и проходящая вдоль этой оси примерно за месяц.

Одним из факторов, определяющим подобную особенность термического режима Охотского моря, является атмосферная циркуляция. Летний муссон, характеризующийся преобладанием ветров южного и близкого к нему румбов, нагоняет теплую воду прогретого поверхностного слоя в северную часть Татарского пролива и на северный шельф Охотского моря. В конце сентября – начале октября в результате перестройки поля ветра к зимнему муссону с сильными и устойчивыми ветрами северо-западного румба происходит обратный процесс, поверхностная вода оттесняется от северо-западного побережья, вблизи которого формируется зона апвеллинга [Власова и др., 2008]. Аналогичная картина наблюдается и в северной части Татарского пролива, хотя под действием этих ветров туда начинает поступать из Амурского лимана распресненная, сравнительно теплая вода стока реки Амур [Шевченко и др., 2011]. Вероятно, по этой причине «волна тепла» проявляется здесь менее ярко, чем на северо-западном шельфе Охотского моря.

Еще одним важным фактором, который способствует более раннему прогреву в северо-западной части моря, является инсоляция. Максимум потока коротковолновой солнечной радиации, являющейся основным источником тепла в поверхностном слое океана, приходится в этом районе на июль. К тому же на широтах выше параллели 50° в меньшей степени, чем на юге изучаемого района, сказывается влияние облачности.

Доля дисперсии, которая объясняется третьей и четвертой модами, еще меньше, чем было получено при исследовании последовательности полей ТПО за 10-летний период, поэтому в данной работе мы их не рассматриваем.

3.2 Межгодовые колебания температуры поверхности океана

Особенно ярко межгодовые вариации ТПО проявляются в августе, когда среднемесячная температура воды достигает своего максимального значения, и выражены они в модуляции годовой гармоники (рис. 3.4). В отличие от атмосферного воздуха, вариации низких значений в зимний период не так выражены и менее интересны, поскольку во многих случаях температура воды на участках акватории, свободных ото льда, близка к точке замерзания. Поэтому в данной работе основное внимание было уделено изменчивости средних значений ТПО в августе. С практической стороны это представляет интерес с точки зрения миграций тихоокеанских лососей, подходящих на нерест в этот период года.

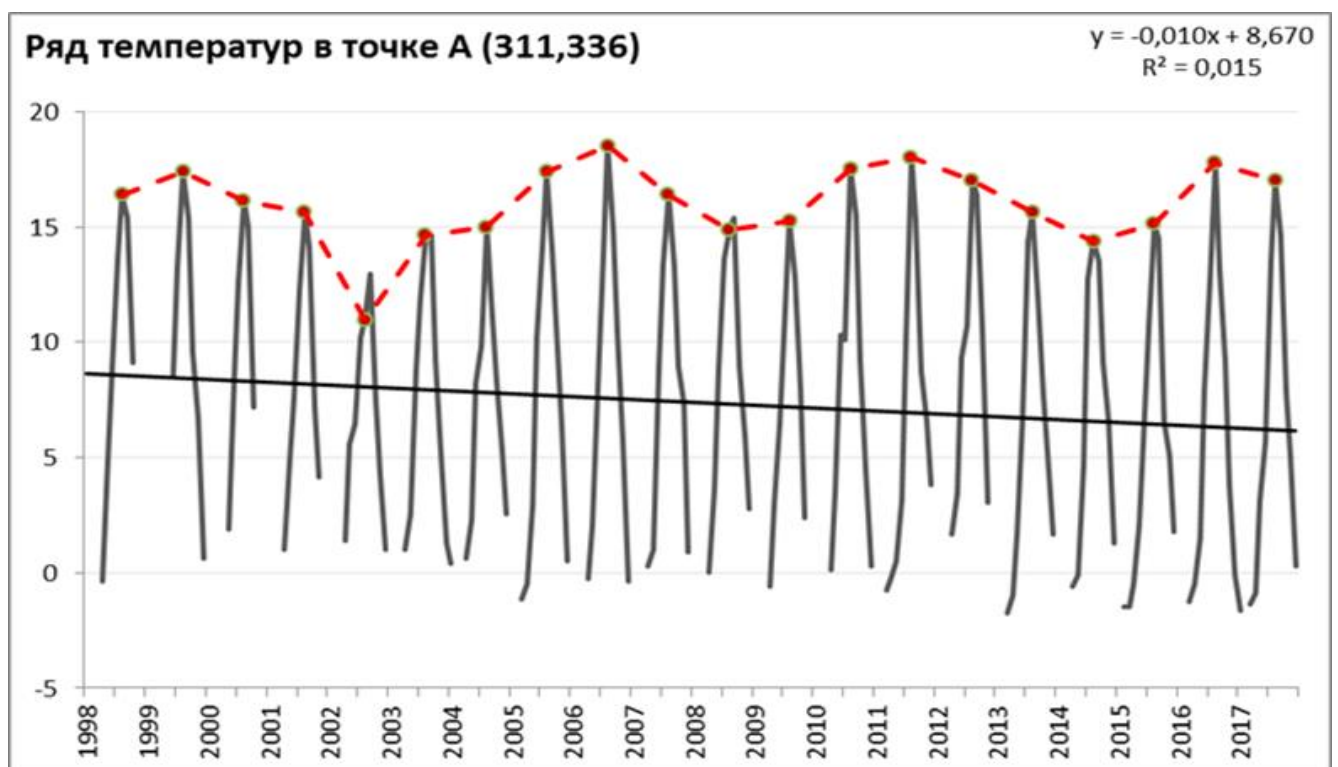


Рисунок 3.4 – Пример графика сезонного хода ТПО в одной из пространственных ячеек.

Пунктиром отмечены температуры в августе

Для каждого квадрата строился ряд средних месячных значений за август, потери данных из-за облачности при осреднении за месяц практически равны нулю. По 23-летнему ряду данных (с 1998 по 2020 год) для каждой пространственной ячейки (матрицы 1000×1022) методом наименьших квадратов рассчитывались амплитуды и фазы циклических компонент, предварительно из исходных данных были вычтены линейные тренды согласно [Ложкин, Шевченко, 2019]. Вычисления производились в ранее созданном программном комплексе, дополненном новыми функциями. Программа позволяет построить квазинепрерывный график изменения амплитуд в зависимости от периода, а также найти компоненту с наибольшей амплитудой в каждой точке, затем вывести распределение амплитуды циклической компоненты с тем или иным периодом в бинарный файл и на экран. Также было рассчитано распределение доли объясненной дисперсии данной компоненты в общих вариациях температуры поверхности моря в августе в данной пространственной ячейке, значение которой достигает 45-60% в зонах, где влияние той или иной компоненты наиболее велико.

Распределения амплитуд компонент были нанесены на карту в виде изолиний, величина амплитуды характеризуется цветом области. Перед нанесением изолиний, пространственные распределения были обработаны медианным фильтром 19×19 . На рис. 3.5 показано распределение амплитуды основной компоненты. На карте отмечены точки, выбранные в произвольном порядке в различных частях исследуемого региона. График зависимости амплитуды от периода (можно называть его условно спектром, хотя это не совсем точно из-за не ортогонального разложения) в некоторых точках изображен на рис. 3.6.

Распределение амплитуд колебаний температуры в изучаемом регионе имеет довольно сложный характер. Определив в каждой пространственной ячейке период, которому соответствует наибольшая амплитуда и, выведя полученные данные на экран, мы установили несколько основных периодов, которые играют существенную роль в межгодовых вариациях ТПО в большинстве случаев. По ряду в 23 года не вполне корректно рассчитывать колебания с периодом, превышающим половину длины ряда. Короткопериодные колебания неустойчивы и в целом мало информативны. Таким образом, были детально рассмотрены пространственные распределения амплитуд компонент с периодом от 3 до 11 лет.

В большей части изучаемой акватории основную роль играют вариации с периодом около 5.5 – 6 лет (на графиках для точек 1, 2, 5 и 8 на рис. 3.6 можно увидеть, что наибольшая амплитуда в указанных точках соответствует периоду 66-68 мес.). Пространственное распределение амплитуды компоненты с периодом 6 лет представлено на рис. 3.5. Зона ее влияния наиболее обширна и занимает южную половину Охотского моря и северную часть Японского моря, вплоть до Амурского лимана. Амплитуда этой компоненты в зоне ее влияния находится в пределах от 1 до 2°C . В окрестностях Курильских островов, у западного побережья

о. Хоккайдо, у северо-восточного побережья о. Сахалин амплитуда несколько ниже (от 0.5 до 1⁰С). Далее на север, начиная с 52⁰ с.ш., ее влияние падает и практически сходит на нет.

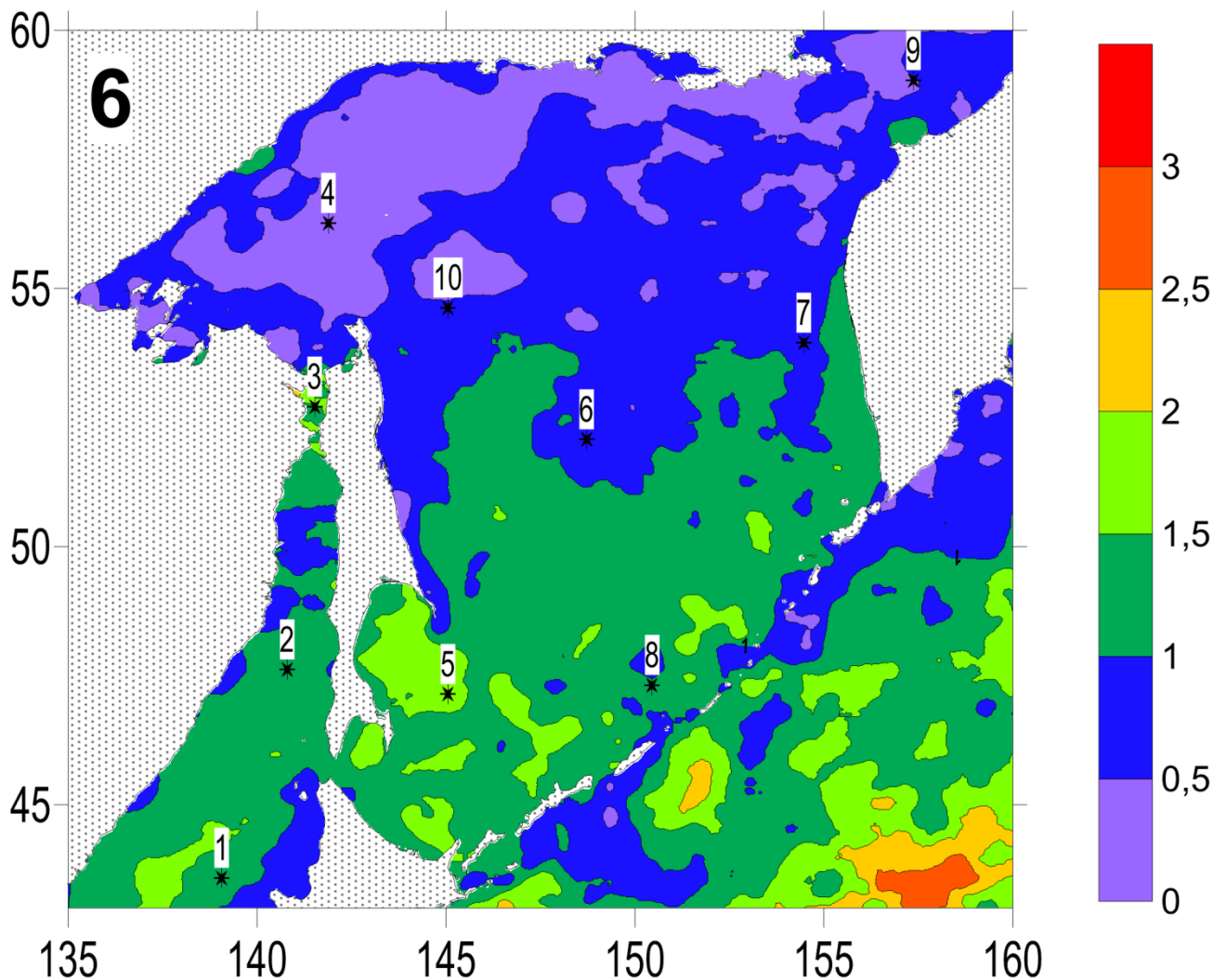


Рисунок 3.5 – Распределение амплитуд доминирующей компоненты с периодом 6 лет (здесь и далее шкала в °С)

В работе [Shevchenko et al., 2004] на основе ЕОФ-разложения температуры поверхности моря в северной части Тихого океана было показано, что колебание с близким периодом характерно для всей области, находящейся под влиянием течения Куроисио и его ветви – теплого Цусимского течения. Об этом свидетельствуют большие амплитуды в зоне указанных течений на рис. 3.5. Следовательно, в результате данного исследования удалось оценить границы влияния этой составляющей в Охотском море, которая проходит параллельно островам Курильской гряды и делит данный бассейн на две практически равные части. Вся северная часть Японского моря испытывает значительное влияние данного цикла.

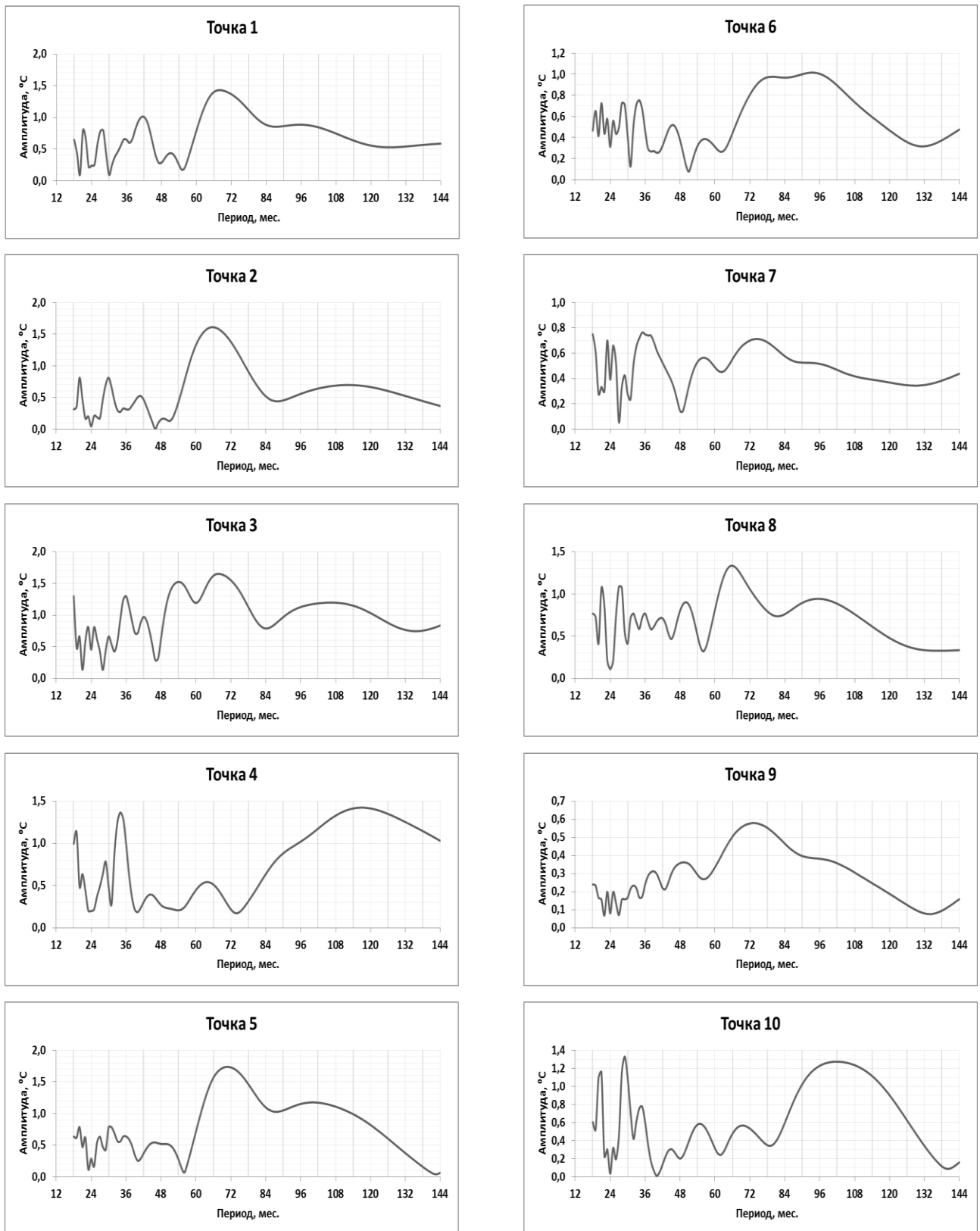


Рисунок 3.6 – Псевдоспектры зависимости амплитуды компоненты от периода (расчет производился для периодов от 18 до 144 месяцев с интервалом 1 месяц). Расположение точек отмечено на Рис. 3.5

Как видно из рис. 3.6, в большинстве точек также можно отметить максимумы в диапазоне периодов от двух до трех лет. Наиболее высокие значения амплитуды 3-летней компоненты можно отметить в северо-западной части Охотского моря, на удалении от берегов, а также у северо-западного побережья Камчатки и в полосе от 47 до 49° с.ш. и от 147 до 149° в.д., в районе Курильской глубоководной котловины и в северо-западной части Тихого океана. Однако амплитуды этих колебаний ниже, чем у шестилетней компоненты (от 1 до 1,5 °C). На удалении от этих областей амплитуда постепенно снижается до нуля (рис. 3.7).

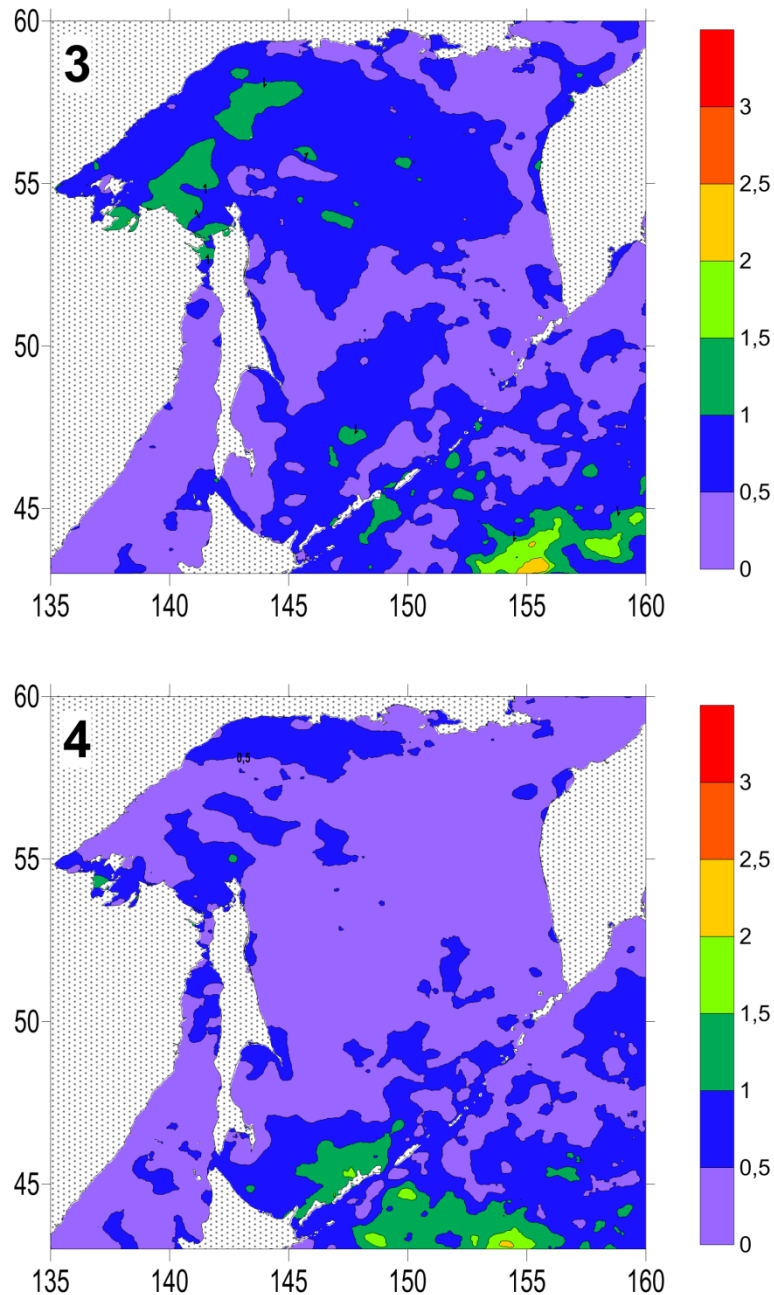


Рисунок 3.7 – Распределение амплитуд 3- и 4-летней компоненты

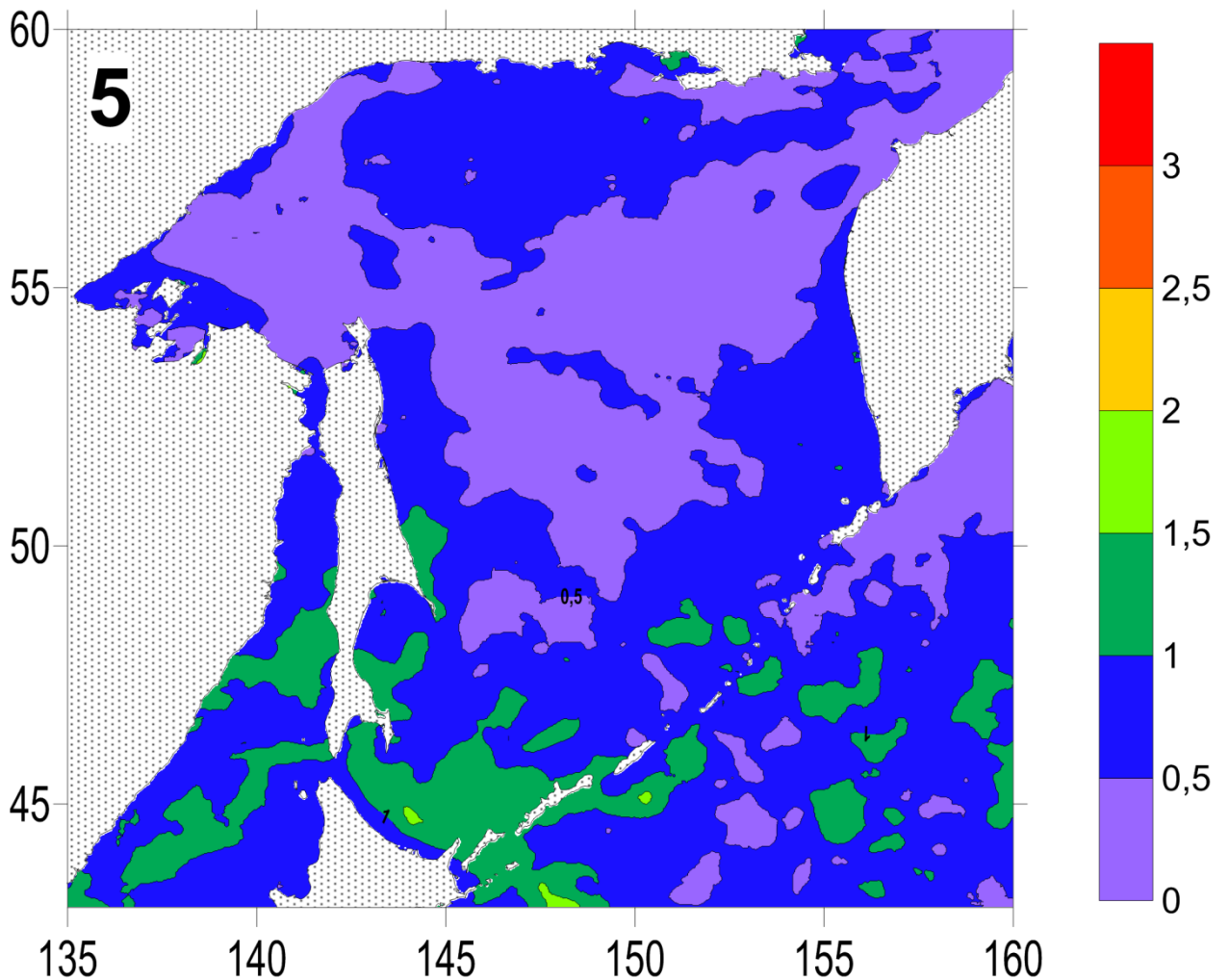


Рисунок 3.8 – Распределение амплитуд 5-летней компоненты

4-летняя компонента в Охотском море выражена очень слабо (см. рис. 3.7), есть лишь один очаг у острова Итуруп, в северо-западной части Тихого океана зона влияния этой компоненты ближе к южным Курилам, чем у 3-летней.

Пространственное распределение амплитуд циклической компоненты с периодом 5 лет (рис. 3.8) заметно отличается от рассмотренного выше для периода 6 лет. Зона ее влияния заметно уже, она сосредоточена в основном на северном шельфе Хоккайдо, в районе Южных Курильских островов (обширные акватории как с охотоморской, так и с океанской стороны), и что удивительно, на северо-восточном шельфе Сахалина, где влияние компоненты с меньшей частотой не было отмечено. В Татарском проливе ее роль также заметна, но выражена в меньшей степени, чем 6-летней компоненты.

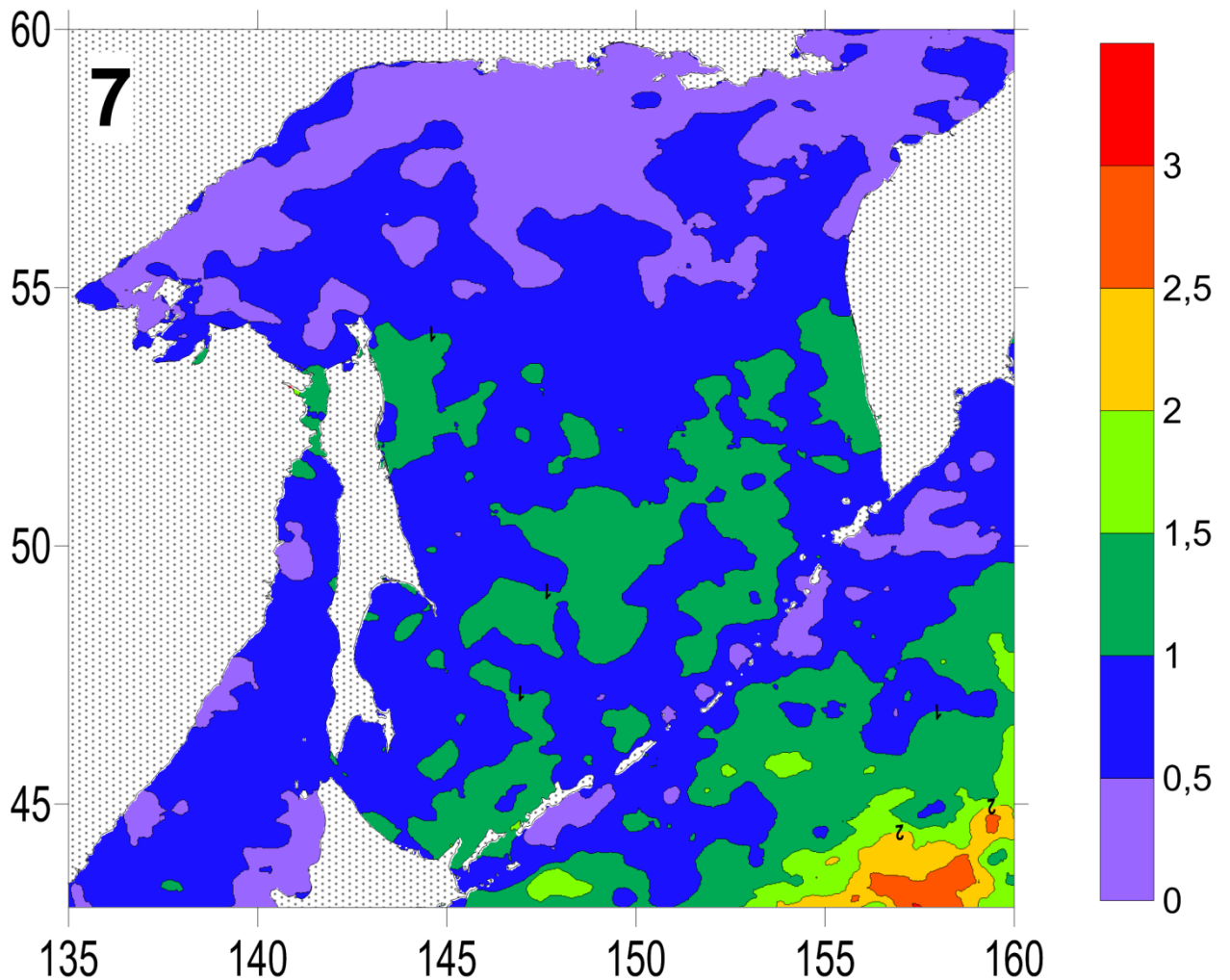


Рисунок 3.9 – Распределение амплитуд 7-летней компоненты

Зона влияния 7-летней компоненты (рис. 3.9) примерно такая же, как и у 6-летней, однако амплитуды в среднем немного ниже и очаги приходятся на Амурский лиман и северо-восточное побережье Сахалина. В центральной части Охотского моря вклад этой компоненты несколько больше, чем у компоненты с периодом 6 лет. Эта компонента также вносит значительный вклад в колебания температуры поверхности северо-западной части Тихого океана.

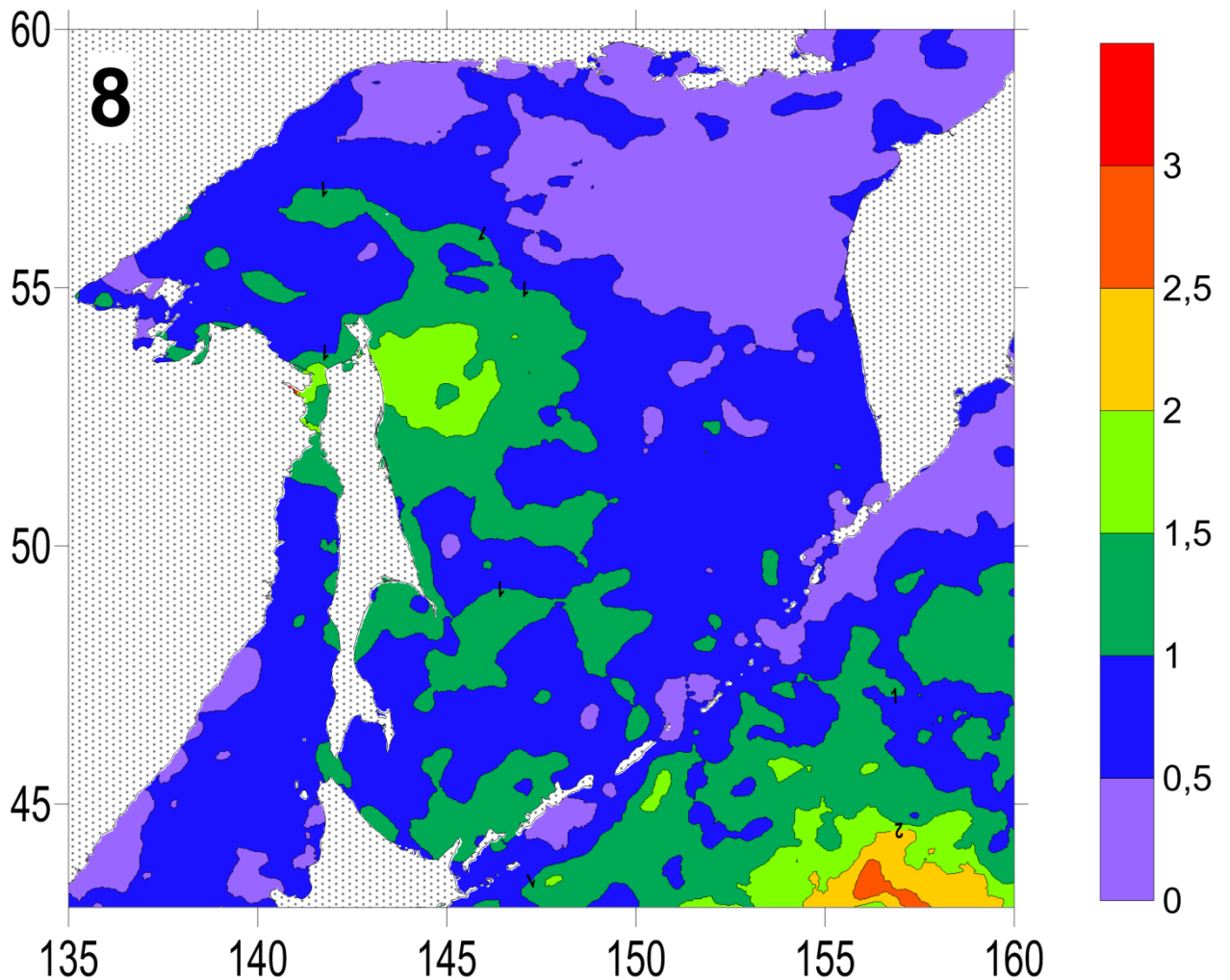


Рисунок 3.10 – Распределение амплитуд 8-летней компоненты

В западной части Охотского моря и северо-западной части Тихого океана значимо проявляется циклическая компонента с периодом около 8 лет (рис. 3.10). Четко выделяется в пространственном распределении зона влияния стока реки Амур в летний период – Амурский лиман, южная и восточная части Сахалинского залива, область между полуостровом Шмидта и банкой Кашеварова [Ростов, Жабин, 1991]. Интересно, что в области проявления течения Куроисио данная компонента имеет большие амплитуды, в зоне Цусимского течения в Японском море – незначительные, при этом на северном шельфе Хоккайдо и с охотоморской стороны Южных Курильских островов, где сказывается отепляющее влияние течения Соя, амплитуды существенно больше.

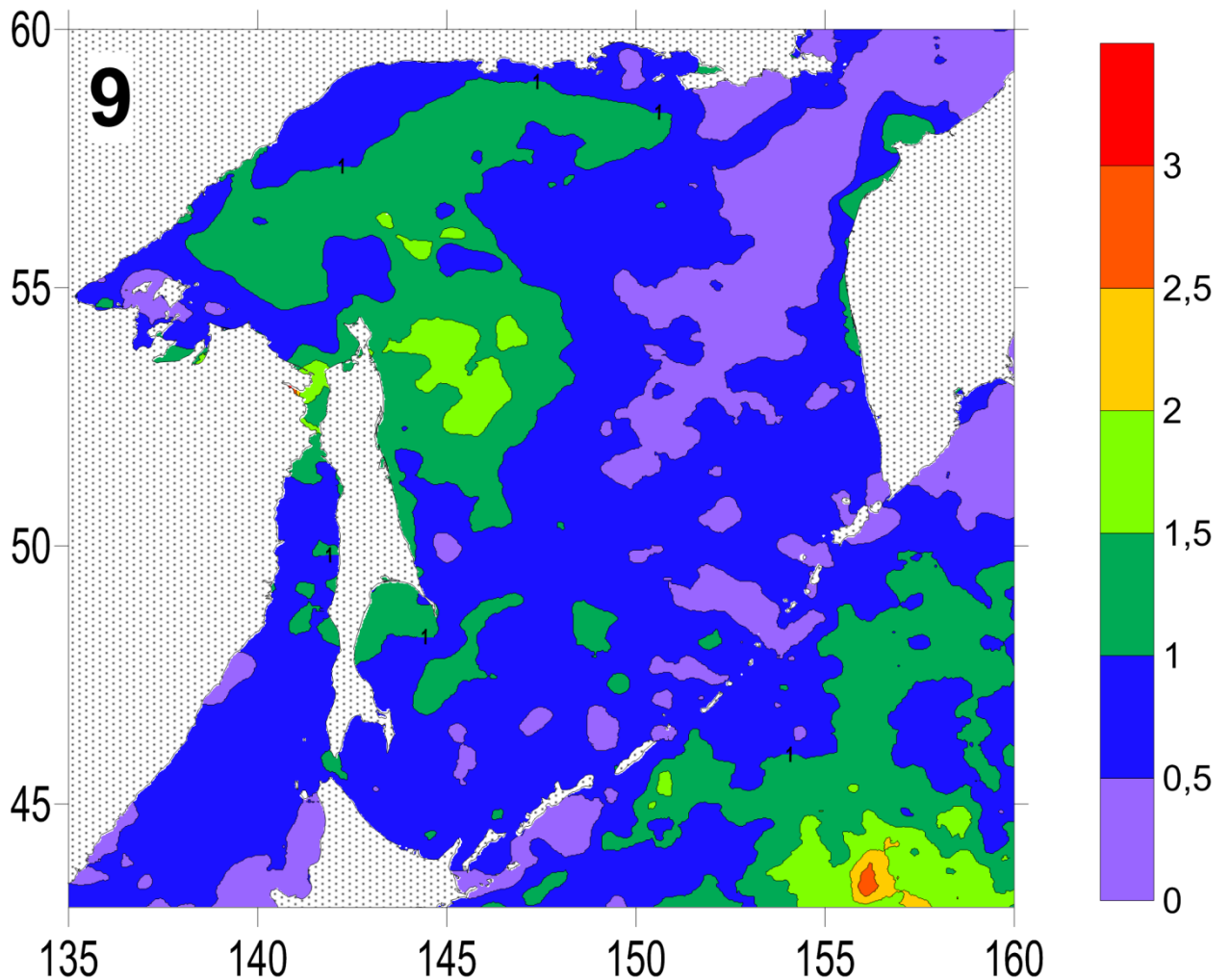


Рисунок 3.11 – Распределение амплитуд 9-летней компоненты

9-летняя компонента (рис. 3.11) смещается относительно 8-летней на север. Это выражается в ослаблении амплитуд в южной части Охотского моря и увеличении зоны влияния в северной части. Появляется полоса на удалении от берегов, в которой амплитуды составляют около $1,5^{\circ}\text{C}$. В северо-западной части Тихого океана интенсивность этой компоненты все еще велика.

Зона влияния компоненты с периодом 10 лет (рис. 3.12) окончательно устанавливается в северной части Охотского моря, причем в центре этой зоны выделяется область падения амплитуды над банкой Кашеварова. Эта область расширяется в 11-летней компоненте. В северо-западной части Тихого океана же влияние 10-летней компоненты невелико, а интенсивность 11-летней еще ниже.

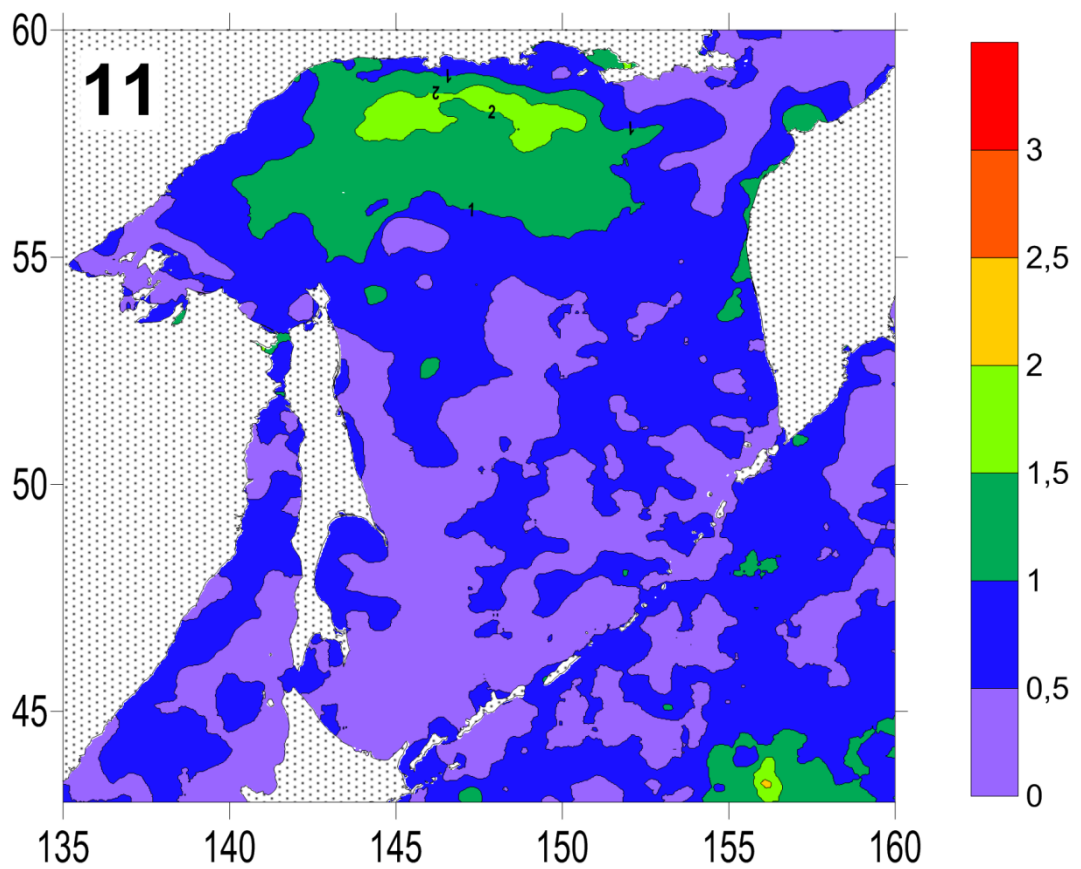
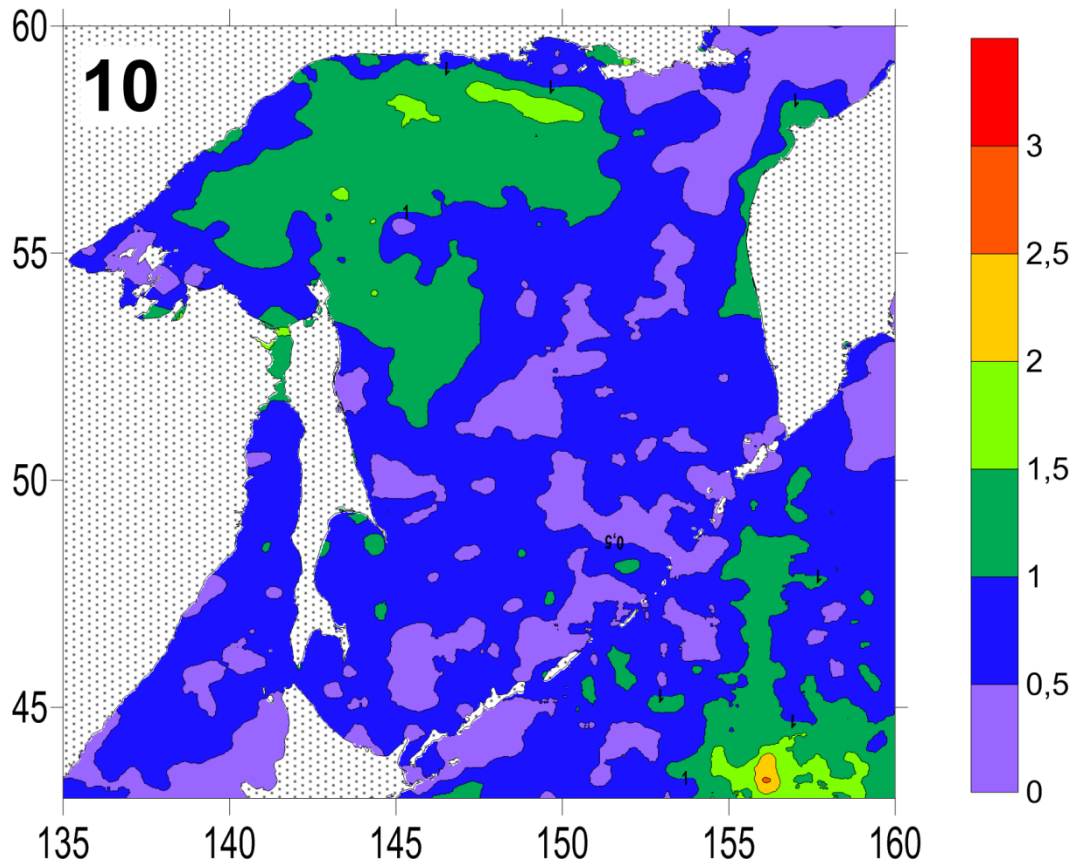


Рисунок 3.12 – Распределение амплитуд 10- и 11-летней компоненты

Наиболее низкочастотная из рассматриваемых компонент с периодом 11 лет проявляется в северной части Охотского моря, на остальных участках изучаемого района ее роль незначительна. Довольно трудно выдвинуть разумную гипотезу, которая могла бы объяснить столь значительные различия в весьма долгопериодных вариациях ТПО в различных частях одного бассейна. Можно только высказать предположение, что из-за сравнительной мелководности северного района, действия ветров южного румба и большего, чем в южной части, количества солнечных дней из-за меньшего влияния облачности, здесь более заметно сказывается влияние солнечного цикла.

