

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение
"Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и
океанографии"
(ФГБНУ "ВНИРО")

На правах рукописи

КРОВНИН Андрей Сергеевич

**РОЛЬ КРУПНОМАСШТАБНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ
СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЯХ
ЗАПАСОВ ОСНОВНЫХ ОБЪЕКТОВ РОССИЙСКОГО ПРОМЫСЛА**

Специальность:
25.00.36 – геоэкология (науки о Земле)

Диссертация
на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук,
Лапин Сергей Александрович

Москва – 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Данные и методы исследования	11
1.1 Исходные данные	11
1.2. Методы исследования.....	12
Глава 2. Характеристика дальних связей в атмосфере и океане	19
2.1 Основные ветви дальних связей в атмосфере	22
2.2. Дальние связи в океане	40
Глава 3. Особенности климатических изменений в Северном полушарии	47
3.1. Механизмы формирования пространственно-временной структуры колебаний АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов и ее изменчивость	47
3.1.1. Пространственно-временная структура колебаний АТПО в Северной Атлантике в 1957-2018 гг.	47
3.1.2. Изменения пространственной структуры многолетних колебаний североатлантических АТПО между 1957-1988 гг. и 1977-2018 гг.	50
3.1.3 Пространственно-временная структура колебаний АТПО в северной части Тихого океана в 1957-2018 гг.	54
3.1.4 Изменения пространственной структуры многолетних колебаний северотихоокеанских АТПО между 1957-1988 гг. и 1977-2018 гг.	58
3.2 Результаты кластерного анализа	61
3.2.1 Северная часть Атлантического океана	61
3.2.2 Северная часть Тихого океана	66
3.3. Сопряженность климатических колебаний между северными частями Атлантического и Тихого океанов	71
3.3.1. Результаты применения метода разложения на ЭОФ к совместному полю аномалий ТПО в северных частях Атлантического и	

Тихого океанов	71
3.3.2. Влияние долготного смещения центров действия САК на изменчивость АТПО в северной части Тихого океана	81
3.3.3 Эволюция климатических процессов в северных частях Атлантического и Тихого океанов	87
Глава 4. Влияние климатических изменений в Северном полушарии на состояние запасов основных объектов российского промысла	89
4.1 Сопряженность крупномасштабных колебаний климатических и биолого-промысловых характеристик в Северном полушарии	91
4.2 Северный рыбохозяйственный бассейн	97
4.2.1. Северо-восточная арктическая треска	97
4.2.2. Норвежская весенне-нерестующая сельдь	102
4.3 Дальневосточный рыбохозяйственный бассейн	105
4.3.1 Дальневосточные лососи	105
4.3.2 Дальневосточная сардина	109
4.3.3. Восточно-камчатский минтай	113
4.3.4 Минтай северной части Охотского моря	114
4.3.5 Треска северо-западной части Берингова моря	119
4.4 Некоторые геоэкологические аспекты долгосрочного прогнозирования состояния сырьевой базы российского промысла	126
Заключение	130
Список сокращений и условных обозначений	133
Список использованной литературы	135

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Россия – одна из крупнейших рыбодобывающих стран мира. В 2018 г. ее общий улов превысил 5,0 млн. т. Из них порядка 3,4 млн. т. (68%) добыты в морях Дальнего Востока и прилегающих водах Тихого океана, а 1,06 млн. т. (21%) – в Баренцевом и Норвежском морях. Численность и биомасса основных промысловых объектов, таких как треска, сельдь, мойва в Северном бассейне и минтай, лососи, сардина-иваси, сельди на Дальнем Востоке, подвержены значительным колебаниям на масштабах времени от одного до нескольких десятилетий.

Динамика численности любой популяции промысловых гидробионтов определяется, прежде всего, биологическими законами, которые действуют на фоне изменений, происходящих в среде обитания под влиянием климата. Глобальные и региональные климатические колебания представляют собой важнейший фактор, обуславливающий флуктуации численности и биомассы промысловых популяций на различных масштабах времени [Cushing, 1978; 1982].

Морские экосистемы, представляющие собой важный объект геоэкологии, имеют несколько устойчивых состояний с различной реакцией на изменения климато-океанологических параметров [Шунтов, 1991; Шунтов и Дулепова., 1991; Skud, 1982; Wooster and Bailey, 1989]. Переходы между ними часто совпадают с климатическими режимными сдвигами, охватывающими значительные пространства. Поэтому для статистически достоверной оценки влияния климата на состояние промысловых популяций необходимо иметь четкое представление о характере функционирования климатической системы, включая характеристики ее пространственно-временной структуры, как для отдельных океанов, так и для полушария в целом. Они могут послужить основой для прогнозирования изменений численности и биомассы основных объектов российского промысла на масштабах от одного до нескольких десятилетий. Как показали итоги Второго Международного рыбопромышленного форума (г. Санкт-Петербург, сентябрь 2018 г.), такой прогноз уже сейчас востребован добывающими компаниями. Он может послужить одной из научных основ для

разработки стратегии развития рыбохозяйственного комплекса России, направленной на рациональное использование водных биоресурсов и устойчивое развитие прибрежных регионов страны.

Научный подход основан на установлении корреляционных связей между крупномасштабными изменениями атмосферы и океана, характеризуемыми индексами атмосферных и океанических дальних связей, и биологическими параметрами состояния популяции, такими как численность пополнения, коэффициенты выживания и т.д. Используя оценки долгосрочной изменчивости крупномасштабных климатических факторов, будущее состояние запаса определяется с учетом благоприятных и неблагоприятных условий его воспроизводства. При этом универсальным показателем состояния климатической системы и ее изменчивости является температура поверхности океана (ТПО), регулирующая термическое и динамическое взаимодействие между океаном и атмосферой. Температура контролирует все физиологические процессы в морских организмах [Rivkin and Legendre, 2001; Deutsch et al., 2015]. ТПО часто представляет собой ведущий индикатор и/или важнейший драйвер флуктуаций морских экосистем [Mueter et al., 2009; Cod and future climate ..., 2010; Ottersen et al., 2010], включая изменения в распределении рыб [Nye et al., 2009; Block et al., 2011; Pinsky et al., 2013], пополнении их популяций [Planque and Fredou, 1999; Hunt et al., 2011] и биоразнообразии [Edwards and Richardson, 2004; Tittensor et al., 2010]. ТПО и ее изменения (аномалии) оказывают значительное влияние даже на донные организмы, поскольку часть их жизненного цикла (на ранних стадиях онтогенеза) проходит в подповерхностном слое вод. Кроме того, вследствие сезонного перемешивания вод (зимняя конвекция) изменения в ТПО передаются в более глубокие слои вод. Поэтому понимание механизмов формирования пространственно-временной структуры аномалий ТПО и ее изменчивости чрезвычайно важно как для оценки изменений климата, так и связанных с ними долгосрочных тенденций в состоянии промысловых запасов.

Объект исследования: климатические колебания в северных частях Атлантического (САО) и Тихого (СТО) океанов.

Предмет исследования: особенности влияния климатических изменений в САО и СТО на состояние запасов основных объектов российского промысла.

Цель диссертационной работы – выявить основные структурные элементы климатических систем северных частей Атлантического и Тихого океанов, которые определяют колебания запасов ключевых промысловых популяций на временных масштабах от одного до нескольких десятилетий, и оценить ожидаемые многолетние изменения численности и биомассы промысловых объектов в условиях меняющегося климата.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- систематизация атмосферных и океанических дальних связей (ДС) Северного полушария с целью выявления механизмов формирования пространственно-временной структуры крупномасштабных колебаний аномалий температуры поверхности (АТПО) северных частей Атлантического и Тихого океанов;
- районирование акваторий обоих океанов по характеру колебаний средних зимних аномалий ТПО;
- выявление статистических связей между структурными элементами климатических систем северных частей океанов и колебаниями запасов основных объектов российского промысла на масштабах от одного до нескольких десятилетий;
- оценка влияния климатических процессов в Северном полушарии на долгопериодные колебания численности сильно флуктуирующих промысловых видов рыб (северо-восточная арктическая треска, тихоокеанские лососи, дальневосточная сардина);
- оценка ожидаемых многолетних изменений численности и биомассы промысловых объектов в Северном и Дальневосточном рыбохозяйственных бассейнах под влиянием климата.

На защиту выносятся следующие положения:

1. Механизмы формирования пространственно-временной структуры климатических колебаний в северных частях Атлантического и Тихого океанов и ее изменчивость.
2. Оценка статистических связей между биологическими показателями состояния популяций основных объектов российского промысла и крупномасштабными климатическими факторами.
3. Особенности влияния климатических процессов в Северном полушарии на долгопериодные колебания численности сильно флуктуирующих промысловых видов рыб.
4. Ожидаемые многолетние изменения численности и биомассы промысловых объектов в условиях меняющегося климата.

Научная новизна.

- Детальное изучение механизмов формирования пространственно-временной структуры вариаций АТПО и ее изменчивости показало, что в Северной Атлантике около 1/3 суммарной дисперсии температурных аномалий связано с 4-х полюсной структурой, обусловленной североатлантическим колебанием (САК). В СТО выделены два независимых диполя в изменениях АТПО: широтный (центральная часть – восток океана) и меридиональный (северо-запад и юго-запад океана).

- Впервые выявлены две моды взаимодействия между климатическими системами северных частей Атлантического и Тихого океанов. Первая («западная») мода, преобладавшая до конца 1980-х годов, отражала влияние климатических процессов СТО на климат Северной Атлантики посредством «атмосферного моста» через Северную Америку. Сдвиг центров действия САК на восток с конца 1970-х годов обусловил установление «восточной» моды взаимодействия, когда климатические изменения, происходившие в североатлантическом бассейне, распространялись в западную половину СТО через систему атмосферных дальних связей («атмосферный мост») над Евразией. Установление «восточной» моды взаимодействия стало одной из причин резкого

потепления поверхностных вод в западных и центральных районах северной части Тихого океана с конца 1980-х гг.

- Впервые установлены новые (ранее неизвестные) статистически значимые связи ($|r| = 0,60 \div 0,80$) между индексами атмосферных и океанических ДС и биологическими параметрами состояния запасов основных объектов российского промысла в Северном и Дальневосточном рыбохозяйственных бассейнах.

- Впервые выявлены изменения характера связи (смена ее знака) между биологическими и климатическими характеристиками (при смене климатических режимов, при различном уровне состояния запасов) для северо-восточной арктической трески, норвежской весенне-нерестующей сельди, трески северо-западной части Берингова моря.

- Впервые установлено, что формирование двух «сардинных эпох» в XX веке и «лососевой эпохи» в 1980-х – 2010-х годах было связано с усилением влияния климатических процессов в Атлантико-Евразийском секторе на климат северо-западной части Тихого океана.

- Впервые выполнена оценка ожидаемых многолетних изменений численности и биомассы дальневосточной сардины, тихоокеанских лососей, северо-восточной арктической трески и норвежской весенне-нерестующей сельди под влиянием климата на период до 2035 г.

Теоретическая и практическая значимость работы. Теоретическая значимость работы заключается в том, что ее результаты существенно дополняют представления о характере функционирования климатической системы Северного полушария и могут быть использованы для средне- и долгосрочного прогнозирования климатических тенденций в северных частях Атлантического и Тихого океанов. Выявленные связи между биолого-промысловыми параметрами состояния популяций ключевых объектов промысла и климатическими факторами учитываются специалистами ФГБНУ «ВНИРО» в практике рыбопромыслового прогнозирования. Экспертные оценки тенденций в изменении основных промысловых запасов с учетом ожидаемых изменений климата могут быть

рекомендованы для использования при разработке стратегии устойчивого развития рыбопромышленного комплекса России.

Обоснованность и достоверность результатов работы обусловлена использованием большого объема качественной исходной климатической и биологической информации, грамотным применением современных методов одномерного и многомерного статистического анализа. Результаты работы не противоречат, но существенно дополняют и расширяют современные представления о характере функционирования и изменчивости климатической системы Северного полушария и ее влияния на состояние промысловых популяций.

Личный вклад автора состоит в подготовке массива климатических данных и отборе временных рядов биолого-промысловых характеристик, необходимых для выполнения работы; разработке алгоритма кластерного анализа для районирования САО и СТО и его реализации на языке программирования ФОРТРАН; проведении анализа полученных результатов, их визуализации, интерпретации и обобщения. По результатам работ в составе группы авторов в 2005 г. диссертант получил патент на изобретение №2264097 «Способ оценки состояния запасов промысловых рыб по результатам многолетних наблюдений». Срок действия патента истекает 27мая 2024 г.

Апробация диссертационной работы. Основные результаты работы докладывались автором на ежегодных (с 1992 по 2019 гг.) международных и научно-практических конференциях по рыболовству и климатическим изменениям, проходивших в Греции (1992), Канаде (1992, 2001, 2002, 2007, 2013, 2017, 2019), России (2002, 2003, 2004, 2011, 2012, 2014, 2016, 2017, 2018), Южной Корее (2003, 2016), Франции (1995, 2004), Швейцарии (1995) Испании (2004), Норвегии (2004, 2011, 2012), Дании (2012), Китае (2008), Бразилии (2004), Финляндии (2007), Исландии (2013), Японии (2012, 2015), США (1995, 1998, 2001, 2004, 2014, 2017, 2019). В составе Межправительственной Группы Экспертов по Изменениям Климата (МГЭИК) в 2007 г. был награжден Нобелевской Премией Мира.

Публикации. Материалы диссертации полностью изложены в работах, опубликованных соискателем. По теме диссертации опубликовано 37 работ, из которых 12 статей - в рецензируемых научных журналах из списка, рекомендованного ВАК РФ.

Структура диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, 4 глав, заключения, списка использованной литературы. Список литературы включает 145 наименований. Иллюстративный материал представлен 5 таблицами и 85 рисунками. Общий объем диссертации составляет 149 страниц.

Благодарности. Автор выражает свою особую благодарность заведующему лабораторией климатических основ биопродуктивности, к.г.н. Котеневу Борису Николаевичу, д.г.н. Масленникову Вячеславу Вячеславовичу, а также всему коллективу Отдела динамики климата и водных экосистем и сотрудникам Отдела рыбохозяйственной экологии, к.б.н. Аржановой Наталии Владимировне и Зубаревичу Виктору Львовичу за огромную помощь в подготовке настоящей работы.

ГЛАВА 1. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1. Исходные данные

Для изучения пространственно-временной структуры климатических колебаний в северных частях Атлантического и Тихого океанов использованы следующие данные, имеющиеся в свободном доступе в сети интернет:

Результаты реанализа по модели NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996], включающие среднемесячные значения геопотенциальных высот изобарической поверхности 500 гПа и атмосферного давления на уровне моря за период 1950-2018 гг. в узлах регулярной сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ с сайта Лаборатории Исследования Земных Систем (США; ESRL –Earth System Research Laboratory) по адресу: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/>.

Среднемесячные значения температуры поверхности океана в узлах регулярной сетки $2^\circ \times 2^\circ$ из расширенного восстановленного массива температуры поверхности океана (ERSST) Национального Управления США по Океанам и Атмосфере (NOAA) версии 4, доступного на сайте ESRL по адресу: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v4.html> [Smith et al., 2008; Xue et al., 2003] за период 1856-2018 гг. и по модели оптимальной интерполяции (OISST v.2) в узлах регулярной одноградусной сетки за период 1982-2018 гг. (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>).

Данные объективного анализа ТПО в узлах сетки $5^\circ \times 5^\circ$ в северных частях Атлантического ($20-65^\circ$ с. ш., 95° з. д. - 5° в. д.) и Тихого ($20-55^\circ$ с. ш., 115° в. д. - 130° з. д.) океанов из архива Росгидрометцентра за период 1957-2018 гг.

Временные ряды среднемесячных значений различных климатических индексов за период 1950-2018 гг. по адресу: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/>.

При исследовании влияния изменений климата на состояние запасов промысловых объектов использована следующая биолого-промысловая информация:

Данные по уловам дальневосточных лососей за период 1910-1971 гг. приведены в работе Л.Б. Кляшторина и Б.П. Смирнова [Кляшторин, Смирнов,

1992], а статистика уловов в период 1972-2017 гг. имеется в свободном доступе на сайте Комиссии по анадромным рыбам северной части Тихого океана [НПАФК; http://www.npafc.org/new/science_statistics.html].

Данные по японским уловам дальневосточной сардины (1905-2014 гг.) любезно предоставлены сотрудниками Группы рыбохозяйственной статистики и международной отчетности ФГБНУ «ВНИРО».

Для оценки влияния климата на состояние запаса восточно-камчатского минтая использованы данные Камчатского филиала ФГБНУ «ВНИРО» о численности рыб в возрасте 3 года за 1963-2011 гг., а для популяций минтая северной части Охотского моря – данные о численности пополнения запаса в возрасте 3 года и биомассе нерестового запаса за 1983-2013 гг., рассчитанные в ФГБНУ «ВНИРО» по модифицированной модели виртуальной популяции.

Характеристики запаса трески северо-западной части Берингова моря получены методом виртуально-популяционного анализа с настройками по Сэвиллу. Основой для расчётов послужили годовые данные по уловам (млн. экз.) за 1968–2016 гг. [Антонов, 2011], дополнительно для 2010–2016 гг. использованы данные Тихоокеанского филиала ФГБНУ «ВНИРО».

Данные по численности сеголеток норвежской весенне-нерестующей сельди с 1907 по 1949 г. приведены в работе [Dragesund et al., 2008], а с 1950 по 2014 гг. – в отчете Рабочей Группы ИКЕС по Широко Распространенным Запасам [ICES. 2017a].

Данные по пополнению трески в возрасте 3 года в период с 1910 по 1945 гг. взяты из работы [Hulen et al., 2008], а с 1946 по 2014 гг. – из отчета Рабочей Группы ИКЕС по Арктическому Рыболовству (AFWG) [ICES. 2017b].

1.2 Методы исследования

В работе акцент сделан на зимний сезон, поскольку именно в этот период года наблюдается интенсификация атмосферной циркуляции, усиливается теплообмен на границе «океан-атмосфера», отмечается наиболее тесная статистическая связь между параметрами атмосферы и температурой поверхности океана (ТПО). С целью более корректного выделения зимнего сезона по данным

Росгидрометцентра были построены кривые среднемноголетнего годового хода ТПО, осредненного по всей акватории каждого из океанов. Обе кривые обладают значительным сходством, с наиболее холодным периодом с января по апрель, который принят в работе в качестве зимнего сезона в океане. В то же время, для атмосферы зимний сезон продолжается три месяца – с декабря по февраль.