Обращает внимание то обстоятельство, как смещаются зоны проявления компонент с периодом от 5 до 11 лет. Если зона влияния 5-летней компоненты сфокусирована возле островов Сахалин, Хоккайдо и у Южных Курил, то при увеличении периода область с наибольшей амплитудой смещается по часовой стрелке (в сторону северо-восточного побережья Сахалина и дальше в северную часть Охотского моря). Этому интересному факту также сложно дать разумное объяснение, он требует дополнительного изучения.

3.3 Однонаправленные тенденции температуры поверхности океана

В настоящее время одной из наиболее обсуждаемых тем является глобальное потепление. В северном полушарии оно выражается в повышении зимней температуры воздуха в арктических широтах. Как именно меняется температура поверхностного слоя Охотского моря в условиях изменения климата?

На рис. 3.13 приведен пример расчета коэффициентов линейного тренда для двух произвольно выбранных точек. Показатель статистической значимости тренда колеблется в пределах от 0.2 до 0.8.

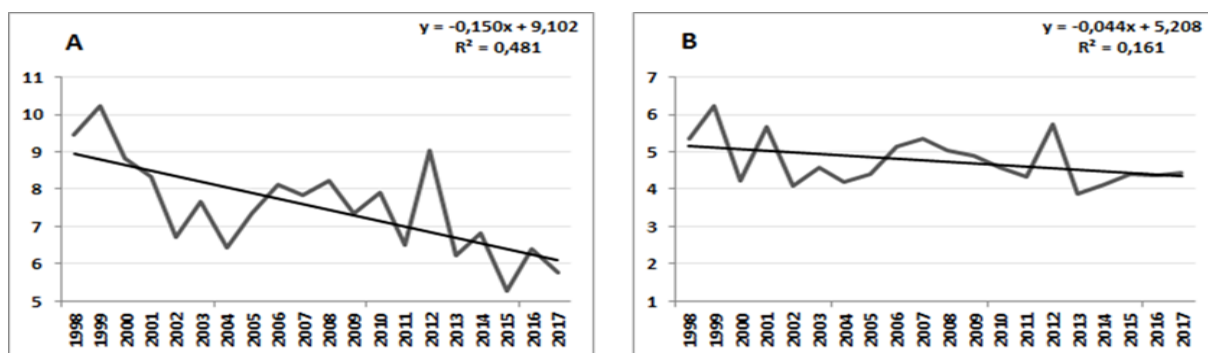


Рисунок 3.13 – Пример графиков хода среднегодовой температуры, а также линейных трендов в точках А и В. В правом верхнем углу – уравнение тренда, коэффициент при x соответствует изменению температуры в $^{\circ}\text{C}$ за один год

Коэффициенты линейного тренда, рассчитанные по среднегодовым рядам, в изучаемом регионе имеют в основном отрицательный знак, а на акватории Охотского моря нет областей с положительными значениями (рис. 3.14). Значимое охлаждение поверхностного слоя (около 1°C за 10 лет) отмечено в северной и западной частях моря, наиболее ярко этот процесс проявляется в северной части моря, на некотором удалении от берега. Менее выраженное снижение (скорость около 0.5°C за 10 лет) наблюдается в районе Курильских островов и в полосе вдоль западного берега Камчатки (от 0.5 до 1°C за 10 лет), а также в зоне влияния стока реки Амур (Амурский лиман, Сахалинский залив, северная часть северо-восточного шельфа о. Сахалин).

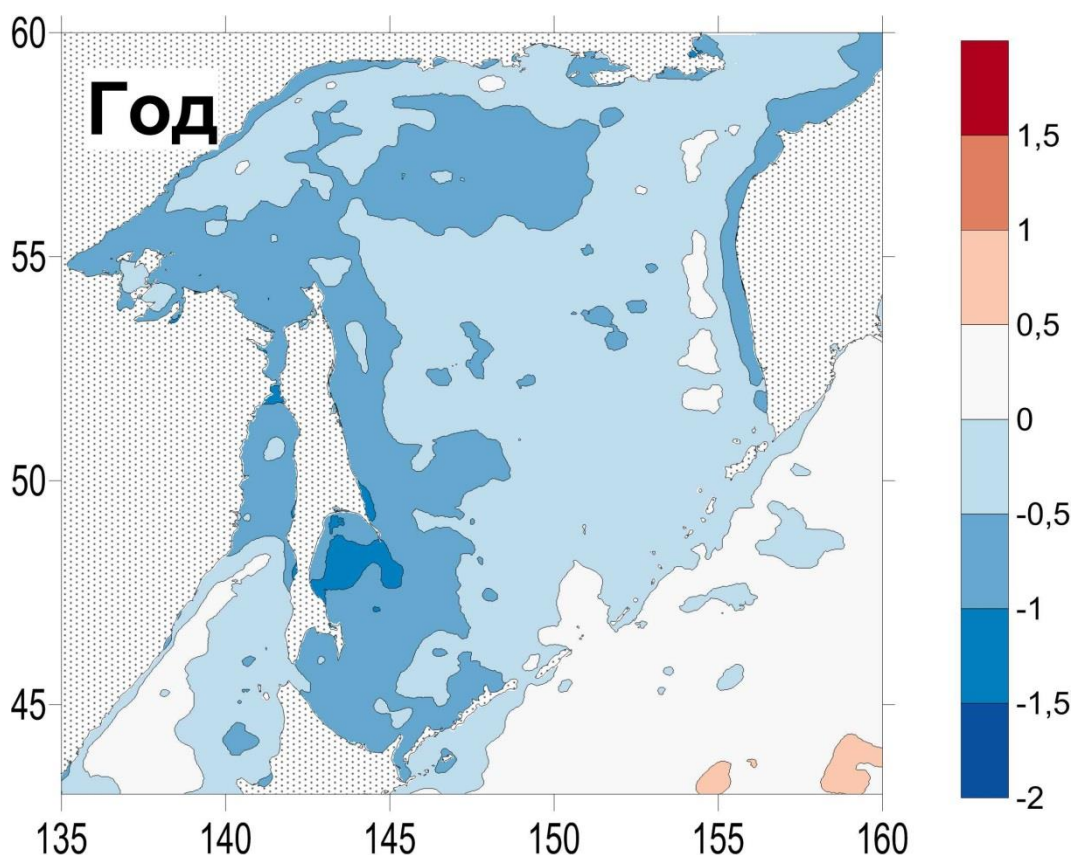


Рисунок 3.14 – Распределение коэффициентов линейного тренда по ряду среднегодовых значений (здесь и далее цветовая шкала соответствует приросту температуры в $^{\circ}\text{C}$ за 10 лет)

Значимое снижение (более 0.5°C за 10 лет) обнаружено в северной части Татарского пролива, далее на юг скорость охлаждения поверхностных вод уменьшается, а южнее 45° с.ш. зафиксировано слабое повышение температуры поверхностных вод Японского моря. Более ярко процесс потепления проявляется в северо-западной части Тихого океана, в юго-восточной части изучаемого региона.

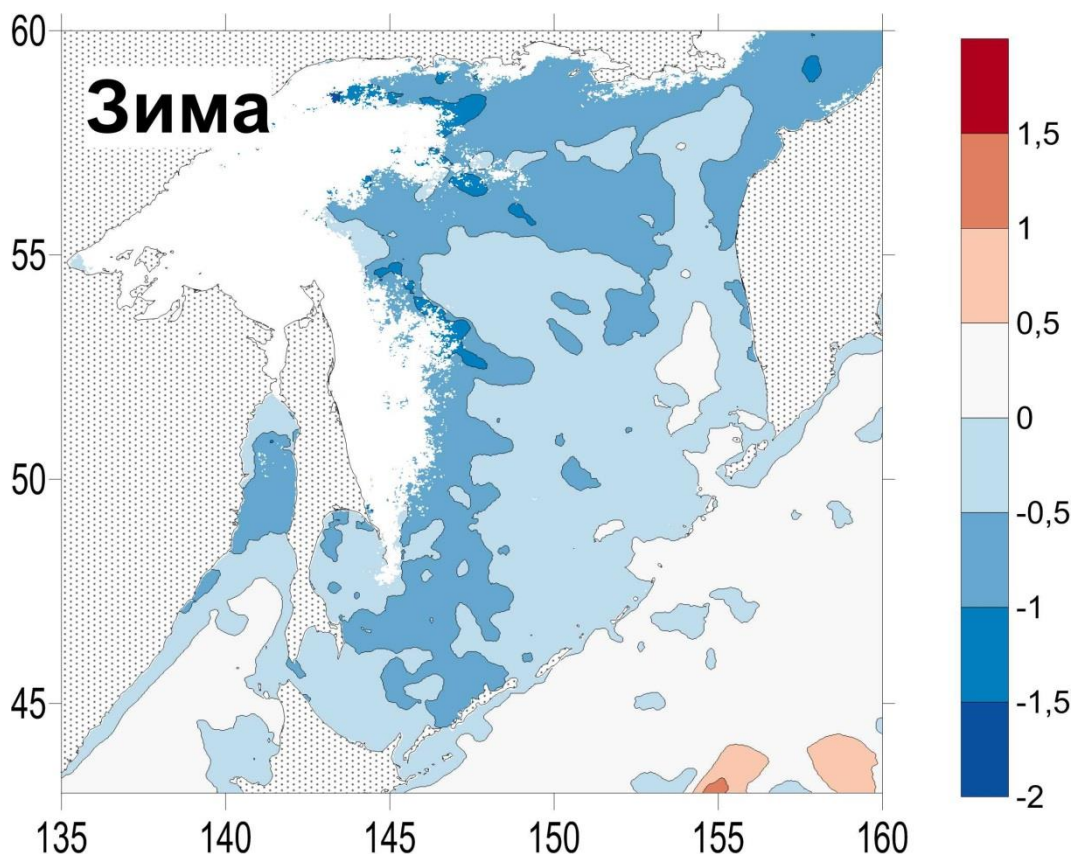


Рисунок 3.15 – Распределение коэффициентов линейного тренда по ряду средних значений за зиму (январь-март)

Зимой в северо-западной части моря («охотоморском холодильнике»), а также на северном шельфе моря и северо-восточном шельфе о. Сахалин данных недостаточно для надежного расчета из-за наличия ледяного покрова и связанного с ним пропуска в данных. Тем не менее, некоторое представление о тенденциях в термическом режиме в холодный период можно получить (рис. 3.15).

На всей акватории Охотского моря, в особенности в северной и западной его частях, а также в Татарском проливе Японского моря и в прилегающих к Курильским островам районах Тихого океана отмечена тенденция к снижению температуры поверхностного слоя вод. Противоположные знаки тренда зафиксированы только на юго-востоке изучаемого района, в Тихом океане, в северной части Японского моря и на самом юге Татарского пролива, к югу от 47° с.ш.

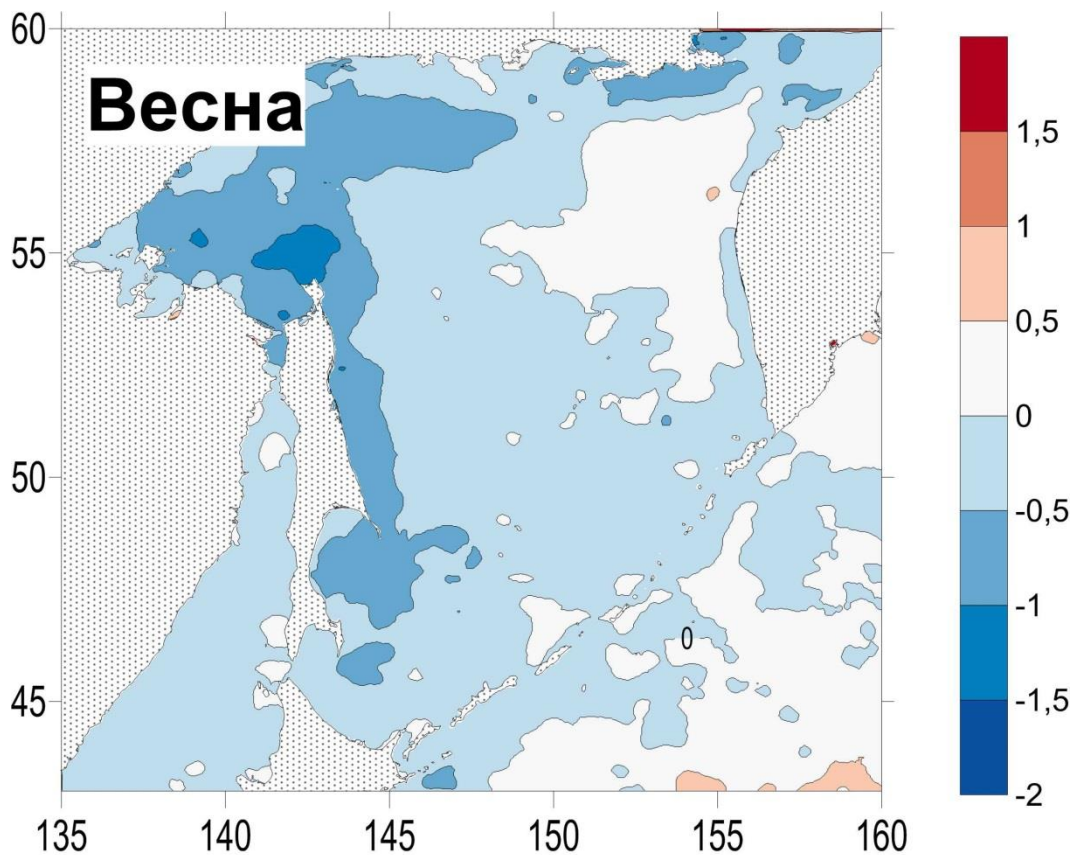


Рисунок 3.16 – Распределение коэффициентов линейного тренда по ряду средних значений за весну (апрель-июнь)

Наиболее выражено снижение температуры поверхностного слоя вод в весенний период (рис. 3.16). Оно охватывает весь рассматриваемый регион, включая северо-западную часть Тихого океана, но наиболее выражено в северной и западной частях Охотского моря (скорости снижения до 1.5°C за 10 лет). Охлаждение поверхностного слоя весной является наиболее логичным следствием снижения ледовитости, так как при отсутствии ледяного покрова в обычно замерзающих акваториях процессы выхолаживания охватывают слой вод больше толщины, чем при его наличии. Несомненно, это оказывает значительное влияние на климат региона, и прежде всего на погодные условия о. Сахалин, который испытывает воздействие данного процесса в наибольшей степени.

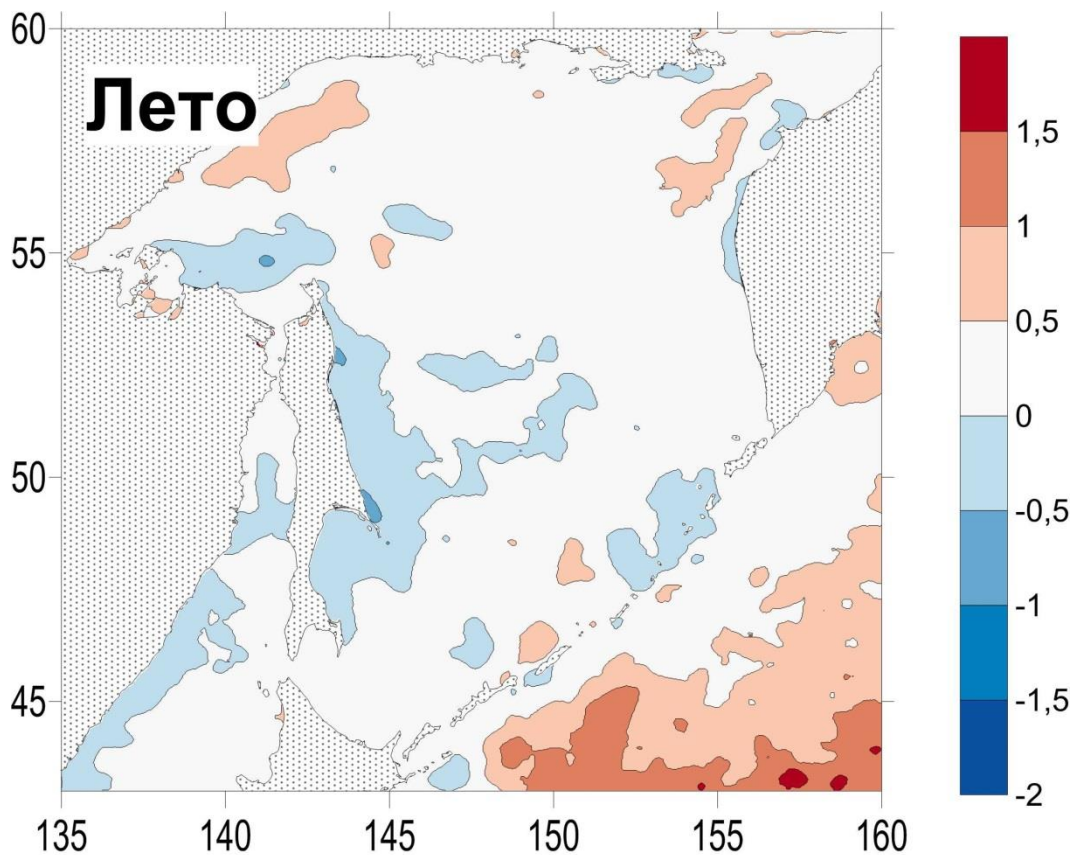


Рисунок 3.17 – Распределение коэффициентов линейного тренда по ряду средних значений за лето (июль-сентябрь)

Летом в регионе преобладает тенденция к росту температуры поверхности моря, наиболее выражена она в северо-западной части Тихого океана (рис. 3.17). В Охотском море она отмечена в северо-западной его части, в районе Шантарских островов, у северо-западного берега полуострова Камчатка и в районе островов Уруп и Симушир.

Вблизи Курильских островов, у восточного берега о. Сахалин и вдоль побережья Приморья в Японском море сохраняется тренд на понижение температуры, хотя и в более умеренной форме, чем весной. На большей части акватории величина трендов, как положительных, так и отрицательных менее 0.5°C за 10 лет.

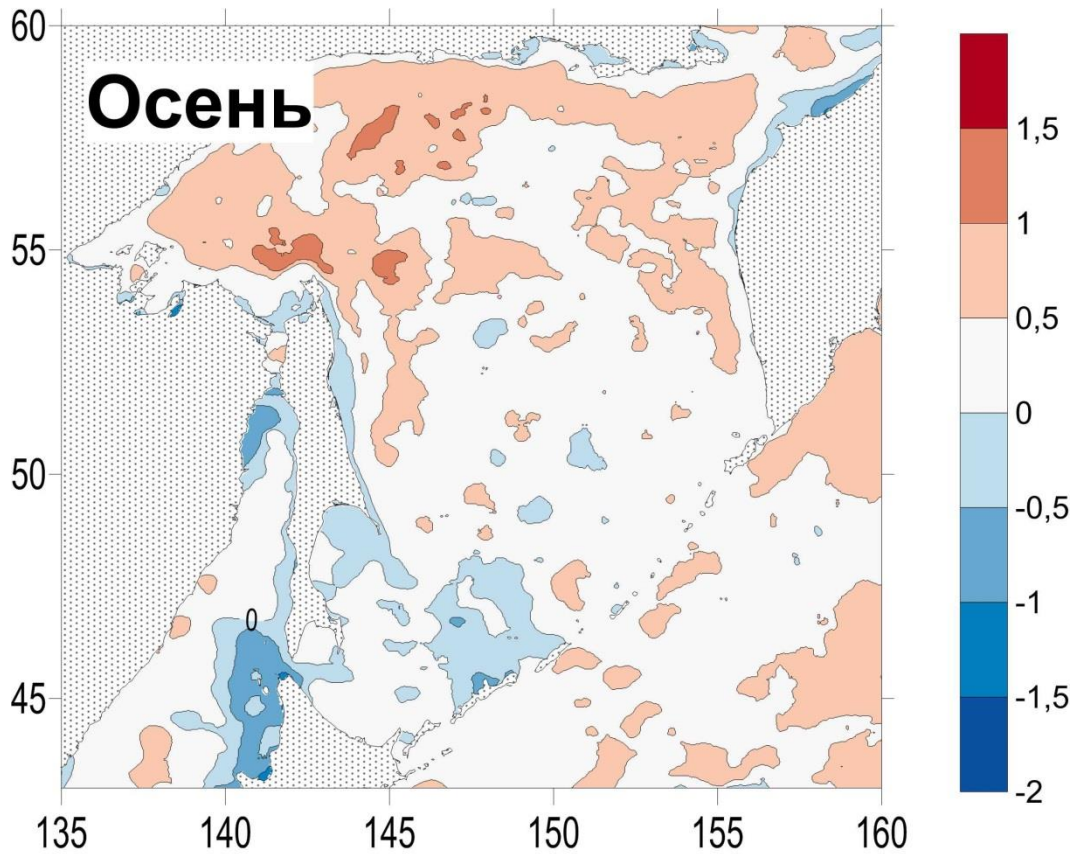


Рисунок 3.18 – Распределение коэффициентов линейного тренда по ряду средних значений за осень (октябрь-декабрь)

Осенью положительный тренд усиливается в северной части Охотского моря (более 1°C за 10 лет) и ослабляется в СЗТО (рис. 3.18). Как и в летний период, на большей части изучаемой акватории величина трендов не превышает 0.5°C за 10 лет.

Наиболее высокие скорости понижения температуры поверхностного слоя отмечены в северной части Татарского пролива, а также в области у западного побережья о. Хоккайдо (до 1°C за 10 лет).

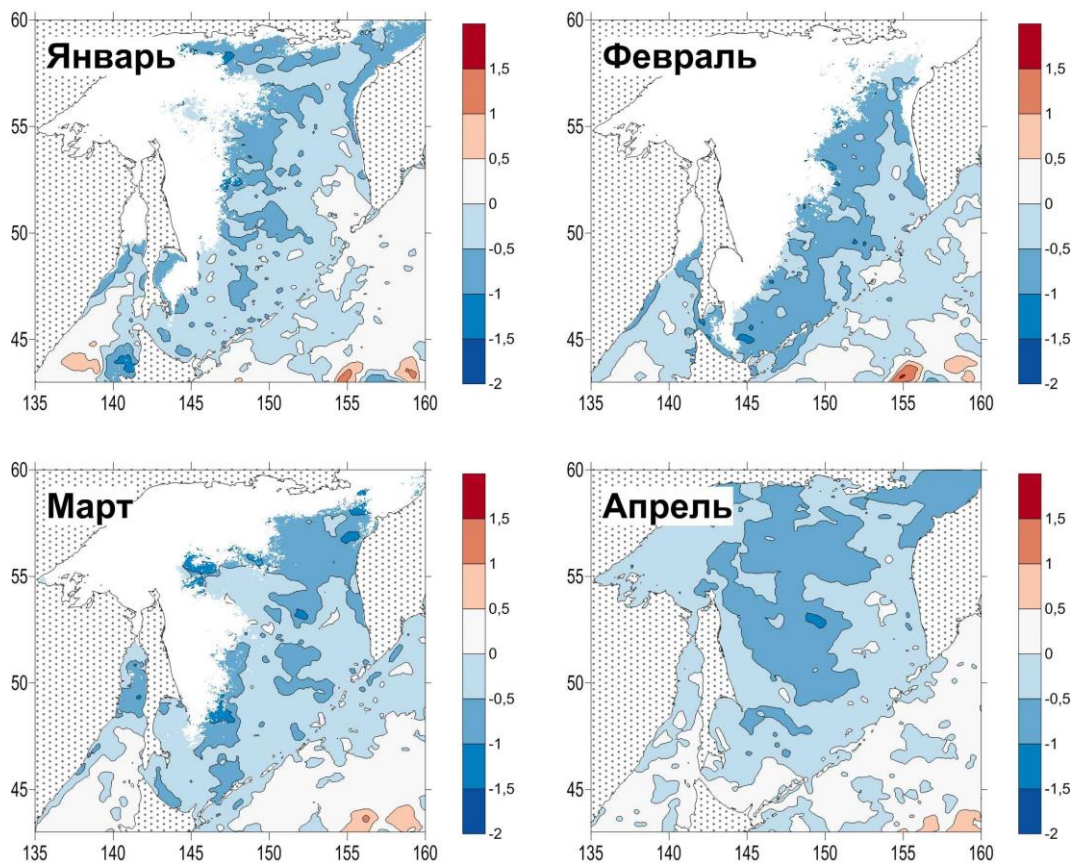


Рисунок 3.19 Распределение коэффициентов линейного тренда по рядам среднемесячных значений (январь-апрель)

Рассмотрим то, как меняются коэффициенты линейных трендов температуры поверхности океана, если производить выборку по отдельным месяцам. Как видно на рис. 3.19, с января по апрель картина меняется незначительно (если не считать влияние ледяного покрова, которое затрудняет расчет коэффициентов в зимние месяцы, а в некоторых районах делает и вовсе невозможным).

Однако в апреле отрицательный тренд устанавливается на большей части изучаемой акватории, за исключением областей в северо-западной части Тихого океана. В Охотском море скорость понижения температуры на большей части акватории превышает 0.5°C за 10 лет. Более низкие показатели встречаются в Амурском лимане, Сахалинском заливе, в полосе к северу от Сахалина и у западного побережья Камчатки. В Японском море и за пределами Курильской гряды коэффициенты также ниже 0.5°C за 10 лет.

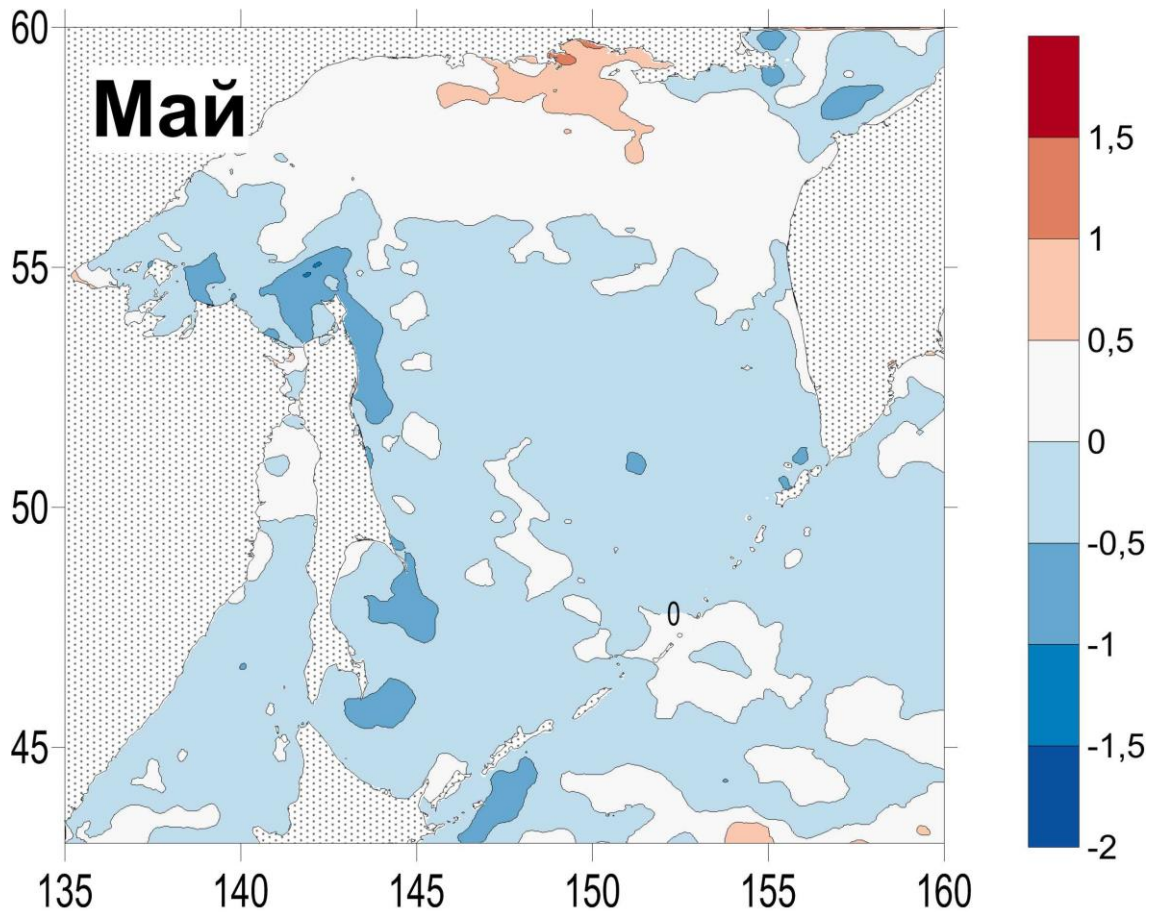


Рисунок 3.20 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средне-майским значениям

В мае область отрицательных трендов распространяется на юг, наибольшей величины тренд достигает северо-западной части Охотского моря и вдоль всего восточного побережья о. Сахалин от м. Елизаветы на севере до м. Анива на юге (рис. 3.20). Единственное исключение составляет акватория, прилегающая к Тауйской губе. Очевидно, что гидрологический режим прибрежных районов, испытывающих влияние речного стока, отличается от характерного для Охотского моря в целом.

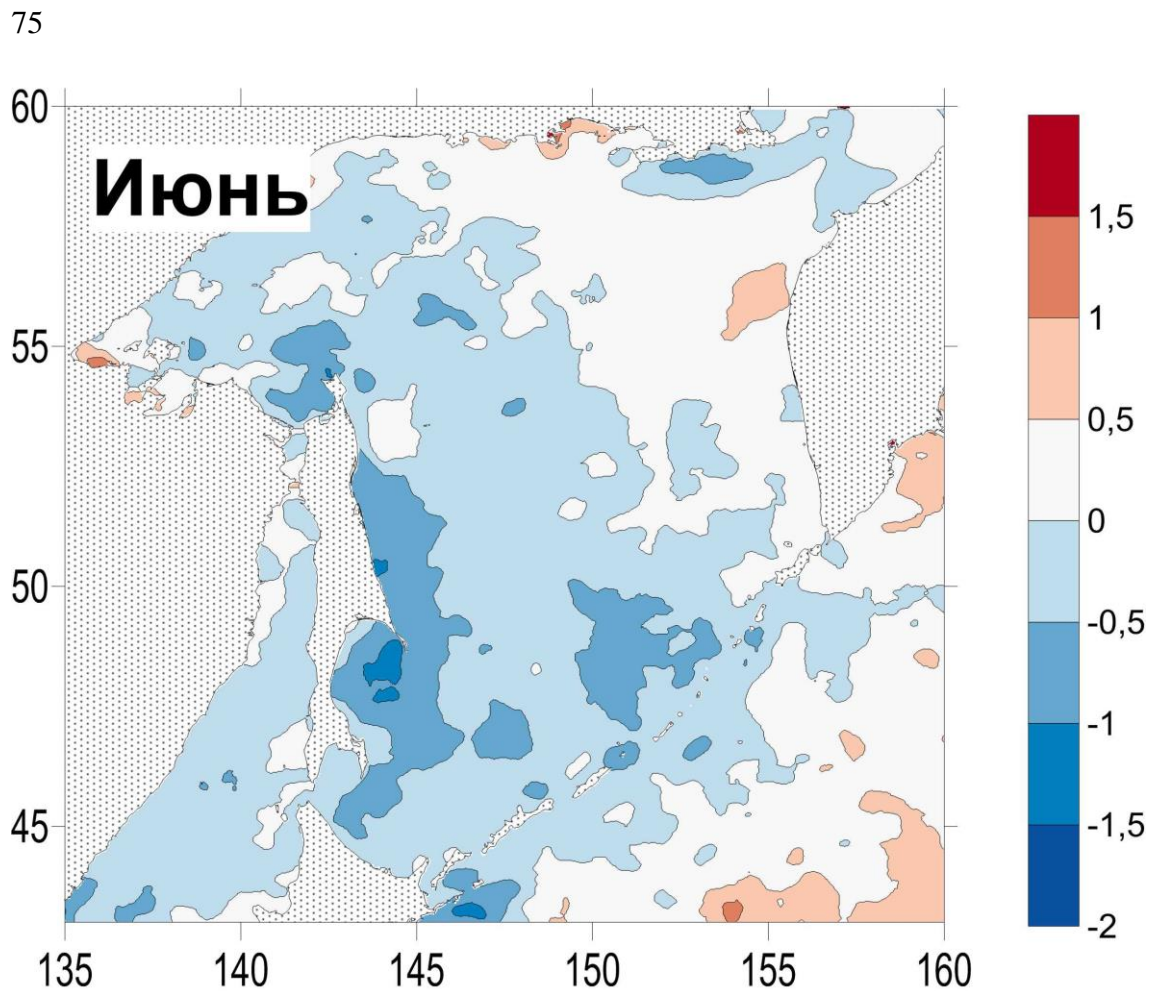


Рисунок 3.21 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средним значениям за июнь

В июне, в целом, сохраняется отрицательный тренд на всей изучаемой акватории, меняется лишь интенсивность в некоторых районах (рис. 3.21). В северо-западной части Тихого океана вновь увеличивается положительный тренд. Примечательно, что к востоку от о. Хоккайдо находится одна из областей с наибольшей скоростью похолодания (до 1.5°C за 10 лет).

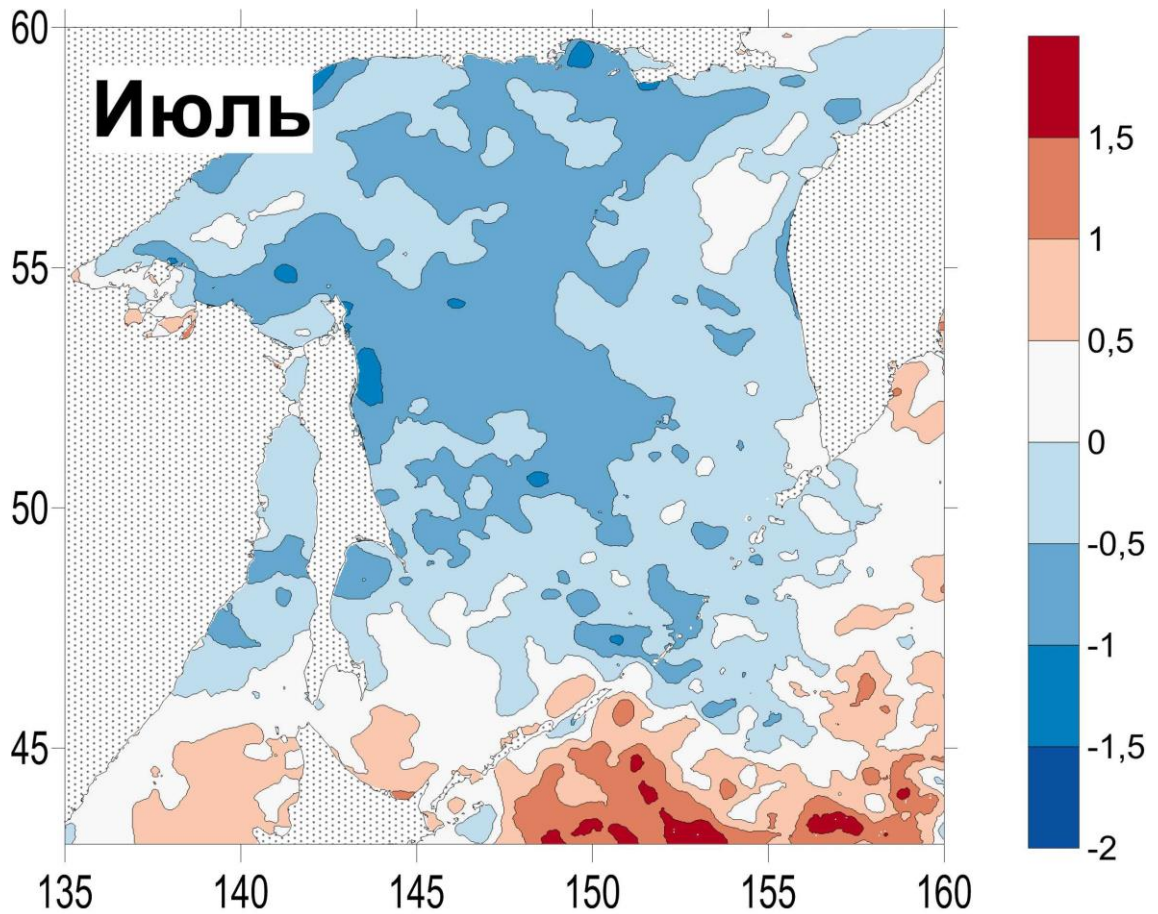


Рисунок 3.22 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средним значениям за июль

В июле в Охотском море доминируют отрицательные тренды, в северо-западной части Тихого океана, напротив, скорости повышения температуры местами превышают 1.5°C за 10 лет (рис. 3.22). У побережья о. Хоккайдо появляются зоны повышения температуры с интенсивностью более 0.5°C за 10 лет.

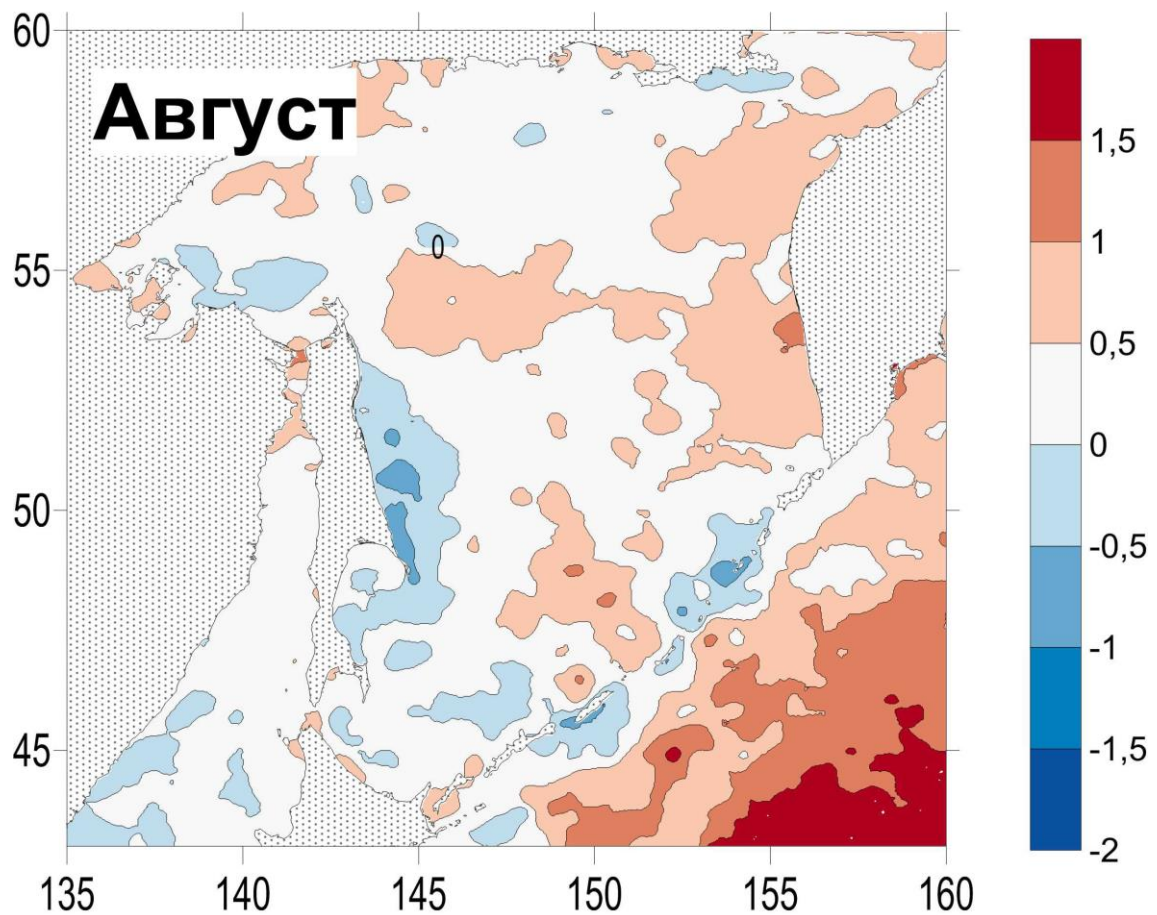


Рисунок 3.23 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средним значениям за август

В августе (рис. 3.23) в северо-западной части Тихого океана скорость потепления достигает наибольших значений (около 1.5°C за 10 лет), рост температуры отмечен в центральной части Охотского моря, вдоль западного побережья Камчатки, в Татарском проливе и Амурском лимане (до 1°C за 10 лет). На северо-восточном шельфе Сахалина и в прикурильском районе сохраняется тренд на понижение температуры морской воды.