Подобное выделение сезонов в рассматриваемых океанах, на наш взгляд, не лишено физического смысла. В частности, В.В. Шулейкин [1969] показал, что годовой ход тепловых процессов в океане запаздывает относительно годового хода атмосферных процессов на один месяц.

Кроме специально оговоренных в работе случаев, средние зимние аномалии климатических характеристик в узлах регулярной сетки были рассчитаны как отклонения от соответствующих среднемноголетних значений за период 1961-1990 гг.

Для анализа пространственно-временной структуры климатических колебаний использованы методы многомерного статистического анализа: метод эмпирических ортогональных функций, или метод главных компонент, и один из методов кластерного анализа, известный как метод минимальной дисперсии, или метод Уорда [Ward, 1963].

Метод разложения по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), или метод главных компонент (МГК), позволяет идентифицировать такие линейные трансформации исходных полей случайных переменных, которые концентрируют как можно большую долю дисперсии их колебаний в небольшом наборе переменных [von Storch and Zwiers, 2003]. В применении к задачам настоящей работы это означает выявление 2-3 первых ведущих мод пространственно-временной изменчивости аномалий ТПО (АТПО) как в пределах отдельного океана, так и в их совместном поле. Они описывают наиболее важные особенности исследуемых полей температурных аномалий, которые дают наибольший вклад в их общую изменчивость на протяжении рассматриваемого интервала лет.

Суть метода заключается в следующем [Афифи, Эйзен, 1982]. Структура зависимости p исходных переменных $X_1, \dots, X_p$, имеющих совместное нормальное распределение с вектором средних $\mu = (\mu_1, \dots, \mu_p)'$ и ковариационной матрицей $\Sigma^{p \times p} = (\sigma_{ij})$, может быть записана в виде линейных комбинаций (главных компонент) исходных переменных:

$$Y_1 = \sum_{j=1}^p \alpha_{1j} X_j, \dots, Y_p = \sum_{j=1}^p \alpha_{pj} X_j.$$

Переменные $Y_1, \dots, Y_p$ не коррелированы и упорядочены по убыванию дисперсии $V(Y_i)$, $i = 1, \dots, p$, т.е. $V(Y_1) \geq V(Y_2) \geq \dots \geq V(Y_p)$. Кроме того, общая дисперсия V не меняется в результате перехода от переменных $X_1, \dots, X_p$ к $Y_1, \dots, Y_p$:

$$V = \sum_{j=1}^p \sigma_{jj} = \sum_{i=1}^p V(Y_i).$$

Вектор коэффициентов $\alpha_j = (\alpha_{j1}, \dots, \alpha_{jp})'$, называемый собственным вектором, соответствует j -ой ЭОФ при описании пространственного распределения АТПО методом разложения по естественным ортогональным функциям.

Для выделения информации, содержащейся в j -ой главной компоненте (Y_j), достаточно подсчитать коэффициенты корреляции между исходными переменными $X_1, \dots, X_i, \dots, X_p$ и этой компонентой:

$$r_{ij} = \alpha_{ij} [V(Y_j)]^{1/2} / \sigma_i,$$

где σ_i – стандартное отклонение переменной X_i . Следовательно, для сравнения вкладов исходных переменных в Y_j следует сравнить величины α_{ij} / σ_i , $i = 1, \dots, p$. Когда известна корреляционная матрица, достаточно сравнить коэффициенты α_{ij} . В этом случае самый большой коэффициент показывает, какая переменная внесла наибольший вклад в j -ю главную компоненту.

Метод ЭОФ применен для ковариационной матрицы детрендрованных АТПО, рассчитанных по данным из массива ERSST v.4, с использованием имеющегося в свободном доступе программного пакета CDO [Climate Data Operators; <http://www.mpimet.mpg.de/cdo>].

Расчеты выполнены для периода 1957-2018 гг. и двух перекрывающихся подпериодов: 1957-1988 и 1977-2018 гг. Выбор указанных подпериодов для

анализа обусловлен необходимостью учета известных из литературы климатических сдвигов 1970/1971, 1976/1977 и второй половины 1980-х гг., которые могли сопровождаться изменениями в пространственной структуре колебаний АТПО [Trenberth, 1990; Miller et al., 1994; Hare and Mantua, 2000; Deser and Phillips, 2006; Yasunaka and Hanawa, 2003; Yeh et al., 2011].

Район исследования ограничен с юга широтой 20°с.ш. для того, чтобы исключить из анализа возможный вклад Эль-Ниньо/Южного колебания в изменчивость ТПО в умеренных широтах обоих океанов.

При оценке статистической значимости полученных результатов учитывалось, что большинство временных рядов АТПО в узлах регулярной сетки обоих океанов обнаруживают положительную автокорреляцию на сдвиге в 1 год, что приводит к снижению эффективного числа степеней свободы. Количество эффективных степеней свободы в данной работе рассчитывалось согласно методике, описанной в работах Leith [1973] и Livezey and Chen [1983]. Для большинства климатических временных рядов к северу от 20°с.ш. величина коэффициента автокорреляции не превышает 0,30 [Wallace et al., 1992], что, например, снижает исходное число степеней свободы $\nu = 36$ до $\nu_{\text{эф}} = 23$. При 23 степенях свободы для t -критерия Стьюдента абсолютное значение коэффициента корреляции составляет 0,42 ($p=0,05$).

Еще одно важное достоинство метода главных компонент заключается в том, что он позволяет выделить общие составляющие изменчивости у большой группы временных рядов, в том числе разнородных по своей природе (физических, биологических и т.д.) [Hare and Mantua, 2000]. Исходя из этого, для более детального изучения структуры многолетних флуктуаций в системе «атмосфера—гидросфера—биосфера» в настоящей работе МГК был применен к физическим и биологическим временным рядам, характеризующим состояние климатической системы Северного полушария и ключевых промысловых объектов Северного и Дальневосточного рыбохозяйственных бассейнов.

Для выделения в северных частях Атлантического и Тихого океанов обширных районов с когерентным характером многолетних колебаний АТПО в

пределах каждого из них был использован один из методов иерархического кластерного анализа — метод минимальной дисперсии, или метод Дж. Уорда [Ward, 1963].

По результатам кластерного анализа выделены квазистационарные (в пространстве) районы, по которым можно проводить корректное осреднение АТПО, что позволяет не только спрессовать информацию, но и сгладить случайные по отношению к основным колебания [Угрюмов, 1981].

Следуя Д. Уишарту [Wishart, 1969], концепция метода Уорда может быть представлена в следующем виде. Пусть массив данных состоит из n -элементов, и каждый элемент характеризуется m -признаками, или, другими словами, каждый элемент массива может рассматриваться как точка в m -мерном Эвклидовом пространстве:

$$T_{ij} : i = \overline{1, n} \quad j = \overline{1, m} ,$$

или

$$T_i = T_i (T_{i1}, \dots, T_{ij}, \dots, T_{im}), \quad i = \overline{1, n} .$$

На каждом этапе анализа «потеря информации» (E) в результате объединения отдельных элементов в кластер может быть оценена общей суммой квадратов отклонений (E_k) каждого элемента от центра кластера, к которому он принадлежит, т.е.

$$E = \sum_k E_k ,$$

где

$$E_k = \sum_{i=1}^{N_k} \sum_{j=1}^m (T_{ij} - TM_j^k)^2$$

и

$$TM_j^k = \sum_{i=1}^{N_k} T_{ij} / N_k ; N_k - \text{количество элементов в кластере.}$$

На каждом шаге анализа анализируются все возможные пары кластеров, и те два кластера, чье объединение приведет к минимальному увеличению E , Объединяются. Первоначально, каждый элемент набора данных рассматривается

как отдельный кластер, и первое объединение включает те две точки, для которых мера «близости» минимальна. На последующих шагах может происходить объединение кластеров, состоящих из нескольких элементов (в нашем случае узлов сетки).

Д. Уишарт показал, что пара кластеров, квадрат эвклидова расстояния между которыми минимален среди всех возможных пар, идентична двум кластерам, чье объединение приведет к минимальному возрастанию E .

Практический алгоритм для реализации метода Уорда можно представить в следующем виде:

(1) расчет матрицы квадратов эвклидовых расстояний D^2 между временными рядами АТПО в узлах сетки с элементами

$$d_{ij}^2 = \sum_{l=1}^p \sum_{n=1}^p (T_{il} - T_{jl})(T_{in} - T_{jn})r_{ln} \quad (\text{Mather, 1976}),$$

где T_{il} , T_{jl} , T_{in} и T_{jn} – аномалии температуры поверхности океана в узлах сетки i и j в годы l и n , соответственно; r_{ln} – коэффициент корреляции между полями АТПО в годы l и n ; p – количество наблюдений в каждом узле сетки. На этом шаге каждая точка рассматривается как отдельный кластер;

(2) поиск наименьшего элемента d_{ij}^2 матрицы D^2 ;

(3) объединение узлов i и j в единую группу, k ;

(4) расчет новых квадратов эвклидовых расстояний d_{km}^2 , где m представляет каждый

из оставшихся узлов сетки или группу узлов:

$$d_{km}^2 = \{ (N_m + N_i)d_{im}^2 + (N_m + N_j)d_{jm}^2 - N_m d_{ij}^2 \} / (N_m + N_k) \quad (\text{Wishart, 1969}),$$

где N_i и N_j – количество узлов сетки в группах i и j ; $N_k = N_i + N_j$; N_m – количество узлов в группе m . Эти расстояния заменяют d_{im}^2 и d_{jm}^2 в матрице D^2 ;

(5) повторение шагов (2) – (4) $(N-2)$ раза, где N – количество узлов сетки ($N=120$ для северной части Атлантического океана и $N=175$ для северной части Тихого океана).