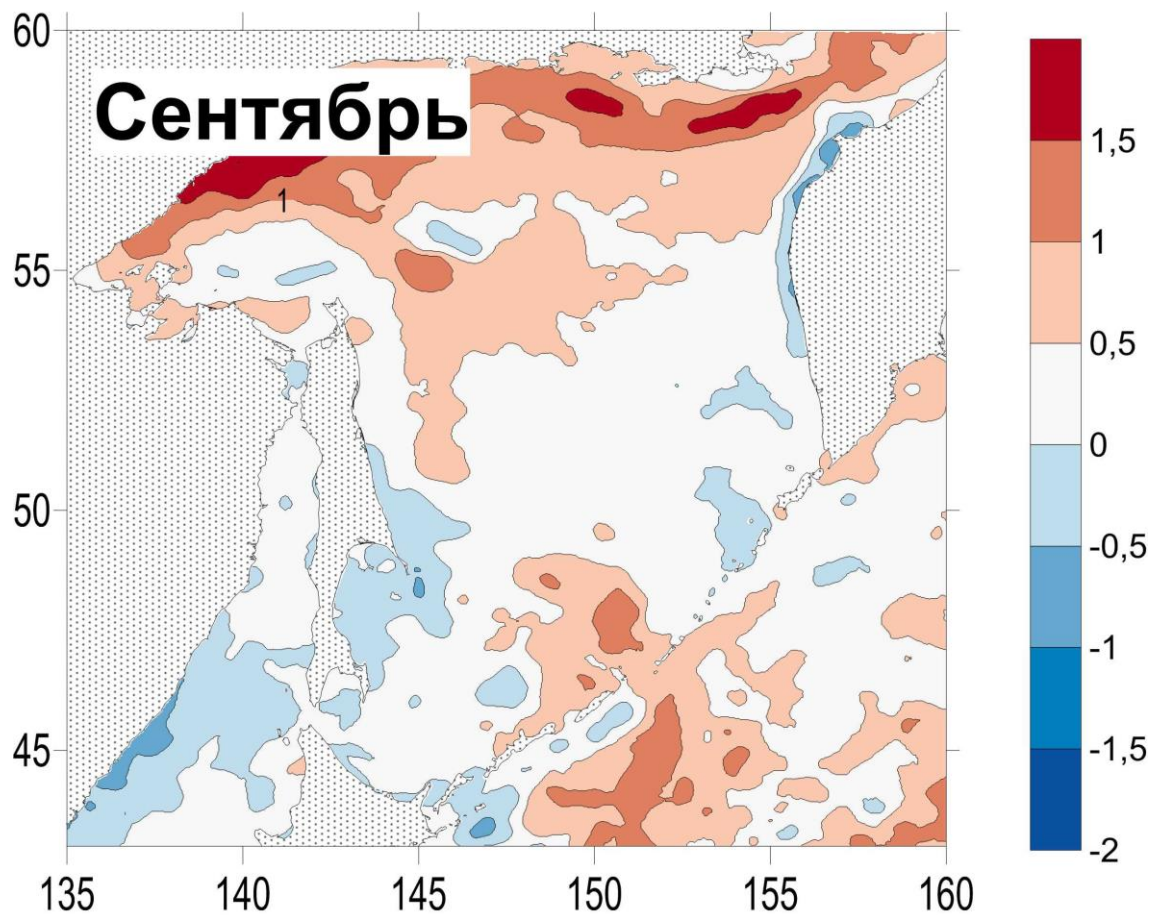


Рисунок 3.24 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средним значениям за сентябрь

В сентябре (рис. 3.24), наоборот, интенсивность потепления в Тихом океане снижается, наибольшая скорость потепления отмечена в северной и северо-западной части моря (особенно выделяется зона шельфа на участке между населенными пунктами Аян и Охотск со скоростью потепления около 1.5°C за 10 лет).

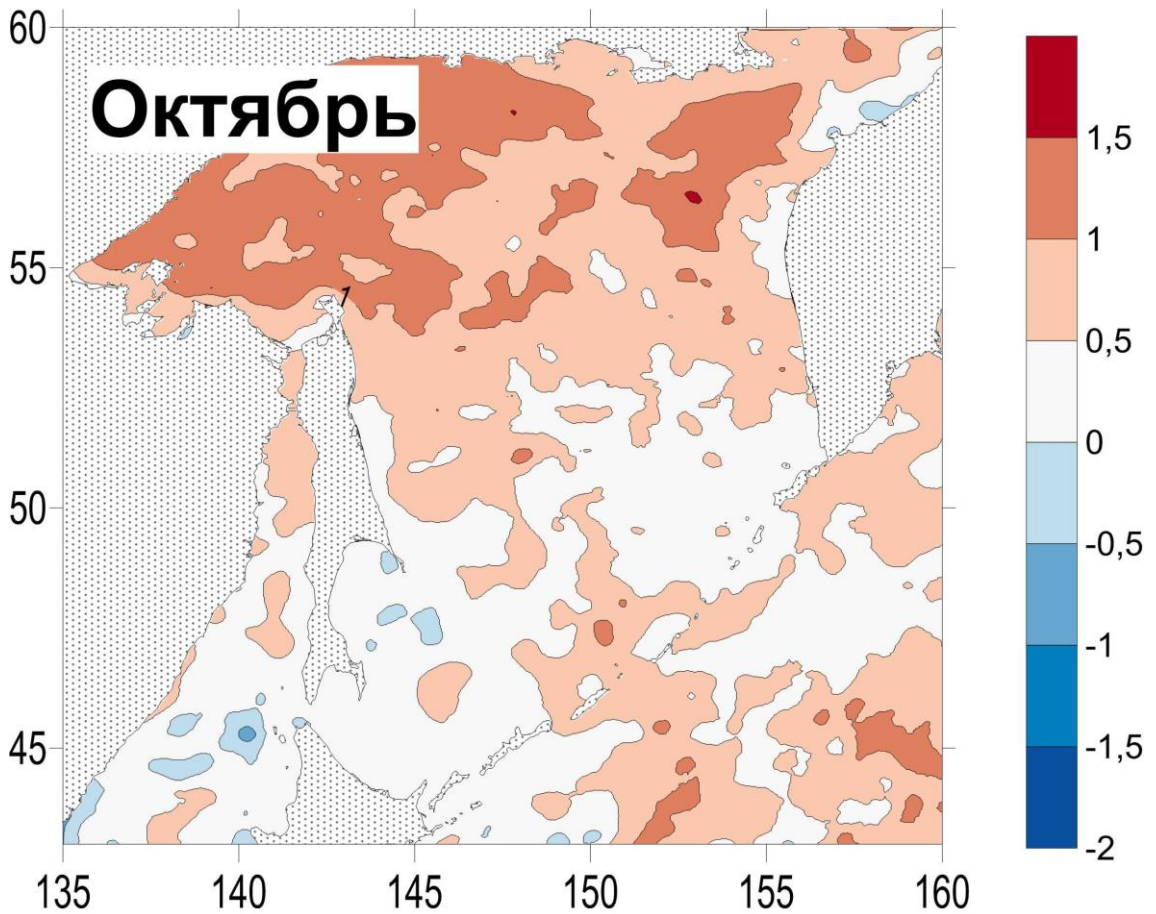


Рисунок 3.25 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средним значениям за октябрь

В октябре (рис. 3.25) при снижении величины положительного тренда увеличивается площадь занимаемой ими акватории, скорость потепления составляет около $0.5-1.5^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. В южной части акватории тренды близки к нейтральным.

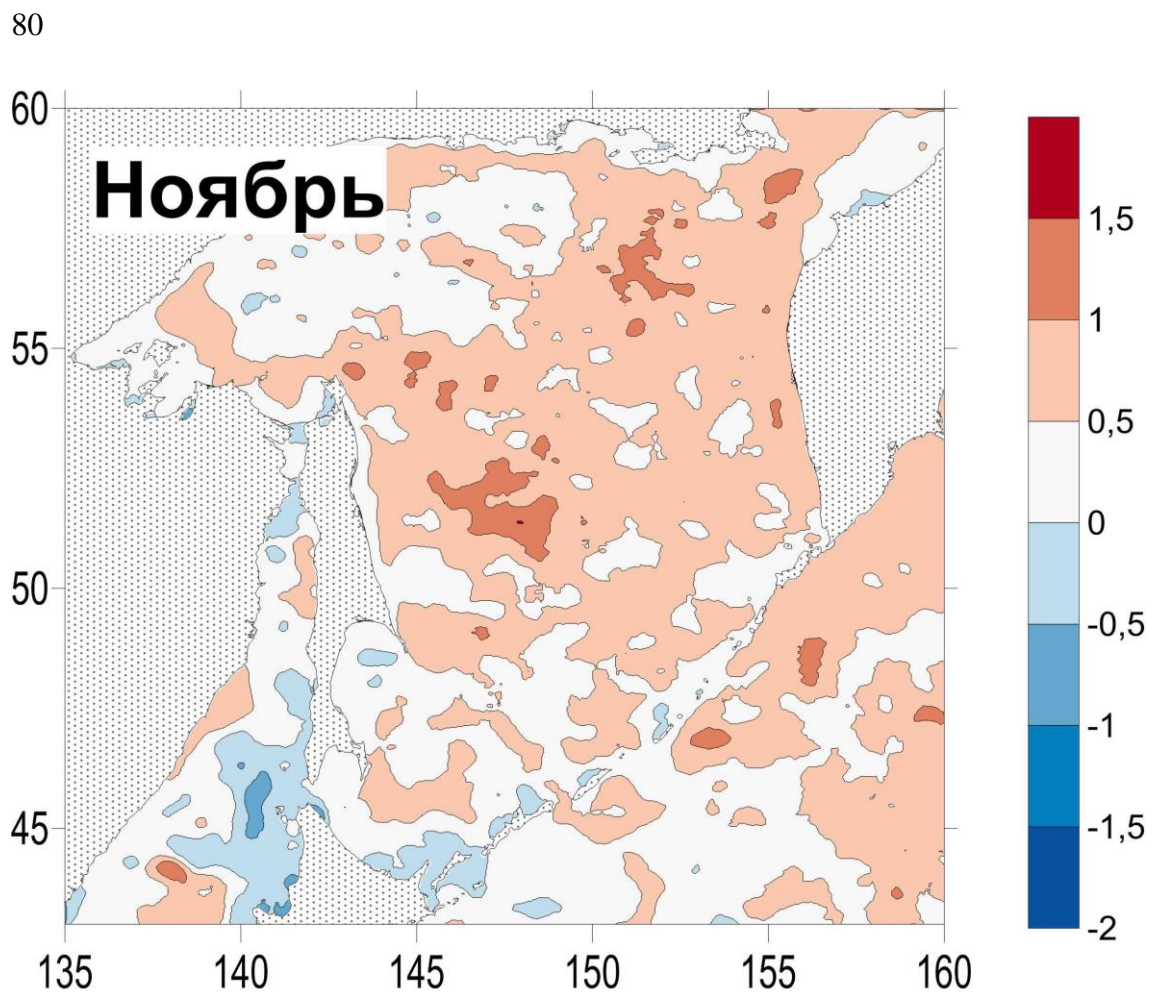


Рисунок 3.26 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средним значениям за ноябрь

В ноябре (рис. 3.26) наблюдается переходный период, на большей части Охотского моря тренды положительные (0.5-1°C за 10 лет), но растут области с нейтральным трендом, то же касается и северо-западной части Тихого океана. Наибольшая скорость снижения температуры наблюдается у побережья о. Хоккайдо, у южных Курил и у юго-западного побережья о. Сахалин.

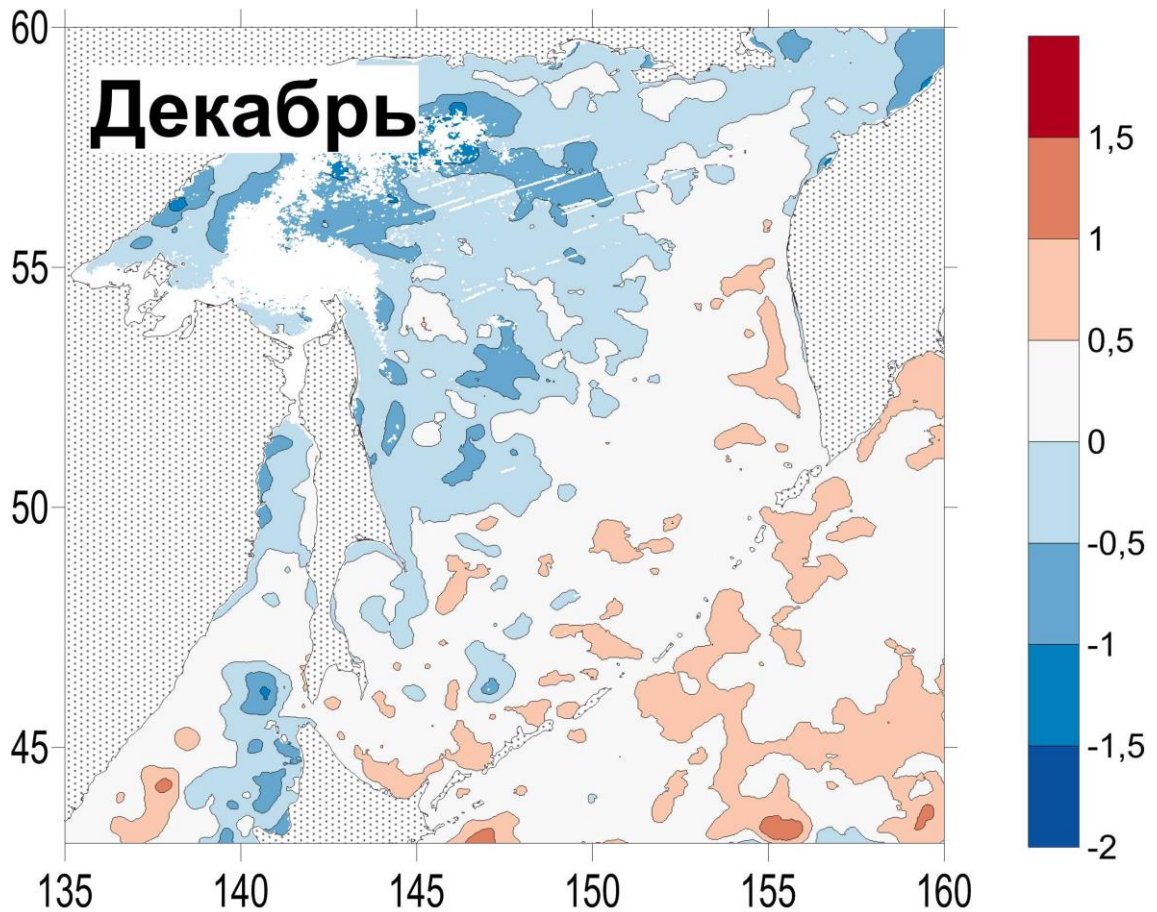


Рисунок 3.27 – Распределение коэффициентов линейного тренда по средним значениям за декабрь

В декабре (рис. 3.27) переход к зимнему режиму завершается, картина в целом похожа на январскую, но есть и различия. Интенсивность похолодания в Охотском море еще низка, в большей части моря преобладают нейтральные тренды, а в окрестностях Курильской гряды и вовсе присутствуют области потепления.

В работе [Шатилина и др., 2011] для области в Охотском море и в районе Курильской гряды для весенних месяцев также были отмечены отрицательные тренды, наибольшие положительные были зафиксированы в октябре. Определенное сходство результатов весьма интересно, если учитывать различия в исследуемых периодах времени и пространственных характеристиках областей, для которых рассчитывались тренды. В Японском море отрицательных трендов в указанной работе выявлено не было.

На основе параметров полученных циклических компонент и коэффициентов линейного тренда, был выполнен ретроспективный прогноз термических условий на август 2018 г. (данные наблюдений за 1998-2017 гг. использовались для расчета параметров компонент и линейного тренда). Расчет производился для каждой пространственной ячейки по формуле (2.2) с учетом тренда и четырех циклических компонент с наибольшими амплитудами. На рис. 3.28 показаны графики расчетных кривых для одного района (Татарский пролив). Результаты суммирования четырех компонент представлены на Рис. 3.29 в виде расчетных графиков (пунктир) и фактических вариаций температуры (сплошная кривая) поверхности моря. Фактическое значение в 2018 году, которое не учитывалось при получении коэффициентов расчетной кривой, отмечено желтым маркером.

Кривые, являющиеся суммой тренда и первых четырех гармоник, в целом повторяют фактические межгодовые колебания температуры. Коэффициент корреляции исходного и аналитического ряда в большинстве точек более 90%. Отметим, что даже первые две гармоники во многих случаях обеспечивают коэффициент корреляции более 70%. Несмотря на то, что 2018 г. по термическим условиям был аномальным (ослаблено Цусимское течение и его охотоморская ветвь течения Соя, дефицит тепла ощущался в зоне влияния стока реки Амур, и в некоторых других районах), даже в таких акваториях прогноз можно считать приемлемым. Пример подобной ситуации дан для Татарского пролива, где прогностическое значение было выше фактического, но общий ход был предсказан верно, и ошибка была не так велика. Для северной части Охотского моря, северо-восточного шельфа о. Сахалин и ряда других районов наблюдалось хорошее согласие между расчетными и реальными значениями температуры поверхностного слоя.

Более детальные исследования, посвященные оправдываемости прогноза и границ применимости используемого подхода, будут проведены позднее. Однако уже сейчас можно сказать, что для существенной части районов Охотского моря и прилегающих акваторий прогноз температуры поверхностного слоя с годичной заблаговременностью достаточно успешен, хотя аномально холодные температуры, имевшие место на ряде участков в 2018 г., предсказать довольно сложно.

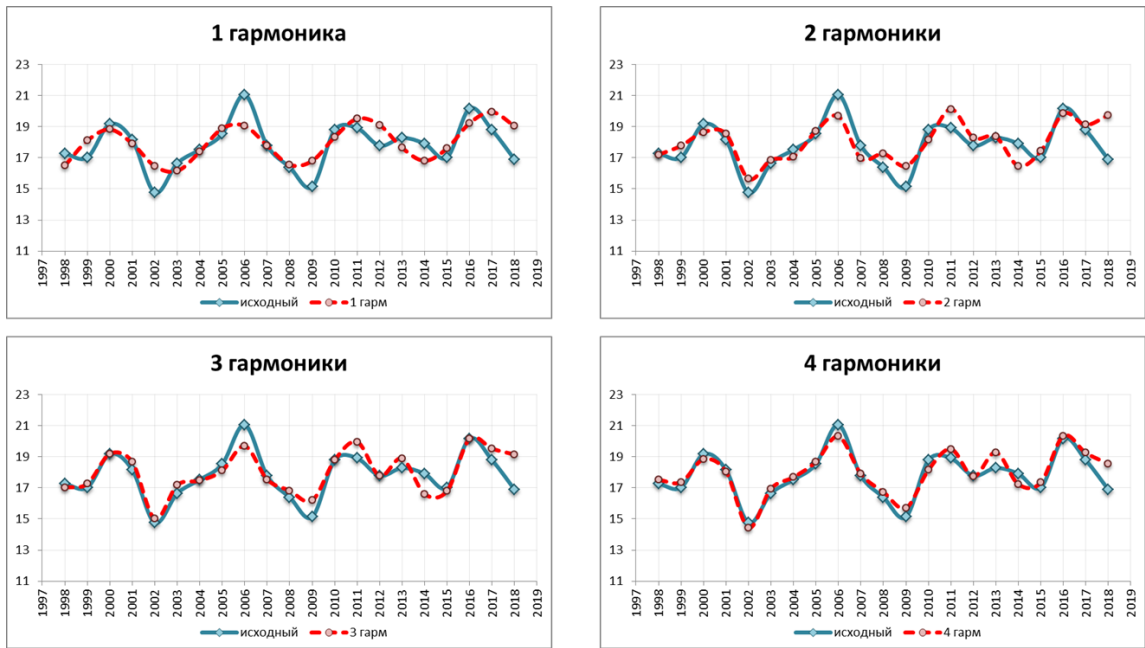


Рисунок 3.28 – Графики прогноза температуры по сумме тренда и нескольких гармоник (от 1 до 4). Коэффициенты корреляции: 1 – 70%; 2 – 76%; 3 – 85%; 4 – 93%. Ячейка находится в Татарском проливе

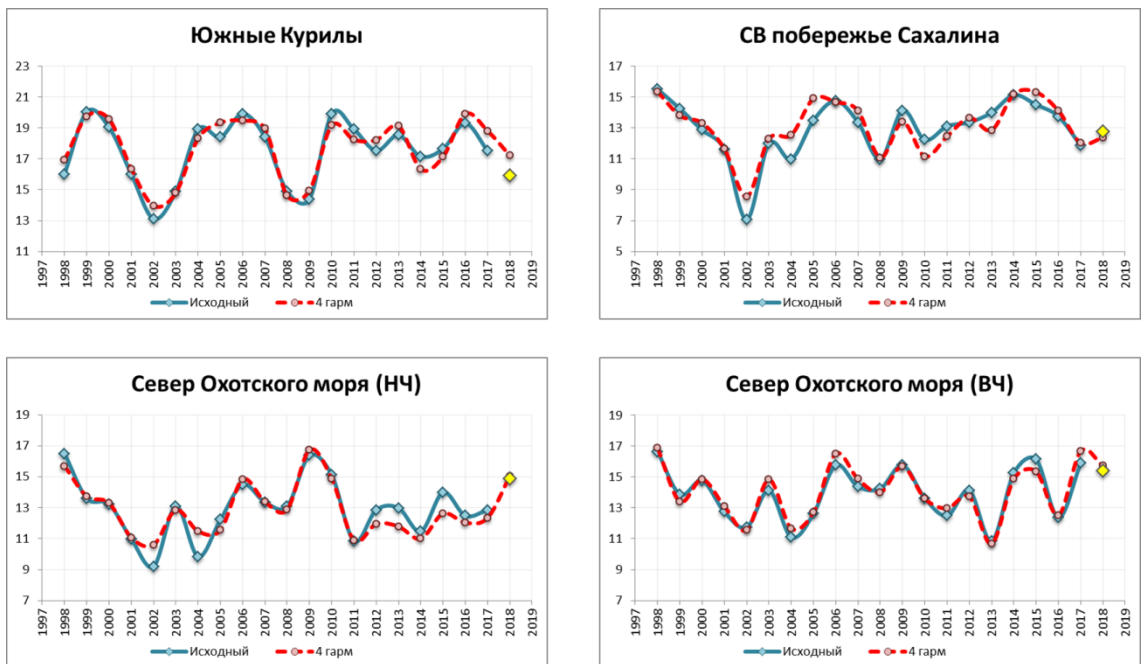


Рисунок 3.29 – Графики прогноза температуры по сумме тренда и четырех гармоник в разных пространственных ячейках. НЧ – первая гармоника низкочастотная, ВЧ – первая гармоника высокочастотная. Коэффициент корреляции во всех случаях превышает 90%

Приведем пример аномальной ситуации, которая могла быть предсказана методом последовательных спектров. Наиболее экстремальные отрицательные аномалии были зафиксированы с первого по двадцать пятое июля на северо-восточном шельфе о. Сахалин. Сложившиеся синоптические и гидрологические условия способствовали формированию мощного и устойчивого апвеллинга (рис. 3.30), в районе которого среднесуточная температура воды колебалась в пределах $+2-7^{\circ}\text{C}$ при норме $+9-11^{\circ}\text{C}$. Как правило, зоны апвеллинга у северо-восточного побережья формируются между 51 и 53° с. ш. Возможность проявления на поверхности холодных придонных вод севернее 53° с. ш. значительно ниже, что связано с проникновением в этот район теплых амурских вод.

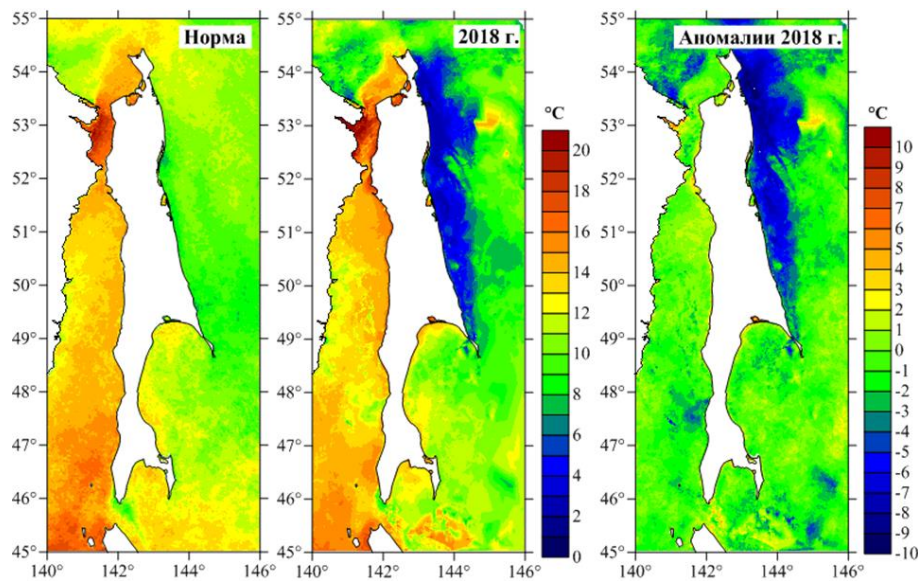


Рисунок 3.30 – Распределение температуры поверхности воды (средней многолетней и 2018 г.) и ее аномалий (2018 г.) у побережья о. Сахалин за период с 16 по 20 июля

В июле 2018 г. опресненные воды не продвинулись далее восточной части Сахалинского залива и северной оконечности п-ова Шмидта, и апвеллинг полностью охватил шельфовую зону (до 200-метровой изобаты), что случается крайне редко [Полупанов, 2007]. Вероятной причиной «дефицита» теплых вод стал слабый сток р. Амур. По данным Дальневосточного УГМС [<http://www.khabmeteo.ru/>], уровень реки в районе устья (г. Николаевск-на-Амуре) был ниже нормы с 10 мая по 20 июля (рис. 3.31). Так как в зоне влияния реки Амур выявлены 7-летняя и 8-летняя компонента, можно предположить, что подобные условия наблюдаются с некоторой периодичностью.

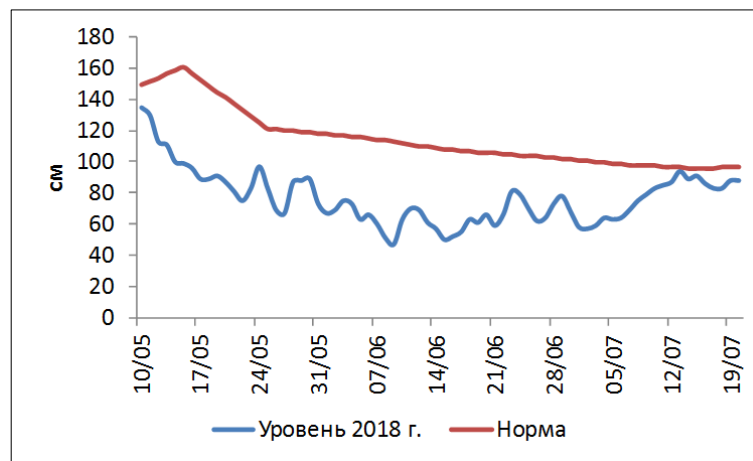


Рисунок 3.31 – Уровень р. Амур в районе г. Николаевск-на-Амуре в 2018 г. в сравнении с нормой (по данным Дальневосточного УГМС).

Выводы по главе 3

В результате гармонического анализа и применения метода разложения по ЕОФ материалов спутниковых измерений температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий (база данных СахНИРО) и данных реанализа ERA5 за 1998-2020 гг. выявлены основные особенности сезонных вариаций термических условий в данном бассейне.

Показано, что амплитуда годовой гармоника, играющей определяющую роль в сезонных вариациях ТПО, в целом убывает в направлении с запада на восток во всем изучаемом районе, включая примыкающую к Курильским островам часть СЗТО. На этом фоне наиболее низкими значениями характеризуются зоны квазистационарных апвеллингов – в центральной части Курильской гряды, у Ямских островов и на банке Кашеварова. Фаза возрастает вдоль оси северо-запад – юго-восток, общий сдвиг составляет 24-25° (около 3 недель).

В пространственном распределении первой моды (все значения положительны) высокими значениями характеризуется акватория Японского моря, СЗТО и юго-западной части Охотского моря. Ее временная функция характеризуется выраженным годовым ходом, с максимумом в августе-сентябре и минимумом в феврале-марте, он хорошо описывается комбинацией годовой и полугодовой гармоник с амплитудами 0.9 и 0.2°C при среднем значении 0.8°C.

Пространственное распределение второй моды имеет узловую линию, проходящую вдоль Курильской островной гряды со стороны Охотского моря и вдоль кромки шельфа юго-восточной Камчатки. Значения моды изменяются вдоль оси северо-запад – юго-восток,

максимальные положительные значения на северо-западном шельфе Охотского моря и отрицательные в удаленной части СЗТО.

Временная функция второй моды также носит выраженный сезонный характер, ее осредненный годовой ход хорошо описывается комбинацией годовой и полугодовой гармоник с амплитудами 1 и 0.6°C при среднем значении -0.5°C . Положительный максимум отмечен в июле и августе, наибольшие по абсолютной величине отрицательные значения наблюдаются в ноябре и декабре. Вместе с результатами гармонического анализа, такой характер второй моды показывает, что на фоне основного поля ТПО, описываемого первой модой, выделяется своеобразная сезонная «волна тепла», распространяющаяся с северо-запада на юго-восток и проходящая вдоль этой оси примерно за три недели, что является важной специфической особенностью термического режима изучаемого района.

Более ранний прогрев в северо-западной части Охотского моря (и северной Татарского пролива) может быть обусловлен влиянием летнего муссона с характерными южными ветрами, нагоняющими поверхностную воду в эти районы, а также инсоляции. Более раннее охлаждение в них связано с перестройкой поля ветра в конце сентября – октябре к зимнему муссону с сильными и устойчивыми сгонными ветрами северо-западного румба.

В результате анализа массива данных по температуре поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий, определены основные циклические компоненты, отвечающие за межгодовые вариации данного параметра, и «зоны влияния» каждой компоненты. Показано, что главный вклад в эти вариации дают компоненты с периодом около 6 лет, а также 3, 5, 8 и 11 лет

Зона влияния основной компоненты наиболее обширна и занимает южную половину Охотского моря и всю северную часть Японского моря, ее амплитуда находится в пределах $1-2^{\circ}\text{C}$. В окрестностях Курильских островов, у западного побережья о. Хоккайдо, у северо-восточного побережья о. Сахалин амплитуда несколько ниже ($0.5-1^{\circ}\text{C}$), а в северной части Охотского моря ее влияние незначительно. Наиболее вероятно, эта компонента связана с колебаниями течения Куроисио и ее ветви – Цусимского течения [Shevchenko et al., 2004].

Самые высокие значения амплитуды 3-летней компоненты ($1-1.5^{\circ}\text{C}$) можно отметить в северо-западной части Охотского моря, на удалении от берегов, а также у северо-западного побережья Камчатки, в районе Курильской глубоководной котловины и в северо-западной части Тихого океана.

Область проявления компоненты с периодом 5 лет заметно уже, она сосредоточена в основном на северном шельфе Хоккайдо, в районе Южных Курильских островов (как с охотоморской, так и с океанской стороны), и на северо-восточном шельфе Сахалина. В

Татарском проливе ее роль также заметна, но выражена в меньшей степени, чем 6-летней компоненты.

В западной части Охотского моря, в зоне влияния стока реки Амур, а также в северо-западной части Тихого океана значимо проявляется циклическая компонента с периодом около 8 лет.

Наиболее низкочастотная из рассматриваемых компонент с периодом 11 лет проявляется в северной части Охотского моря, на остальных участках изучаемого района ее роль незначительна.

В результате выполненного анализа данных о температуре поверхности Охотского моря за двадцатилетний период (1998 – 2020 гг.) выявлено, что результатом глобального потепления в данном бассейне, помимо уменьшения ледовитости, является снижение температуры верхнего слоя вод. Особенно велики отрицательные тренды температуры весной в северной и западной части изучаемого региона, а также в Татарском проливе Японского моря (от 0.5 до 1.5°C за 10 лет). Именно такое влияние уменьшения площади ледяного покрова, как по времени, так и по пространству выглядит наиболее логично, и может быть объяснено увеличением глубины зимней конвекции. Преобладание снижения температуры поверхности моря, хотя и менее выраженное, отмечено также зимой и поздней осенью, и в целом по всему году.

Летом в регионе преобладает тенденция к росту температуры поверхности моря, наиболее выражена она в северо-западной части Тихого океана. В Охотском море она отмечена в северо-западной его части, к востоку от северной оконечности о. Сахалин, у северо-западного берега полуострова Камчатка и в некоторых других районах. Причем в июле главную роль играют еще процессы охлаждения поверхностного слоя, изменение тенденции происходит в августе и проявляется в сентябре-октябре.

Выявленные процессы играют существенную роль в вариациях климата охотоморского региона, в особенности понижение температуры морской воды заметно в прибрежных водах о. Сахалин. Полученные результаты важны для изучения условий обитания промысловых видов рыб и беспозвоночных в бассейне, имеющем большое рыбохозяйственное значение.

Вместе с параметрами линейного тренда [Ложкин, Шевченко, 2019], параметры основных циклических компонент (в каждой пространственной ячейке использовалось по 4 компоненты с наибольшими амплитудами) можно использовать для прогноза термических условий на лето следующего года. Ретроспективный расчет на 2018 г. дал в целом удовлетворительные результаты, несмотря на аномально холодные условия этого года, отмеченные на ряде участков изучаемой акватории. Возможность прогноза термических условий имеет и прикладное значение, прежде всего для оценки условий подхода тихоокеанских лососей на нерест.

ГЛАВА 4 ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

4.1 Вариации поля потока коротковолновой солнечной радиации

4.1.1 Сезонные вариации

Солнечная радиация является основным источником тепла в океане, она оказывает определяющее влияние на формирование термических условий в поверхностном слое его вод. Помимо широтного изменения ее потока, важную роль в этих процессах может играть наличие облачности, а также диффузное отражение радиации от поверхности океана. Поэтому изучение ее пространственно-временной изменчивости, выявление особенностей, присущих отдельным акваториям, представляет собой важную научную задачу, имеющую выраженное прикладное значение для ихтиологии и гидробиологии.

Основные закономерности пространственного распределения солнечной радиации по сезонам известны, и возможности их использования для изучения вариаций климата достаточно давно рассматриваются как в глобальном масштабе (например, [Reed, 1977]), так и в отдельных районах, в частности, прилегающих к побережью о. Хонсю [Kawamura et al., 1998]. Тем не менее, вариации данного параметра над океанами продолжают привлекать внимание специалистов [Александрова и др., 2017]. Для уточнения представлений о процессах, происходящих на границе между атмосферой и гидросферой, развиваются методы параметризации [Александрова и др., 2007], производится сравнение с данными натурных экспериментов [Синицын, Гулев, 2017], уточняются базы данных [Синицын, Гулев, 2018]. При этом особенности пространственно-временных вариаций солнечной радиации в отдельных бассейнах таких, как Охотское море, остаются обычно в тени, им уделяется мало внимания.

Следует отметить, что в известном справочном издании [Гидрометеорология..., 1998] достаточно подробно рассмотрен вопрос формирования радиационного баланса на акватории данного бассейна, приведены карты его пространственного распределения в различные сезоны года. Основной частью этого баланса является поглощенная солнечная радиация, которая рассчитывалась с учетом даты, широты места, температуры атмосферного воздуха, альбедо морской поверхности и балла общей облачности. В отличие от радиационного баланса, для поглощенной солнечной радиации пространственные распределения в указанной работе, к сожалению, не приведены.

Корреляция между SWR и ТПО

В каждой пространственной ячейке стандартного района были вычислены коэффициенты корреляции между рядами SWR и температуры поверхности моря из базы данных Сахалинского филиала ВНИРО. В случае пропуска данных в рядах ТПО из-за наличия ледяного покрова значения SWR из ряда также исключались. Таким образом, в замерзающих акваториях расчет производился по сериям, длина которых составляла около 80% от максимально возможных 276 значений.

Результаты расчета коэффициентов корреляции между рядами ТПО и SWR представлены на рис. 4.1. Наиболее высокие значения 0.3–0.6 (это статистически значимая связь с учетом длины сравниваемых серий по 276 значений) получены по периферии Охотского моря, в Японском море и Татарском проливе, а также у юго-восточного побережья Камчатки. На остальной части акватории коэффициент корреляции не является значимым. Понятно, что на формирование термических условий в поверхностном слое помимо солнечной радиации оказывает влияние много факторов – конвективные и адвективные движения вод, льдообразование и т.д. Также логично, что влияние инсоляции в большей мере сказывается в сравнительно мелководных районах, однако низкая корреляция между ТПО и SWR во многом связана с влиянием облачности. Как показано в [Гидрометеорология..., 1998], в изучаемом районе общая облачность достигает своего наибольшего значения в июле под действием летнего муссона, характеризующегося переносом влажного воздуха со стороны океана. Максимальная балльность облачности (8-9) наблюдается в районе Курильской островной гряды, немного уменьшается в центральной части Охотского моря и более существенно, до 5 баллов, над его северным шельфом. Весной и осенью влияние облачности снижается. Уменьшается оно и в августе по сравнению с июлем, что может быть одной из причин запаздывания максимума SWR в южной части изучаемого района по сравнению с северным.

Учитывая это запаздывание, расчет коэффициента корреляции был выполнен с временными сдвигами 1, 2 и 3 месяца. При смещении на месяц характер распределения коэффициента корреляции изменился мало, но его значения возросли. Максимальная корреляция наблюдается при временном сдвиге 2 месяца, на основной части акватории Охотского моря значения составляют 0.8–0.9, хотя физически объяснить такое запаздывание в прогреве поверхностного слоя затруднительно.

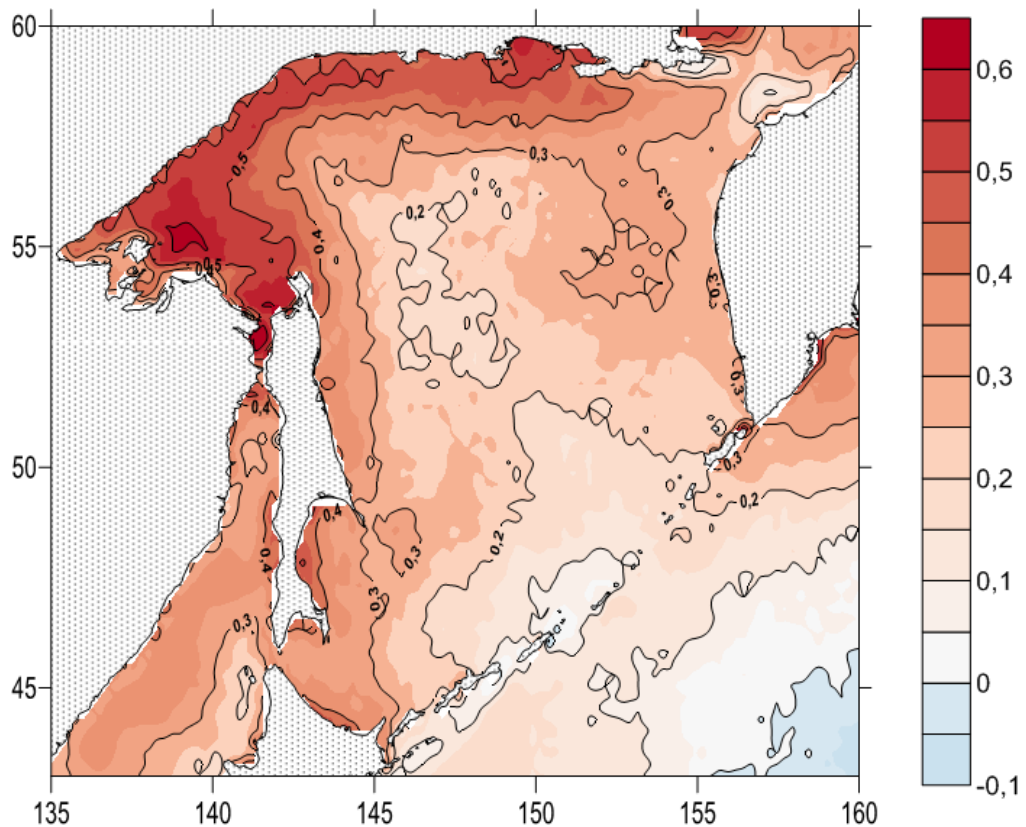


Рисунок 4.1 – Пространственное распределение коэффициента корреляции между рядами среднемесячных значений ТПО и SWR за 1998-2020 гг. в четвертьградусных квадратах

Отметим, что наиболее существенная связь между ТПО и SWR при более естественных значениях задержки (коэффициент корреляции более 0.5 при нулевом сдвиге и 0.7–0.8 при смещении на 1 месяц) отмечена именно в северо-западной и северной части моря, которые характеризуются не только относительной мелководностью, но и меньшим влиянием облачности. Это обстоятельство, наряду с воздействием ветров южного румба, является вероятной причиной более раннего прогрева в северо-западной части моря по сравнению с его основной акваторией [Новиненко, Шевченко, 2007].

Средние многолетние распределения SWR

Зимой (на рис. 4.2 представлено распределение параметра в феврале) наблюдается хорошо выраженное уменьшение SWR с широтой, от 90 до 30 Вт/м²). Этому способствует не только широтное изменение инсоляции, но и влияние ледяного покрова, обладающего более высоким альбедо по сравнению с открытой водой. Самые низкие значения SWR (около 20 Вт/м²) отмечены в Сахалинском заливе, где ледяной покров наиболее устойчивый.

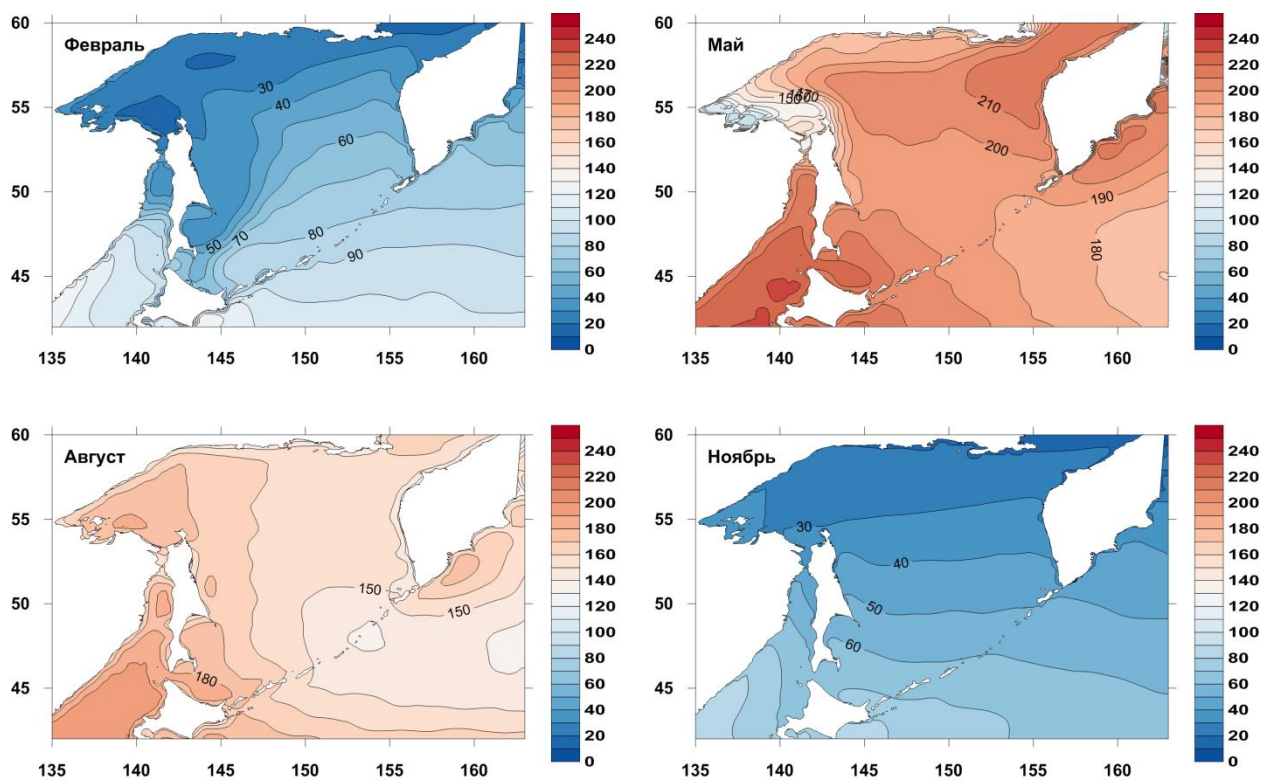


Рисунок 4.2 – Пространственное распределение средних многолетних значений SWR (в Вт/м²) за период 1998-2020 гг. в центральные месяцы гидрологических сезонов

Весной (май) самые высокие значения SWR выявлены в Японском море (включая Татарский пролив) и у тихоокеанского побережья о. Хоккайдо, а также в северо-восточной части Охотского моря. Значения параметра убывают в направлении на северо-запад, где в Сахалинском заливе, вблизи Шантарских островов и у северо-восточного побережья о. Сахалин сохраняются остатки ледяного покрова. Более удивительны низкие значения SWR на юго-востоке изучаемой области, что может быть обусловлено влиянием облачности. Летом самые низкие значения потока выявлены на юго-востоке, высокие – на западе изучаемой акватории (северная часть Японского моря, включая Татарский пролив; Сахалинский залив, районы вдоль восточного побережья о. Сахалин), а также на входе в залив Шелихова и на юго-восточном шельфе Камчатки. Осенью в распределении SWR преобладает широтная зональность, характер пространственного распределения схож в целом с зимним, но значения параметра выше (от 100 Вт/м² на юго-западе до 30 Вт/м² на северо-востоке акватории).

Гармонический анализ сезонных вариаций SWR

В сезонной изменчивости потока коротковолновой радиации значимо выделяется годовая гармоника с максимумом в июне-июле и минимальными значениями в декабре-январе. Амплитуда годовой гармоники увеличивается с юго-востока (от 60-70 Вт/м² в СЗТО) на северо-

запад (более 100 Вт/м^2 на севере Охотского моря, рис. 4.3), а фаза возрастает в том же направлении, что и амплитуда, приблизительно в пределах 30° (что соответствует сдвигу на один месяц).

Это означает, что максимум потока SWR на севере Охотского моря и в Татарском проливе наступает примерно на месяц позже, чем в открытом океане (выше уже отмечалось, что для ТПО была выявлена обратная картина [Новиненко, Шевченко, 2007]). Высокие значения амплитуды в северо-западной части изучаемого бассейна обусловлены, прежде всего, низкими значениями SWR в зимний период, обусловленные влиянием ледяного покрова, различия в летний период существенно меньше. Вклад остальных сезонных гармоник невелик - к примеру, амплитуда полугодовой гармоники не превышает 30 Вт/м^2 во всей акватории, роль более короткопериодных составляющих еще меньше. Максимальные амплитуды полугодовой гармоники отмечены в северо-западной части Охотского моря, в Сахалинском заливе и к северу от него, а также на входе в залив Шелихова вдоль материкового побережья. Фаза этой составляющей, напротив, меняется значительно, в пределах около 240° (сдвиг до четырех месяцев), ее значения возрастают в направлении с юго-востока на северо-запад.

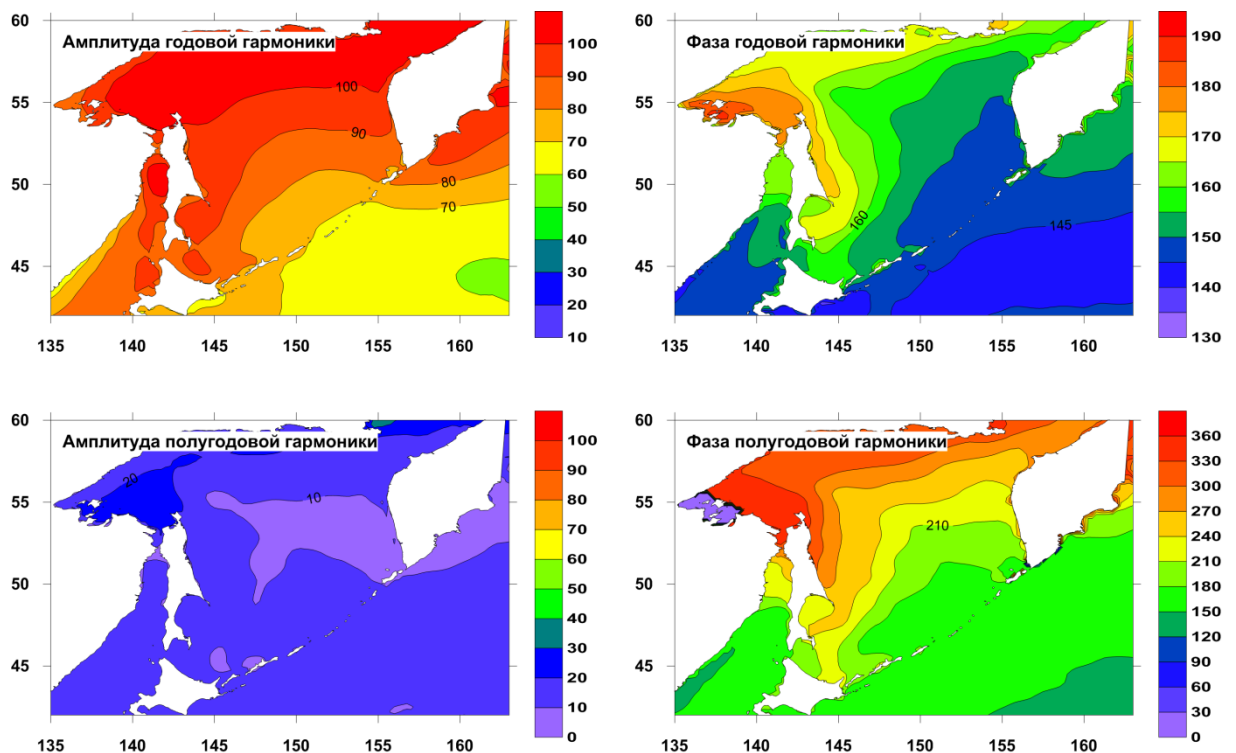


Рисунок 4.3 – Пространственное распределение амплитуд (в Вт/м^2) и фаз (в $^\circ$) годовой и полугодовой гармоник SWR

Разложение поля SWR по ЕОФ

Пространственные распределения первых двух мод ЕОФ (доля этих составляющих в общей дисперсии изучаемого параметра составляет около 96.9 и 2% соответственно) представлены на рис. 4.4, соответствующие им временные функции – на рис. 4.5.

Значения как временной функции первой моды, так и в пространственных ячейках изучаемой области положительные и убывают в направлении с юго-запада на северо-восток. Максимальные значения около 170 отмечены в южной части рассматриваемой акватории Японского моря, минимальные (около 100) – в районе Шантарских островов. Равномерный характер изменений нарушается наличием двух зон с более высокими показателями по сравнению с окружающими водами на юго-западном и юго-восточном шельфе полуострова Камчатка.

Временная функция первой моды имеет выраженный сезонный характер, годовая гармоника с амплитудой 0.55 Вт/м^2 описывает 98.7% ее дисперсии (рис. 4.5). В ее графике можно отметить слабо выраженную модуляцию, которую можно оценить путем оценки изменчивости амплитуды годовой гармоника. Она носит сложный характер, в ней выделяется несколько циклических составляющих с периодами от 3 до 11 лет, ни одна из которых не проявляется на всем рассматриваемом интервале времени. Наиболее теплые условия отмечены летом 2002, 2009, 2012 и 2019 гг., холодные – в 2001, 2013 и 2020 гг. Вариации зимних минимумов выражены меньше, можно отметить наиболее теплые условия зимой 1998 и 2005 гг. и холодные в 2010 и 2019 гг.

Пространственное распределение второй моды имеет узловую линию, проходящую примерно вдоль 49° с.ш. и разделяющую северную область с положительными значениями (до 40 единиц на севере Охотского моря) и южную с отрицательными, которая занимала около двух третей площади изучаемого района, но отклонения были не такими существенными, до -20 единиц.

Временная функция второй моды также имеет выраженный сезонный характер, она хорошо описывается комбинацией годовой (амплитуда 1.22 Вт/м^2 , доля в общей дисперсии 81.7%) и полугодовой гармоник (0.57 Вт/м^2 , доля в дисперсии 17.6%). Ее значения положительны в теплый период года (май – сентябрь, хотя в ряде случаев в мае были отрицательные значения), отрицательные – в холодный. Практически всегда максимум наблюдался в июле, наибольшее значение 2.21 Вт/м^2 в июле 2009 г. Отрицательные отклонения в большинстве случаев были в марте, однако наибольшее по абсолютной величине -2.17 Вт/м^2 наблюдалось в апреле 2001 г. В вариациях амплитуды годовой гармоника не обнаруживаются регулярные квазипериодические колебания, только короткопериодные всплески в начале и в конце периода наблюдений.

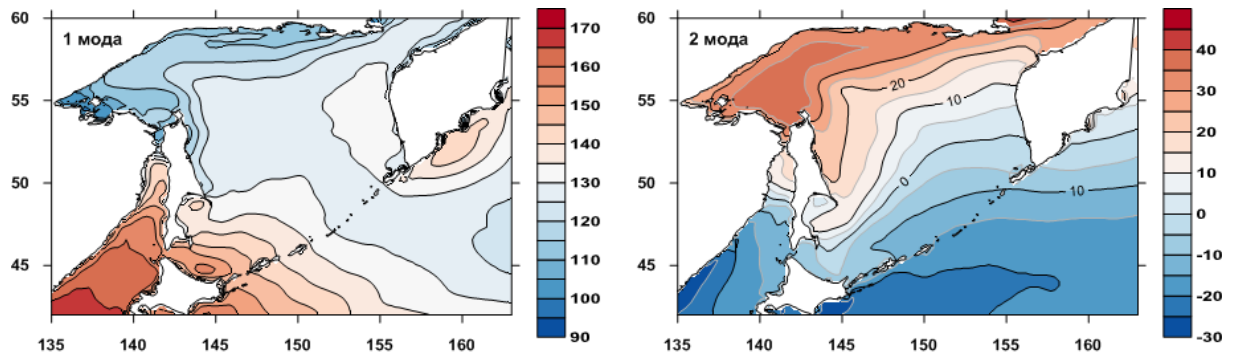


Рисунок 4.4 – Пространственное распределение первых двух мод разложения последовательности полей SWR по ЕОФ (безразмерное)

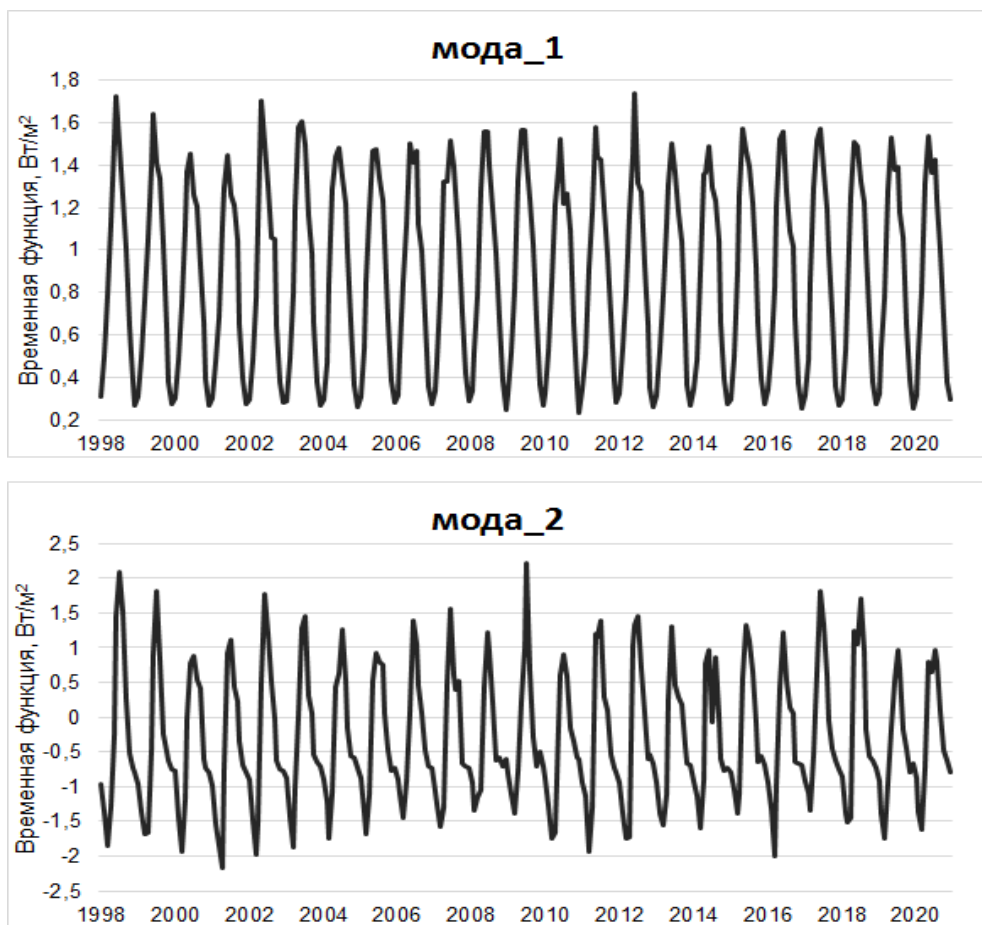


Рисунок 4.5 – Графики временных функций первых двух мод разложения последовательности полей SWR по ЕОФ (в Вт/м²)

Важным обстоятельством является противоречие между высокими значениями амплитуды годовой гармоники в северо-западной части Охотского моря и низкими значениями пространственного распределения первой моды, временная функция которой имеет выраженный годовой ход. Это обусловлено фазовыми различиями годового хода в этом районе и на большей части изучаемого района (первая мода отражает именно их). В данном случае велика роль второй моды, имеющей большую амплитуду временной функции (ее годовая составляющая сдвинута примерно на месяц по сравнению с первой модой) и высокие значения пространственной компоненты на северо-западе рассматриваемой акватории.

4.1.2 Межгодовые вариации

Однонаправленные тенденции SWR

Рассмотрим результаты расчета (в виде коэффициента тренда, приведенного к 10-летнему промежутку времени) как для каждого месяца отдельно, так и для усредненных по гидрологическим сезонам значений изучаемого параметра.

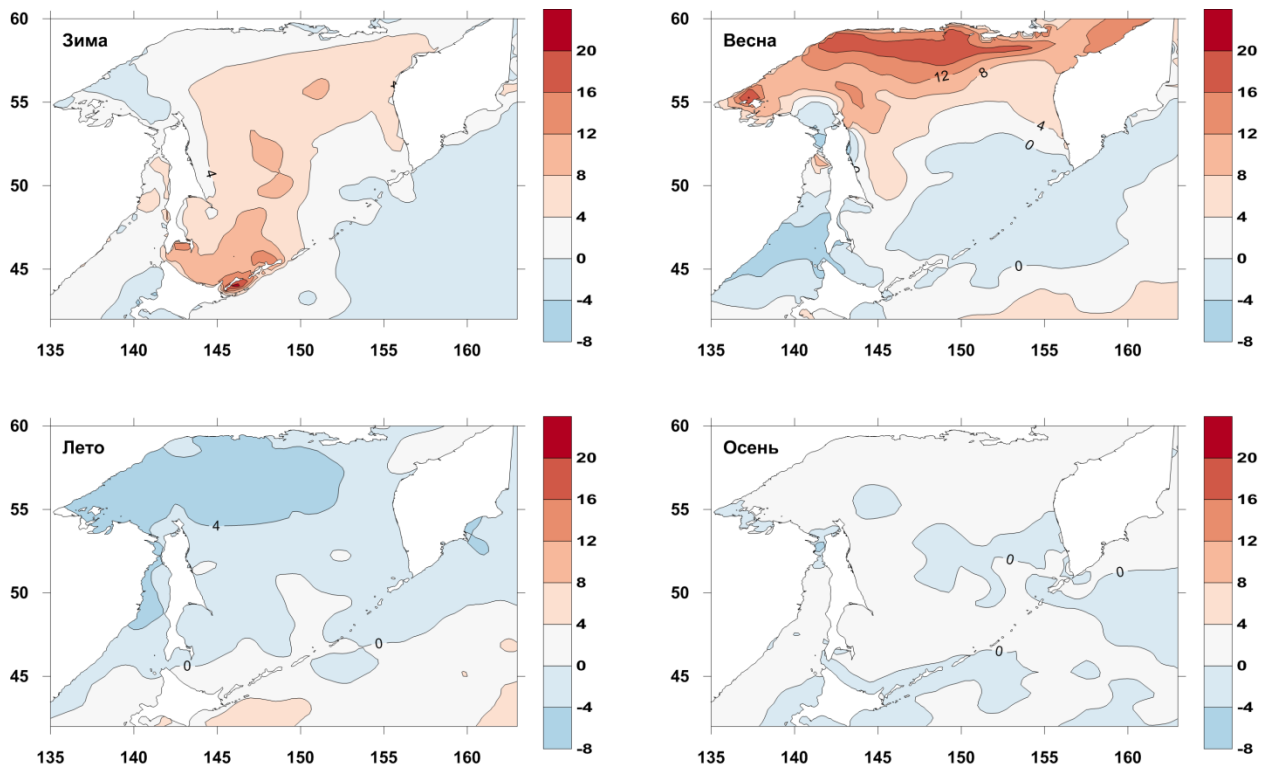


Рисунок 4.6 – Пространственное распределение коэффициента линейного тренда SWR ($\text{Вт}/\text{м}^2$ за 10 лет) в различные гидрологические сезоны

Зимой и весной над исследуемой акваторией доминируют положительные тренды SWR, тенденция к возрастанию потока коротковолновой радиации начинает проявляться в феврале, в южной, центральной и восточной части Охотского моря (рис. 4.6). В марте-апреле его область расширяется до полного охвата всей области (максимальная величина положительного тренда превышает 30 Вт/м^2 за 10 лет), в мае концентрируется в северо-западной части Охотского моря, в юго-восточной же части моря и к востоку от Курильской гряды тренд меняется на отрицательный. Летом наблюдается противоположная картина – преобладают отрицательные тренды (с величиной до 25 Вт/м^2 за 10 лет), причем наиболее сильно они выражены в июне, постепенно уменьшаясь к осени. В осенний период (с октября по декабрь) однонаправленные тенденции в вариациях SWR практически отсутствуют.

Межгодовые колебания SWR

В результате гармонического анализа ряда значений за июль, когда на большей части изучаемого района наблюдается максимум SWR, получены карты распределения амплитуд циклических компонент. Наибольший интерес представляли те компоненты, которые имели значимые амплитуды на существенных по площади участках. Результаты расчета для периодов 3, 5, 7 и 11 лет представлены на рис. 4.7.

Циклическая компонента с периодом 3 года имеет наибольшие значения амплитуды в северной и северо-восточной части Охотского моря. Однако ни по пространству (для ТПО амплитуды максимальны в северо-западной части моря), ни по времени проявления трехлетних вариаций SWR и ТПО не согласуются [Ложкин, Шевченко, 2020].

Сказанное выше в полной мере относится и к компоненте с периодом 5 лет. В вариациях SWR она отмечена в акватории между северо-восточным побережьем острова Сахалин и юго-западным берегом полуострова Камчатка, в Сахалинском заливе и в Татарском проливе. В то же время в огибающей по максимумам ТПО эта компонента главным образом выражена в юго-западной части Охотского моря.

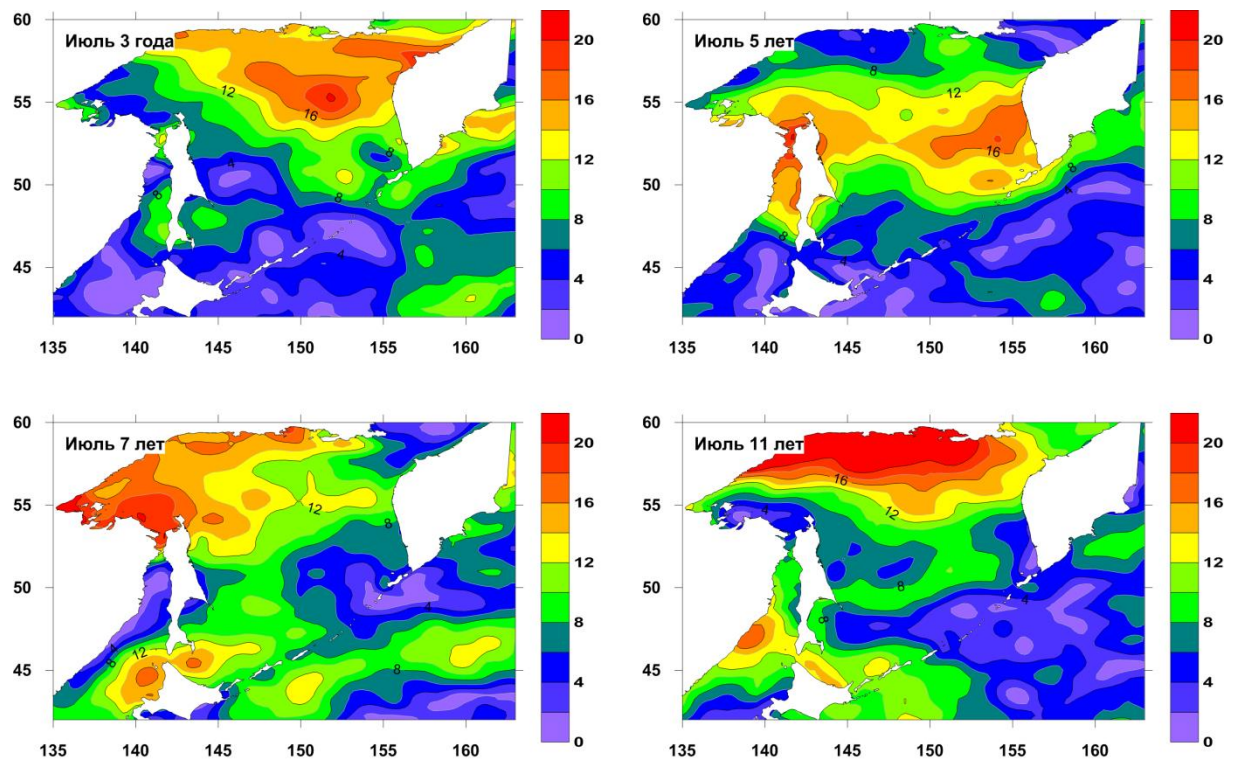


Рисунок 4.7 – Пространственное распределение амплитуд циклических компонент с периодом 3,5,7 и 11 лет (Вт/м^2)

Семилетняя составляющая в изменчивости SWR проявляется в северо-западной части Охотского моря, в Сахалинском заливе и Амурском лимане, а также у западного и северного берега о. Хоккайдо. Аналогичной составляющей в вариациях ТПО не было отмечено, отклик на нее слабый.

Наибольший интерес представляет циклическая компонента с периодом 11 лет, ее амплитуда превышает 20 Вт/м^2 (рис. 4.7). Эта компонента локализована в северной части Охотского моря. Именно здесь было обнаружено проявление аналогичной составляющей в вариациях ТПО, объяснить которую было затруднительно, так как сложно было представить конвективные или адвективные факторы, которые могли быть причиной подобных вариаций [Ложкин, Шевченко, 2020]. В данном случае удалось получить удовлетворительное объяснение достаточно интенсивным вариациям температуры поверхности моря на северном шельфе моря, играющим, несомненно, важную роль в формировании термических условий в данном районе.

4.2 Вариации поля приземного атмосферного давления

4.2.1 Сезонные вариации

Особенности пространственного распределения приземного атмосферного давления над Дальним Востоком во многом определяют погодные условия в регионе – характер атмосферной циркуляции и температуру атмосферного воздуха, а также термические условия в дальневосточных морях, поэтому их исследованию посвящен ряд работ специалистов рыбопромысловой науки [Глебова, 2007; Глебова и др., 2009; Шатилина, Анжина, 2008; Шатилина, Анжина, 2011; Мезенцева, Федулов, 2017]. В этих работах рассматриваются преимущественно особенности отдельных лет, влияющих на гидрометеорологические условия в регионе, а также предприняты попытки поиска закономерностей в межгодовых вариациях приземного атмосферного давления. Взаимосвязь между пространственно-временными вариациями этого параметра и термических условий в Охотском море и прилегающих акваториях анализировалась в работе [Новиненко, Шевченко, 2007], в которой для этой цели применялось разложение соответствующих полей по естественным ортогональным функциям (ЕОФ).

В то же время вопросам сезонной изменчивости, после выхода известного обобщения [Гидрометеорология..., 1998] уделялось мало внимания, так как основные ее характеристики были представлены в этом издании. Хорошо известно, что скорость и направление воздушных потоков северного и северо-западного румбов в осенне-зимний период, несущих холодный на акваторию дальневосточных морей арктический воздух (зимний муссон), формируются благодаря градиенту давления между крупномасштабными центрами действия атмосферы (ЦДА) – Сибирским максимумом и Алеутской депрессией. Этот фактор во многом определяет образование ледяного покрова в Охотском море, северной части Японского моря и западной части Берингова моря. В теплый период года преобладают ветра южного и близких к нему румбов (летний муссон), обусловленные другими ЦДА – Гонолульским максимумом и областью низкого давления над юго-восточной Азией.

Представлялось интересным сравнить сложившиеся представления о характере пространственных распределений приземного атмосферного давления с результатами, полученными на основе современных цифровых массивов данных в условиях меняющегося климата, а также оценить наиболее значимые отклонения от них, имевшие место в последнее двадцатилетие. Также ранее детально не рассматривался вклад сезонных гармоник (годовой и ее обертонов, обычно хорошо описывающих характер годового хода давления) на различных участках Дальневосточного региона.

Средние многолетние распределения ПАД

На рис. 4.8 представлены осредненные распределения приземного атмосферного давления, построенные на основе цифровых массивов данных за 1998-2020 гг. над Дальневосточным регионом в январе, апреле, июле и октябре. Сразу отметим, что они лишь в некоторых деталях отличаются от приведенных в работе [Гидрометеорология..., 1998] типовых карт атмосферного давления для этих месяцев, построенных на основе обобщения более ранних наблюдений (рис. 4.9). Это показывает, что, несмотря на существенные климатические изменения, характерные для последних десятилетий, выраженные в глобальном потеплении, повышении температуры атмосферного воздуха в высоких широтах, снижении ледовитости Охотского моря и других особенностях гидрометеорологического режима, значимых отличий в характере распределения изучаемого параметра в последние 20 лет от карт, построенных по более ранним наблюдениям, не отмечено.

Зимой распределение давления воздуха определяется двумя центрами действия атмосферы (ЦДА) – Сибирским максимумом и Алеутской депрессией. Высокое давление наблюдается практически над всей территорией северо-восточной Азии, за исключением полуострова Камчатка, о. Сахалин и ряда других прибрежных районов. Центр области низкого давления находится над Алеутскими островами. Депрессия охватывает практически всю акваторию Берингова моря, восточную часть Охотского и прилегающую к Камчатке и Курильским островам акваторию северо-западной части Тихого океана. Над Охотским морем проходят изобары 1020 гПа (северо-западная часть в районе Шантарских островов) и 1005 Гпа (Северные Курилы, южная оконечность Камчатки), характерный перепад составляет 15 гПа, что указывает на достаточно высокие скорости и устойчивость воздушных потоков, несущих на его акваторию холодный арктический воздух.

Летом ситуация противоположна, область высокого давления расположена над Тихим океаном, низкого – над Азией, над регионом устанавливаются ветра южного – юго-западного румбов, несущие теплый влажный воздух (летний муссон). Изобары 1020 и 1005 гПа проходят над океаном и над материком, достаточно далеко от Охотского моря. В районе Северных Курил проходит изобара 1012.5 гПа, в районе Шантарских островов – 1007.5 гПа, соответственно, градиент давления над морем примерно в три раза меньше, чем зимой, скорость воздушного потока, соответственно, тоже.

Весной и осенью (последняя декада апреля и первая декада октября являются характерным периодом перестройки от одного муссона к другому) изобары вытянуты приблизительно зонально, за исключением восточной части моря, где сказывается влияние Алеутской депрессии. Градиенты давления над морем невелики, атмосферная циркуляция не выражена.

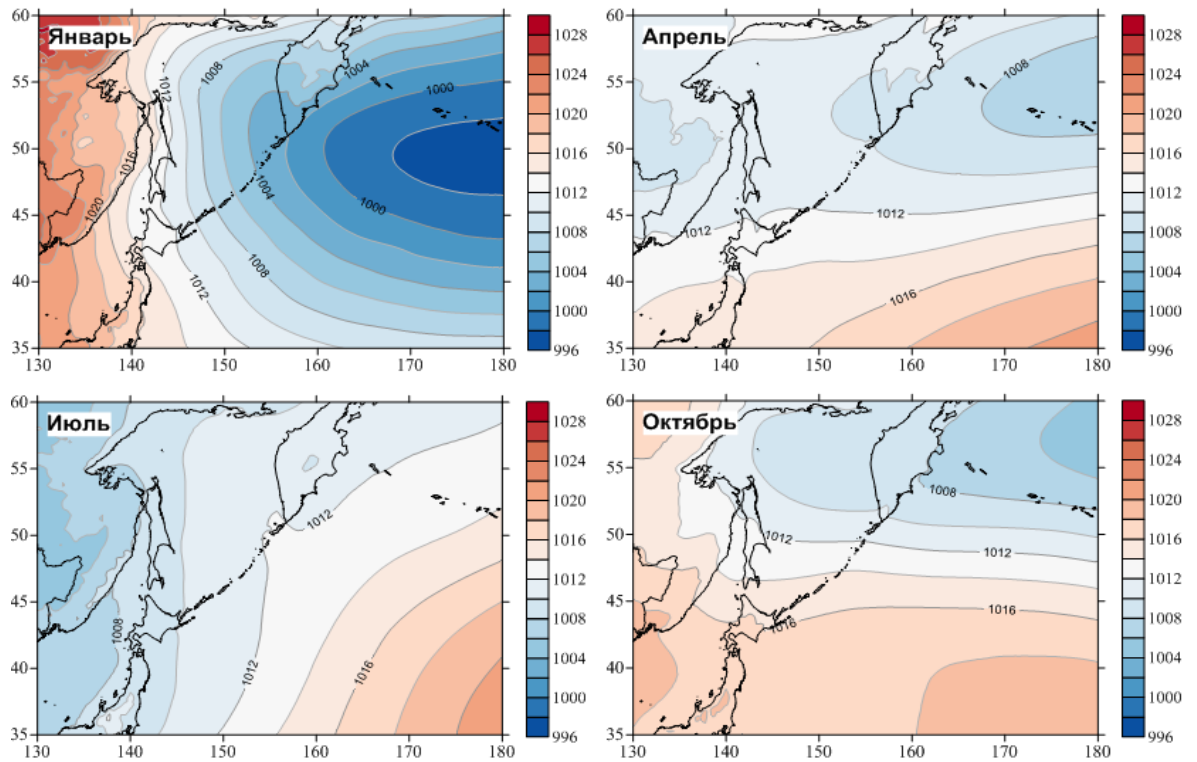


Рисунок 4.8 – Среднее многолетнее распределение приземного атмосферного давления (гПа) по месяцам за период с 1998 по 2020 гг. (по данным ERA-5, <https://cds.climate.copernicus.eu> (дата обращения 19.04.2021))

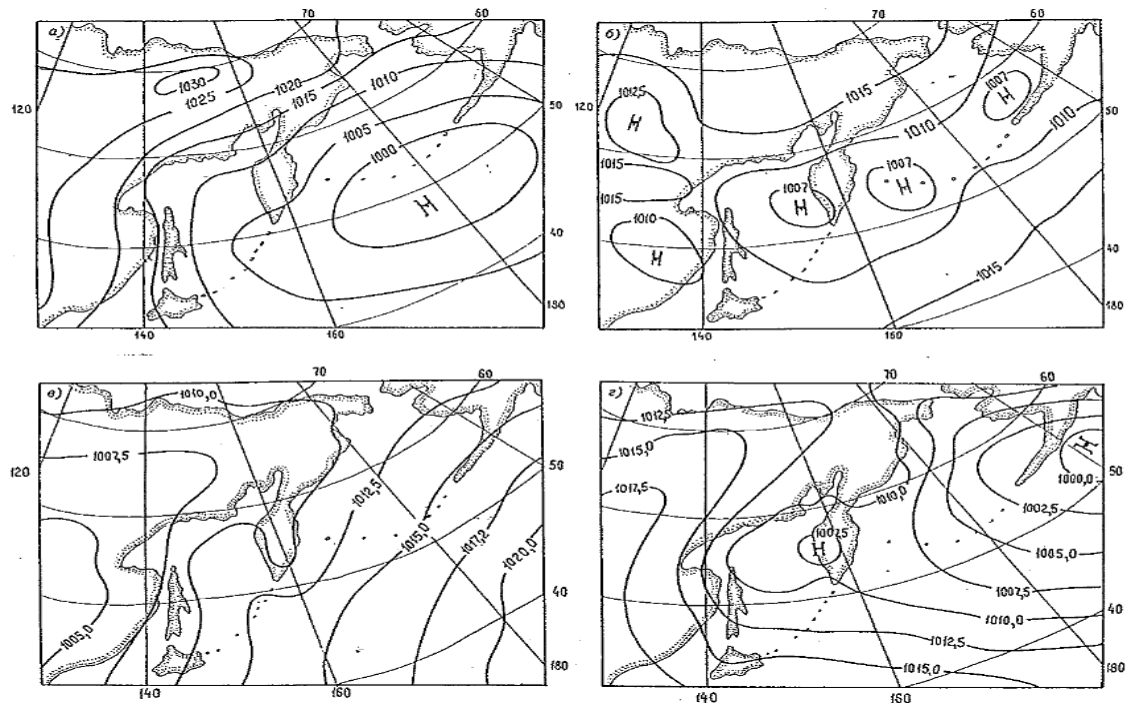


Рисунок 4.9 – Среднее многолетнее распределение атмосферного давления (гПа) на уровне моря в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г)

[Гидрометеорология, 1998]

Аномалии пространственного распределения ПАД

Значительный интерес также представляли существенные отклонения поля приземного атмосферного давления от средних многолетних распределений для различных месяцев года, прежде всего для зимнего и летнего периодов, когда атмосферная циркуляция наиболее выражена. В подобных случаях ориентация изобар может существенно отклоняться от своего обычного положения, и воздушные потоки могут иметь направление, отличное от среднего многолетнего. Для изучения пространственного распределения аномалий из значений давления в каждой пространственной ячейке для каждого месяца вычиталось среднемноголетнее значение. Для количественной оценки значимости (когда они не только имели существенную величину в отдельных районах, но и проявлялись на значительной площади), рассчитывалась сумма квадратов аномалий по всем ячейкам в изучаемом регионе.

На рис. 4.10 приведены примеры пространственного распределения наиболее значительных аномалий, имевших место в январе 2007 и 2009 гг. Так, в 2007 году положительные аномалии величиной до 6-7 гПа наблюдались в южной и юго-западной части изучаемого района, главным образом в северо-западной части Тихого океана (СЗТО), к югу от 45 параллели. Отрицательные отклонения от нормы отмечены на севере и северо-западе региона, над континентом. Такой характер аномалий привел к отклонению изобар от их среднего многолетнего положения, преобладающие ветра имели более выраженную зональную составляющую, в особенности ветер в СЗТО. Над Охотским морем градиент давления был лишь немного меньше обычного, направление преобладающих ветров над ним также сильно не изменилось (наибольшие отклонения отмечены в южной части изучаемого района, над океаном, где воздушный поток был ориентирован на восток-юго-восток).

В январе 2009 г., напротив, из-за значительных положительных аномалий давления (до 9-10 гПа) в районе Камчатки, Командорских и Алеутских островов (где обычно проявляется влияние Алеутской депрессии и значения низкие), градиент давления был существенно меньше обычного, и зимний муссон был в значительной мере ослаблен. Вероятно, именно это было причиной сравнительно теплой зимы на севере Сахалина (по наблюдениям на гидрометеорологических станциях Одопту, Комрво и Пограничное) и аномально низкой ледовитости Охотского моря [Пищальник и др., 2016]. Но изобары при этом в целом сохраняли ориентацию, типичную для зимнего сезона, существенного изменения направления преобладающих ветров не наблюдалось.

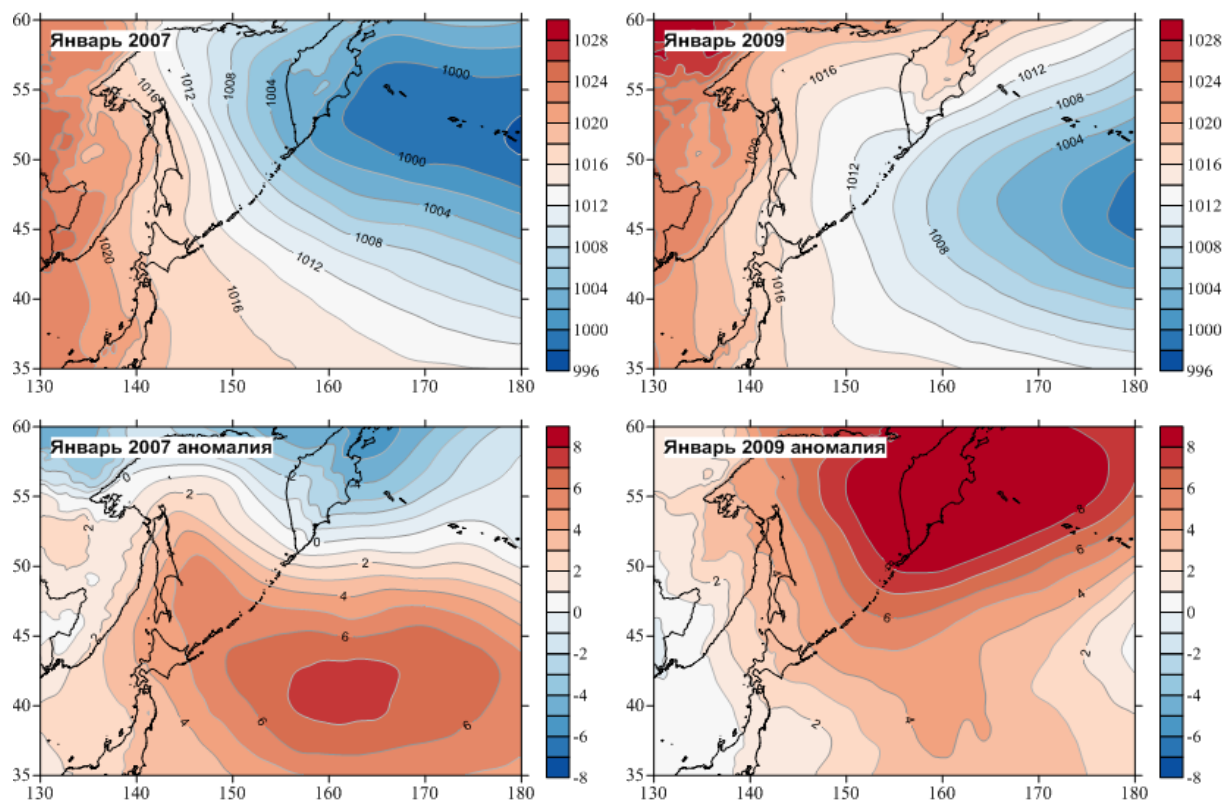


Рисунок 4.10 – Фактические значения (сверху) и аномалии (снизу) приземного атмосферного давления в январе 2007 и 2009 гг.

В связи с тем, что наличие столь сильных аномалий в январе 2007 и 2009 гг. не привело к значительному отклонению изобар на акватории Охотского моря (изменились лишь абсолютные значения, но не градиент давления и основное направление ветра), максимальная площадь ледяного покрова в эти годы была в пределах нормы [<https://sharaku.eorc.jaxa.jp> (дата обращения 19.04.2021)]. Однако если сравнить пространственное распределение концентрации льда в указанные годы в середине января, очевидно, что в январе 2009 г. льдообразование в этот период сильно отставало от более близкого к норме 2007 г. (рис. 4.11). Вероятно, это связано с вторжением континентального арктического воздуха, более теплого зимой, чем континентальный умеренный воздух.

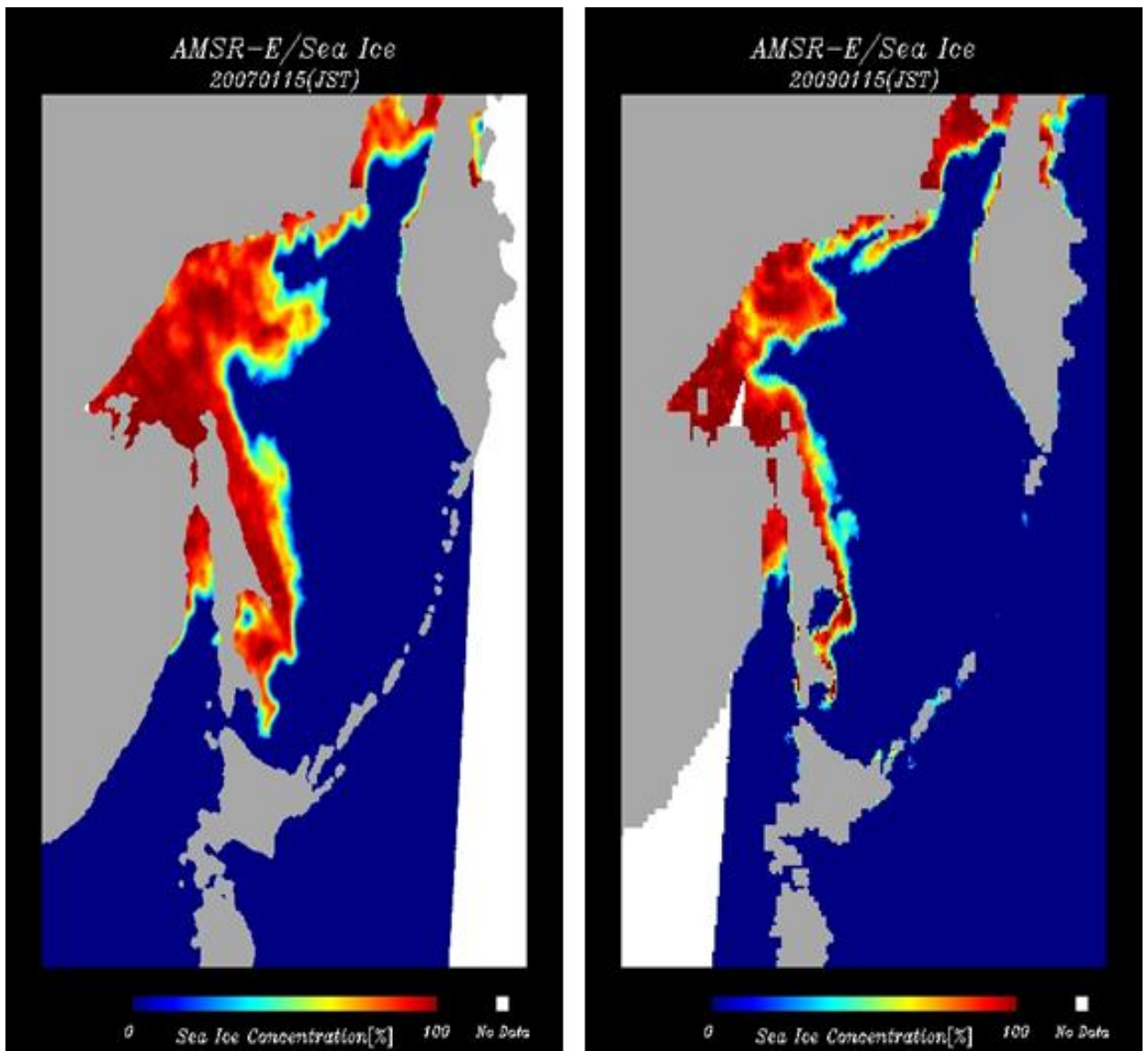


Рисунок 4.11 – Концентрация льда (%) 15 января 2007 г. (слева) и 2009 г. (справа) по данным японского метеорологического агентства [<https://sharaku.eorc.jaxa.jp> (дата обращения 19.04.2021)]

В июле 2003 г. над Охотским морем наблюдалась обширная положительная аномалия атмосферного давления, превышавшая 6-7 гПа (рис. 4.12). Сформировался антициклон в центральной части его акватории. В восточной части Охотского моря воздушные потоки были ослаблены, в прилегающей к Курильским островам части СЗТО наблюдались ветра восточного румба.