Описанный алгоритм был реализован в виде программы, написанной автором на языке ФОРТРАН.

Кластерный анализ проведен на основе массива данных по ТПО из архива Росгидрометцентра после удаления из них линейного тренда для двух периодов: 1957-1991 гг. и 1987-2014 гг.

К сожалению, методы иерархического кластерного анализа не имеют жестких критериев для определения конечного числа кластеров. Однако, очевидно, что коэффициент корреляции между центром кластера (в данном случае временным рядом аномалий ТПО, осредненных по каждому из выделенных районов) и любым элементом этого кластера (временными рядами АТПО в узлах сетки, входящих в состав выделенного района) должен превышать некоторое пороговое значение. В данной работе пороговое значение составляет 0,43 (0,47) для первого (второго) периода, что соответствует критическому значению коэффициента корреляции при 95%-ном уровне значимости, эффективном числе степеней свободы $\nu = 21$ (18) для ряда $n = 34$ (28) с коэффициентом автокорреляции $\rho(1) = 0,30$.

По результатам кластерного анализа выделены квазистационарные (в пространстве) районы, по которым можно проводить корректное осреднение АТПО, что позволяет не только спрессовать информацию, но и сгладить случайные по отношению к основным колебаниям [Угрюмов, 1981].

ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЛЬНИХ СВЯЗЕЙ В АТМОСФЕРЕ И ОКЕАНЕ

Одна из важнейших задач промысловой океанологии связана с разработкой научных основ долгосрочного рыбопромыслового прогнозирования. Ее решение невозможно без выявления факторов, определяющих урожайность поколений промысловых организмов, и механизмов, посредством которых они действуют на морские экосистемы.

При изучении пространственной структуры глобальной климатической системы выявляют дальние связи, которые представляют собой статистически значимые синхронные корреляции главным образом между метеорологическими характеристиками в удаленных друг от друга районах Земли. Дальние пространственно-временные связи были использованы в уравнениях регрессии целым рядом авторов уже в начале XX века [Визе, 1927; Helland-Hansen and Nansen, 1920; Walker, 1928; Walker and Bliss, 1932]. Соответствующий метод получил название «метода мировой погоды». Его практическая реализация позволила обнаружить противофазность в поле приземного атмосферного давления между Исландией и Азорскими островами (североатлантическое колебание), Аляской и Гавайскими островами (северотихоокеанское колебание), Индонезией и юго-восточной частью Тихого океана (южное колебание). Появление в последние десятилетия обширных массивов данных позволило не только уточнить характеристики ранее обнаруженных дальних связей, но и выявить новые [Wallace and Gutzler, 1981; Barnston and Livezey, 1987]. Все выявленные атмосферные дальние связи имеют региональный пространственный масштаб с наличием как минимум двух обширных центров действия.

Благодаря взаимодействию океана с атмосферой аномалии океанологических характеристик и, прежде всего, поверхностной температуры воды распределены в пространстве не случайно, а тесно связаны с крупномасштабными особенностями атмосферной циркуляции, характеризующимися указанными дальними связями. Это подразумевает существование дальних связей и в океане.

Существуют два вида дальних связей. В одном случае, атмосфера и океаны самоорганизуются в когерентные ячейки циркуляции в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. К ним относятся, например, ячейка Гадлея, субтропические струйные течения, муссоны, океаническая термохалинная циркуляция. Любое изменение в интенсивности или положении такой циркуляционной ячейки прослеживается на значительных расстояниях. В другом случае, любые возмущения в указанных циркуляционных ячейках генерируют различного типа волны, которые распространяются в текучей среде, такой как атмосфера или океан, и могут быть достаточно устойчивыми. Эти волны могут, в свою очередь, генерировать региональные климатические аномалии далеко за пределами изначального возмущения.

Дальние связи играют важную роль в глобальной климатической системе, т.к. они отражают взаимодействие между квазистационарной, планетарной циркуляцией в верхних слоях атмосферы и короткопериодными климатическими флуктуациями у поверхности Земли. Они оказывают влияние на температурный режим и режим осадков, положение и интенсивность основных струйных течений, траектории циклонов, а также ответственны за погодные аномалии, наблюдающиеся одновременно в удаленных друг от друга районах и сохраняющиеся на протяжении значительных периодов.

Касаясь временной структуры колебаний климата, отметим, что определенные особенности проявления ДС, как правило, сохраняются на протяжении довольно длительных периодов времени, что приводит к существованию множественных квазистационарных режимов в системе океан-атмосфера. Переход от одного климатического режима к другому происходит довольно быстро, а сами режимы проявляются на различных временных масштабах, в том числе от нескольких лет до нескольких десятилетий [Namias et al., 1982; Trenberth, Hurrell, 1994].

Существование дальних связей в атмосфере и океане дает ключ к пониманию сопряженности различных биолого-промысловых характеристик в удаленных друг от друга районах океана [Cushing, 1982; Cushing and Dickson,

1976; Kawasaki and Omori, 1988; Lluch-Belda et al., 1989, 1992; Polovina et al., 1994; Schwartzlose et al., 1999]. В этой связи особое значение имеет книга Г.К. Ижевского «Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб» (1964).

Разработанный Г.К. Ижевским системный подход стал основанием использования для прогностических разработок не только причинно-следственных, но и структурных связей между элементами некоторой сложной системы, проявляющимися лишь в процессе ее функционирования как единого целого. Гипотеза о существовании природных систем оказалась чрезвычайно плодотворной и в том плане, что позволяет использовать эмпирические связи не только в пределах одной системы, но и дальних связей между процессами в соседних и более удаленных системах.

Г.К. Ижевский успешно развил сопряжённую крупномасштабную пространственно-временную изменчивость абиотических и биотических явлений в целях рыбохозяйственного прогнозирования. Он выделил в Северном полушарии природные системы субполушарного масштаба, в которых процессы в гидросфере, атмосфере и биосфере развивались взаимосвязанно. Динамика каждой системы в целом и её элементов в отдельности связана качественно и количественно со всеми другими системами Земного шара. По отношению к соседним системам это проявляется в противофазном изменении всех их характеристик. Однако в следующей за соседней системе процессы должны быть согласованы с первой системой [Ижевский, 1964].

Экспериментальная проверка подхода Г.К. Ижевского [Елизаров и др., 1990; Rodionov, 1995; Krovnin, 1995] подтвердила его принципиальное положение о противофазности процессов в Атлантической и Североамериканской системах. Установлена устойчивая отрицательная связь между треской в Северном море и в районах Ньюфаундленда, Лабрадора и Западной Гренландии. В последних районах выявлена хорошая согласованность в колебаниях пополнения трески.

Ретроспективный анализ климатических режимов в том или ином регионе и связанных с ними долговременных состояний запасов массовых промысловых

объектов, а также учёт дальних биологических связей, могут быть надёжной основой для прогнозирования либо их будущего состояния, либо тренда изменения с учётом знания времени наступления и характера будущего климатического режима.

2.1 Основные ветви дальних связей в атмосфере

Основные ветви дальних связей в атмосфере над Северной Атлантикой представлены североатлантическим колебанием и восточно-атлантической ДС.

Североатлантическое колебание (САК) представляет собой меридиональную осцилляцию в поле атмосферного давления с двумя центрами действия, один из которых расположен в районе Исландии (Исландский минимум атмосферного давления), а другой – над субтропической частью Северной Атлантики, простираясь от Азорских островов до Пиренейского полуострова (Азорский максимум атмосферного давления) (рисунок 2.1а). В холодный период года САК является доминирующей модой атмосферной изменчивости в Атлантико-Европейском регионе. Положительная фаза САК характеризуется более глубоким Исландским минимумом и более интенсивным субтропическим антициклоном, что обуславливают усиление зонального (западного) переноса над акваторией Северной Атлантики. В отрицательную фазу САК его центры слабее обычного, и интенсивность зонального переноса снижается.

САК имеет баротропную структуру и хорошо прослеживается в средней тропосфере (рисунок 2.1б) и выше. На рисунке 2.1б хорошо видны два вторичных центра положительных корреляций: над центральной частью США и над восточным побережьем Азии.

На протяжении периода 1950-2018 гг. колебания зимнего (январь-март) индекса САК, рассчитанного как разность нормированных аномалий давления на уровне моря между Азорским максимумом и Исландским минимумом, имели ярко выраженный многолетний характер (рисунок 2.2). Индекс сместился к положительной фазе в начале 1970-х годов и достиг максимума в 1989-1994 гг., а затем начал снижаться. После 1970 г., в период развития положительной фазы САК, была четко выражена декадная изменчивость его индекса, а, начиная с

2010 г., значительно усилилась его межгодовая изменчивость с преобладанием положительных значений.