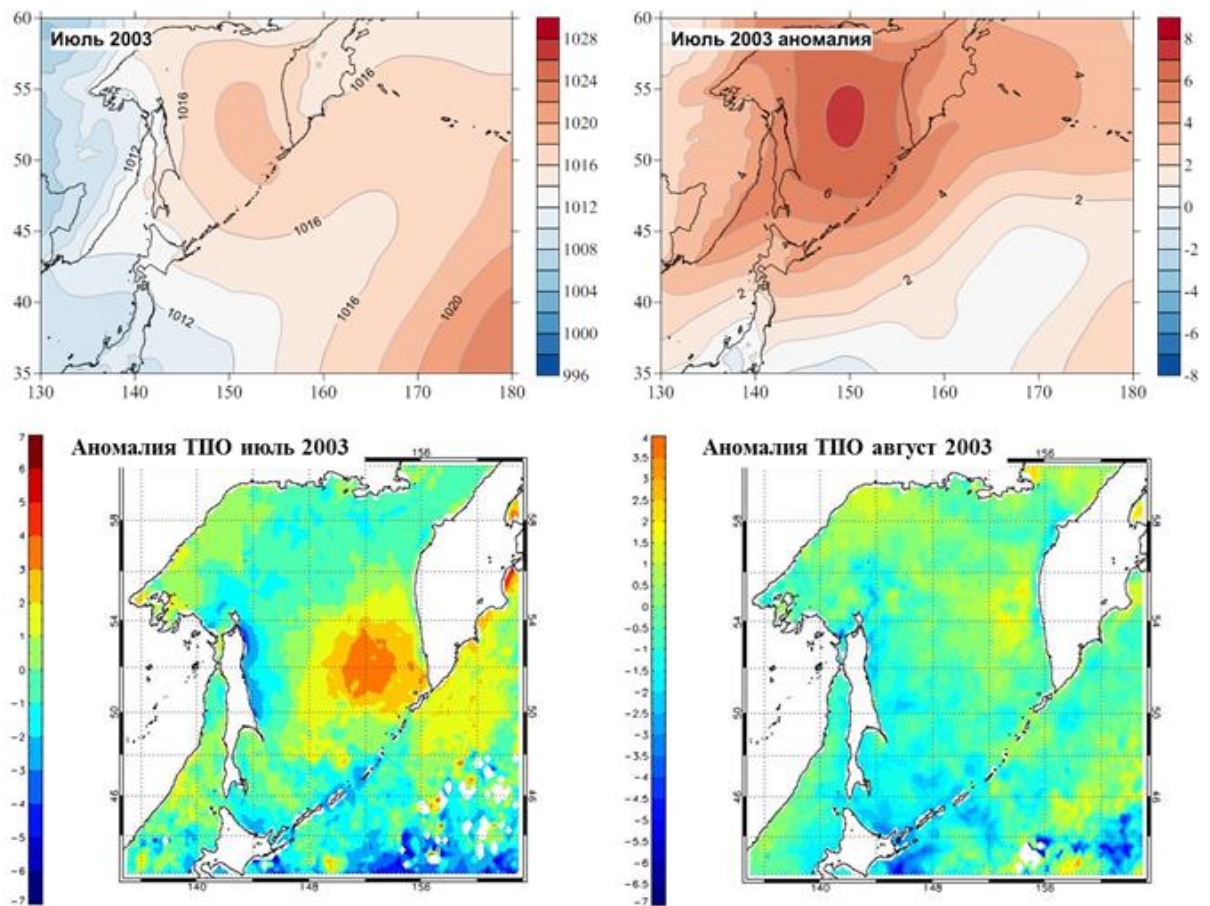


Рисунок 4.12 – Фактические значения и аномалии приземного атмосферного давления (гПа) в июле 2003 г. (сверху) и аномалии температуры поверхности Охотского моря ($^{\circ}\text{C}$) в июле-августе 2003 г. (снизу) по данным СахНИРО [<http://www.sakhniro.vniro.ru> (дата обращения 19.04.2021)]

Если посмотреть на аномалии температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий в 2003 г., то можно отметить, что вторжение тихоокеанского воздуха с формированием антициклона привело к значительным (в некоторых областях выше 3°C) отклонениям ТПО от средней многолетней нормы. Менее значимые аномалии наблюдались и в августе 2003 г.

Также был ослаблен летний муссон и в 2004 г., хотя над центральной частью Охотского моря и прилегающей к Курильским островам частью СЗТО сформировалась область пониженного давления (рис. 4.13). Градиент давления был не выражен, атмосферная циркуляция над морем была ослаблена. Над Тихим океаном изобары имели нехарактерную для теплого сезона ориентацию, преобладали ветра западного румба. Столь необычное поле давления над Охотским морем в 2004 году привело к постепенному замедлению прогрева вод,

что выразилось в слабых отрицательных аномалиях ТПО в июле 2004 года и более значительных (вплоть до 4°C) – в августе 2004 года.

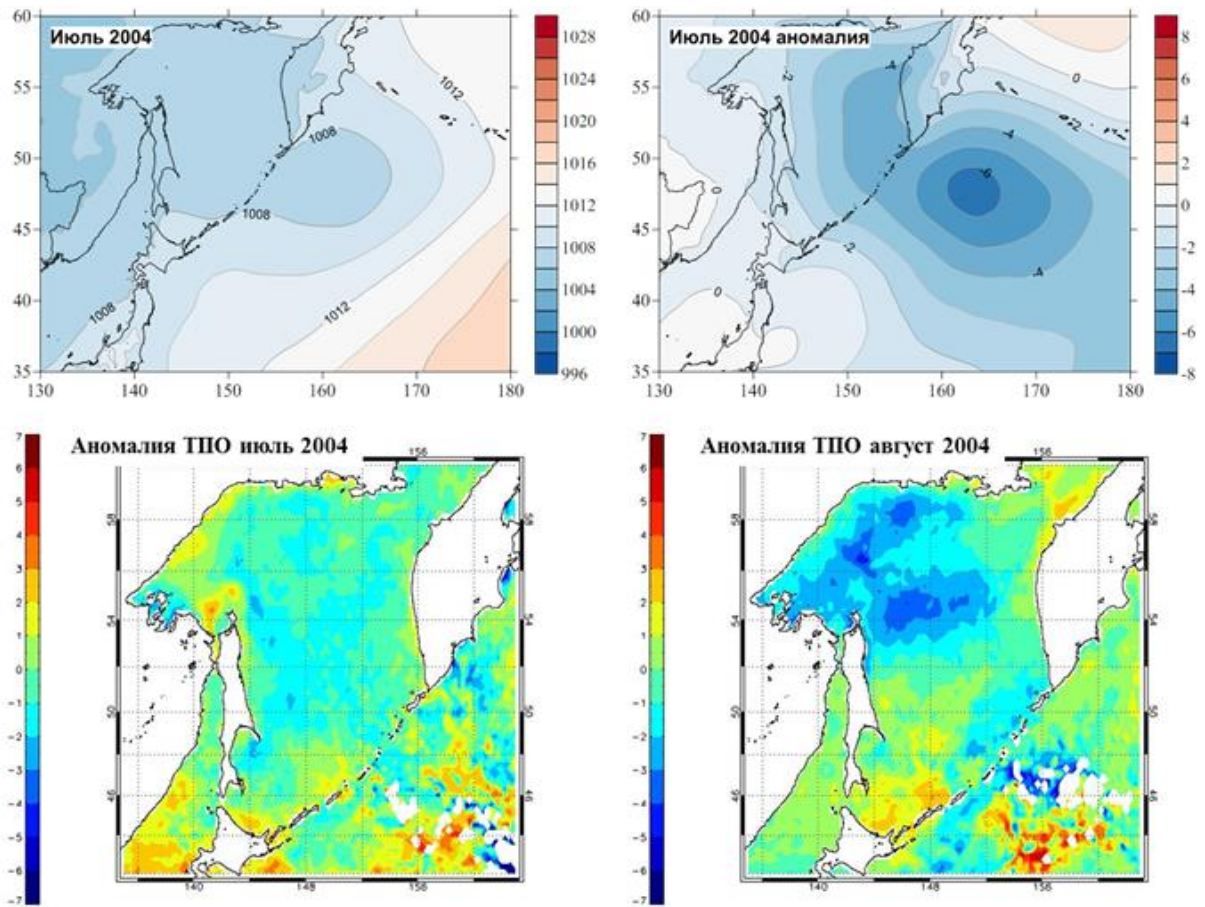


Рисунок 4.13 – Фактические значения и аномалии приземного атмосферного давления (гПа) в июле 2004 г. (сверху) и аномалии температуры поверхности Охотского моря ($^{\circ}\text{C}$) в июле-августе 2004 г. (снизу) по данным СахНИРО [<http://www.sakhniro.vniro.ru> (дата обращения 19.04.2021)]

В целом, такие значительные и проявляющиеся на большой площади аномалии наблюдались в рассматриваемый период времени сравнительно редко. В годы, когда они были менее выражены, атмосферная циркуляция была близка к типичной для данного района.

Гармонический анализ сезонных вариаций ПАД

Пространственное распределение амплитуды и фазы годовой гармоники представлено на рис. 4.14. Высокие значения амплитуды (более 5 гПа) отмечены над Азией и в северной части Тихого океана, в зоне проявления Алеутской депрессии. К востоку от Сахалина наблюдается узкая полоса с низкими значениями, близкими к нулю, означающая, что годовые циклические

вариации давления в ней отсутствуют (в принципе, они малы и над территорией острова, что согласуется с результатами анализа данных наблюдений на метеорологических станциях).

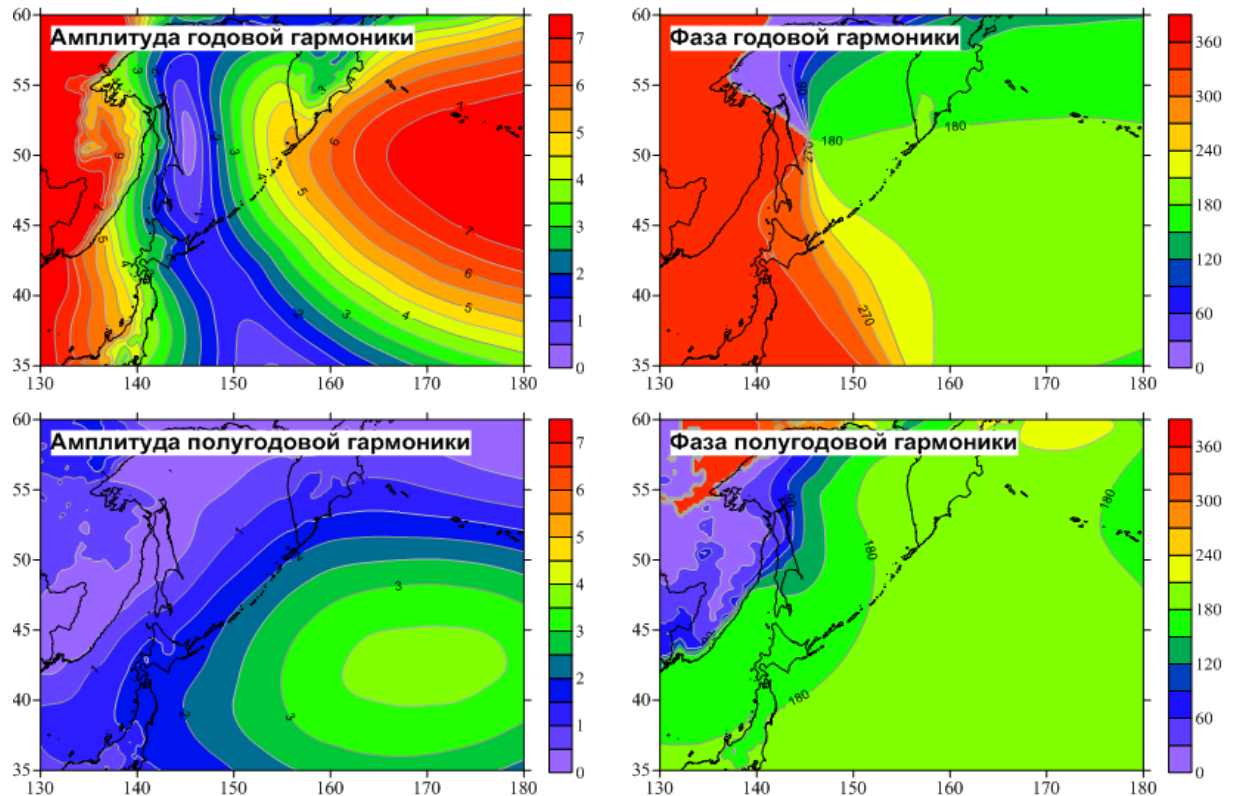


Рисунок 4.14 – Амплитуды (гПа) и фазы (в градусах) годовой и полугодовой гармоника

Изменение фазы обнаруживает в этой полосе точку, в окрестности которой фаза изменяется на 360° – полная аналогия с амфидромической точкой в теории приливов. Амфидромии в приливах обусловлены специфической волновой картиной, когда волна Кельвина обходит в приливном цикле некоторую замкнутую или полузамкнутую область. Какое-то аналогичное движение наблюдается и в атмосфере – специальный расчет по более обширному району показал, что полоса с близкими к нулю значениями амплитуды опоясывает область проявления Алеутской депрессии практически по эллипсу, сжато в меридиональном направлении (границы области проходят приблизительно по 30 и 60 параллелям и 150 и 240 меридианам). Это говорит об ином типе волновых движений в атмосфере, возможно, связанных с волнами Россби в указанной области. Квази-амфидромии имеются только на ее западной и восточной границах, на северной и южной фаза меняется резко, но в более узких пределах (30–150 градусов). Изменения фазы над материком незначительны, здесь подобных движений не отмечено, просто в годовом цикле давление изменяется от высокого зимой до низкого летом.

Амплитуда полугодовой гармоника плавно увеличивается в юго-восточном направлении – над материком, а также северной и северо-западной частью Охотского моря ее значения малы

(менее 0.5 гПа), а по направлению в открытую часть Тихого океана возрастают до 3 и достигают максимальных значений (4-4.5 гПа) в области, ограниченной координатами 40-45°С.ш. и 162-178°в.д. Из этого, в частности, следует, что в северной и западной частях Охотского моря, включая о. Сахалин, годовой ход давления отсутствует, что уже отмечалось выше. Изменение фазы указывает, что полугодовая волна давления распространяется от материка в направлении океана.

Амплитуды третьгодовой и четвертьгодовой циклических составляющих незначительны во всем изучаемом регионе, их вклад в вариации приземного атмосферного давления мал.

Найдя амплитуды и фазы четырех гармоник, можно получить функцию, описывающую типичный сезонный ход давления. В целом, для указанного района ход давления можно разделить на три категории – континентальный, океанический и переходный. Выбрав три точки, находящиеся на одной широте, продемонстрируем годовой ход давления и аппроксимирующие кривые, являющиеся суммой первых N гармоник (2.1) (рис. 4.15).

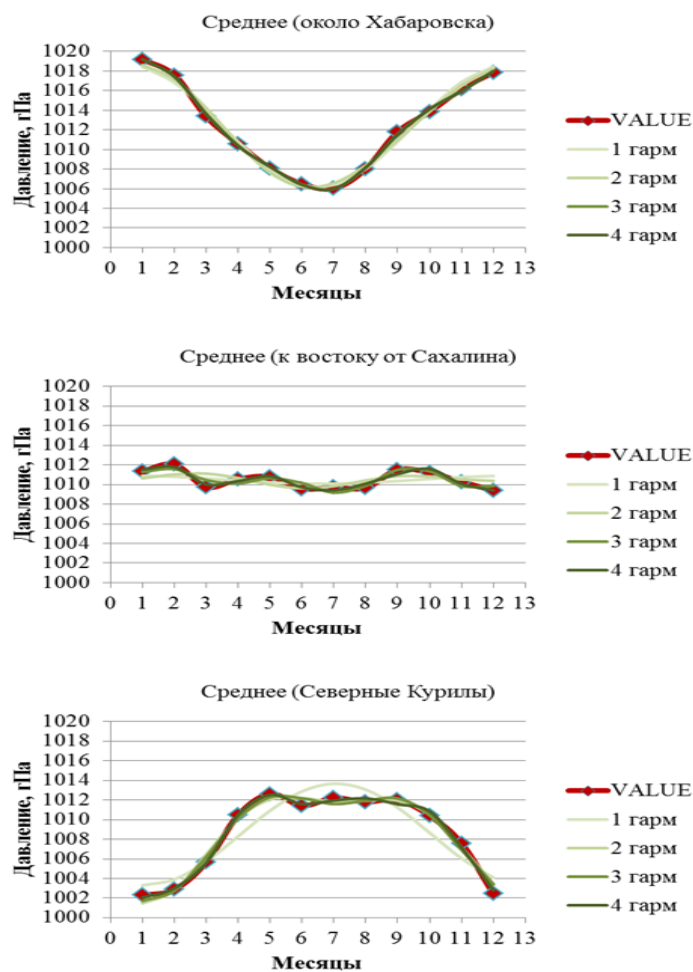


Рисунок 4.15 – Пример графиков годового хода среднего многолетнего приземного атмосферного давления на одной широте и аналитических кривых

Из графиков видно, что для описания континентального давления может быть достаточно одной годовой гармоник (остаточная дисперсия не превышает 3%), для океанического – годовой и полугодовой (для годовой гармоник остаточная дисперсия составляет около 13%, а для суммы годовой и полугодовой – около 2%), а в переходной зоне давление меняется весьма незначительно, и сезонный ход фактически отсутствует (остаточная дисперсия для суммы 4 гармоник более 10%, в зависимости от района увеличивается вклад треть- и четверть-годовой гармоник, вплоть до полного доминирования).

A_0 , свободный член из формулы (2.1), в случае расчета по средним многолетним месячным значениям будет равен среднему многолетнему значению давления в данной точке. На рис. 4.16 приведено пространственное распределение свободного члена в изучаемом районе.

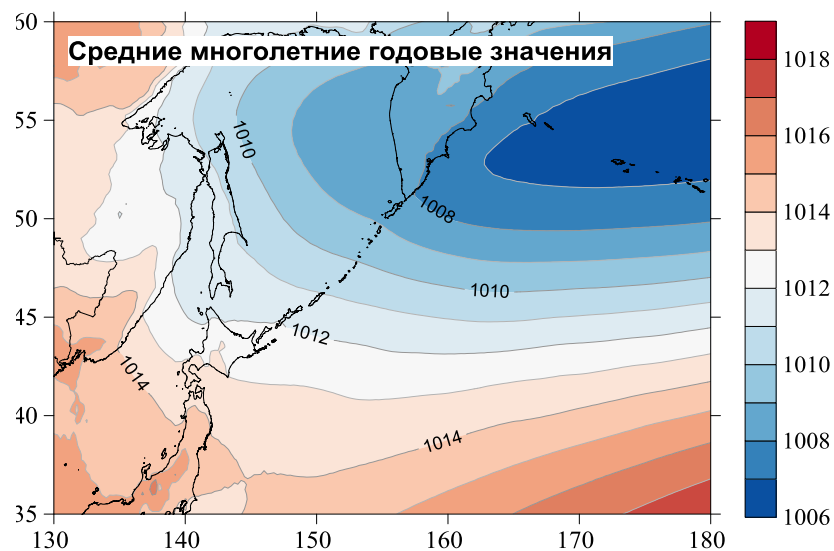


Рисунок 4.16 – Среднее многолетнее распределение годовых значений приземного атмосферного давления (гПа)

Средние многолетние значения атмосферного давления наиболее высоки над Сибирью и в южной части изучаемого района, в Тихом океане и над центральной частью Японского моря. Область низких значений находится в Беринговом море, в районе Командорских и Алеутских островов, но она не совпадает с характерным положением Алеутской депрессии. Такой характер распределения указывает на общее преобладание ветров северного – северо-западного румбов над акваторией Охотского моря. Вариации среднего поля давления существенны, они превышают 10 гПа, однако над морем они существенно меньше, около 3 гПа.

Разложение поля ПАД по ЕОФ

Для исследования пространственно-временной изменчивости поля атмосферного давления в расширенном районе был также использован метод естественных ортогональных функций. На рис. 4.17 представлены пространственные распределения первых двух мод ЕОФ (в гПа), на рис. 4.18 – их амплитуды, характеризующие изменения во времени.

Первая мода (ее вклад 99.998% в общую дисперсию изучаемого параметра) имеет наиболее высокие значения над Сибирью и в южной части изучаемого района, в Тихом океане. Область низких значений находится в Беринговом море, в районе Командорских и Алеутских островов, но она не совпадает с характерным положением Алеутской депрессии. Амплитуда первой моды не имеет выраженного годового хода, что весьма удивительно, а также и закономерных межгодовых колебаний, наблюдаются только незначительные по величине высокочастотные вариации. Вероятно, можно рассматривать этот факт, как характеристику устойчивости поля давления.

Вторая мода имеет положительные значения в зоне влияния Алеутской депрессии и отрицательные над материком. С учетом амплитуды, имеющей выраженный сезонный ход (положительный максимум приходится на летние месяцы, отрицательный минимум на зимние), она дает поправку, приводящую к углублению минимума давления в районе Алеутских островов в зимний период и обратный вклад летом. Над материком зимой за счет второй моды давление возрастает и летом уменьшается. Межгодовые вариации в амплитуде второй моды сравнительно невелики и не носят регулярного характера.

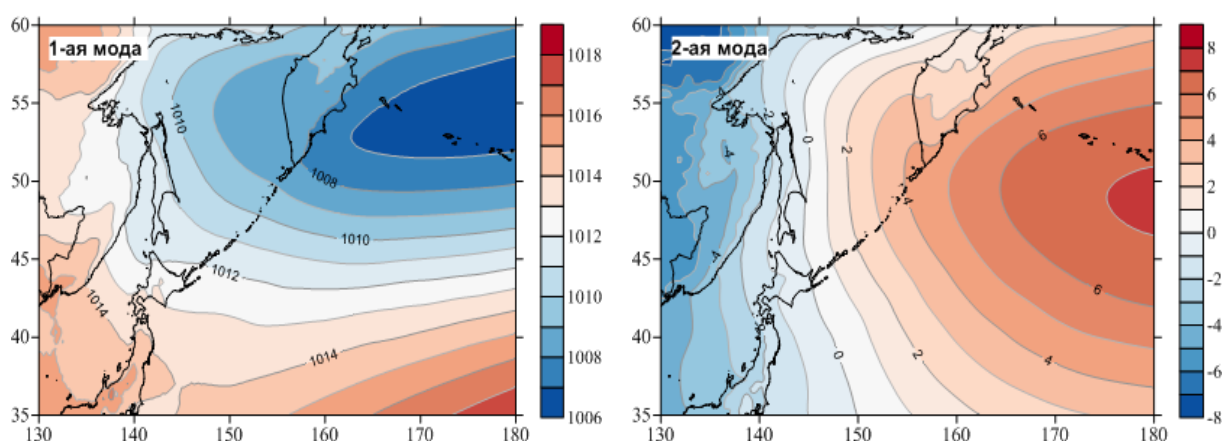


Рисунок 4.17 – Пространственное распределение первых двух мод разложения поля атмосферного давления по ЕОФ (в гПа)

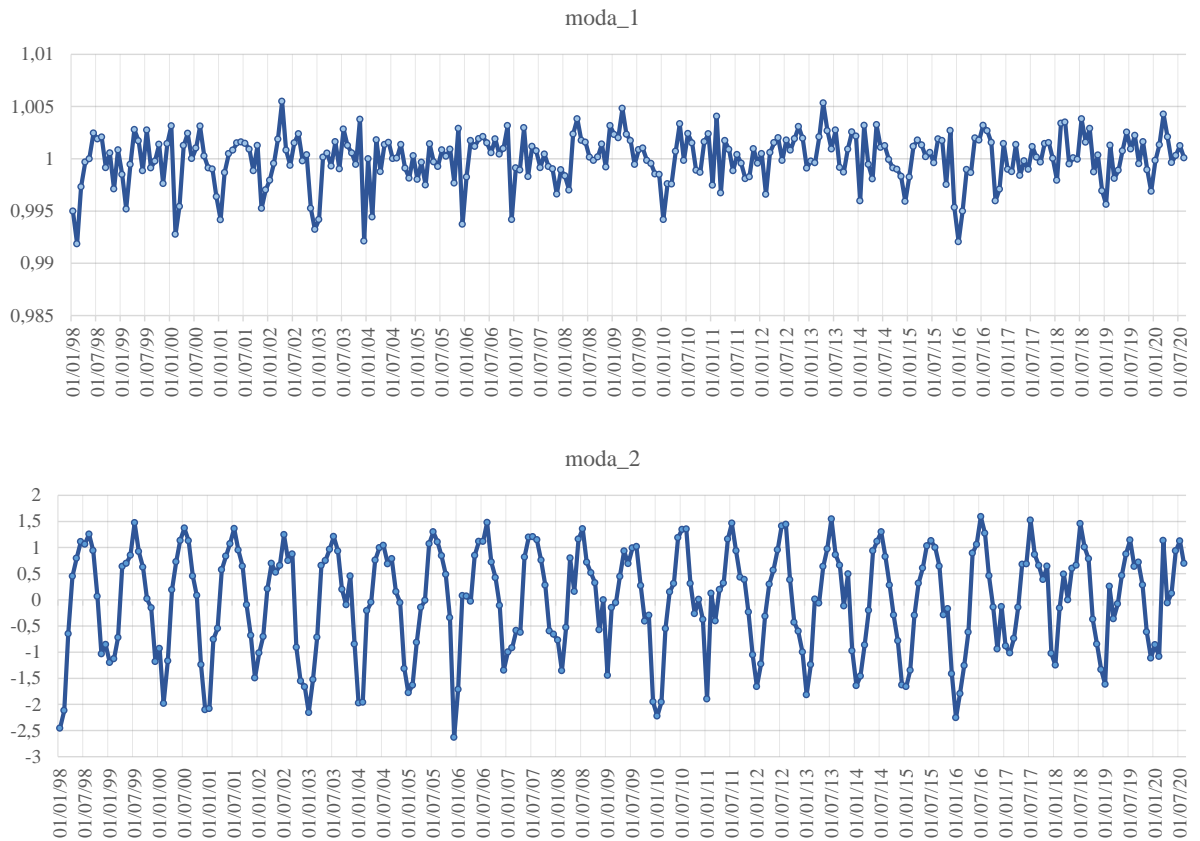


Рисунок 4.18 – Амплитуды первых двух мод разложения поля атмосферного давления по ЕОФ (безразмерные)

4.2.2 Межгодовые вариации

Однонаправленные тенденции ПАД

В каждом четвертьградусном квадрате были рассчитаны коэффициенты линейного тренда приземного атмосферного давления - по полным годовым рядам, а также для различных сезонов (средние по 3 месяцам) и для каждого месяца отдельно.

Тренды, рассчитанные по всему году, незначительны, поэтому рассмотрим более детально однонаправленные тенденции для различных сезонов, представленные в виде карт пространственного распределения коэффициента линейного тренда (умноженного на 10, то есть представляющего скорость изменения давления в гПа за 10 лет, рис. 4.19).

Зимой (январь-март) в центральной и северо-западной части изучаемого района скорость роста/снижения мала, не превышает 1 гПа за 10 лет, в восточной и юго-западной его части она немного выше, между 1 и 2 гПа за 10 лет, и лишь в открытом океане имеет значение выше 2, что можно считать высоким показателем. Область с отрицательными значениями коэффициента линейного тренда находится в северо-западной части района.

Весной такая область выделяется в центральной части района, величина коэффициента (абсолютное значение) в основной части района была меньше 1 гПа, более высокие скорости понижения давления можно увидеть на востоке. Скорости роста величины давления около 1 гПа за 10 лет отмечены над северным шельфом Охотского моря.

Летом области с положительными и отрицательными значениями коэффициента линейного тренда занимают области, практически одинаковые по размерам, линия раздела проходит по диагонали СЗ-ЮВ. Скорости роста/снижения давления не превышают 1 гПа за 10 лет.

Осенью отмечена близкая картина, правда раздел проходит по диагонали ЮЗ-СВ. Величины коэффициента близки к полученным для летнего сезона. В восточной части есть область с более высокой скоростью роста (до 2 гПа за 10 лет).

В целом, можно сказать, что за исключением зимнего сезона, однонаправленные тенденции в изменении атмосферного давления выражены сравнительно слабо, наибольшая скорость роста отмечена в холодный период в северо-западной части Тихого океана.

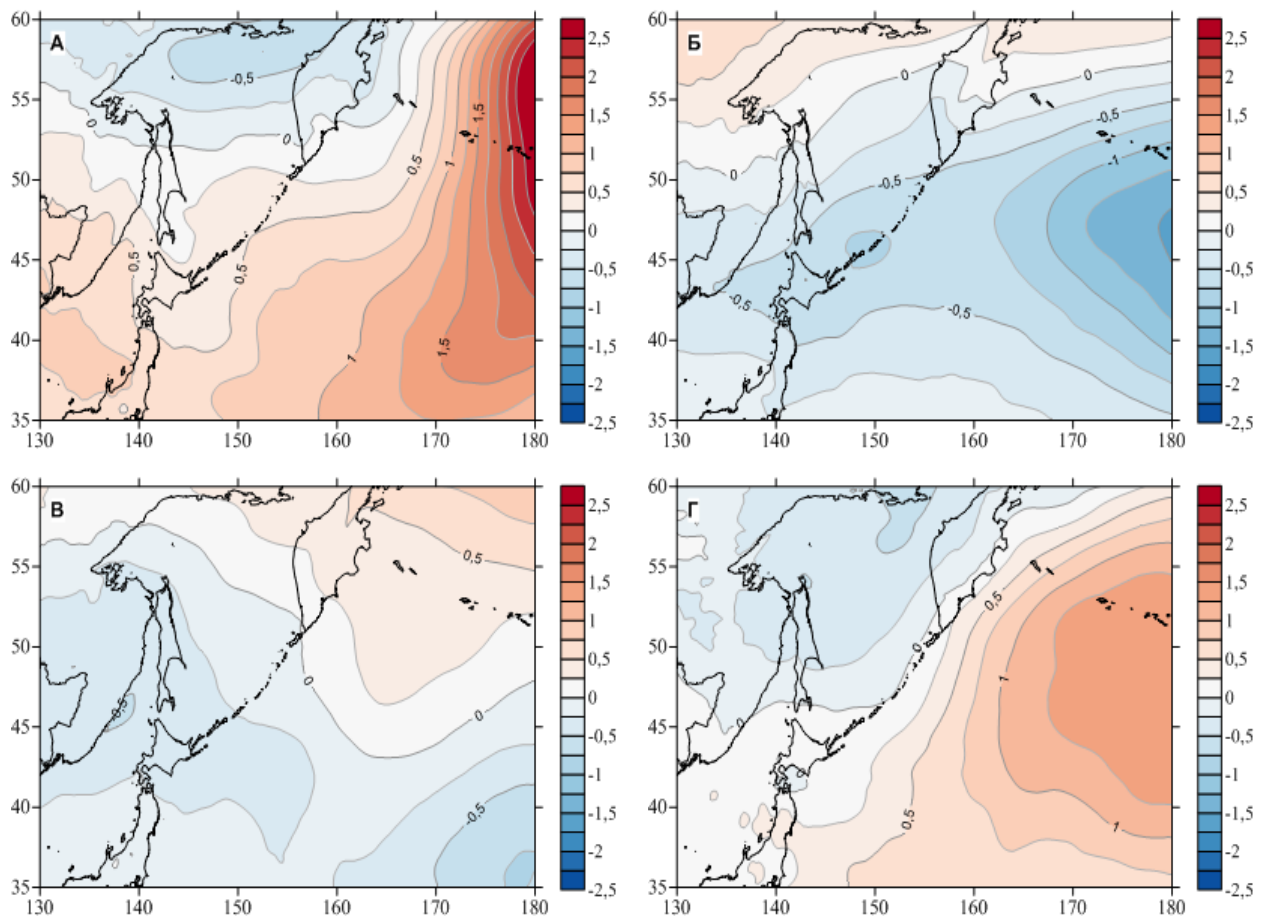


Рисунок 4.19 – Пространственные распределения коэффициента линейного тренда ПАД (в гПа за 10 лет) для зимнего (А), весеннего (Б), летнего (В) и осеннего (Г) сезонов

Однако даже в пределах одного сезона тренды могут различаться по величине и направлению. Так, в январе можно наблюдать отрицательные значения коэффициентов линейного тренда в северо-восточной части района исследования (рис. 4.20), а у северной части Камчатки его величина превышает 2 гПа за 10 лет. Февральское распределение фактически повторяет средне-зимнее, но величина положительного тренда в восточной части района превышает 5 гПа за 10 лет.

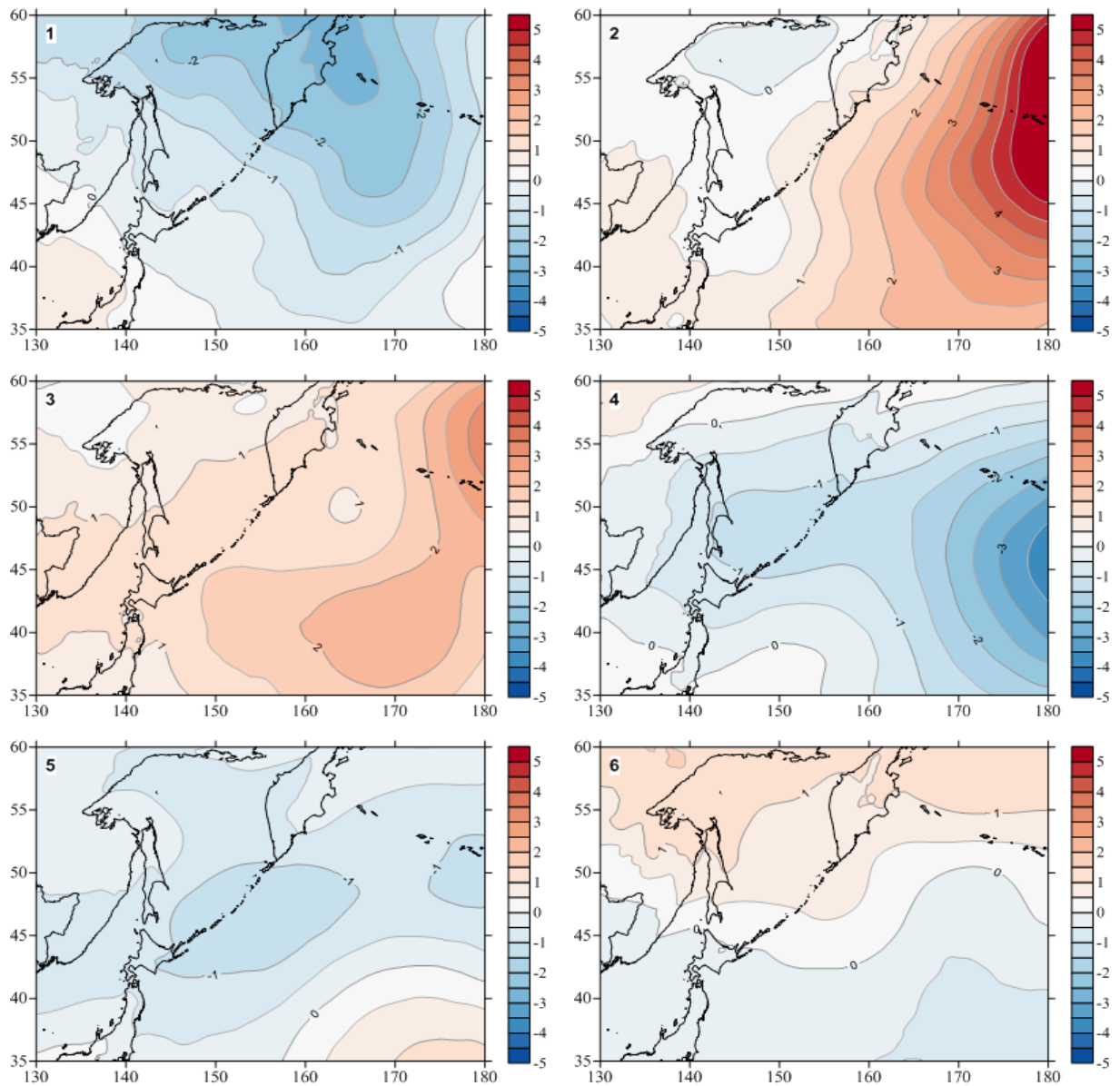


Рисунок 4.20 – Пространственные распределения коэффициента линейного тренда (в гПа за 10 лет) по месяцам (число в левом верхнем углу соответствует месяцу)

В марте отсутствуют области с отрицательным трендом, величина положительного тренда находится в пределах от 0.5 до 2 гПа за 10 лет в большей части исследуемого района, а в восточной части присутствует область со значениями 2-3 гПа. В апреле-мае тенденция к росту

давления сменяется на противоположную, причем на востоке есть область, где скорость понижения давления превышает 3 гПа за 10 лет.

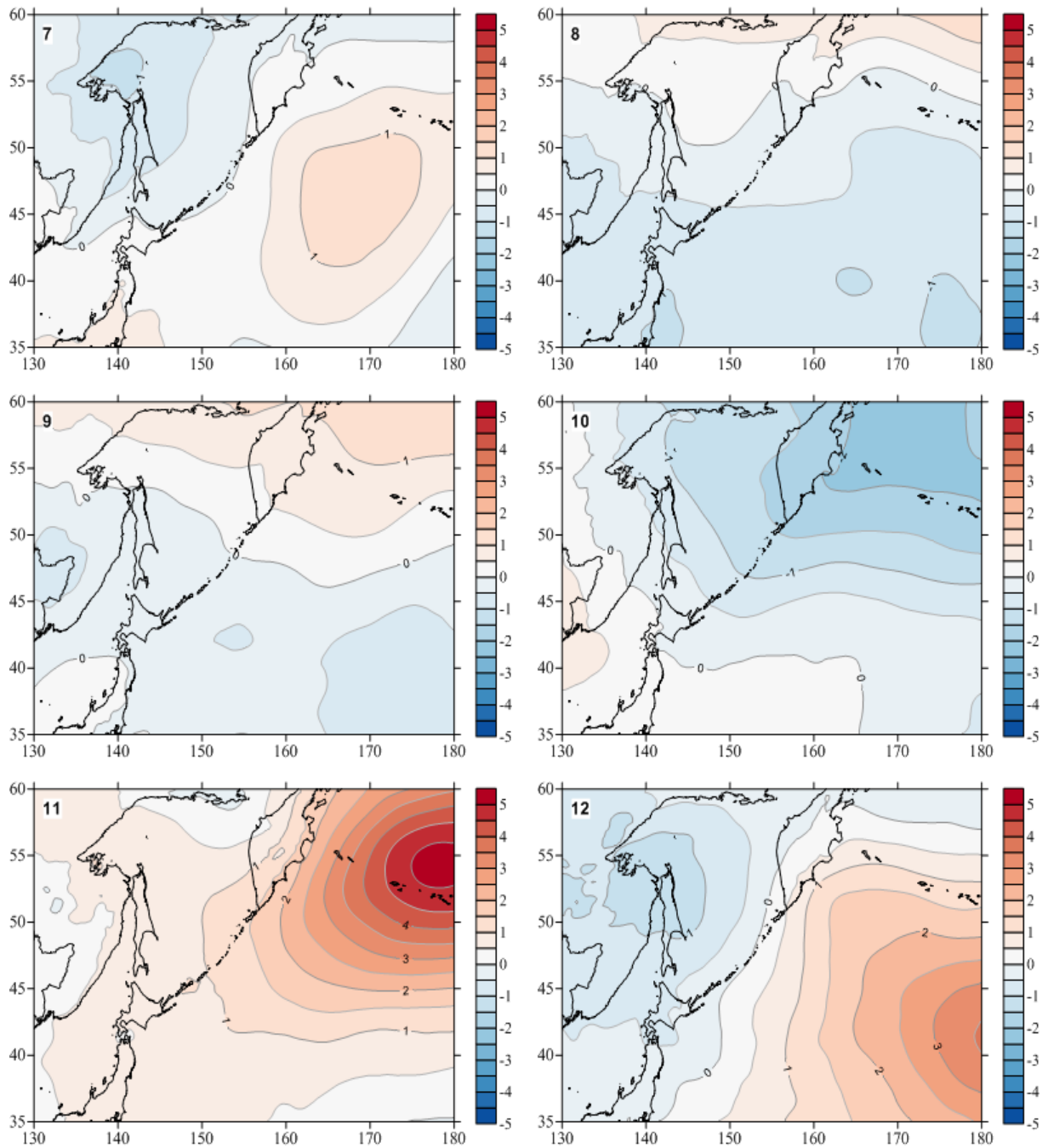


Рисунок 4.20 – (продолжение)

С мая по август величина трендов находится на относительно низком уровне, лишь в небольших областях скорость роста/снижения давления превышает 1 гПа за 10 лет, а в основном тренд отсутствует. В октябре преобладают отрицательные тренды, которые достигают наибольших значений в северо-восточной части изучаемого района, к востоку от Камчатки (более 2 гПа за 10 лет). В ноябре распределение трендов похоже на февральское, но

область высоких показателей тренда находится несколько северней. Декабрьские тренды являются наиболее близкими к осенним.

Итак, можно заметить, что при небольшом ослаблении Сибирского максимума (до 0.5 гПа за 10 лет) в зимний период довольно сильно слабеет Алеутская депрессия (до 2.5 гПа за 10 лет), что в совокупности приводит к постепенному понижению градиента давления между зимними центрами действия атмосферы и ослаблению зимнего муссона. А это, в свою очередь, может являться одной из основных причин снижения ледовитости в Охотском море.

Межгодовые колебания ПАД

В каждом четвертьградусном квадрате расширенного района, помимо коэффициентов линейного тренда, были рассчитаны также параметры (амплитуды и фазы) циклических компонент приземного атмосферного давления. Расчеты были произведены для января и июля, когда, как уже было отмечено выше, атмосферная циркуляция наиболее выражена. Периоды компонент изменялись от 3 до 11 лет. Наиболее существенные амплитуды (и, соответственно, самый существенный вклад в общую дисперсию поля давления) давали циклические компоненты с периодами 3 и 7 лет. Пространственные распределения амплитуд этих компонент приведены на рисунке 4.21.