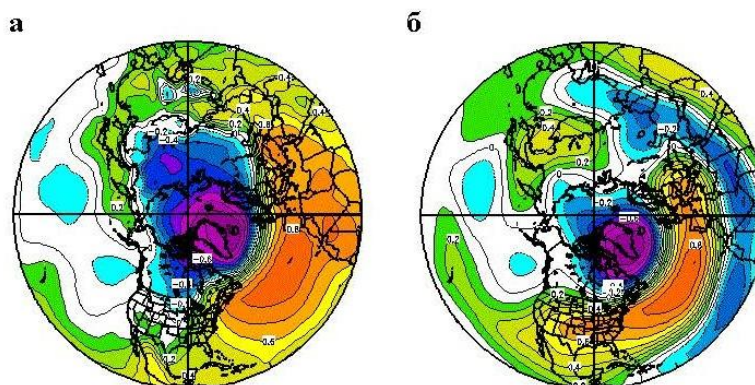


Рисунок 2.1 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-март) индексом САК и полями давления на уровне моря (а) и геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (б) в Северном полушарии в 1950-2018 гг. Приведенные распределения соответствуют положительной фазе САК

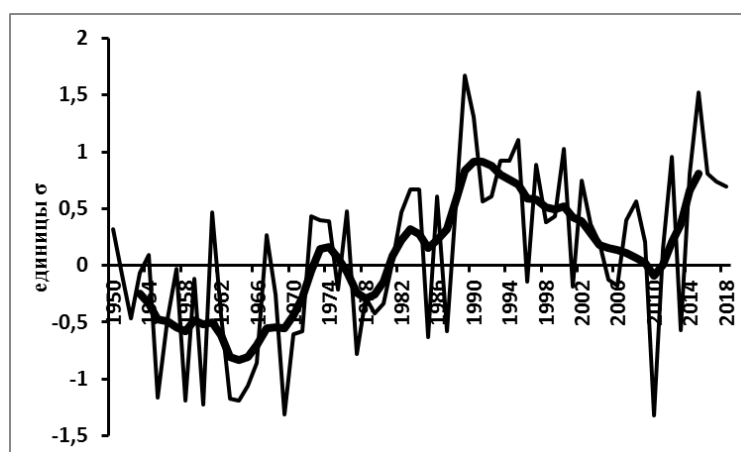


Рисунок 2.2 - Изменения зимнего (январь-март) индекса САК в 1950-2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

Рисунок 2.3 демонстрирует корреляционную связь между индексом САК и АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов в холодный период года, когда тепловое взаимодействие между атмосферой и океаном выражено наиболее сильно. САК оказывает значительное влияние на изменения температурных аномалий в северной части Атлантического океана, обуславливая формирование трехполюсной структуры – с отрицательными АТПО на северо-западе и юго-востоке ее акватории и положительными аномалиями в центральных районах (положительная фаза САК). При отрицательной фазе североатлантического колебания знаки АТПО меняются на противоположные. В

северотихоокеанском регионе обнаруживается значимая отрицательная связь индекса САК с изменениями АТПО в заливе Аляска, к северу от Алеутско–Командорской гряды и юго-западной части Охотского моря, а положительная – к югу и востоку от Японских островов.

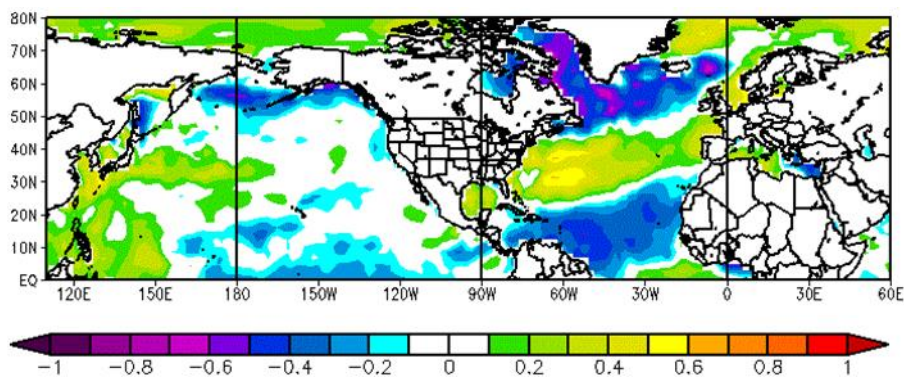


Рисунок 2.3 -- Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом САК и АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов в 1950-2018 гг.

Наряду с колебаниями интенсивности, САК обнаруживает также значительные изменения в долготе положения обоих его центров. Анализ данных свидетельствует о ярко выраженном сдвиге Азорского максимума и Исландского минимума атмосферного давления в восточном направлении со второй половины 1970-х годов. Наиболее заметным оно стало в начале 1990-х годов после значительного углубления Исландского минимума. С 2006 г. оба центра САК стали смещаться в обратном направлении – на запад. Изменения климата в североатлантическом регионе, связанные с восточным сдвигом центров действия САК подробно описаны в работе [Jung et al., 2003]. Эти изменения определяют также характер взаимодействия между северными частями Атлантического и Тихого океанов.

С североатлантическим колебанием тесно связано **арктическое колебание** (АК) или северная круговая мода [Thompson, Wallace, 1998, 2000a, b]. Коэффициент корреляции между их индексами в зимний период года превышает 0,90. АК характеризуется развитием аномалий давления одного знака над арктическим регионом и аномалиями противоположного знака с центром на 37-45° с. ш. Периоды антициклонического режима атмосферной циркуляции (отрицательная фаза АК) характеризуются повышенным атмосферным давлением

в Арктике, пониженными скоростями ветра, низкой температурой воздуха. В такие периоды формируются отрицательные аномалии солености океанических вод, площадь ледового покрова и толщина морского льда увеличиваются. При развитии циклонического режима циркуляции (положительная фаза АК) возрастает интенсивность выноса морского льда из Северного Ледовитого океана в высокие широты Северной Атлантики и морей Северо-Европейского бассейна, а дивергенция ветра в летний период года способствует появлению полыней, в которых аккумулируется тепло. Кроме того, в такие периоды усиливается адвекция теплых воздушных масс в Арктику. Положительная тепловая аномалия обуславливает увеличение продолжительного периода таяния льда и уменьшение толщины ледового покрова.

Восточно-атлантическая дальняя связь (ВА) является второй ведущей модой низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и проявляется во все месяцы года [Barnston, Livezey, 1987]. Пространственная структура ВА схожа со структурой САК и представляет собой меридиональный диполь двух центров аномалий геопотенциальных высот, простирающихся над всей акваторией океана с востока на запад (рисунок 2.4). Центры действия ВА расположены юго-восточнее относительно центров САК. По этой причине эту атмосферную моду часто интерпретируют как «смещенное на юг» САК [Climate Prediction Center — East Atlantic, 2018]. Однако южный центр ВА имеет тесную связь с субтропиками, и его динамика зависит от изменений в интенсивности и положении субтропического гребня атмосферного давления. Наличие такой тесной связи с субтропическими широтами отличает ВА от североатлантического колебания (рисунок 2.4).

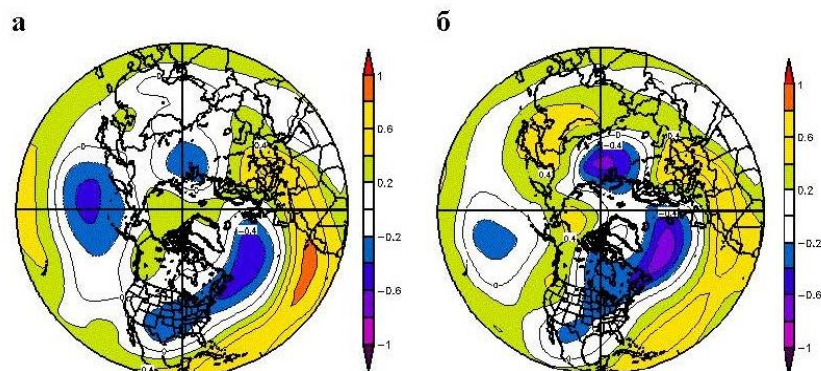


Рисунок 2.4 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-март) индексом ВА и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1951-1987 гг. (а) и 1988-2018 гг. (б)

Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ВА в 1950-2018 гг. демонстрируют ярко выраженные многодекадные колебания с довольно резким переходом от отрицательной фазы к положительной в 1988 г. (рисунок 2.5).