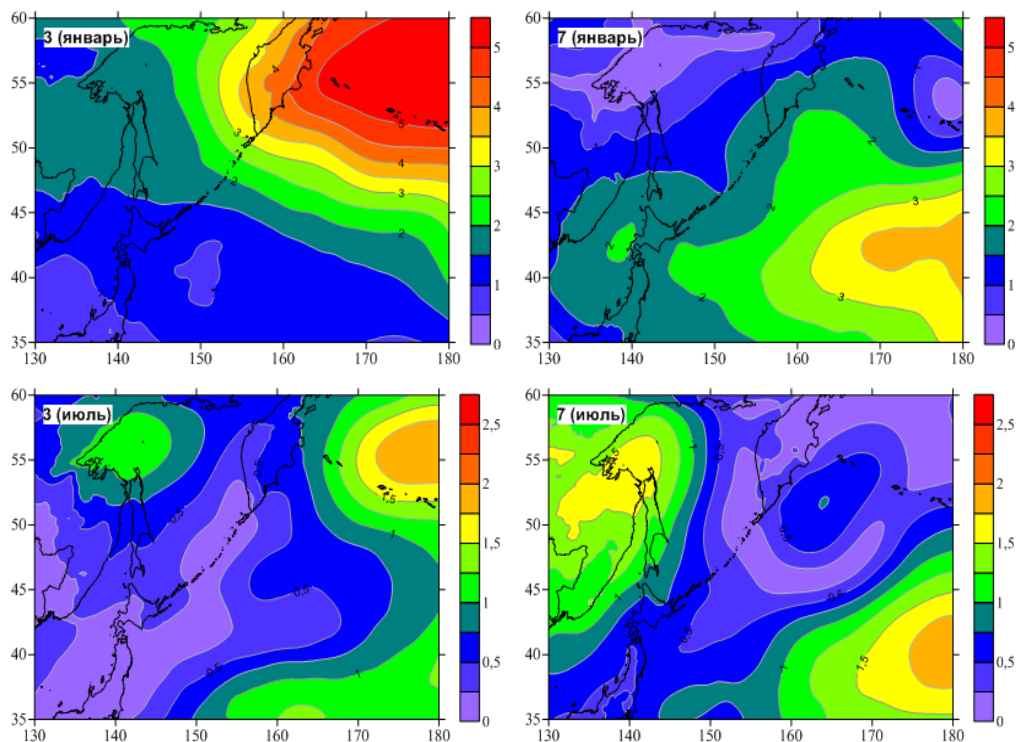


Рисунок 4.21 – Пространственное распределение амплитуды (в гПа) циклических компонент приземного атмосферного давления с периодом 3 года (слева) и 7 лет (справа) в январе и в июле

Циклическая компонента с периодом 3 года наиболее значима зимой, ее амплитуда достигает 4-5 гПа над Камчаткой и прилегающими районами, прежде всего над западной частью Берингова моря. В юго-западном и южном направлениях ее величина достаточно быстро убывает, над Японией амплитуда этой гармонике близка к нулю.

Летом амплитуды этой гармонике значительно меньше, лишь на отдельных небольших участках они близки к 1 гПа, заметное увеличение отмечено только в южной части Берингова моря.

Циклическая компонента с периодом 7 лет, напротив, очень интересна летом, когда в северо-западной части Охотского моря (зоне влияния стока реки Амур) и прилегающих районах материка формируется область достаточно высоких амплитуд (1.5 – 1.75 гПа). В восточной части моря, над Камчаткой и западной частью Берингова моря амплитуды этой компоненты близки к нулю, а вот на юго-востоке рассматриваемой области, в открытом океане, они достигают наибольших значений (до 2 гПа).

Зимой значения амплитуды этой циклической компоненты достигают наибольших величин в удаленной от берега части Тихого океана и на севере рассматриваемого района, на южной границе Северного ледовитого океана.

Уделим немного внимания остальным рассчитанным циклическим компонентам (4-6 лет и 8-10 лет). В январе (рис. 4.22) наиболее интересными из оставшихся компонент являются 4- и 8-летняя. Максимум амплитуды 4-летней компоненты не превышает 3 гПа. Центр области высоких амплитуд этой компоненты находится в северной части Охотского моря.

Зона влияния 8-10-летних компонент похожа на 7-летнюю, но амплитуда постепенно снижается. Если для 8-летней компоненты максимум находится в пределах от 3.5 до 4 гПа, то для 9-летней он не превышает 3 гПа, а для 10-летней – ниже 2 гПа.

В июле для многих циклических компонент можно выделить две зоны влияния (рис. 4.23), разделенных полосой низких амплитуд, идущей с юго-запада на северо-восток. В северо-западной части наибольшие амплитуды у 8-летней компоненты, однако область с амплитудой 1.5-1.75 гПа значительно меньше, чем у 7-летней.

Для 5-летней компоненты амплитуды в северо-западной части района ниже 1 гПа, а зона с наибольшими амплитудами (до 2 гПа) находится в восточной части района. 6-летняя компонента немного слабее выражена в северо-западной части, чем 7-летняя, но сильнее в юго-восточной части района. 9- и 10-летняя вносят свой вклад в межгодовые вариации в северной и юго-восточной части области исследования практически в равной мере.

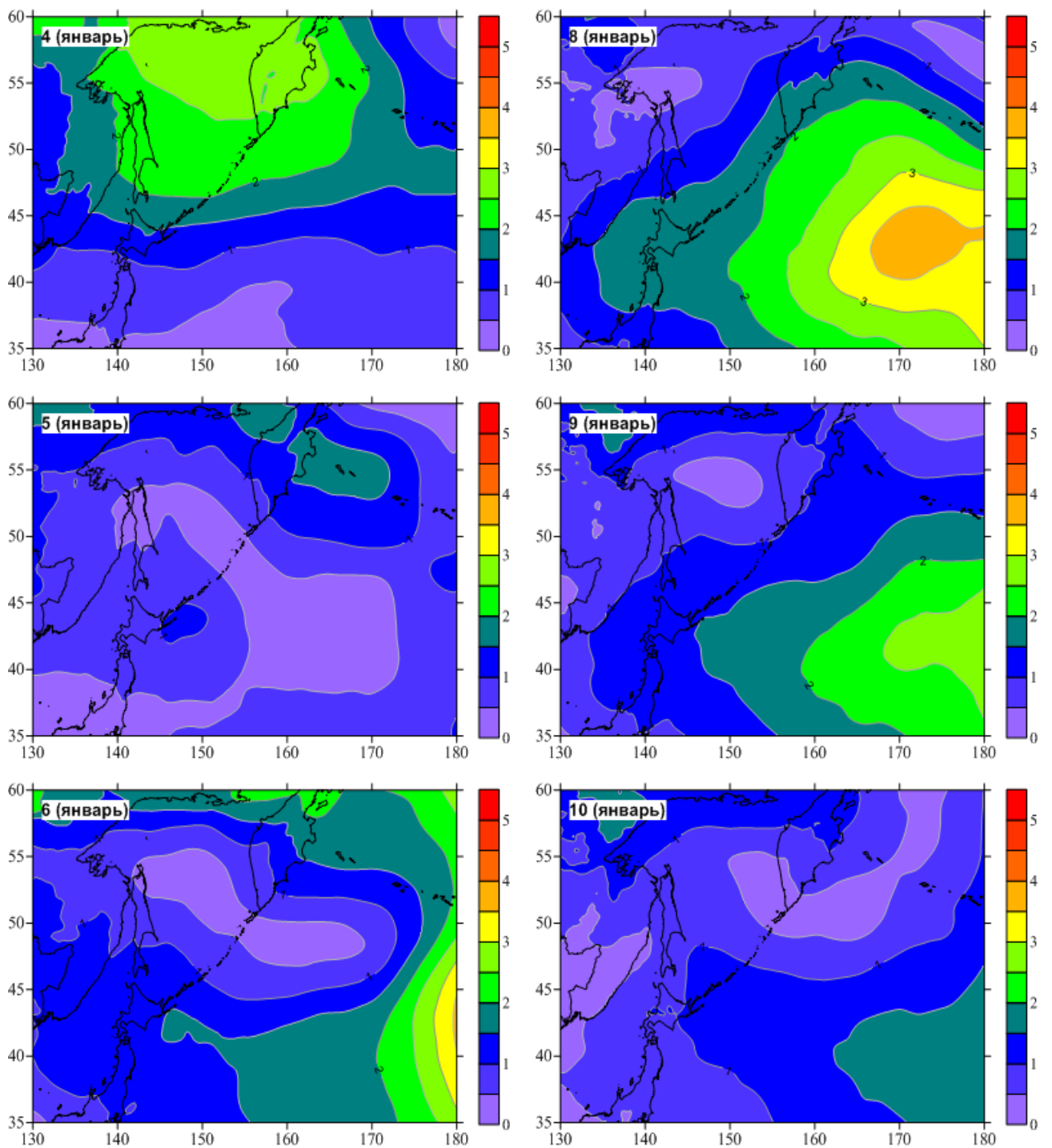


Рисунок 4.22 – Пространственное распределение амплитуды (в гПа) циклических компонент приземного атмосферного давления с разным периодом в январе (число в верхнем левом углу указывает на длительность цикла в годах)

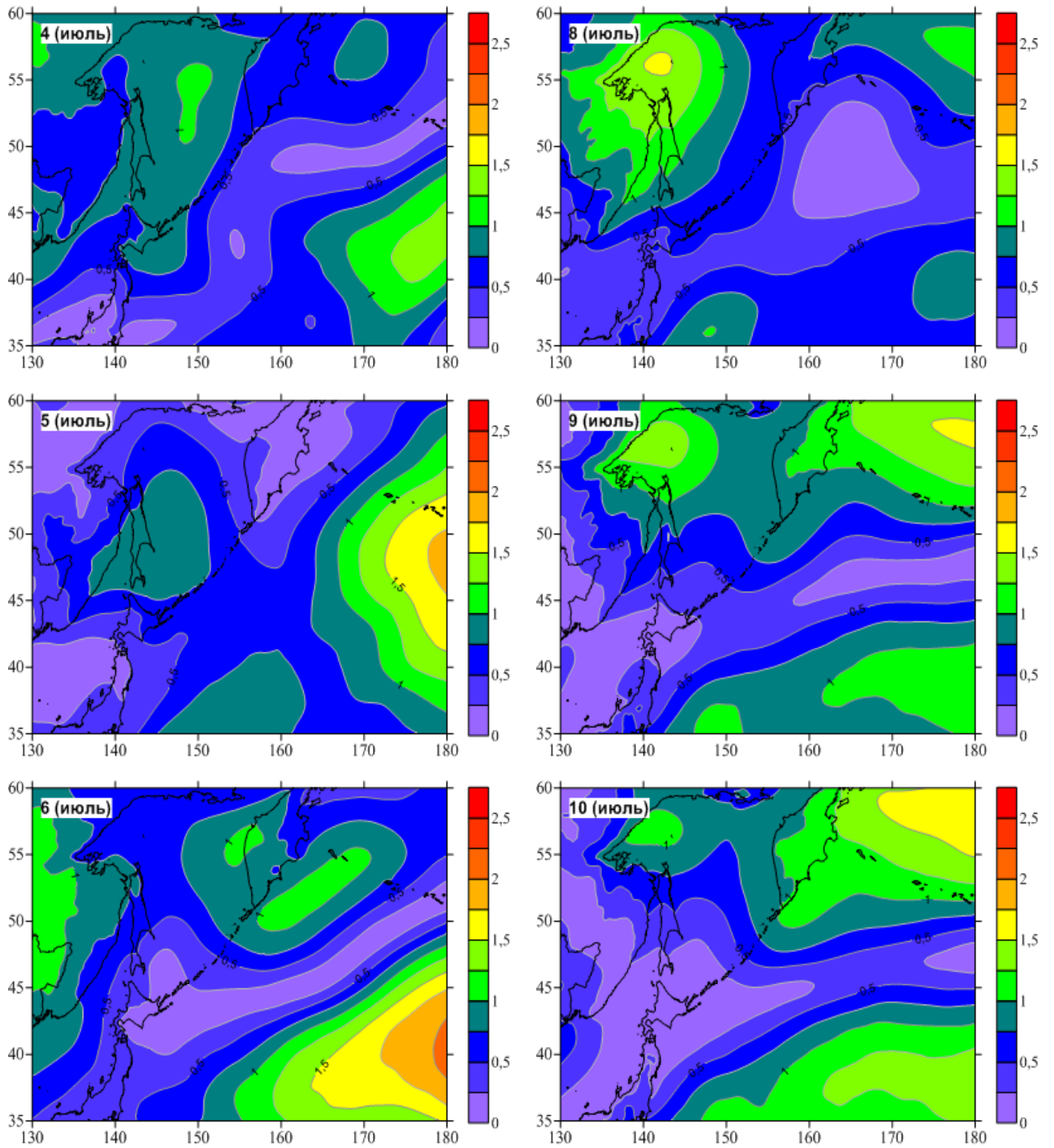


Рисунок 4.23 – Пространственное распределение амплитуды (в гПа) циклических компонент приземного атмосферного давления с разным периодом в июле (число в верхнем левом углу указывает на длительность цикла в годах)

Выводы по главе 4

На основе анализа полей среднемесячных значений коротковолновой солнечной радиации в стандартном районе получены следующие основные результаты.

В холодный период года (октябрь-март) преобладает ожидаемая широтная зональность в распределении SWR, низкие значения параметра в северо-западной части моря в ледовый период обусловлены также более высоким альбедо льда по сравнению с открытой водой. Весной значения SWR убывают в направлении с юго-запада на северо-восток, низкие значения в северо-западной части Охотского моря обусловлены наличием остатков ледяного покрова. Летом более высокие значения отмечены на западе изучаемой акватории, самые низкие – на юго-востоке, в Тихом океане, что, вероятно, обусловлено влиянием облачности.

В сезонной изменчивости данного параметра ярко выделяется годовая гармоника с пиком в июне-июле и минимальным значением в декабре-январе. Амплитуда этой составляющей увеличивается с юго-востока на северо-запад, а фаза меняется весьма незначительно, в пределах 30° , что соответствует сдвигу приблизительно на месяц. Вклад остальных сезонных гармоник невелик.

Зимой и весной над исследуемой акваторией доминируют положительные тренды SWR, формирующиеся изначально в феврале в южной, центральной и восточной части Охотского моря. Летом наблюдается противоположная картина – преобладают отрицательные тренды, причем наиболее сильно они выражены в июне, постепенно уменьшаясь к осени. В осенний период (с октября по декабрь) однонаправленные тенденции практически отсутствуют.

По выборке данных за июль, при оценке огибающей параметра по максимальным значениям, выделяются циклические компоненты с периодами от 3 до 11 лет. Только самая низкочастотная из них имеет значимый отклик в вариациях температуры поверхности моря на северном шельфе Охотского моря, составляющие с периодами 3, 5 и 7 лет аналогичных вариаций ТПО не вызывают [Ложкин, Шевченко, 2020].

Пространственное распределение первой моды разложения последовательности полей SWR по ЕОФ, описывающей около 97% дисперсии изучаемого параметра, характеризует общие закономерности потока солнечной радиации. В ее временной функции доминирует годовая гармоника с амплитудой 0.55 Вт/м^2 и максимумом в мае-июне. Вторая мода является региональной поправкой, она компенсирует относительно малый вклад первой моды в сезонные вариации SWR в северо-западной части Охотского моря, что согласуется с высокими значениями амплитуды годовой гармоника и их уменьшением в южной части изучаемого района.

В целом, можно констатировать, что поток коротковолновой солнечной радиации на акватории Охотского моря и прилегающих акваторий характеризуется весьма сложными пространственно-временными вариациями – изменчивостью сезонного хода, наличием в разных районах в различные сезоны однонаправленных трендов и циклических вариаций с периодами от 3 до 11 лет. При этом можно констатировать неожиданно слабую ее связь с вариациями температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий. Исключение составляет северная часть Охотского моря, характеризующаяся наиболее низкой облачностью – здесь инсоляция является причиной более раннего прогрева поверхностного слоя воды (наряду с влиянием летнего муссона) и циклических вариаций с периодом 11 лет.

В результате анализа ежемесячных распределений приземного атмосферного давления в расширенном районе за 1998-2020 гг., построены средние многолетние карты для каждого месяца и отклонения от них (аномалии) в различные годы. Показано, что в последнее двадцатилетие, несмотря на значительные климатические изменения последнего времени, типовые карты давления для различных сезонов мало изменились, по сравнению с рассчитанными на основе более ранних наблюдений [Гидрометеорология..., 1998]. Показано, что в отдельные годы наблюдались значительные аномалии давления, которые вызывали изменение характера атмосферной циркуляции относительно обычных условий. Наиболее существенные изменения отмечены зимой 2007 и 2009 гг., а также летом 2003 и 2004 гг.

Аномальное состояние поля давления не всегда приводит к аномалиям в распределении ледяного покрова. Отчасти это может быть связано с тем, способствует ли текущее поле давления проникновению воздуха со стороны Северного Ледовитого океана (что зимой оказывает отепляющее действие, как, по-видимому, и случилось в начале зимы 2009 г.) или же со стороны Сибири (основного источника холода). Летом же вторжение арктического воздуха и его длительное пребывание над Охотским морем замедляет прогрев поверхностного слоя воды (2003 г.), в то время как вторжение тихоокеанского воздуха приводит к значительным положительным аномалиям ТПО (2004 г.).

При анализе пространственного распределения амплитуды годовой гармоник выявлена узкая область с низкими значениями, разделяющая зоны с различным характером годовых вариаций над материком (максимум зимой, минимум летом) и Тихим океаном (противоположная динамика). Вблизи восточного побережья Сахалина имеется точка, в окрестности которой фаза этой составляющей изменится на 360° - аналог амфидромии в теории приливов. При этом над материком фаза изменяется слабо, а вдоль границы раздела между областями с различным характером годового хода – очень резко.

Амплитуда полугодовой гармоник невелика над материком и возрастает над океаном, максимальные значения (4-4.5 гПа) отмечены в области, ограниченной координатами 40-

45°С.ш. и 162-178°в.д. Фаза этой составляющей возрастает в направлении от материка в открытый океан.

Амплитуды третьгодовой и четвертьгодовой циклических составляющих незначительны во всем изучаемом регионе.

Построено пространственное распределение среднего поля атмосферного давления в изучаемом районе, которое характеризуется высокими значениями над Сибирью и южной частью изучаемого района (Тихий океан, о. Хонсю, центральная часть Японского моря) и низкими над южной частью Берингова моря, Командорскими и Алеутскими островами. Размах вариаций существенен, около 10 гПа, над Охотским морем существенно меньше, около 3 гПа).

Разложение поля давления по ЕОФ подтвердило устойчивость поля приземного атмосферного давления и выявило некоторую нерегулярность возникновения положительных и отрицательных аномалий.

В осенне-зимний период наблюдается тенденция к небольшому ослаблению Сибирского максимума (до 0.5 гПа за 10 лет) и более значительному ослаблению Алеутской депрессии (до 2.5 гПа за 10 лет). Это приводит к снижению градиента давления между зимними ЦДА и, как следствие, ослаблению потока арктического воздуха с севера (зимнего муссона), что может являться причиной уменьшения ледовитости Охотского моря.

ГЛАВА 5. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ПО ТЕМПЕРАТУРЕ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

В данном разделе рассмотрено несколько примеров применения накопленной информации и результатов для практических целей мониторинга состояния среды обитания водных биологических ресурсов в Охотском море и прилегающих акваториях. В пункте 5.1 приведена оценка тенденций изменения температуры в нескольких биостатистических районах промысла и нереста минтая с февраля по май. В пункте 5.2 описана еще одна важная задача – расчет средней даты наступления благоприятных условий в прибрежных акваториях моря (6-7 °С) для молоди лососевых рыб (как искусственного, так и естественного воспроизводства). Подобные расчеты могут быть полезны также для других видов рыб, моллюсков и иных живых организмов, которые сильно зависят от оптимальных термических условий. Пункт 5.3 посвящен значимым положительным аномалиям ТПО в СЗТО в зоне нагула тихоокеанских лососей зимой 2020 г. и у восточного побережья Камчатки летом, которые могли стать причиной слабых подходов горбуши. В заключительном пункте 5.4 изучено влияние температурных условий на развитие устриц.

5.1 Тенденции изменения температуры поверхности океана в районе промысла минтая

Глобальное потепление наиболее ярко выражено в повышении температуры атмосферного воздуха в северных районах, в частности в Сибири, на Аляске, Северо-Западной Канаде [State..., 2018]. Этот процесс оказывает значимое влияние на условия обитания и, что, вероятно, более существенно, воспроизводства ряда важных видов промысловых рыб. Одним из подобных примеров является снижение выживаемости личинок минтая, обусловленное повышением температуры морской воды в Японском море, в частности в зал. Петра Великого и у западного берега о. Хоккайдо, что привело к снижению численности популяции и, как следствие, уменьшению вылова этого ценного вида рыб как российскими, так и японскими рыбаками [Зуенко, Нуждин, 2018; Funamoto, 2011; Funamoto et al., 2014]. В Охотском море указанные климатические изменения привели к устойчивому снижению его ледовитости в последние 20–25 лет [Пищальник и др., 2016], что многими авторами связывается с повышением температуры его вод [Зуенко и др., 2019; Ростов и др., 2017]. Это вызывает некоторые опасения в отношении условий воспроизводства не только япономорского, но и охотоморского минтая.

В последние годы популяция охотоморского минтая, обеспечивающая 65–70 % от общероссийского ежегодного вылова этого важнейшего промыслового вида рыб,

характеризуется достаточно стабильным состоянием. Вследствие важного экономического значения ежегодному мониторингу его запасов и изучению различных влияющих факторов, в частности климатических, уделяется значительное внимание [Охотоморский..., 2019]. Некоторый пробел в этом отношении — сравнительно слабое привлечение к решению указанных задач спутниковых методов, в частности данных о температуре поверхности моря и концентрации хлорофилла *a*.

Снижение ледовитости Охотского моря обусловлено тем же процессом повышения зимней температуры в Арктике, так как именно влияние холодных воздушных масс, приносимых на его акваторию характерными для зимнего муссона ветрами северного и северо-западного румбов, определяет условия льдообразования в данном бассейне. Ранее было высказано предположение, что во втором десятилетии XXI в. процесс льдообразования усилится [Хен и др., 2004], однако, по данным Японского метеорологического агентства [<http://www.data.jma.go.jp>], тенденция на снижение ледовитости сохраняется до сих пор.

Изменение площади акватории, покрытой льдом, может повлечь весьма сложные последствия и оказать существенное влияние на условия обитания промысловых рыб, в частности охотоморского минтая. Следствием углубления зимней конвекции при уменьшении площади ледяного покрова может стать падение зимней и весенней температуры морской воды [Ложкин, Шевченко, 2019; Хен и др., 2008]. Уменьшение количества льда может снизить интенсивность развития фитопланктона и в итоге привести к снижению биопродуктивности вод [Матвеев, 2006; Шунтов, 2001]. Поскольку нерест минтая осуществляется главным образом в весенний период, изучение этих факторов имеет большое значение для данного промыслового объекта. Исследованию этих вопросов применительно к условиям нереста охотоморского минтая на основе спутниковых данных и посвящен данный раздел.

Рассмотрим вариации температуры поверхности моря в некоторых биостатистических районах (рис. 5.1), определенных при оценке запаса минтая в Охотском море [Авдеев и др., 2005]. В данной работе мы рассматривали районы 1 (юго-западная Камчатка), 2 (западная Камчатка) и 8 (северо-восточный Сахалин), в пределах которых данные по температуре поверхности моря были усреднены по пространству с апреля по июнь за период 1998–2019 гг. Выбор районов был продиктован тем обстоятельством, что в расположенных в северной части Охотского моря районах 3–7 было больше пропусков данных из-за влияния ледяного покрова, в особенности в апреле. Полученные графики приведены на рисунке 5.2.

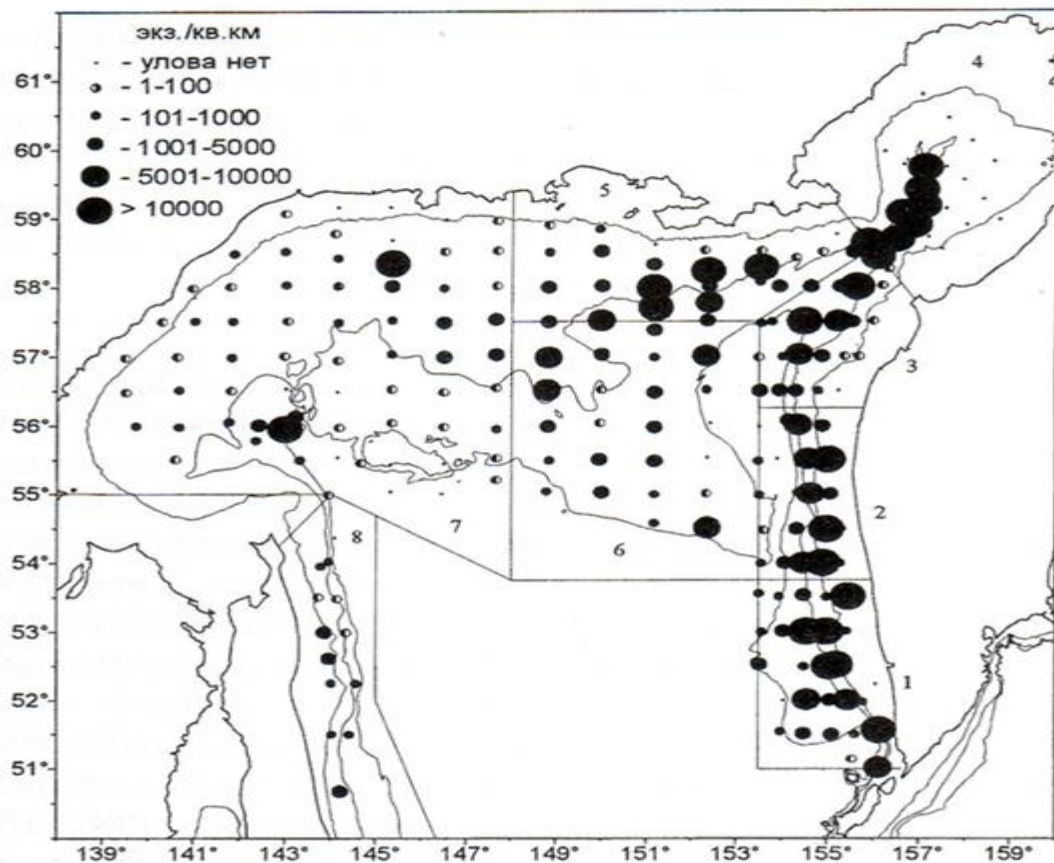


Рисунок 5.1 – Карта биостатистических районов [Авдеев и др., 2005]

В апреле у западного берега Камчатки (для района 1 данные отсутствовали из-за влияния остатков ледяного покрова и облачности) и на северо-восточном шельфе Сахалина значимо выделялся более теплыми условиями 1999 г. Особенно удивительно это для последней акватории, где значение $+2^{\circ}\text{C}$ в этом месяце выглядит экстраординарным на фоне преимуществ отрицательных температур в другие годы (единственное положительное значение в 2003 г. было лишь немногим больше 0.1°C).

После теплого 1999 года термический режим во всех районах характеризовался устойчивым снижением вплоть до 2019 года, коэффициенты линейного тренда составили -0.051 , -0.068 и $-0.1^{\circ}\text{C}/\text{год}$ в районах 1, 2 и 8 соответственно. Отклонения от линии тренда были сравнительно невелики, вблизи Камчатки выделялся сравнительно теплый 2004 г., у побережья о. Сахалин отметился резкий скачок вниз в 2013 г.

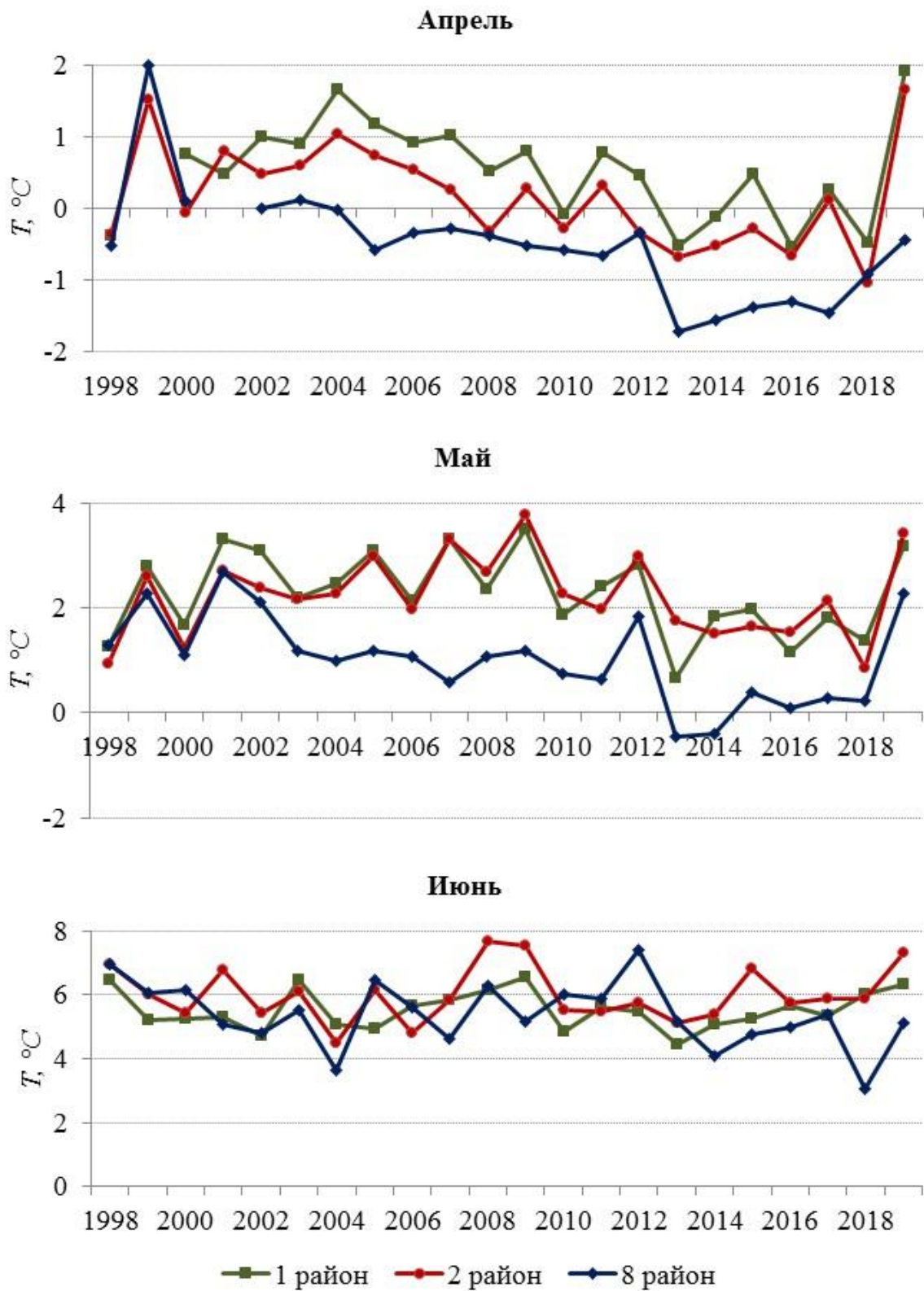


Рисунок 5.2 – Межгодовые вариации температуры поверхности моря в биостатистических районах 1, 2 и 8 в весенний период 1998–2019 гг.

В 2019 г. было зафиксировано существенное отклонение от тенденции на понижение температуры, особенно выраженное в восточной части Охотского моря, при этом в западной части, несмотря на относительный подъем, значение температуры воды не превысило нулевую отметку. Впервые с 1999 года была отмечена ледовитость на уровне максимальных значений. Это косвенно подтверждает высказанное в работе [Ложкин, Шевченко, 2019] предположение о том, что снижение температуры в рассматриваемом бассейне обусловлено уменьшением площади ледяного покрова.

В мае характер вариаций ТПМ в рассматриваемых районах близок к рассмотренному выше, но имеются и определенные отличия (коэффициенты корреляции между соответствующими рядами составил 0.59, 0.75 и 0.77 для районов 1, 2 и 8). У берегов Камчатки наиболее теплые условия отмечены в 2001, 2009 и 2019, а самые низкие значения ТПМ отмечены в 1998, 2000, 2013 (район 1) и 2018 гг. (район 2). На северо-восточном шельфе Сахалина наиболее теплые условия зафиксированы в 1999, 2001 и 2019 гг., самые холодные отмечены в 2013–2014 гг. Тенденция к снижению температуры воды в поверхностном слое на западной Камчатке и у берегов Сахалина осталась примерно на таком же уровне, что и в апреле – коэффициенты линейного тренда составили -0.049 и $-0.096^{\circ}\text{C}/\text{год}$, в то время как у юго-западного берега полуострова скорость снижения заметно уменьшилась ($-0.022^{\circ}\text{C}/\text{год}$).

После периода 2013–2018 гг., характеризовавшегося устойчиво низкими значениями ТПМ во всех районах, резко выделяется скачок, имевший место в 2019 г. Знак коэффициентов линейного тренда не изменился, но их величина заметно уменьшилась. Сложно предугадать, какие изменения термического режима могут быть в рассматриваемых районах в будущем, однако очевидно, что значительного повышения температурного фона ожидать не приходится.

Характер межгодовых вариаций ТПМ в июне имеет мало общего с наблюдавшимся в мае – максимальная величина коэффициента корреляции отмечена во 2 районе ($r=0.36$), что указывает на достаточно слабую статистическую связь. На юго-западной Камчатке самые теплые условия отмечены в 2003 г., наиболее холодные – в 2013 г., но в целом вариация изучаемого параметра в этом районе была наименьшей (1.8°C). К западу от полуострова размах колебаний ТПМ был заметно больше (3.2°C), самые теплые условия отмечены в 2008 и 2009 гг. (несколько в меньшей степени в 2001 и 2015 гг.), а холодный температурный фон наблюдался в 2004 и 2006 гг. На северо-восточном шельфе Сахалина колебания температуры еще более значительны (4.4°C), резко выделяется как теплый 2012, так и аномально холодный 2018 г. В отличие от апреля и мая, 2019 г. более высокими значениями ТПМ в июне не характеризовался.

Тенденции к снижению температуры воды в поверхностном слое сохраняется во всех районах, но значения коэффициента линейного тренда существенно уменьшаются, их величина

при расчете без учета 2019 г. составляет -0.007 , -0.011 и $-0.063^{\circ}\text{C}/\text{год}$ соответственно, при его учете скорости незначительно уменьшаются.

Выполненный анализ показал, что в районах нереста охотоморского минтая тенденция к повышению температуры морской воды отсутствует. Термические условия можно характеризовать как достаточно стабильные, с некоторым понижением, которое имеет очевидные естественные ограничения и опасности для воспроизводства популяции не представляет.

Помимо термического режима в работе [Ложкин и др., 2021] было уделено внимание спутниковым данным по хлорофиллу-а. Поскольку это выходит за рамки основного исследования, остановимся лишь на некоторых результатах.

У берегов западной Камчатки в период весенней фазы развития фитопланктона зона высоких значений концентрации хлорофилла-а распространяется от побережья в мористую часть. В апреле она локализуется преимущественно в районе шельфа, а в мае и июне смещается в сторону свала глубин. На северо-восточном шельфе Сахалина в мае наиболее активная фотосинтетическая деятельность происходит в районах интенсивного таяния льда. В июне максимумы хлорофилла-а наблюдаются в северной части, куда поступают богатые биогенными веществами воды стока реки Амур.

Показанные в работе межгодовые вариации температуры поверхности моря не стали причиной существенных однонаправленных изменений концентрации хлорофилла-а в биостатистических районах Охотского моря. В целом, районы промысла и нереста минтая характеризуются активной фотосинтетической деятельностью в весенний период и отличаются высокой биопродуктивностью, что указывает на устойчивое состояние кормовой базы этого важного промыслового объекта.

Вероятно, выводы об устойчивом температурном режиме и состоянии кормовой базы относятся и к другим районам нереста минтая, не охваченным в данной работе. Регулярный спутниковый мониторинг позволяет в оперативном режиме проанализировать изменения гидрологических и биотических условий поверхности Охотского моря.

5.2 Средние даты наступления благоприятных термических условий для выпуска молоди с лососевых рыбоводных заводов

Для двадцати двух прибрежных районов, прилегающих к устьям лососевых рек в южной части о. Сахалин, на которых расположены лососевые рыбоводные заводы (ЛРЗ, см. рис. 5.3) [Каев, Игнатъев, 2015], сформированы ряды средних за декаду значений температуры поверхности моря (ТПО) по спутниковым измерениям в весенне-летний период (май-июль) продолжительностью в 20 лет (1998-2017 гг.). Определены средние многолетние даты наступления комфортных условий для выпуска молоди лососей с ЛРЗ (+6-7⁰С), среднеквадратические и экстремальные отклонения от этих дат [Карпенко, 1998]. Проанализированы погодные условия 2011 г., при которых наблюдались наибольшие задержки сроков выпуска молоди с лососевых рыбоводных заводов.

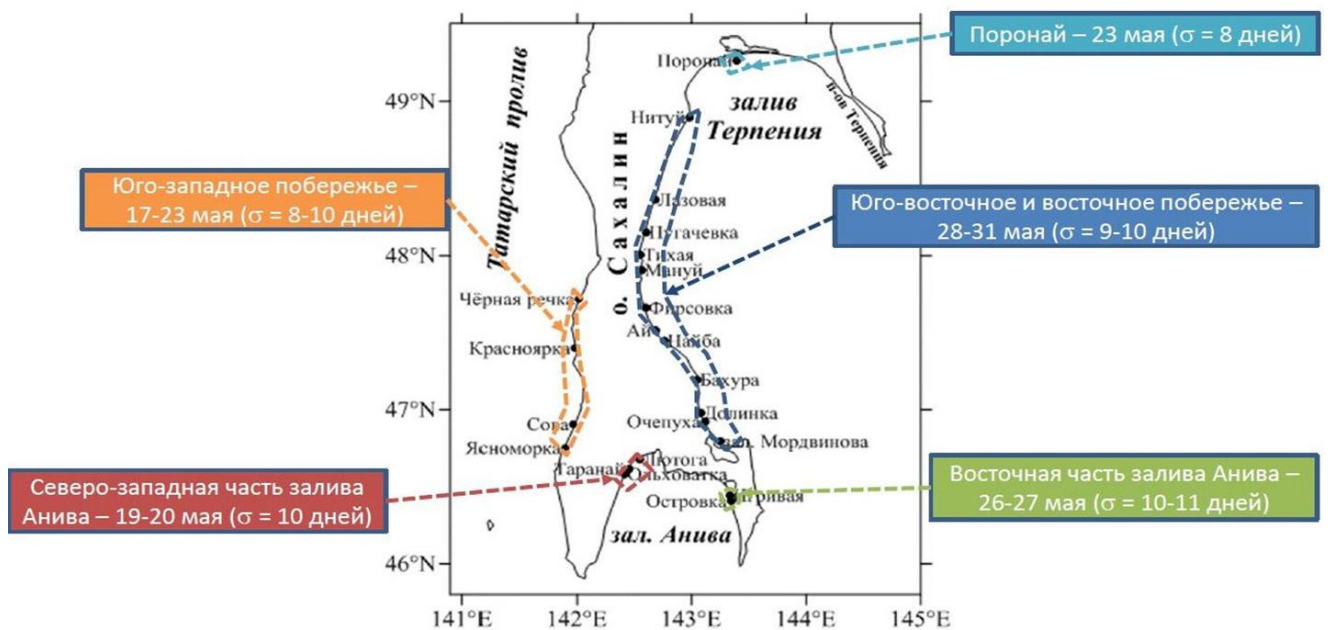


Рисунок 5.3 – Схема расположения устьев рек с Сахалинскими ЛРЗ. Приведены границы наступления благоприятных условий (ТПО более 6.5⁰С) в разных районах

Приустьевые участки были сгруппированы по четырем областям, соответствующим различным участкам побережья Сахалина – восточному (залив Терпения), юго-восточному (зал. Мордвинова), южному (зал. Анива) и юго-западному. Идея мониторинга достаточно проста. Для каждого участка был построен осредненный за весь период график хода температуры морской воды, и была рассчитана средняя дата наступления условий, комфортных для молоди лососевых рыб (+6-7°C). Так как в весенний период возможен прогрев сравнительно тонкого поверхностного слоя, к этой дате добавлялись 1-2 суток (чтобы в результате перемешивания эта температура наблюдалась в слое толщиной несколько метров), и она считалась нормой для выпуска молоди с данного ЛРЗ. Если ход температуры в текущем сезоне был близок к среднему многолетнему графику, дата выпуска не корректировалась. Если наблюдалась аномалия температуры поверхности моря, то, в зависимости от ее знака, делался вывод о необходимости задержки выпуска молоди с ЛРЗ, или, напротив, о возможности осуществить его в более ранние сроки.

В таблице 5.1 представлены средние даты наступления комфортных условий для молоди лососевых рыб в прибрежных районах о. Сахалин в весенний период, их среднеквадратическое отклонение, а также наиболее ранние и самые поздние даты за рассматриваемый промежуток времени.

В целом, на юго-восточном и восточном побережье Сахалина достаточный прогрев вод на приустьевых участках происходит в одно и то же время, а именно, в последних числах мая. Разброс дат невелик, для многочисленной группы из 13 ЛРЗ они изменяются от 26 до 30 мая. Исключение составляет район устья р. Поронай, который из-за более существенного влияния речного стока, закрытости от северных ветров сгонного характера и преобладания ветров южного и юго-западного румбов [Като и др., 2001], обуславливающих перенос поверхностных вод в северную часть залива Терпения, характеризуется сравнительно быстрым прогревом. Также существенную роль играет и то обстоятельство, что обычно в этот район не заносит дрейфующие льды, транспортируемые с северо-восточного шельфа острова. Средняя дата выпуска молоди здесь на неделю раньше, чем для большинства других рек.

Таблица 5.1 – Даты наступления благоприятных термических условий для выпуска молоди с ЛРЗ.