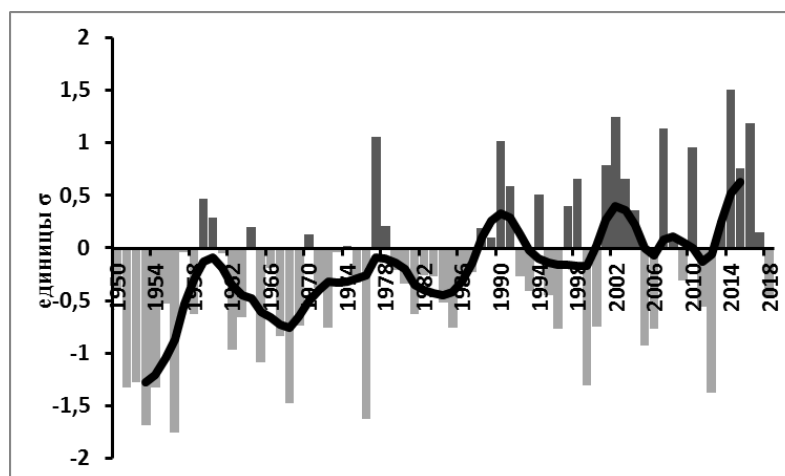


Рисунок 2.5 - Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ВА в 1950-2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

Указанный переход сопровождался изменениями в интенсивности и положении центров восточно-атлантической ДС. Судя по более высоким величинам коэффициента корреляции в южном центре ВА в 1950–1987 гг. по сравнению с 1988–2018 гг., можно полагать, что его интенсивность при отрицательной фазе ДС была выше, чем при положительной. В период преобладания отрицательной фазы (1950–1987 гг.) поле корреляций характеризовалось наличием хорошо выраженного диполя над северной частью Тихого океана (см. рисунок 2.4а). Отмечался также слабо выраженный вторичный

центр над северной частью Сибири. С формированием положительной фазы ВА произошло усиление её северного центра и раздвоение субтропического центра (см. рисунок 2.4б). Северотихоокеанский диполь значительно ослаб, а сибирский центр, напротив, усилился.

Указанные изменения обусловили изменения в характере влияния ВА на колебания АТПО в северной части Тихого океана. Ее отрицательная фаза способствовала усилению так называемой тихоокеанской декадной осцилляции (рисунок 2.6а), которая более подробно будет рассмотрена ниже, в то время как в 1987-2018 гг. ВА практически не оказывала влияния на термический режим поверхностных вод в данном регионе (рисунок 2.6б).

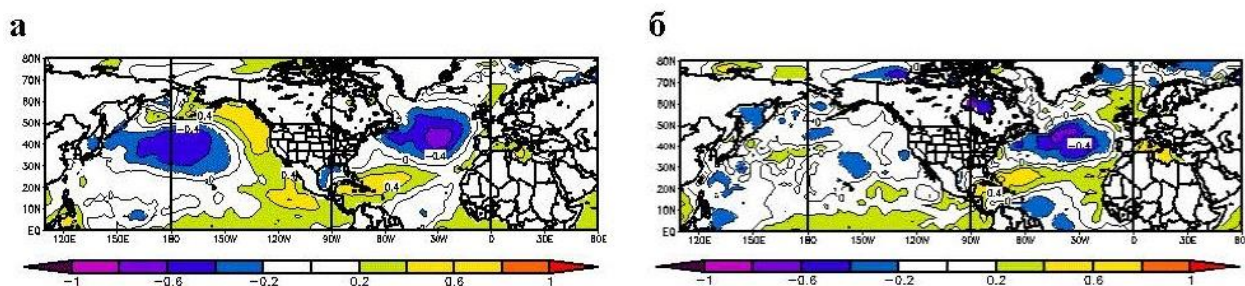


Рисунок 2.6 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ВА и АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов в 1950-1987 гг. (а) и 1988-2018 гг. (б)

В Северной Атлантике влияние этой ДС на поверхностные температурные аномалии между двумя периодами существенно не изменилось и проявлялось в формировании меридионального диполя с отрицательными АТПО в районе 40-50°с. ш. и аномалиями противоположного знака в субтропиках.

В атмосфере над Евразийским сектором Северного полушария выделены следующие ветви дальних связей: полярно-евразийская ДС, скандинавская ДС и дальняя связь «Восточная Атлантика – Западная Россия».

Полярно-евразийская дальняя связь (ПОЛ/ЕВР) проявляется во все сезоны, но наиболее ярко выражена в холодный период года [Climate Prediction Center — Polar/Eurasia, 2018]. Положительная фаза этой ДС включает основной центр отрицательных аномалий геопотенциальных высот над Арктикой и двух центров их положительных аномалий над Европой и Восточной

Сибирью - Дальним Востоком. ПОЛ/ЕВР связана с флуктуациями в интенсивности циркумполярного вихря. При этом ее положительная фаза отражает его усиление, а отрицательная – ослабление.

Изменения среднего зимнего (декабрь-февраль) индекса ПОЛ/ЕВР в период 1951-2018 гг. демонстрируют ярко выраженные декадные колебания (рисунок 2.7).

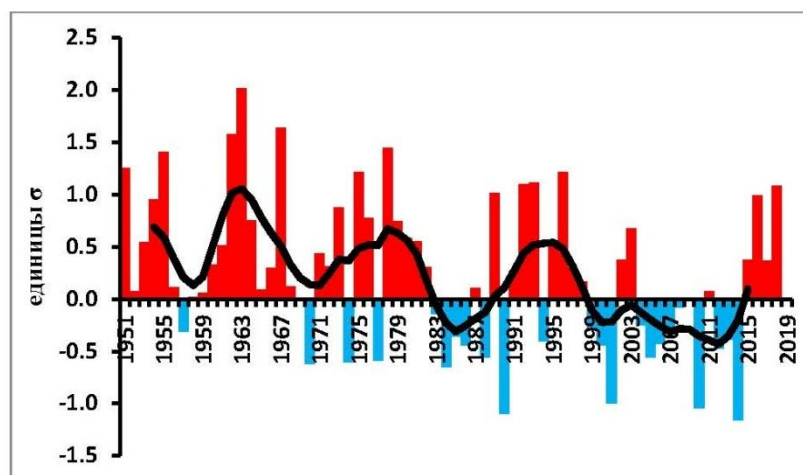


Рисунок 2.7 - Изменения среднего зимнего (декабрь-февраль) индекса ПОЛ/ЕВР в 1951-2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

Эти колебания происходили на фоне общего тренда к снижению значений индекса с переходом к отрицательной фазе в 1999 г., что свидетельствовало о значительном ослаблении циркумполярного вихря в период до 2015 г. В 2016-2018 г. наметилась тенденция к росту индекса ПОЛ/ЕВР.

Смещение центров САК на восток в конце 1980-х – начале 1990-х годов обусловило изменения в положении и интенсивности центров полярно-евразийской ДС. В 1951-1986 гг. центры этой дальней связи были четко изолированы друг от друга и занимали сравнительно небольшую площадь (рисунок 2.8а). Европейский центр слабых положительных корреляций был смещен на акваторию Северной Атлантики в район к югу и юго-востоку от Исландии. В 1987-2018 гг. наблюдались значительная интенсификация и увеличение площади всех трех центров ПОЛ/ЕВР (рисунок 2.8б). Кроме того, усилилась ее отрицательная корреляционная связь с экваториально-тропическим поясом, особенно в восточноазиатском секторе и южных районах северной части

Тихого океана, предполагая рост давления в этих районах в периоды развития отрицательной фазы полярно-евразийской ДС и его понижение в годы с ее положительной фазой.

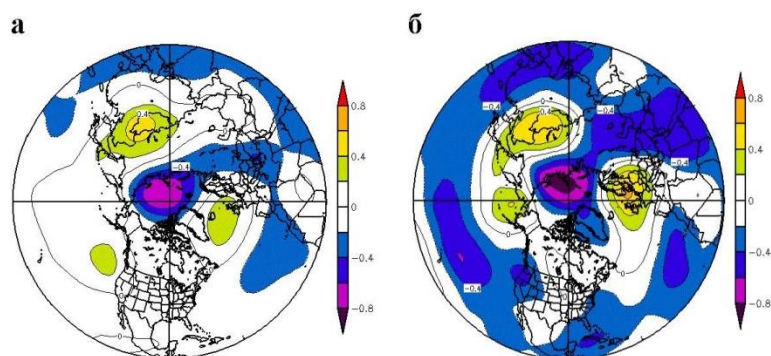


Рисунок 2.8 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (декабрь-февраль) индексом ПОЛ/ЕВР и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1951-1986 гг. (а) и 1987-2018 гг. (б)

Отмеченные изменения проявились и в изменениях связи между индексом этой дальней связи и полем АТПО в холодный сезон года. В период 1951-1986 гг. ПОЛ/ЕВР практически не оказывала существенного влияния на колебания АТПО в северных частях океанов (рисунок 2.9а). После 1986 г. ситуация значительно изменилась. На акватории Баренцева моря, в центральной и северо-западной частях Северной Атлантики появились районы статистически значимой отрицательной корреляции (рисунок 2.9б). В экваториальных и тропических широтах юго-западного сектора северной части Тихого океана также усилилась отрицательная корреляционная связь между индексом ПОЛ/ЕВР и АТПО.