Название реки	Среднее многолетнее	RMS	Ранний прогрев	Поздний прогрев
Восточное побережье Сахалина (Залив Терпения)				
Поронай	23 мая	8	6 мая 2002	11 июня 2011
Нитуй	30 мая	10	10 мая 2002	27 июня 2011
Лазовая	31 мая	10	11 мая 2002	27 июня 2011
Пугачевка	30 мая	10	10 мая 2002	27 июня 2011
Тихая	29 мая	10	10 мая 2002	27 июня 2011
Мануй	28 мая	10	9 мая 2002	26 июня 2011
Фирсовка	28 мая	9	8 мая 2002	21 июня 2011
Ай	30 мая	9	10 мая 2002	22 июня 2011
Найба	30 мая	9	11 мая 2002	22 июня 2011
Юго-восточное побережье Сахалина (Залив Мордвинова)				
Бахура	31 мая	9	11 мая 2002	25 июня 2011
Долинка	31 мая	9	11 мая 2002	23 июня 2011
Очепуха	31 мая	9	12 мая 2002	22 июня 2011
Мордвинова	28 мая	9	10 мая 2002	21 июня 2011
Южное побережье Сахалина (Залив Анива)				
Островка	27 мая	11	7 мая 2002	26 июня 2011
Игривая	26 мая	10	7 мая 2002	26 июня 2011
Лютога	20 мая	10	6 мая 2002	22 июня 2011
Таранай	19 мая	10	5 мая 2002	21 июня 2011
Ольховатка	20 мая	10	4 мая 2002	22 июня 2011
Западное побережье Сахалина				
Ясноморка	17 мая	9	1 мая 2000	2 июня 2014
Сова	19 мая	10	4 мая 2002	6 июня 2011
Красноярка	20 мая	8	5 мая 2002	4 июня 2014
Чёрная речка	23 мая	9	6 мая 2002	13 июня 2013

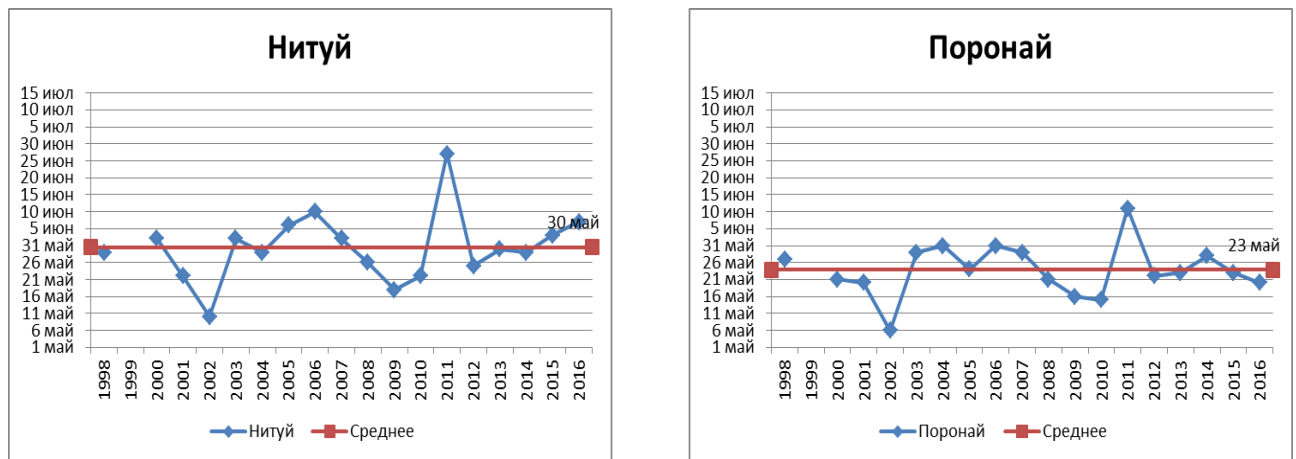


Рисунок 5.4 – Межгодовые вариации дат прогрева до 6.5°C (залив Терпения)

Среднеквадратическое отклонение даты достаточно велико и весьма стабильно, для большинства станций оно составляет 9–10 суток. Наименьшие колебания в районе устья реки Поронай (около 8 суток), наибольшие – у реки Островка (11 суток). Наиболее раннее наступление условий, благоприятных для молоди лососевых рыб, отмечено в 2002 году на рубеже первой и второй декад мая (таблица 5.1, рис. 5.4). Экстремально поздние сроки их наступления наблюдались весной 2011 г. (22–27 июня, в приустьевом районе р. Поронай – 11 июня). В обоих случаях на большинстве станций юго-восточного побережья Сахалина отклонение от средних многолетних значений составляло более трех недель, и превысило удвоенную величину среднеквадратического отклонения даты. Это обстоятельство подчеркивает необычность условий 2002 и 2011 гг. Для сравнения, отклонение даты в 2005 г. (сложившиеся тогда условия рассматривались в [Шершнева и др., 2007] как экстремальные) было на уровне среднеквадратической ошибки, и при увеличении продолжительности наблюдений уже не выглядело экстраординарным. Пространственное распределение положительных аномалий температуры поверхности воды необычно теплой весной 2002 г. сменилось еще более выраженными отрицательными аномалиями летом [Цхай, Шевченко, 2013]. Особенности гидрометеорологической ситуации, имевшей место весной 2011 г. подробно проанализированы ниже.

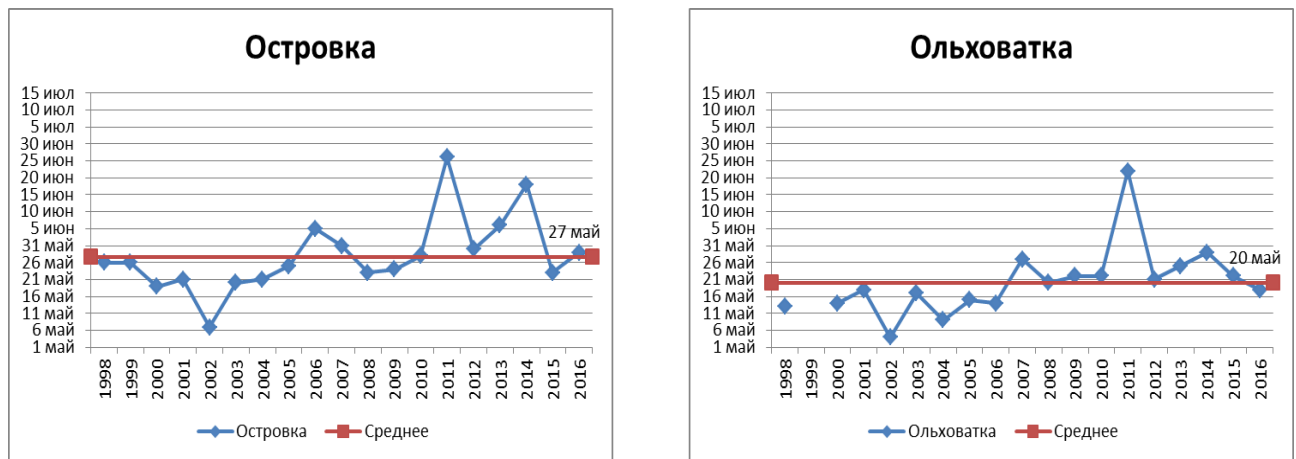


Рисунок 5.5 – Межгодовые вариации дат прогрева до 6.5°C (залив Анива)

У южного побережья Сахалина (рис. 5.5) ситуация складывалась следующим образом: в северо-восточной части залива Анива, куда впадают р. Игривая и Островка, прогрев происходит несколько позже (на 8–9 дней), чем в его северо-западной части, где находятся приустьевые участки рек Лютога, Таранай и Ольховатка. Это связано с остаточным влиянием Восточно-Сахалинского течения, транспортирующего холодные воды и дрейфующие льды вдоль о. Сахалин, в том числе в восточную часть залива, а также с преобладающими ветрами и особенностями рельефа дна. Господствующие весной ветра южных румбов способствуют нагону прогретых вод в мелководную северо-западную часть залива Анива, на формирование гидрологических условий в которой значительное влияние оказывает речной сток [Будаева и др., 2005]. Среднеквадратическое отклонение даты в этой части залива составляет 10 суток, а в его восточной части – 11 суток. Раньше всего благоприятные условия для молоди лососевых рыб наступили здесь в 2002 г., причем практически в одни сроки, как в западной, так и в восточной частях залива. Наиболее поздние сроки отмечены в 2011 г., причем в приустьевых районах рек Игривая и Островка дата достаточного прогрева (26 июня) была даже более поздней, чем на некоторых станциях восточного побережья о. Сахалин. В северо-западной части залива Анива эта дата наступила на четверо суток раньше, но в целом по бассейну сроки содержания молоди на ЛРЗ увеличились на месяц.

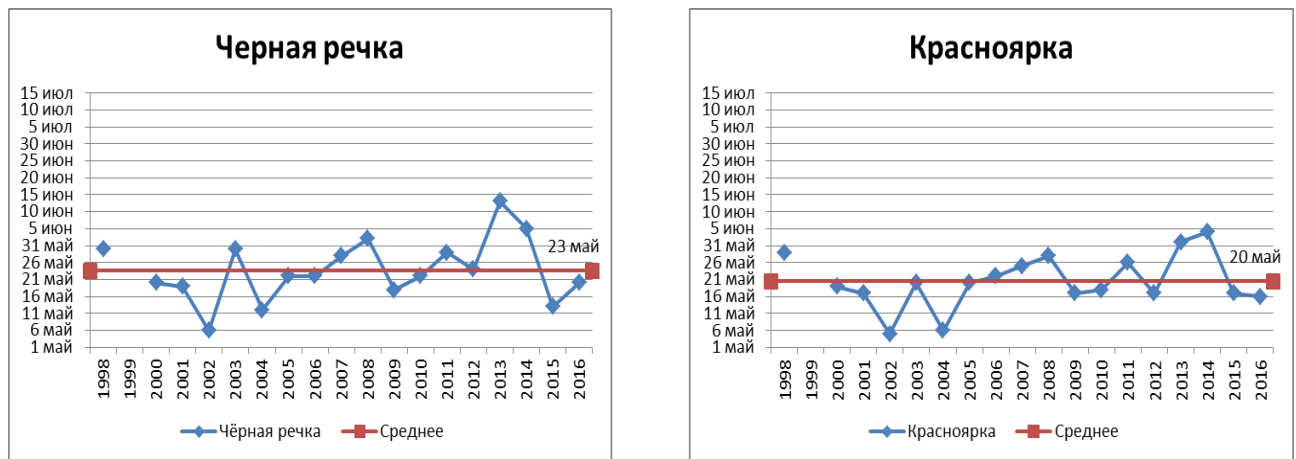


Рисунок 5.6 Межгодовые вариации дат прогрева до 6.5°C (юго-западное побережье).

У юго-западного побережья о. Сахалин (рис. 5.6) прогрев происходит быстрее, чем на соответствующих широтах юго-восточного и восточного побережья, что связано с влиянием теплого Цусимского течения. Средняя дата в районах устьев рек Сова и Ясноморка (17–19 мая), расположенных в южной части побережья близка к северо-западной части залива Анива. На более северных участках в местах впадения рек Красноярка и Чёрная речка – на несколько дней позже. Среднеквадратические отклонения даты практически такие же, как и на рассмотренных выше участках побережья. Наиболее ранний прогрев отмечен 1 мая 2000 г. в районе устья р. Ясноморка, 4–5 мая 2002 г. у р. Красноярка и Сова, 6 мая 2002 у Чёрной речки, т.е. практически в те же сроки, что и в зал. Анива. Позже всего оптимальные условия для молоди лососевых рыб сформировались в приустьевых районах р. Сова в 2011 г. и рек Ясноморка и Красноярка – в 2014 г.

Наиболее значимые отклонения от нормы наблюдались на всем побережье Сахалина в 2011 году. Ниже подробно рассматриваются синоптические условия, способствовавшие формированию значительных отрицательных аномалий температуры поверхности моря в изучаемом районе. Помимо 2011 г, существенные отрицательные аномалии температуры поверхности воды были отмечены в 2014 г. и у юго-восточного побережья Сахалина в 2005 г. [Шершнева и др., 2007 г.]. В обоих случаях они были обусловлены прохождением серии циклонов, а также вторжением холодной воздушной массы (2014 г.) и затоком более холодных вод и выносом льда с северо-восточного побережья (2005 г.). Серия циклонов в 2014 году затронула и юго-западное побережье Сахалина, что привело к существенному замедлению прогрева поверхностного слоя воды.

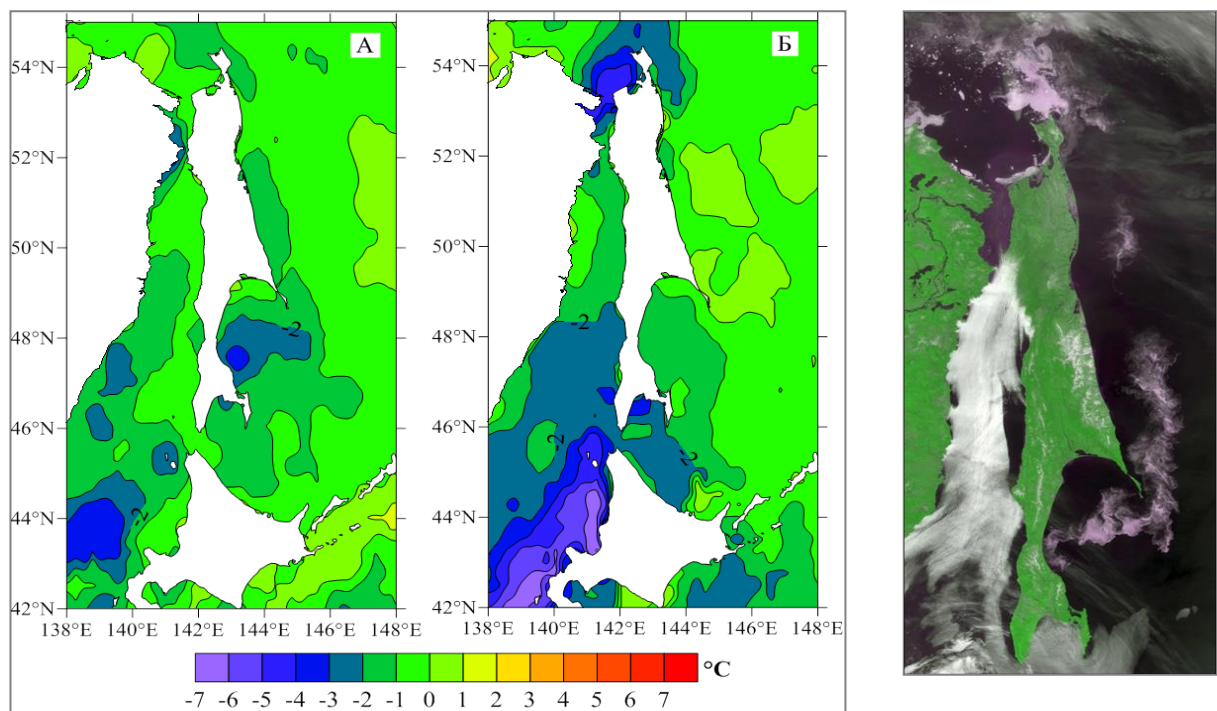


Рисунок 5.7 – Распределение аномалий температуры поверхности воды в третьей декаде мая (А) и второй декаде июня (Б) 2011 г. Справа показан снимок ИСЗ AQUA за 2 июня 2011 г., на котором зафиксирован повторный вынос льда в залив Терпения. Татарский пролив закрыт плотной облачностью

Рассмотрим более детально экстраординарные условия, имевшие место весной 2011 г., когда была отмечена наибольшая задержка выпуска молоди с сахалинских ЛРЗ. Весьма примечательны пространственные распределения аномалий температуры поверхности моря, наблюдавшиеся в рассматриваемый период, характеризовавшийся во многих отношениях необычными условиями (рис. 5.7).

В третьей декаде мая (рис. 5.7А) значительные отрицательные отклонения от нормы отмечены вдоль всего восточного побережья о. Сахалин и в заливе Анива, наиболее велики (до 3°C) они были в районе зал. Мордвинова. Если судить по зоне отрицательных аномалий, вытянутой от полуострова Терпения вдоль свала глубин, по которому ориентирована ось Восточно-Сахалинского течения [Власова и др., 2008], то они были обусловлены выносом холодных вод и остатков ледяного покрова с северо-восточного шельфа. Это мнение подтверждается спутниковым снимком за 2 июня 2011 г., на котором хорошо видно движение дрейфующего льда с севера к п-ову Терпения и далее, в сторону залива Мордвинова. Такая ситуация наблюдается сравнительно редко – обычно под действием характерных для этого периода года ветров южных румбов льды, которые выносятся из Сахалинского залива, блокируются у северо-восточной оконечности острова и не продвигаются южнее 52° с.ш.

Аналогичный вынос льда наблюдался весной 2005 г [Шершнева и др., 2007]. Тогда, вследствие нехарактерного распределения поля приземного атмосферного давления, в изучаемом районе преобладали ветра северо-восточного румба, которые как раз способствуют транспорту дрейфующих льдов к юго-восточному побережью о. Сахалин, в приустьевые районы рек Найба, Ай и залив Мордвинова.

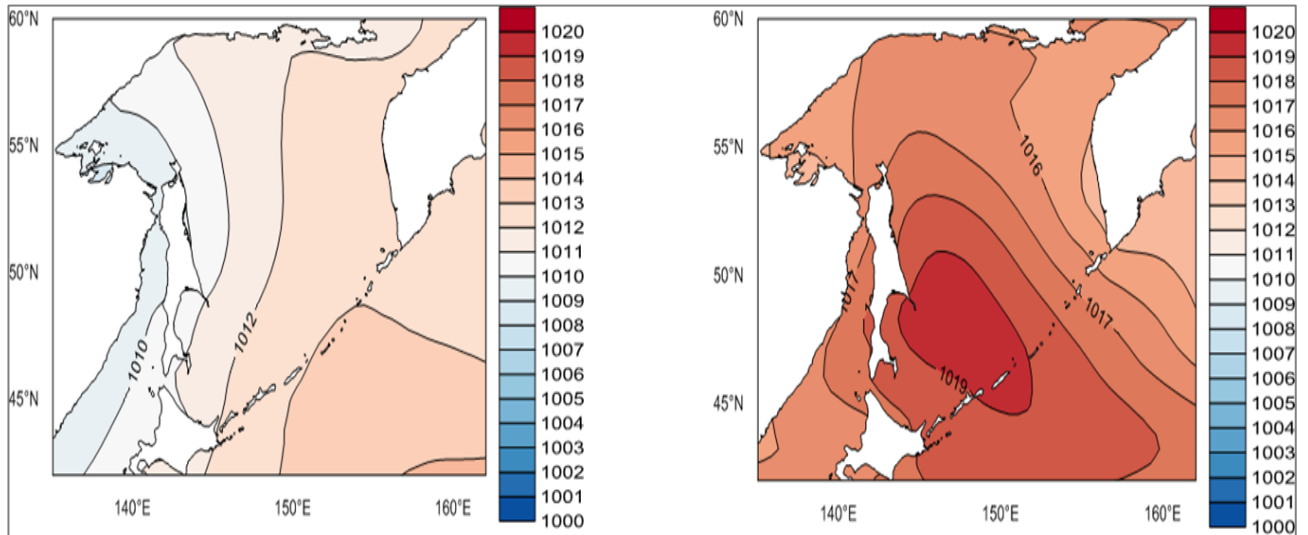


Рисунок 5.8 – Распределение полей приземного атмосферного давления в третьей декаде мая (слева – среднее многолетнее за 1998-2016 гг.; справа – в 2011 г.)

Весной 2011 года распределение приземного атмосферного давления также существенно отличалось от характерного для данного периода года. Так, в третьей декаде мая область высокого давления располагалась в южной части Охотского моря, над Курильской котловиной (рис. 5.8). Обычно эта область находится в восточной части моря, и над его акваторией формируются воздушные потоки, ориентированные на север. При таком распределении давления типичная для летнего муссона атмосферная циркуляция не формируется, в принципе она была выражена слабо, так как градиенты давления были невелики, и холодные воды с низкой соленостью беспрепятственно двигались на юг, увлекая дрейфующий лед.

В дальнейшем область высокого давления сместилась с акватории моря в Тихий океан, в частности, во второй декаде июня преобладали зональные, ориентированные на северо-восток воздушные потоки, что нетипично для теплого периода года (рис. 5.9).

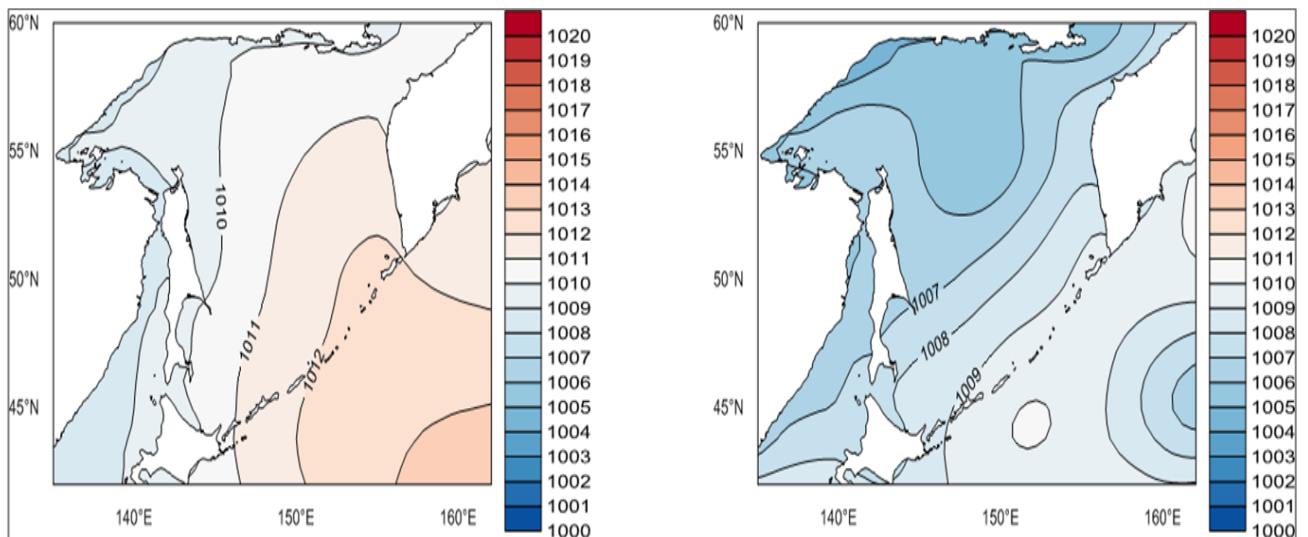


Рисунок 5.9 – Распределение полей приземного атмосферного давления во второй декаде июня (слева – среднее многолетнее за 1998-2016 гг.; справа – в 2011 г.)

Однако вряд ли только особенностями синоптических условий можно объяснить значительные отрицательные аномалии температуры поверхности моря в северной части Японского моря, прежде всего в основной зоне влияния Цусимского течения, у западного побережья о. Хоккайдо (до $5-6^{\circ}\text{C}$). Еще одна зона с приблизительно такими же отрицательными аномалиями отмечена в зоне влияния стока реки Амур – в районе его устья, в западной части Амурского лимана и на значительной части акватории Сахалинского залива, а также на северо-восточном шельфе о. Сахалин (примерно до 52° с.ш.). Выраженные отрицательные аномалии наблюдались как у юго-западного, так и юго-восточного берега о. Сахалин, а также в заливе Анива. Причину такого дефицита тепла в поверхностных водах весьма обширной акватории объяснить сложно, одной из них могло быть снижение интенсивности Цусимского течения, квазипериодические колебания которого (особенно выделяется цикличность с периодом 5–6 лет) оказывают существенное влияние на климат Сахалино-Курильского региона [Шершнева, Шевченко, 2005]. Трудно также оценить, насколько часто могут наблюдаться подобные ситуации, которые привели к задержке выпуска молоди с сахалинских ЛРЗ продолжительностью от трех недель до месяца. Вероятно, из-за низкой температуры прибрежных вод, наблюдавшейся продолжительное время, могла произойти массовая гибель молоди естественного происхождения, скатившейся по нерестовым рекам острова.

В результате анализа 20-летних рядов спутниковых данных о температуре поверхности моря в районах устьев рек южной части о. Сахалин, на которых расположены лососевые рыбободные заводы, были определены средние многолетние значения даты наступления

благоприятных условий для выпуска молоди лососевых рыб. При мониторинге термических условий в случае положительных или отрицательных аномалий температуры поверхности моря давались рекомендации о более раннем выпуске либо его задержке. Вариации температуры в прибрежных водах Сахалина были значительными, среднеквадратические отклонения даты составляли 8–10 суток, экстремальных достигали 3–4 недель.

Наибольшая задержка выпуска молоди практически на всех ЛРЗ отмечена в 2011 г. Значительные отрицательные аномалии температуры поверхности моря в конце мая – начале июня были обусловлены нетипичным полем приземного атмосферного давления, при котором не наблюдались характерные для этого периода времени ветра южных румбов. В результате, холодные воды и дрейфующие льды беспрепятственно выносились с северо-восточного шельфа Сахалина к его юго-восточному побережью. Второй причиной дефицита тепла в поверхностных водах акватории Сахалино-Курильского региона было ослабление Цусимского течения, которое оказывает на его климат отепляющее влияние.

5.3 Аномалии температуры поверхности океана в местах нагульных миграций, зимовки и нерестовых подходов тихоокеанских лососей в северо-западной части Тихого океана

Побудительной причиной данного исследования стали слабые, гораздо ниже ожидаемых, нерестовые подходы горбуши к восточным берегам полуострова Камчатка, да и к другим участкам побережья, где ее традиционно добывают российские рыбаки. Как всегда в подобных случаях, взоры ихтиологов и рыбопромышленников обращаются к климатическим факторам, которые смогли бы объяснить снижение уловов этого ценного вида тихоокеанских лососей, играющих существенную роль в экономике Дальневосточного региона России. Учитывая акваторию, в которой нагуливается горбуша в морской период ее жизни [Атлас распространения..., 2002; Шунтов, Темных, 2008; 2011], необходимо было проанализировать термические условия в достаточно большой области, что определило выбор района исследований, включающий дальневосточные моря и прилегающую северо-западную часть Тихого океана (СЗТО). В качестве анализируемого материала использовались доступные данные о температуре поверхности океана в данном регионе. Естественно, исследование особенностей пространственно-временной изменчивости термических условий в такой значительной по размерам акватории представляет не только чисто практический, но и существенный научный интерес, так как вариации температуры поверхностного слоя отражают основные особенности циркуляции вод в регионе и иных важных океанологических процессов.

Климатическим изменениям в дальневосточных морях и северо-западной части Тихого океана посвящен ряд исследований, в которых рассматривались как данные судовых

океанологических съемок и доступных архивов метеорологической информации [Хен и др., 2004; 2008; Глебова и др., 2009; Зуенко и др., 2019], так и материалы четырехсрочных измерений температуры морской воды на береговых гидрометеорологических станциях Росгидромета [Ростов и др., 2017, 2018]. В большинстве этих работ отмечалась тенденция к повышению температуры в дальневосточных морях, обусловленная, прежде всего, изменениями в приземном слое атмосферы в регионе, а также обсуждались некоторые ситуации, когда отклонения термических условий от нормы были наиболее существенными. Целью данной работы было выделение особенностей температурных условий в конце 2019 – начале 2020 года, которые могли бы повлиять на состояние популяции горбуши, идущей на нерест к побережью Дальневосточного региона России.

Для расчетов использованы данные реанализа по расширенному району. Для каждого месяца были рассчитаны средние многолетние значения ТПО в каждом четвертьградусном квадрате, которые можно рассматривать как нормы. Для каждого момента времени (месяца и года) были определены отклонения от нормы – аномалии. Кроме того, для анализа сформированного массива данных применялся метод естественных ортогональных функций.

Результаты разложения пространственно-временного поля ТПО по ЕОФ представлены в табл. 5.2. Первые пять мод описали практически 100% общей дисперсии изучаемого параметра, из которых более 99% приходилось на две первые наиболее значимые и информативные моды. На рис. 5.10 показаны графики временных функций этих мод, а на рис. 5.11 соответствующие им пространственные распределения.

Таблица 5.2 – Результаты расчета собственных значений ЕОФ

М ода	Собственное значение	Доля дисперсии, %	Суммарная дисперсия, %
1	74.108	95.361	95.361
2	3.057	3.934	99.295
3	0.164	0.211	99.506
4	0.065	0.083	99.590
5	0.030	0.039	99.629

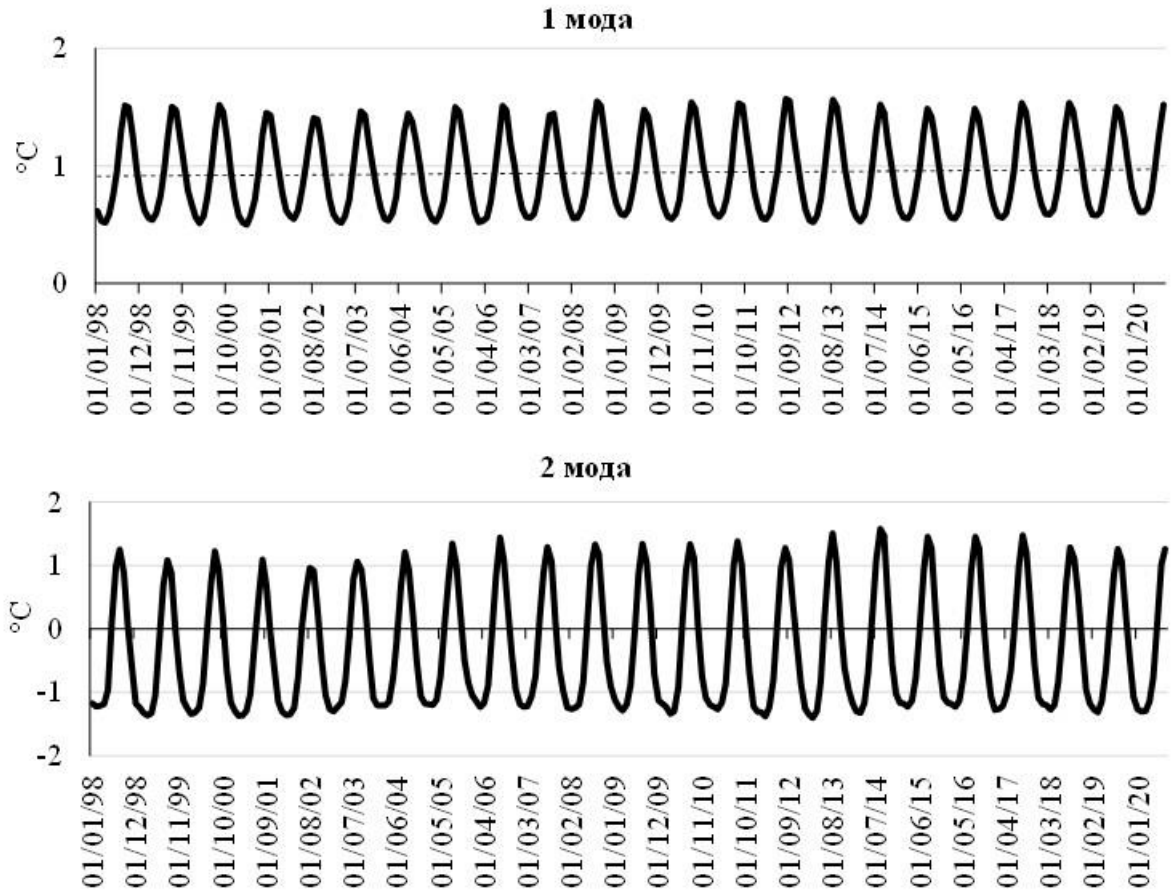


Рисунок 5.10 – Временные функции первой и второй мод разложения поля ТПО по ЕОФ (в °C)

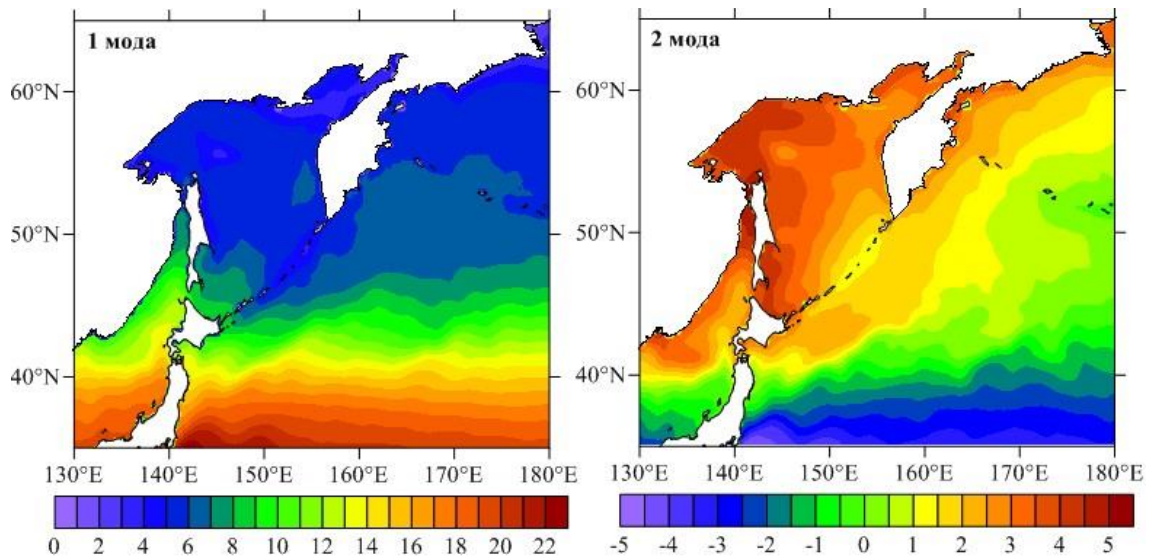


Рисунок 5.11 – Пространственное распределение первой и второй мод разложения поля ТПО по ЕОФ (безразмерные)

Временная функция первой моды не принимала нулевых значений и была одного знака в течение всего рассматриваемого интервала времени. Она носила характер циклических сезонных вариаций, межгодовая изменчивость выражалась в слабой модуляции годового хода (разница между летними максимумами составила около 0.2°C) (см. рис. 5.10). Самый низкий максимум (значение временной функции в период максимального прогрева в августе) отмечен в 2002 г., который условно можно назвать холодным годом, самый высокий – в теплом 2012 г.

На фоне этих устойчивых колебаний выделялись более высокие значения временной функции в январе–апреле 2020 г. Расчеты по выборкам для этих месяцев показали, что разница между величиной временной функции для 2020 г. в сравнении со средним значением за 1998–2019 гг. составила от 1.9 до 2.6 величины среднеквадратического отклонения.

Все вышеперечисленные особенности указывают на экстраординарность термических условий прошедшего года. Определяющий вклад первой моды в вариации ТПО в изучаемом регионе означает, что в зонах с высокими значениями ее пространственного распределения (южнее субарктического фронта) сформировались аномально теплые зимние условия. Это согласуется с пространственным распределением аномалии температуры в поверхностном слое в январе–марте 2020 г. (аномалии ТПО для последнего представлены ниже на рис. 5.12).

Для характеристики межгодовой изменчивости рассматривались огибающие амплитуды как по верхним (формировалась выборка за август), так и по нижним значениям (март). Для летних значений каких-либо закономерных квазициклических вариаций определить не удалось, а в спектре зимних колебаний проявился цикл с периодом 11 лет. Причем мартовские температуры находятся в противофазе с числами Вольфа, коэффициент корреляции равен -0.71 , что указывает на наличие значимой обратной связи, однако механизм влияния солнечной активности в данном случае неочевиден, так как считается, что зависимость должна быть прямой.

Детальный анализ первых двух мод ЕОФ и аномалий приведен в статье [Цхай и др., 2022]. Потому перейдем к основным выводам. В результате выполненного анализа спутниковых наблюдений за температурой поверхности дальневосточных морей и СЗТО определены пространственные структуры первой (отражающей убывание ТПО с широтой) и второй (в дальневосточных морях изменяющейся с долготой и имеющей узловую линию, проходящую примерно вдоль 40-й параллели) мод. Показано, что в амплитуде первой моды в зимние месяцы 2020 г. имелись существенные отклонения, отражающие значительные положительные аномалии ТПО в южной части Японского моря и СЗТО и более умеренные – в Беринговом море и центральной части СЗТО. Возможно, именно эти аномально высокие температуры сказались на условиях выживания горбуши и послужили причиной ее слабых нерестовых подходов к берегам Дальневосточного региона России летом 2020 года. Весной (в

мае–июне) выраженность аномалий в южной части изучаемого района снизилась, но при этом сформировались значительные положительные отклонения от нормы в его северной части, у восточного (включая Карагинский залив) и западного побережий Камчатки, в заливе Шелихова (исключая Пенжинскую губу) и ряде других акваторий.

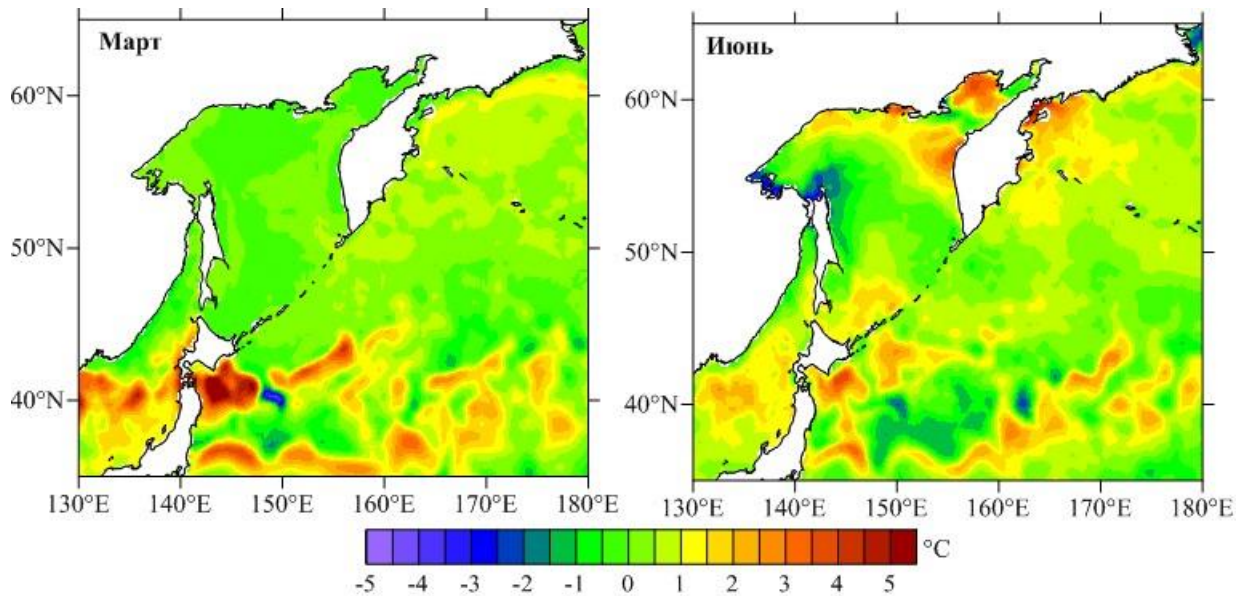


Рисунок 5.12 – Распределение аномалий ТПО в СЗТО в марте и июне 2020 г.

В амплитудах главных мод выявлены лишь очень слабые тренды к повышению, что указывает на отсутствие явных тенденций к глобальному потеплению в изучаемом регионе. В их огибающих по нижним значениям выделено проявление 11-летнего цикла, находящегося в противофазе с показателями солнечной активности. В вариациях летних максимумов в амплитуде первой моды не обнаружено закономерных, в частности циклических составляющих, что указывает на весьма высокую устойчивость термических условий в дальневосточных морях и СЗТО, рассматриваемых в целом как единый объект, что не исключает различий в межгодовых колебаниях для отдельных акваторий. В вариациях максимумов амплитуды второй моды основной вклад внесла циклическая компонента с периодом 22 года. Здесь же отмечено слабое влияние составляющей с периодом 11 лет.

Сложно сказать, насколько экстраординарные термические условия в СЗТО в зимние месяцы 2020 г. могли повлиять на выживаемость горбуши – окончательные выводы должны сделать ихтиологи. Наиболее вероятной причиной ее снижения могло быть воздействие на здоровье рыб паразитов и морских вшей. Существенным фактором слабых нерестовых подходов горбуши к восточному побережью Камчатки могли стать аномально теплые условия в Карагинском заливе в июне.

5.4 Влияние термических условий на размерно-массовые характеристики тихоокеанской устрицы *Crassostrea gigas* (Thunberg, 1793)

В Сахалинской области одним из традиционных объектов промысла и любительского рыболовства является тихоокеанская (гигантская) устрица *Crassostrea gigas*. Ежегодное сверхлимитное ее освоение в рамках рекомендуемого вылова (РВ) привело к снижению запаса в лагуне Буссе и бухте Лососей (залив Анива, Охотское море). Огромный спрос к ресурсу, как к деликатесному двустворчатому моллюску, стал причиной сильного давления на его биологическое состояние. Как результат, в 2021 г. промысел устрицы в Восточно-Сахалинской подзоне закрыт. Однако, помимо антропогенного фактора, немаловажное влияние на жизненный цикл вида оказывают природные факторы окружающей среды, одним из которых является температура. Отсутствие работ, посвященных исследованию связи биологических параметров моллюска с изменениями термической обстановки в районах интенсивного лова на о. Сахалин, делает рукопись весьма актуальной. Поэтому целью данной работы является оценка влияния локальных температурных условий на высоту и вес раковины *C. gigas* в различных возрастных категориях.

Поскольку во многих районах не проводится круглогодичное наблюдение за факторами окружающей среды, на первое место выходят массивы спутниковых данных. Спектр применения спутниковых и прочих данных постоянно расширяется [Тихонов и др., 2018; Сизов, Кушнырь, 2018]. Их практическому применению в области биологии посвящен целый ряд статей [Жабин и др., 2018; Ложкин и др., 2018; Пранц и др., 2020].

Подробнее о том, как получены данные по размерно-массовым характеристикам *C. gigas* можно прочитать в статье [Ким, Ложкин, 2021]. В данной работе использованы спутниковые данные по среднесуточной ТПО из базы данных СахНИРО. Пространственное разрешение данных составляет около 2 км, однако для дальнейших расчетов было произведено пространственное осреднение (для района бухты Лососей и лагуны Буссе). Для заполнения пробелов, связанных с облачностью, был использован метод линейной интерполяции. Таким образом, был получен непрерывный ряд среднесуточных данных по ТПО, благодаря чему появилась возможность провести детальный статистический анализ.

Чтобы проследить зависимость размерно-массовых показателей от температуры, необходимо рассчитать соответствующие параметры. Для каждого года были условно выделены два периода (табл. 5.3): I период – от даты устойчивого перехода температуры через 0°C весной до 31 июля; II период – с 1 августа (массового нереста) до даты устойчивого перехода к отрицательным температурам. На основании этих данных вычислены длительности

периодов (L_1 и L_2), суммарные значения температуры воды за указанные периоды (Q_1 и Q_2), среднепериодные температуры (t_{1w} и t_{2w}).

Таблица 5.3 – Даты перехода через 0°C (D_1 – начало I периода; D_2 – конец II периода)

Год	D_1 (Буссе)	D_2 (Буссе)	D_1 (Песчанское)	D_2 (Песчанское)
2010	07.04.2010 г.	12.01.2011 г.	16.04.2010 г.	12.01.2011 г.
2011	29.03.2011 г.	12.01.2012 г.	05.04.2011 г.	12.01.2012 г.
2012	13.04.2012 г.	27.12.2012 г.	15.04.2012 г.	20.12.2012 г.
2013	18.04.2013 г.	08.01.2014 г.	15.04.2013 г.	08.01.2014 г.
2014	21.04.2014 г.	22.12.2014 г.	19.04.2014 г.	25.12.2014 г.
2015	27.03.2015 г.	14.12.2015 г.	13.04.2015 г.	23.12.2015 г.
2016	09.04.2016 г.	03.12.2016 г.	21.04.2016 г.	08.12.2016 г.
2017	16.04.2017 г.	06.12.2017 г.	15.04.2017 г.	19.12.2017 г.
2018	16.04.2018 г.	22.12.2018 г.	10.04.2018 г.	31.12.2018 г.
2019	06.04.2019 г.	21.12.2019 г.	07.04.2019 г.	18.12.2019 г.
2020	11.04.2020 г.		12.04.2020 г.	

В табл. 5.4 представлены основные статистические параметры для ряда среднесуточных температур по годам, а в табл. 5.5 сведены минимальные (Мин.), максимальные (Макс.) и средние многолетние (2010–2019 гг.) (Ср.) значения указанных параметров и их стандартные отклонения (σ). За исключением суммарного значения температуры воды за II период (Q_2), температурные условия в лагуне Буссе подвержены большим межгодовым вариациям, чем в бухте Лососей. Что касается средних значений, их различия для двух районов невелики (находятся в пределах одного стандартного отклонения). В свою очередь, вариации всех параметров довольно значительны, разница между максимумом и минимумом превышает две величины стандартного отклонения.