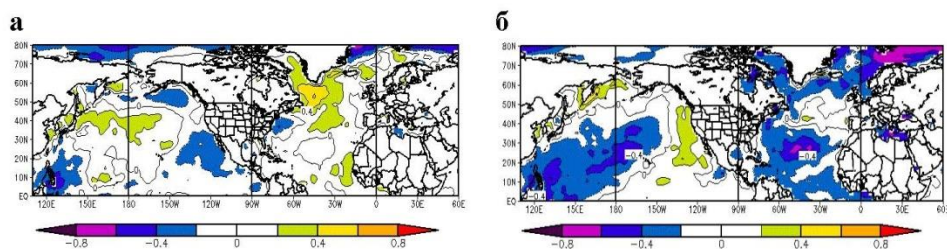


Рисунок 2.9 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ПОЛ/ЕВР и АТПО в Северной Атлантике и Северной части Тихого океана в 1952-1986 гг. (а) и 1987-2015 гг. (б)

Усиление отрицательной связи свидетельствует, что переход рассматриваемой ДС в отрицательную фазу в 1999 г. способствовал потеплению вод во всех отмеченных выше районах обоих океанов вплоть до 2015 г.

Скандинавская дальняя связь (СКАНД) проявляется во все сезоны года. Она состоит из трех центров, расположенных над Финляндией/северо-западной частью России, над западной частью Монголии и над Юго-Западной Европой [Barnston, Livezey, 1987]. Два более слабых центра расположены над Японией и центральными районами Северной Атлантики. Положительная фаза СКАНД связана с присутствием блокирующего антициклона над восточной Скандинавией или северо-западом России, высотных ложбин над Западной Европой и Центральной Азией и высотного атмосферного гребня над Юго-Восточной Азией.

Положительная фаза скандинавской ДС преобладала в 1969-1988 гг. и 2003-2014 гг., а отрицательная – с 1989 по 2002 гг. и в 2015-2018 гг., т.е. в период усиления положительной фазы САК и смещения его центров в восточном направлении (рисунок 2.10).

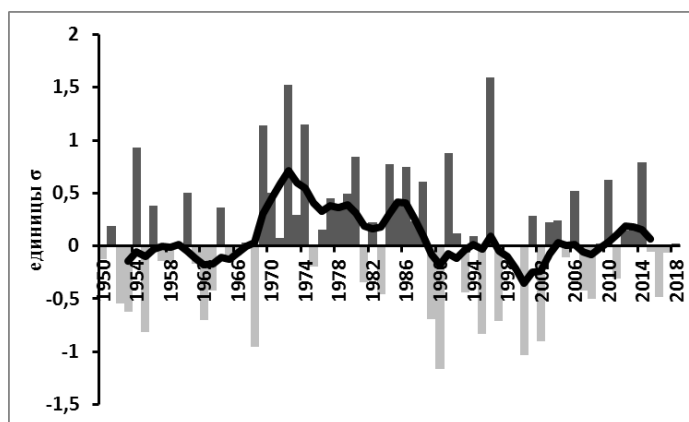


Рисунок 2.10 - Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса СКАНД в 1950-2018 гг.
Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

Как и в случае полярно-евразийской ДС, восточное смещение центров действия САК обусловило значительные изменения в пространственной структуре СКАНД. В 1950-1986 гг. центры этой ДС были хорошо изолированы друг от друга и хорошо согласовывались с распространением планетарных атмосферных волн Россби с чередованием очагов положительных и отрицательных аномалий геопотенциальных высот (рисунок 2.11a). В 1987-

2018 гг. центры СКАНД не только усилились и увеличились в размерах, но и приобрели большую ориентацию в широтном направлении, особенно над океаническими районами (рисунок 2.11б).

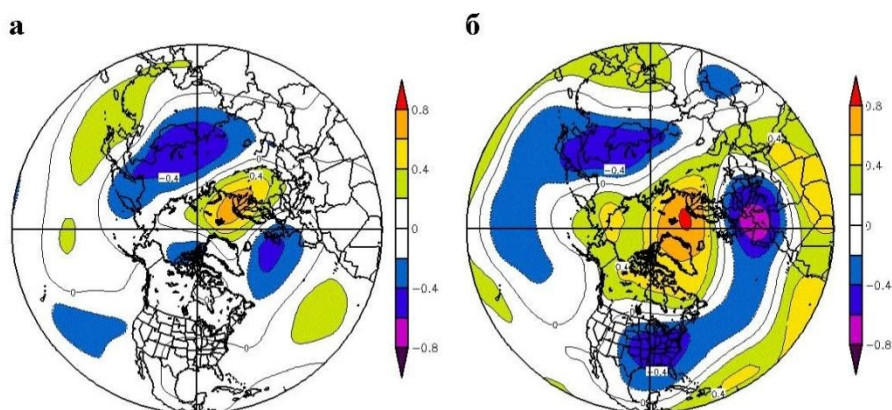


Рисунок 2.11 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом СКАНД и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950-1986 гг. (а) и 1987-2018 гг. (б)

Изменения в пространственной структуре СКАНД между 1987-2018 гг. и 1950-1986 гг. обусловили соответствующие изменения в характере ее влияния на АТПО. На протяжении периода 1950-1986 гг. эта ДС не оказывала значительного влияния на колебания температурных аномалий в северных частях Атлантического и Тихого океанов (рисунок 2.12а).

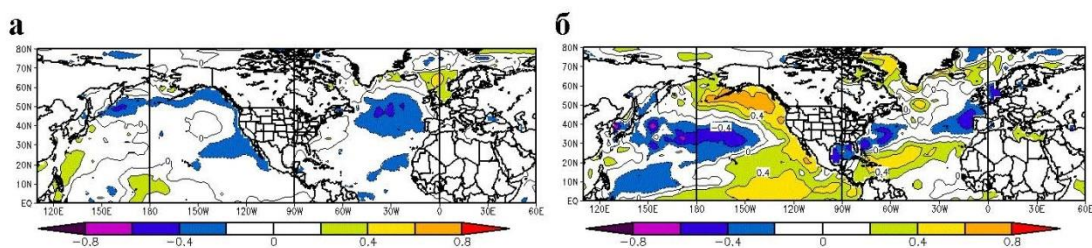


Рисунок 2.12 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом СКАНД и АТПО в Северной Атлантике и северной части Тихого океана в 1950-1986 гг. (а) и 1987-2018 гг. (б)

После 1986 г. ситуация изменилась. Прежде всего, значительно усилилась связь между колебаниями индекса СКАНД и АТПО в северотихоокеанском регионе, проявившаяся в возникновении широтного диполя с отрицательными температурными аномалиями (при положительных значениях индекса СКАНД) в центральной части океана и широкой полосе аномалий противоположного знака

вдоль западного побережья Северной Америки (рисунок 12б). Область положительных АТПО простиралась из юго-восточных районов северной части Тихого океана на юго-запад Северной Атлантики. К северу от нее преобладали отрицательные АТПО с центрами к востоку от побережья США и к западу от Пиренейского полуострова.

Следует отметить, что преобладание отрицательной фазы СКАНД в 1989-2002 гг. способствовало потеплению поверхностных вод в обширном районе восточнее Японских островов.

Дальняя связь «Восточная Атлантика/Западная Россия» (ВА/ЗР) – одна из трех хорошо выраженных ветвей дальних связей, которые оказывают влияние на климат Евразии на протяжении всего года. Она включает четыре центра [Barnston, Livezey, 1987]. Положительная фаза ВА/ЗР связана с положительными аномалиями геопотенциальных высот над Западной Европой и Северо-Восточным Китаем и их отрицательными аномалиями, расположенными севернее Каспийского моря и западнее Гренландии.

Многолетние изменения индекса ВА/ЗР свидетельствуют о преобладании ее отрицательной фазы в 1970-е – 1980-е гг. и 2008-2016 гг., а положительной – в 1953-1968 и 1989-2007 гг. (рисунок 2.13).

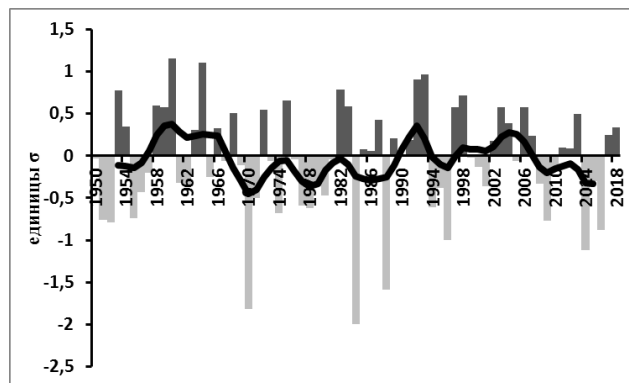


Рисунок 2.13 - Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ВА/ЗР в 1950-2018 гг.
Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему усреднению

Описанная выше пространственная структура ВА/ЗР была характерна для периода преобладания ее отрицательной фазы (рисунок 2.14а). При преобладании положительной фазы этой ДС наблюдалось усиление всех ее центров и формирование двух новых центров – отрицательных аномалий геопотенциальных

высот над Мексикой и юго-восточным сектором северной части Тихого океана и положительных аномалий над северо-востоком США (рисунок 2.14б).