Таблица 5.4 – Основные статистические параметры по годам.

Район лагуны Буссе								
Год	L ₁ , сут	Q ₁ , °C	t _{1w} , °C	L ₂ , сут	Q ₂ , °C	t _{2w} , °C	L _{сум} , сут	Q _{сум} , °C
2010	116	1045.7	9.0	164	1595.7	9.7	280	2641.4
2011	125	924.6	7.4	164	1745.1	10.6	289	2669.6
2012	110	900.4	8.2	148	1693.4	11.4	258	2593.8
2013	105	946.2	9.0	161	1712.1	10.6	266	2658.3
2014	102	904.1	8.9	144	1637.3	11.4	246	2541.4
2015	127	1014.9	8.0	136	1571.3	11.6	263	2586.2
2016	114	1177.7	10.3	125	1519.8	12.2	239	2697.5
2017	107	1129.8	10.6	128	1556.3	12.2	235	2686.1
2018	107	1001.9	9.4	143	1683.9	11.8	250	2685.9
2019	117	1282.7	11.0	143	1603.1	11.2	260	2885.9
2020	112	1169.6	10.4					

Район с. Песчанское								
Год	L ₁ , сут	Q ₁ , °C	t _{1w} , °C	L ₂ , сут	Q ₂ , °C	t _{2w} , °C	L _{сум} , сут	Q _{сум} , °C
2010	107	1128.6	10.5	164	1717.2	10.5	271	2845.7
2011	118	918.0	7.8	164	1812.8	11.1	282	2730.9
2012	108	1020.8	9.5	142	1736.5	12.2	250	2757.3
2013	108	1057.3	9.8	161	1638.4	10.2	269	2695.7
2014	104	987.4	9.5	147	1674.1	11.4	251	2661.6
2015	110	1051.2	9.6	145	1561.8	10.8	255	2613.0
2016	102	1090.0	10.7	130	1569.4	12.1	232	2659.4
2017	108	1053.8	9.8	141	1529.6	10.8	249	2583.5
2018	113	1015.5	9.0	153	1710.8	11.2	266	2726.3
2019	116	1169.6	10.1	140	1636.9	11.7	256	2806.5
2020	111	1169.4	10.5					

Таблица 5.5 – Сводка статистических параметров за 2010–2019 гг.

	Район лагуны Буссе				Район с. Песчанское			
	Мин.	Макс.	Ср.	σ	Мин.	Макс.	Ср.	σ
L_1 , сут.	102	127	113	8	102	118	110	5
Q_1 , °C	900.4	1282.7	1045.2	128.3	918.0	1169.6	1060.1	76.6
t_{1w} , °C	7.4	11.0	9.3	1.2	7.8	10.7	9.7	0.8
L_2 , сут.	125	164	146	14	130	164	149	11
Q_2 , °C	1519.8	1745.1	1631.8	74.4	1529.6	1812.8	1658.8	88.9
t_{2w} , °C	9.7	12.2	11.3	0.8	10.2	12.2	11.2	0.7

Рассмотрим в качестве примера графики аномалий высоты и массы в двух изучаемых районах: 4-леток для Бухты Лососей и 3-леток для лагуны Буссе (рис. 5.13). На рисунке столбцы означают аномалии соответствующих биологических параметров, а красной линией показана аномалия суммарного значения температуры воды за первый период (Q_1). Синим пунктиром обозначено стандартное отклонение высоты или массы, а красным пунктиром – стандартное отклонение Q_1 . Возрастная группа подобрана таким образом, чтобы было достаточное количество экземпляров во все годы. К сожалению, 2015 г. для района бухты Лососей и 2018 г. для района лагуны Буссе пришлось исключить ввиду недостатка материала по большей части возрастных групп.

Норма высоты четырехлетних особей для бухты Лососей [Ким, Ложкин, 2021] составляет 92 мм, в то время как норма массы – 79 г. Как видно из графика, два параметра (ΔH и ΔQ_1) практически находятся в противофазе, коэффициент корреляции составляет -0.77. Что касается массы, то в бухте Лососей наблюдается положительная корреляция (0.67).

В лагуне Буссе норма трехлетних особей по высоте составляет 114 мм, а по массе – 153 г. Сложно судить о корреляции высоты и массы особей и суммарного значения температуры воды, ведь даже для этой возрастной группы в 2012 и 2019 гг. было собрано лишь 9 и 10 экземпляров соответственно (поэтому на рис. 5.13 эти два года заштрихованы). Однако даже в этом случае наблюдается отрицательная корреляция и по высоте (-0.45), и по массе (-0.81).

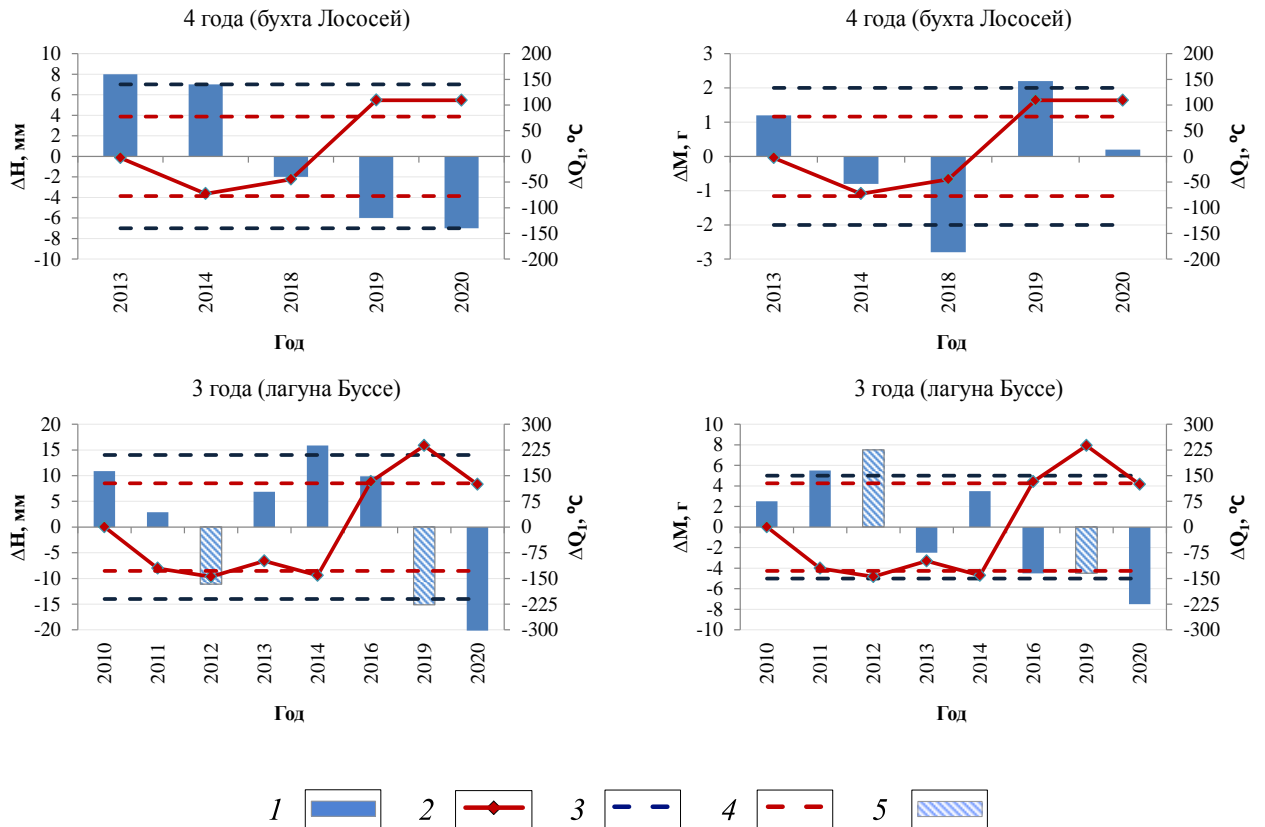


Рисунок 5.13 – График аномалий основных исследуемых параметров

- 1 – аномалия высоты раковины (ΔH) или общей массы тела моллюска (ΔM);
 2 – аномалия суммарного значения температуры воды за I период (ΔQ_1);
 3 – стандартное отклонение ΔH или ΔM ; 4 – стандартное отклонение ΔQ_1 ;
 5 – малая выборка (9–10 экземпляров)

Подтверждение сезонных и межгодовых изменений роста устрицы описано в работах [Раков, 1984; Холодов и др., 2017], где одним из основных факторов, ограничивающих активный рост, является температура воды. Этот фактор влияет на норму потребления кислорода и при 32°C наблюдается значительное увеличение смертности [Bougrier et al., 1995].

Выводы по главе 5

1. Термические условия в Охотском море в районах нереста минтая характеризовались как стабильные, с некоторой тенденцией к снижению в период нереста минтая (апрель – июнь) и активной фотосинтетической деятельностью. Это указывает на устойчивые условия воспроизводства охотоморского минтая в отличие от япономорского.

2. Определены средние даты наступления комфортных условий для молоди тихоокеанских лососей в районах устьев рек, на которых имеются рыбоводные заводы, регулярно даются рекомендации по срокам выпуска на ЛРЗ.

3. Выявлены значимые положительные аномалии ТПО в СЗТО в зоне нагула тихоокеанских лососей зимой 2020 г. и у восточного побережья Камчатки летом, что могло стать причиной слабых подходов горбуши. В ходе мониторинга нерестовых подходов горбуши к берегам Сахалина выявлено, что значимые аномалии ТПО в прибрежной зоне (как отрицательные, так и положительные) негативно сказываются на ее уловах.

4. Изучено влияние температурных условий на развитие устриц. Показано, что в аномально теплые годы средние показатели высоты и массы устрицы значительно ниже нормы, а в холодные годы – выше нормы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного анализа спутниковых данных о температуре поверхности Охотского моря за 23-летний период (1998 – 2020 гг.):

1. Выполнено количественное сравнение ТПО по данным спутниковых наблюдений (база СахНИРО) и реанализа ERA5 для стандартного района. Показано, что зимой и летом ТПО по данным реанализа выше спутниковой ТПО. Осенью и особенно весной картина противоположная, в среднем по году расхождения невелики, за исключением некоторых динамически активных районов – Шантарских островов, зоны влияния стока реки Амур, областей апвеллинга. Вероятно, сложность моделирования гидрологических процессов в таких акваториях может приводить к определенным неточностям данных ERA5.

2. Анализ сезонных вариаций ТПО показал, что амплитуда годовой гармоника убывает с востока на запад, минимальные значения отмечены в зонах квазистационарных апвеллингов в районе Средних Курил, Ямских островов, на банке Кашеварова и т.д. Ее фаза возрастает в направлении с северо-запада на юго-восток, что указывает на более ранний прогрев на северо-западном шельфе и более поздний в СЗТО (сдвиг около месяца).

3. Выявлено снижение среднегодовых значений ТПО в стандартном районе. Наиболее значимы отрицательные тренды (скорость снижения 0.5–1.5°C за 10 лет) в северной и западной частях изучаемого бассейна. Отрицательные тренды температуры особенно велики весной в замерзающих акваториях, что позволяет связать наблюдаемую тенденцию с уменьшением ледовитости и увеличением глубины зимней конвекции в районах, традиционно покрытых льдом в зимний период. В августе-октябре в регионе преобладает тенденция к росту ТПО, наиболее выражена она в северо-западной части Тихого океана. В Охотском море она отмечена в северо-западной его части.

4. Пространственное распределение первой моды разложения полей ТПО по ЕОФ выявило более высокие значения в северной части Японского моря, СЗТО и юго-западной части Охотского моря по сравнению с основной его акваторией. Наиболее низкими значениями характеризуются зоны квазистационарных апвеллингов. Временная функция первой моды имеет выраженный годовой ход с амплитудой годовой гармоника 0.9°C. Пространственное распределение второй моды имеет узловую линию, вытянутую вдоль Курильских островов, положительные значения в северо-западной части Охотского моря и отрицательные в СЗТО. Положительный максимум временной функции в июле и отрицательные значения в октябре отвечают более раннему прогреву (и более раннему охлаждению) поверхностного слоя северо-западной части моря по сравнению с Тихим океаном.

5. Определены основные циклические компоненты ТПО в августе, отвечающие за межгодовые вариации ТПО, и их «зоны влияния». Показано, что главный вклад в эти вариации дают составляющие с периодом около 6 лет, а также 3, 8 и 11 лет. Зона влияния основной 6-летней гармонике наиболее обширна и занимает южную половину Охотского моря и всю северную часть Японского моря, ее амплитуда находится в пределах $1-2^{\circ}$ С. Показана возможность прогнозирования ТПО на год вперед с использованием «метода последовательных спектров».

6. В сезонной изменчивости SWR выделяется годовая гармоника с максимумом в июне-июле и минимальным значением в декабре-январе. Амплитуда этой составляющей увеличивается с юго-востока на северо-запад, а фаза меняется в пределах 30° , что соответствует сдвигу приблизительно на месяц. Вклад остальных сезонных гармоник невелик. Наиболее вероятно, именно инсоляция является причиной более быстрого прогрева в июне-июле в северо-западной части Охотского моря. По выборке данных SWR за июль, при оценке огибающей параметра по максимальным значениям, выделяются циклические компоненты с периодами 3, 5, 7 и 11 лет. Только самая низкочастотная из них имеет значимый отклик в вариациях температуры поверхности моря на северном шельфе Охотского моря, влияние составляющих с периодами 3, 5 и 7 лет аналогичных вариаций ТПО не вызывают.

7. По выборке данных SWR за июль, при оценке огибающей параметра по максимальным значениям, выделяются циклические компоненты с периодами 3, 5, 7 и 11 лет. Только самая низкочастотная из них имеет значимый отклик в вариациях температуры поверхности моря на северном шельфе Охотского моря, составляющие с периодами 3, 5 и 7 лет аналогичных вариаций ТПО не вызывают.

8. Пространственное распределение первой моды разложения полей SWR по ЕОФ, описывающей около 97% дисперсии изучаемого параметра, характеризует общие закономерности потока солнечной радиации. В ее временной функции доминирует годовая гармоника с амплитудой 0.55 Вт/м^2 и максимумом в мае-июне. Вторая мода является региональной поправкой, она компенсирует относительно малый вклад первой моды в сезонные вариации SWR в северо-западной части Охотского моря, что согласуется с высокими значениями амплитуды годовой гармонике и их уменьшением в южной части изучаемого района.

9. При анализе пространственного распределения амплитуды годовой гармонике ПАД выявлена узкая область с низкими значениями, разделяющая зоны с различным характером годовых вариаций над материком (максимум зимой, минимум летом) и Тихим океаном (противоположная динамика). Вблизи восточного побережья Сахалина имеется точка, в окрестности которой фаза этой составляющей изменится на 360° - аналог амфидромии в теории

приливов. При этом над материком фаза изменяется слабо, а вдоль границы раздела между областями с различным характером годового хода – очень резко.

10. В результате анализа поля ПАД выявлено, что в осенне-зимний период наблюдается тенденция к небольшому ослаблению Сибирского максимума (до 0.5 гПа за 10 лет) и более значительному – Алеутской депрессии (до 2.5 гПа за 10 лет). Это приводит к снижению градиента давления между зимними ЦДА и, как следствие, ослаблению зимнего муссона, что может являться дополнительным фактором (помимо повышения температуры воздуха в Арктике) уменьшения ледовитости Охотского моря и согласуется с результатами, полученными на основе более ранних наблюдений (Глебова и др., 2009).

11. Разложение поля ПАД по ЕОФ подтвердило устойчивость поля ПАД, значимые отклонения от средних многолетних распределений возникают редко. Аномальное состояние поля ПАД обычно приводит к нехарактерному распределению ледяного покрова или температуры поверхности Охотского моря (в зависимости от отклонений циркуляции атмосферного воздуха от обычного режима). Ослабление зимнего муссона может привести к более теплым условиям и задержке льдообразования (2009 г.), летом же вторжение арктического воздуха замедляет прогрев поверхностного слоя воды (2003 г.). Ослабление летнего муссона приводит также к значительным положительным аномалиям ТПО в южной части изучаемого района и отрицательным на северо-западе Охотского моря (2004 г.) или позднему выносу льда к юго-восточному побережью о. Сахалин (2011 г.).

12. Изучено негативное влияние отклонений термических условий от нормы на некоторые виды водных биологических ресурсов, в том числе на тихоокеанских лососей. Показано, что при отрицательных аномалиях ТПО в прибрежье уловы горбуши резко падают, а при положительных возрастает ее пораженность паразитами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев, Г.В. Результаты оценки запаса минтая в северной части Охотского моря по ихтиопланктонной съемке в 2004 г. / Г.В. Авдеев, С.Л. Овсянникова, Е.Е. Овсянников // Вопросы рыболовства. – 2005. – Т. 6, № 2(22). – С. 298–325.
2. Александрова, М.П. Уточнение параметризации коротковолновой радиации на поверхности океана на основе прямых измерений в Атлантическом океане / М.П. Александрова, С.К. Гулев, А.В. Синицын // Метеорология и гидрология. – 2007, № 4. – С. 45–54.
3. Александрова, М.П. Климатические закономерности коротковолновой солнечной радиации над океанами, на основе новой параметризации / М.П. Александрова, А.В. Синицын, С.К. Гулев // Океанология. – 2017. – Т. 57, № 2. – С. 253–256.
4. Алексанин, А.И. Погрешности спутниковых оценок температуры поверхности моря в штиль на примере аномально высокого прогрева в Охотском море / А.И. Алексанин, М.Г. Алексанина // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010, № 1. – С. 217–227.
5. Анцулевич, А.Е. Океанологические основы биогеографического районирования акватории южно-курильского района / А.Е. Анцулевич, А.А. Бобков // Океанология. – 1992. – Т. 32. – Вып. 5. – С. 910–916.
6. Атлас распространения в море различных стад тихоокеанских лососей в период весенне-летнего нагула и преднерестовых миграций / Ред.: О.Ф. Гриценко – М.: ВНИРО, 2002. – 190 с.
7. Багров, Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих / Н.А. Багров // Труды ЦИП. – 1959. – Вып. 74. – С. 3–24.
8. Богданов, М.А. Сезонная и межгодовая изменчивость полей поверхностной температуры в Охотском море и северо-западной части тихоого океана (1992-1995) / М.А. Богданов // Комплексные экосистемы Охотского моря. – М.: ВНИРО, 1997. – С. 45-50.
9. Будаева, В.Д. Результаты гидрологических исследований залива Анива в 2001–2003 гг. (структура и циркуляция вод) / В.Д. Будаева, В.Г. Макаров, В.Н. Частиков // Труды СахНИРО. – 2005. – Т. 7. – С.83–110.
10. Веселова, Л.Е. Особенности температурного режима вод заливов Анива и Терпения / Л.Е. Веселова // Тр. ДВНИГМИ. – 1963. – Вып. 13. – С. 3–41.
11. Веселова, Л.Е. Некоторые особенности температурного режима вод у юго-западного побережья о. Сахалин / Л.Е. Веселова // Тр. ДВНИГМИ. – 1963а. – Вып. 13. – С. 42–63.

12. Веселова, Л.Е. Пространственное распределение температуры поверхностного слоя воды Охотского моря / Л.Е. Веселова // Тр. ДВНИГМИ. – 1972. – Вып. 37. – С. 13–28.
13. Власова, Г.А. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря / Г.А. Власова, А.С. Васильев, Г.В. Шевченко – М.: Наука, 2008. – 356 с.
14. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – Вып. 1: Гидрометеорологические условия. – 342 с.
15. Глебова, С.Ю. Особенности развития атмосферных процессов над Охотским морем в 2000–2006 гг. / С.Ю. Глебова // Изв. Тихоокеанского научно-исслед. рыбохозяйств. центра. – 2007. – Т. 150. – С. 200–216.
16. Глебова, С.Ю. Долгопериодные тенденции в ходе атмосферных процессов и термического режима дальневосточных морей за последний 30-летний период / С.Ю. Глебова, Е.И. Устинова, Ю.Д. Сорокин // Известия ТИНРО. – 2009. – Т. 159. – С. 285 – 298.
17. Глебова, С.Ю. Сибирский антициклон как важный фактор развития циклонической деятельности в дальневосточном регионе в зимний, весенний и летний сезоны / С.Ю. Глебова // Известия ТИНРО. – 2021. – Т. 201, вып.4. – С. 879–894.
18. Дарницкий, В.Б. Особенности горизонтальной структуры климатических течений Охотского моря с месячной дискретностью / В.Б. Дарницкий, В.А. Лучин // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. – М.: ВНИРО, 1997. – С. 19–25.
19. Жабин, И.А. Структура и динамика вод морской акватории национального парка "Шантарские острова" (Охотское море) по данным спутниковых наблюдений / И.А. Жабин, Н.Б. Лукьянова, В.А. Дубина // Исслед. Земли из космоса. – 2018, № 5. – С. 3–14.
20. Жигалов, И.А. Сезонная и межгодовая изменчивость термического состояния вод Охотского моря / И.А. Жигалов // Автореферат диссертации. Владивосток: ТИНРО-центр, 2004. – 24 с.
21. Зенкевич, Л.А. Рельеф дна / Л.А. Зенкевич // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. – М.: АН СССР, 1961. – С. 5–22.
22. Зуенко, Ю.И. Влияние современных изменений океанологических условий в Японском море на состояние запасов приморской популяции минтая / Ю.И. Зуенко, В.А. Нуждин // Вопросы рыболовства. – 2018. –Т. 19, № 3. – С. 377–386.
23. Зуенко, Ю.И. Современные изменения в экосистеме Охотского моря (2008–2018 гг.) / Ю.И. Зуенко, Н.Л. Асеева, С.Ю. Глебова, Л.М. Гостренко, А.Ю. Дубинина, Е.П. Дулепова, А.О. Золотов, С.В. Лобода, А.В. Лысенко, В.И. Матвеев, Л.С. Муктепавел, Е.Е. Овсянников, А.Л. Фигуркин, Т.А. Шатилина // Известия ТИНРО. – 2019. – Т. 197. – С. 35–61.
24. Иванов, В.В. Исследование вариаций среднемесячной температуры воздуха с помощью последовательных спектров / В.В. Иванов // Метеорология и гидрология. – 2006. – №5. – С. 39–45.

25. Иванов, В.В. Периодические колебания погоды и климата / В.В. Иванов // Успехи физ. наук. – 2002. – Т. 122. – С.777–811.
26. Истоки Ойясио / Ред.: В.Р. Фукс, А.Н. Мичурин. – СПб.: 1997. – 248 с.
27. Карпенко, В.И. Ранний морской период жизни тихоокеанских лососей. / В.И. Карпенко – М.: ВНИРО, 1998. – 165 с.
28. Каев, А.М. Развитие заводского разведения тихоокеанских лососей в Сахалино-Курильском регионе и его значение для промысла / А.М. Каев, Ю.Н. Игнатьев // Искусственное воспроизводство и аквакультура. – Труды ВНИРО. – 2015. – Т. 153. – С. 95–104.
29. Като, Э. Режимные характеристики ветра для острова Сахалин, полученные на основе инструментальных данных / Э. Като, В.Ю. Савельев, Г.В. Шевченко // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 177–194.
30. Ким, А. Ч. Влияние суммарного значения температуры воды на размерно-массовые характеристики тихоокеанской устрицы *Crassostrea gigas* (Thunberg, 1793) в заливе Анива (о. Сахалин) по спутниковым данным / А.Ч. Ким, Д.М. Ложкин // Исследование Земли из космоса. – 2021. – № 5. – С. 85–93. – DOI 10.31857/S0205961421050067.
31. Кляшторин, Л.Б. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности / Л.Б. Кляшторин, А.А. Любушин – М.: ВНИРО, 2005. – 258 с.
32. Красавцев, В.Б. Формирование апвеллинга на северо-восточном шельфе острова Сахалин под воздействием ветра / В.Б. Красавцев, К.Л. Пузанков, Г.В. Шевченко // Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: оценка воздействия на мор. среду. Тематич. вып. ДВНИГМИ. – Владивосток, 2000. – № 3. – С. 106–120.
33. Ландер, А.В. О спектрально-временном анализе колебаний / А.В. Ландер, Л.П. Левшин, В.Ф. Писаренко, Г.А. Погребинский // Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных (Вычислительная сейсмология, вып. 6) – М.: Наука, 1973. – С. 15–23.
34. Леонов, А.К. Региональная океанография / А.К. Леонов – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – Ч. 1. – 765 с.
35. Ложкин, Д.М. Температурные условия в районах устьев рек Сахалина и о. Итуруп для определения срока выпуска молоди с лососёвых рыборазводных заводов / Д. М. Ложкин // XVII Международная конференция по науке и технологиям. Россия-Корея-СНГ. – 2017. – С. 46–51.
36. Ложкин, Д.М. Температурные условия в районах устьев нерестовых рек южной части о. Сахалин по спутниковым данным / Д.М. Ложкин, Ж.Р. Цхай, Г.В. Шевченко // XVI Всероссийская открытая конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". – 2018. – С. 290.

37. Ложкин, Д.М. Основные тенденции изменения температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным в 1998-2017 гг. / Д.М. Ложкин, Г.В. Шевченко // XVI Всероссийская открытая конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". – 2018. – С. 291.
38. Ложкин, Д.М. Спутниковый мониторинг температурных условий в районах устьев нерестовых рек южной части о. Сахалин. / Д.М. Ложкин, Ж.Р. Цхай, Г.В. Шевченко // Исследование Земли из космоса. – 2018. – № 5. – С. 15–22.
39. Ложкин, Д.М. Тренды температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным 1998–2017 гг. / Д.М. Ложкин., Г.В. Шевченко // Исследование Земли из космоса. – 2019. – № 1. – С. 55–61.
40. Ложкин, Д.М. Тренды температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по результатам спутникового мониторинга в 1998-2017 гг. / Д.М. Ложкин., Г.В. Шевченко // Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием. – 2019. – С. 97.
41. Ложкин, Д.М. Циклические вариации температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по данным спутниковых наблюдений в 1998-2018 гг. / Д.М. Ложкин., Г.В. Шевченко // Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием. – 2019. – С. 98.
42. Ложкин, Д.М. Циклические вариации температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным в 1998–2018 гг. / Д.М. Ложкин, Г.В. Шевченко // Исследование Земли из космоса. – 2020. – № 1. – С. 44–51. – DOI 10.31857/S0205961420010066.
43. Ложкин, Д.М. Особенности температурных условий и распределения концентрации хлорофилла α в Охотском море в период нереста минтая по спутниковым данным / Д.М. Ложкин, Ж.Р. Цхай, Г.В. Шевченко // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18. – № 2. – С. 230–240. – DOI 10.21046/2070-7401-2021-18-2-230-240.
44. Лоция Охотского моря (№ 1406). Вып.1: Южная часть моря. – СПб.: ГУНиО, 1998. – 390 с.
45. Лоция Татарского пролива, Амурского лимана и пролива Лаперуза (№1402). – СПб.: ГУНиО МО РФ, 2003. – 435 с.
46. Лучин, В.А. Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое Дальневосточных морей / В.А. Лучин // Дальневосточные моря России. – Кн. 1. – М.: Наука, 2007. – С. 232–252.
47. Лучин, В.А. Термический режим вод дальневосточных морей (Японского, Охотского, Берингова) / В.А. Лучин // Автореферат диссертации на соискание степени доктора географических наук. – Владивосток: ТИНРО-центр, 2008. – 48 с.

48. Матвеев, В. И. Гидрохимические условия биологической продуктивности Охотского моря: дис. канд. геогр. Наук / В. И. Матвеев – Владивосток: ТИНРО, 2006. – 141 с.
49. Мезенцева, Л.И. Климатические тенденции атмосферной циркуляции на Дальнем Востоке / Л.И. Мезенцева, А.С. Федулов // Изв. Калининградского гос. техн. ун-та. – 2017. – № 46. – С. 175–183.
50. Морошкин, К.В. Водные массы Охотского моря / К.В. Морошкин – М.: Наука, 1966. – 67 с.
51. Новиненко, Е.Г. Пространственно-временная изменчивость температуры поверхности Охотского моря по спутниковым данным / Е.Г. Новиненко, Г.В. Шевченко // Исследование Земли из космоса. – 2007. – № 5. – С. 50–60.
52. Охотоморский минтай (Путинный прогноз) – Владивосток: ТИНРО-Центр, 2019. – 69 с.
53. Петелин, В.П. Охотское море / В.П. Петелин // Океанографическая энциклопедия (пер. с англ.). – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – С. 347–351.
54. Пищальник, В.М. Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Ч. 2 / В.М. Пищальник, А.О. Бобков – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2000. – 108 с.
55. Пищальник, В.М. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1988 по 2015 гг. / В.М. Пищальник, В.А. Романюк, И.Г. Минервин, А.С. Батухтина // Известия ТИНРО. – 2016. – Т.185. – С. 1–12.
56. Покудов, В.В. Температурный режим прибрежных вод Приморья и острова Сахалин по данным ГМС / В.В. Покудов, Н.А. Власов // Тр. ДВНИИ. – 1980. – Вып. 86. – С. 109–118.
57. Полупанов, П. В. Возникновение и существование апвеллинга у северо-восточного побережья о. Сахалин / П. В. Полупанов // Труды СахНИРО. – 2007. – Т. 9. – С. 257–263.
58. Пранц, С.В. О связи мест промысла сайры с крупномасштабными когерентными структурами в океане по спутниковым данным / С.В. Пранц, В.В. Кулик, М.В. Будянский, М.Ю. Улейский // Исслед. Земли из космоса. – 2020, № 4. – С. 18–26.
59. Пузанков, К.Л. Сезонные колебания температуры поверхности Охотского моря по спутниковым наблюдениям 1997-1998 гг. / К.Л. Пузанков, Г.В. Шевченко // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 94–110.
60. Раков, В.А. Биологические основы культивирования тихоокеанской устрицы *Crassostrea gigas* Thunberg в заливе Петра Великого. Автореферат дисс. на соискание ученой степени к. б. н. / В.А. Раков – Владивосток, 1984. – 24 с.
61. Ростов, И.Д. Гидрологические особенности приустьевой области реки Амур / И.Д. Ростов, И.А. Жабин // Метеорология и гидрология. – 1991. – № 7. – С. 94–99.

62. Ростов, И.Д. Тенденции климатических изменений термических условий прибрежных районов Охотского моря за последние десятилетия / Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А. // Известия ТИНРО. – 2017. – Т. 191. – С. 176–195.
63. Ростов, И.Д. Тенденции климатических изменений термических условий прибрежных районов в западной части Берингова моря и прилегающих районах за последние десятилетия / Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А. // Известия ТИНРО. – 2018. – Т. 191. – С. 176–195.
64. Сизов, О.С. Анализ подходов к систематизации тематических задач, решаемых с помощью данных / О.С. Сизов, О.В. Кушнырь // Исслед. Земли из космоса. – 2018, № 2. – С. 77–86.
65. Сеницын, А.В. Сравнение натуральных и спутниковых данных о приходящих потоках солнечной радиации для Атлантического океана в период 2004 – 2014 гг. / А.В. Сеницын, С.К. Гулев // Океанология. – 2017. – Т. 57, № 2. – С. 268–274.
66. Сеницын, А.В. Сравнительный анализ спутниковых баз данных приходящих коротковолновых потоков на поверхность Мирового океана / А.В. Сеницын, С.К. Гулев // Океанология. – 2018. – Т. 58, № 5. – С. 289–695.
67. Тихонов, В.В. Анализ изменений ледяного покрова пресноводных водоемов по данным SMOS / В.В. Тихонов, И.В. Хвостов, А.Н. Романов, Е.А. Шарков // Исслед. Земли из космоса. – 2017, № 6. – С. 46–53.
68. Фигуркин, А.В. Океанологические условия шельфа и склона Охотского моря в холодную половину года и их влияние на нерест минтая / А.В. Фигуркин // Автореферат диссертации. – Владивосток: ТИНРО-центр, 2003. – 24 с.
69. Хен, Г.В. Гидрологические условия северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей в начале XXI века и ожидаемые тенденции / Г.В. Хен, Е.И. Устинова, А.Л. Фигуркин, Ю.И. Зуенко, Ю.В. Новиков, Ю.Д. Сорокин., М.В. Гаманюк // Вопросы промысловой океанологии. – 2004. – Вып. 1. – С. 40–58.
70. Хен, Г.В. Термические условия на поверхности Берингова и Охотского морей в начале 21-го века на фоне полувековой изменчивости / Хен Г.В., Басюк Е.О., Сорокин Ю.Д., Устинова Е.И., Фигуркин А.Л. // Известия ТИНРО. – 2008. – Т. 153. – С. 254–263.
71. Холодов, В.И. Выращивание мидий и устриц в Черном море / В.И. Холодов, А.В. Пиркова, Л.В. Ладыгина – Воронеж: ООО "Издат-принт", 2017. – 508 с.
72. Цхай, Ж.Р. Оценка температурных аномалий поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным / Цхай Ж. Р., Шевченко Г. В. // Исследования Земли из космоса. – 2013. – №2. – С. 50–61.
73. Цхай, Ж.Р. Пространственно-временная изменчивость концентрации хлорофилла-а в поверхностном слое Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным:

Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук / Ж. Р. Цхай // СахНИРО; ИМГиГ ДВО РАН. – Южно-Сахалинск, 2017. – 125 с.

74. Цхай, Ж.Р. Оценка экстремальных термических условий в период нереста тихоокеанских лососей у побережья о. Сахалин / Ж. Р. Цхай, Г. В. Шевченко // Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием. – 2019. – С. 184.

75. Цхай, Ж. Р. Анализ термических условий в северо-западной части Тихого океана по спутниковым данным / Ж.Р. Цхай, Г.В. Шевченко, Д.М. Ложкин // Исследование Земли из космоса. – 2022. – № 1. – С. 30–37. – DOI 10.31857/S0205961422010079.

76. Чернявский, В.И. Особенности формирования термики деятельного слоя Охотского моря / В.И. Чернявский // Океанологические основы биологической продуктивности северо-западной части Тихого океана. – Владивосток: ТИНРО, 1992. – С. 91–104.

77. Шатилина, Т.А. Особенности атмосферной циркуляции и климата на Дальнем Востоке в начале 21-го века / Т.А. Шатилина, Г.И. Анжина // Изв. Тихоокеанского научно-исслед. рыбохозяйств. центра. – 2008. – Т. 152. – С. 225–239.

78. Шатилина, Т.А. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948- 2010 гг. / Т.А. Шатилина, Г.И. Анжина // Изв. Тихоокеанского научно-исслед. рыбохозяйств. центра. – 2011. – Т. 167. – С. 146–159.

79. Шатилина, Т.А. Оценка статистической значимости изменчивости температуры воды в Японском море и северо-западной части Тихого океана в 1982 – 2007 гг. / Т.А. Шатилина, Г.Ш. Цициашвили, Т.В. Радченкова // Ресурсы колючего краба, перспективы использования и условия обитания в Охотском море: Труды Сахалинского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. – Южно-Сахалинск: СахНИРО, 2011. – Т. 12. – С. 180–190.

80. Шатилина, Т.А. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско-Тихоокеанским регионом в летние периоды 1950-1979 и 1980-2012 гг. / Т.А. Шатилина, Г.Ш. Цициашвили, Т.В. Радченкова // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 1. – С. 17–28.

81. Шатилина, Т.А. Особенности изменчивости летних центров действия атмосферы над Дальним Востоком и климатические экстремумы в период 1980–2017 гг. / Т.А. Шатилина, Г.Ш. Цициашвили, Т.В. Радченкова // Уч. зап. РГГМУ. – 2019. – № 56. – С. 61–80. DOI: 10.33933/2074-2762-2019-56-61-80.

82. Шатилина, Т.А. Использование метода интервального распознавания для выделения предшествующих барических структур, определяющих экстремальные термические режимы в Южнокурильском районе Тихого океана в летний период / Т.А. Шатилина, Г.Ш. Цициашвили, Т.В. Радченкова // Известия ТИНРО. – 2021. – Т. 201, вып.2. – С. 470–483.

83. Шевченко, Г.В. Сезонные и межгодовые вариации океанологических условий в южной части Татарского пролива / Г.В. Шевченко, В.Н. Частиков // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 3. – С. 65–78.
84. Шевченко, Г.В. Сезонная изменчивость океанологических условий в северной части Татарского пролива / Г.В. Шевченко, Е.А. Вилянская, В.Н. Частиков // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 1. – С. 78–91.
85. Шевченко, Г.В. Спутниковый мониторинг термических условий у побережья о. Сахалин в период ската и нереста тихоокеанских лососей / Г.В. Шевченко, Ж.Р. Цхай, Д.М. Ложкин // Искусственное воспроизводство тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке России: Научная конференция. – 2018. – С. 40.
86. Шевченко, Г. В. Океанологические условия на юго-восточном шельфе о. Сахалин по данным съемок на стандартных разрезах и спутниковых наблюдений / Г. В. Шевченко, Ж. Р. Цхай, В. Н. Частиков // Океанологические исследования. – 2020. – Т. 48. – № 2. – С. 51–68. – DOI 10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(2).4.
87. Шевченко, Г. В. Океанологические исследования при оценке приемной емкости прибрежных акваторий в районах устьев нерестовых рек Юго-Восточного побережья О. Сахалин / Г. В. Шевченко, В. Н. Частиков, П. В. Полупанов // Труды СахНИРО. Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сахалино-Курильском регионе и сопредельных акваториях. – 2021. – Т. 17. – С. 132–147.
88. Шершнева, О.В. О прогнозировании термических условий в Сахалино-Курильском регионе по спутниковым данным / О.В. Шершнева, Г.В. Шевченко // Известия ТИНРО. – 2005. – Т. 142. – С. 161–187.
89. Шершнева, О.В. Температурные условия в районах выпуска молоди с лососевых рыбопроизводных заводов из устьев рек Сахалина и о. Итуруп / О.В. Шершнева, Г.В. Шевченко, Е.Г. Новиненко // Известия ТИНРО. – 2007. – Т. 150. – С. 217–225.
90. Шунтов, В.П. Биология дальневосточных морей России. Том 1 / В.П. Шунтов – Владивосток: ТИНРО-центр, 2001. – 580 с.
91. Шунтов, В.П. Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах / В.П. Шунтов, О.С. Темных – Владивосток: ТИНРО-центр, 2008. – Т. 1. – 479 с.
92. Шунтов, В.П. Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах / В.П. Шунтов, О.С. Темных – Владивосток: ТИНРО-центр, 2011. – Т. 2. – 473 с.
93. Шутова, М.М. Термохалинная структура воды на поверхности Охотского моря / М.М. Шутова, Л.П. Якунин // Известия ТИНРО. – 2007. – Т. 148. – С. 275–280.
94. Якунин, Л.П. Ледотермика прикромочной зоны дальневосточных морей / Л.П. Якунин // Труды ДВНИГМИ. – 1990. – Вып. 40. – С. 61–64.

95. Якунин, Л.П. Атлас границ распространения и крупных форм льда дальневосточных морей России / Л.П. Якунин – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1995. – 57 с.
96. Яричин, В.Г. Формирование структурных особенностей гидрофизических полей в северной глубоководной части Японского моря / В.Г. Яричин, В.В. Покудов // Труды ДВНИИ. – 1982. – Вып. 96. – С. 82–90.
97. Belkin, I.M. Surface thermal fronts of the Okhotsk Sea / I.M. Belkin, P.C. Cornillon // *Pacific Oceanography*. – Vol.2, No.1–2. – 2004. – P. 6–19.
98. Bougrier, S. Allometric relationships and effects of temperature on clearance and oxygen consumption rates of *Crassostrea gigas* (Thunberg) / S. Bougrier, P. Geairon, J. Deslous-Paoli, C. Bacher, G. Jonquières // *Aquaculture*. – 1995. – Vol. 134(1). – P. 143-154. – DOI: 10.1016/0044-8486(95)00036-2
99. Fukamachi, Y. Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk / Y. Fukamachi, G. Mizuta, K.I. Ohshima, L.D. Talley, S.C. Riser, M. Wakatsuchi // *J. Geophys. Res.* – 2004. – Vol. 109. – C09S10. – doi:10.1029/2003JC001906
100. Funamoto, T. Causes of walleye pollock (*Theragra chalcogramma*) recruitment decline in the northern Sea of Japan: implications for stock management / T. Funamoto // *Fisheries Oceanography*. 2011. – Vol. 20, Iss. 2. – P. 95–103.
101. Funamoto, T. Comparison of factors affecting recruitment variability of walleye pollock *Theragra chalcogramma* in the Pacific Ocean and the Sea of Japan off northern Japan / T. Funamoto, O. Yamamura, O. Shida, K. Itaya, K. Mori, Y. Hiyama, Y. Sakurai // *Fish Science*. – 2014. – Vol. 80. – P. 117–126. – DOI: 10.1007/s12562-014-0716-z
102. Itoh, M. Seasonal Variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea / M. Itoh, K. Ohshima // *J. Oceanography*. – 2000. – Vol. 56. – P. 643–654.
103. Jeffries, M. O. The Arctic shifts to a new normal / M.O. Jeffries, J.E. Overland, D.K. Perovich // *Physics today*, 2013. – Vol. 66, No10. – P. 35–40. – doi: 10.1063/PT.3.2147
104. Kantakov, G.A. In situ observations of Tsushima and West-Sakhalin currents near La Perouse (Soya) Strait / G.A. Kantakov, G.V. Shevchenko // *PICES Scientific Report*. – 1999. – No. 12 – P. 177–185.
105. Kawamura, H. Estimation of insolation over the Pacific Ocean off the Sanriku coast / H. Kawamura, S. Tanahashi, T. Takahashi // *Journal of Oceanography*. – 1998. – Vol. 54. – P. 457–464.
106. Levitus, S. Climatological atlas of world ocean / S. Levitus // NOAA Prof. Paper No. 13, US government printing office. Washington, D.C., 1982. – 173 p.

107. Luchin, V.A. The interannual variability of the water temperature of the Okhotsk Sea / V.A. Luchin, I.A. Zhigalov, V.V. Plotnikov // Proceedings of the Third PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. – Sidney, B.C., Canada, 2004. – P. 27–29.
108. Reed, R.K. On Estimating Insolation over the Ocean / R.K. Reed // J. Phys. Oceanogr. – 1977. – Vol. 7, № 3. – P. 482–485.
109. Reynolds, R. W. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. / Reynolds R. W., Smith T. M. // J. Climate. – 1994. – No.7. – P. 929–948.
110. Shevchenko, G. EOF and wavelet analysis of satellite SST data in the northern Pacific / G. Shevchenko, Z. Tshay, C. Puzankov // Proceedings of the Third PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. – Sidney, B.C., Canada, 2004. – P. 13–18.
111. State of the Climate in 2017 / Eds.: J. Blunden, D. S. Arndt, G. Hartfield // Bull. Amer. Meteor. Soc., 2018. – Vol. 99, No 8. – P. i–332. – doi:10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1.
112. Uehara, H. A new climatology of the Okhotsk Sea derived from the FERHRI database / H. Uehara, A. Kruts, Yu. Volkov, T. Nakamura, T. Ono, H. Mitsudera // J. Oceanography. – 2012. – Vol. 68. – P. 869–886.
113. Ustinova, E. Extreme events in the thermal state of the Far-Eastern Seas and adjacent waters of the Northwestern Pacific / E. Ustinova // PICES-2021 Virtual Annual Meeting. Book of Abstract. – Victoria, BC, Canada. – 2021. – P. 26.