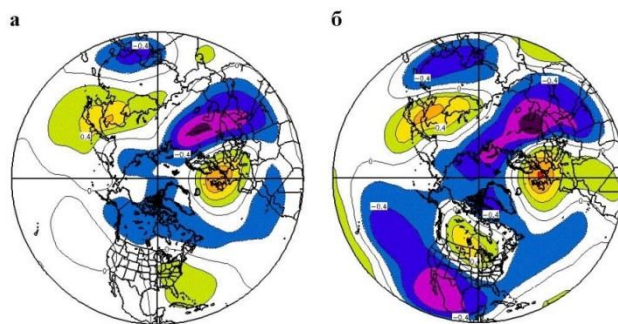


Рисунок 2.14 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ВА/ЗР и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950-1986 гг. (а) и 1987-2018 гг. (б)

Различия в пространственной структуре ВА/ЗР между периодами преобладания ее отрицательной и положительной фазы определяют различия в степени ее влияния на колебания АТПО. В 1950-1986 гг. связь с колебаниями АТПО как в северной части Тихого океана, так и в Северной Атлантике выражена слабо (рисунок 2.15а). В годы с положительной фазой (1989-2007 гг.) заметно усиливалось ее влияние на изменения поверхностных аномалий температуры воды на юге северной части Тихого океана (рисунок 2.15б). При этом, развитие положительной фазы ВА/ЗР способствовало похолоданию вод в приэкваториальной юго-западной части океана и росту ТПО вдоль экватора восточнее 180° в. д. После 2008 г. наблюдались противоположные тенденции в изменениях температуры поверхности океана в указанных районах.

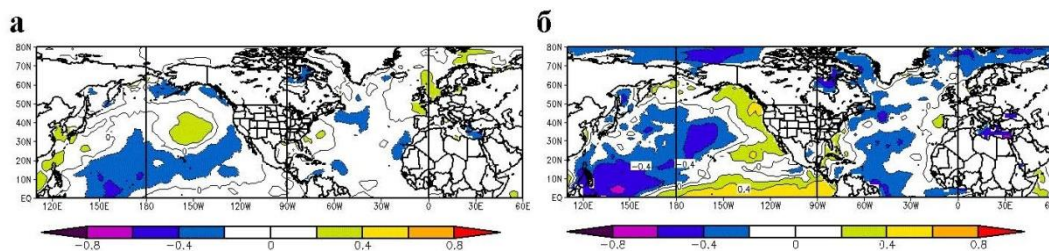


Рисунок 2.15 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ВА/ЗР и АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов в 1950-1986 гг. (а) и в 1987-2018 гг. (б)

В атмосфере над северотихоокеанским регионом выделены три основные ветви дальних связей: тихоокеанско-североамериканская, «тропики – умеренные широты Северного полушария» и западно-тихоокеанская.

Тихоокеанско-североамериканская дальняя связь (ТСА) представляет собой одну из главных мод низкочастотной атмосферной изменчивости во внетропических широтах Северного полушария. Положительной фазе ТСА соответствуют центры положительных аномалий геопотенциальных высот в районе Гавайских островов и над западной частью Канады и два центра отрицательных аномалий, расположенных, соответственно южнее Алеутских островов и над юго-востоком США (рисунок 2.16). ТСА связана с сильными флуктуациями восточноазиатского струйного течения в средней тропосфере [Climate Prediction Center – Pacific/North American, 2018]. Положительная фаза ТСА соответствует интенсивному струйному течению и его распространению на восток, к западному побережью США. Отрицательная фаза ТСА связана с более западным положением струи течения, прижимающейся к восточному побережью Азии, и формированием блокирующих антициклонов над высокими широтами северной части Тихого океана.

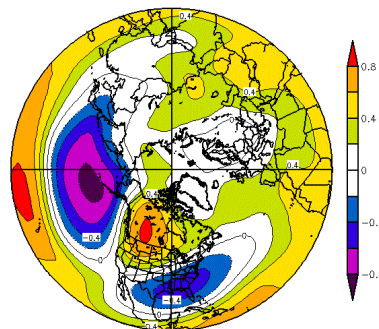


Рисунок 2.16 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСА и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950-2018 гг.

На изменения ТСА сильное влияние оказывают явления Эль-Ниньо/Южное колебание. Развитие ее положительной фазы происходит в годы развития явлений Эль-Ниньо, а отрицательной – в годы Ла-Нинья, т.е. в годы похолодания поверхностных вод в экваториальном поясе Тихого океана.

Многолетние изменения индекса ТСА свидетельствуют о преобладании ее отрицательной фазы в 1950-1976 гг. и 2005-2018 гг., а положительной – в период с 1977 по 2004 г. (рисунок 2.17).

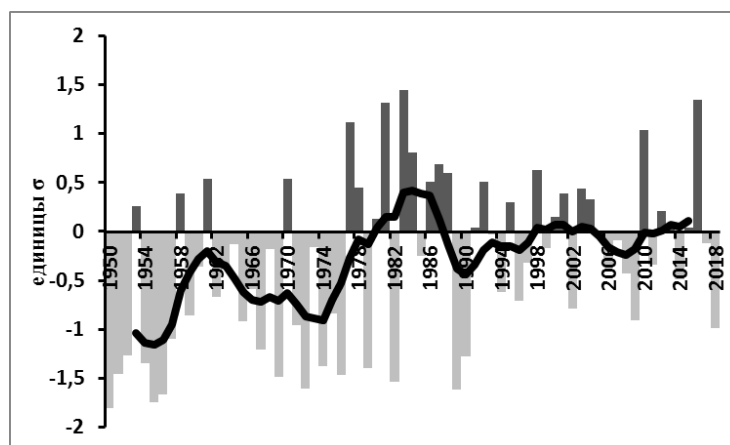


Рисунок 2.17 - Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ТСА в 1950-2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

С ТСА тесно связана тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) в поле АТПО северной части Тихого океана. Ее положительная фаза совпадает с положительной фазой тихоокеанско-североамериканской ДС и характеризуется формированием положительных аномалий ТПО вдоль всего западного побережья Северной Америки и обширной области аномалий противоположного знака в центральных районах северной части Тихого океана (рисунок 2.18). Как видно из рисунка 2.18, влияние ТСА на изменения ТПО прослеживается в Охотском море и в районе к востоку от о. Хоккайдо. В Северной Атлантике влияние ТСА на изменчивость АТПО проявляется на акватории ее юго-западной части, где располагается атлантический центр этой ветви дальних атмосферных связей.

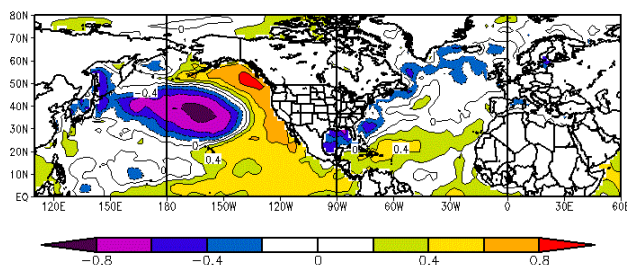


Рисунок 2.18 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСА и АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов в 1950-2018 гг.

Дальняя связь «тропики – умеренные широты Северного полушария» (ТСП) проявляется только в зимний период года – с декабря по февраль [Climate Prediction Center – Tropical/Northern Hemisphere, 2018]. Положительная фаза этой ДС включает центры положительных аномалий геопотенциальных высот у северо-западного побережья Северной Америки и в районе Кубы, а также центр их отрицательных аномалий, расположенный над Гудзоновым заливом (рисунок 2.19). ТСП отражает крупномасштабные изменения в положении и степени продвижения тихоокеанского струйного течения на восток, а также изменения в интенсивности и положении циклона Гудзонова залива [Climate Prediction Center – Tropical/Northern Hemisphere, 2018].

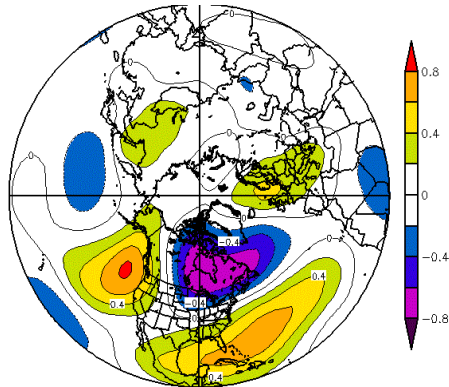


Рисунок 2.19 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСП и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1951-2018 гг.

Многолетние изменения индекса ТСП характеризуются преобладанием его отрицательной фазы в период 1951-1983 гг. и положительной – в 1984-2018 гг. (рисунок 2.20).

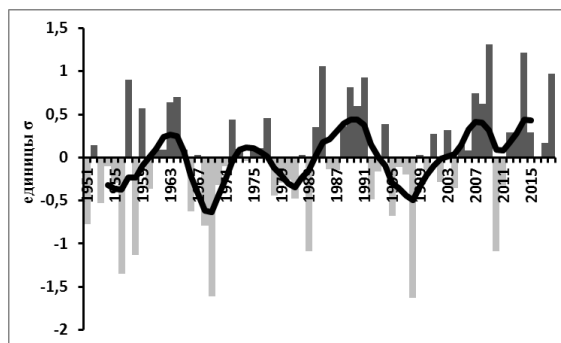


Рисунок 2.20 - Изменения среднего зимнего (декабрь-февраль) индекса ТСП в 1951-2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему усреднению

Влияние ТСП на колебания АТПО в Северном полушарии в период преобладания ее отрицательной фазы было незначительным. Вклад этой дальней связи в изменчивость температурных аномалий значительно возрос в 1987-2018 гг. Интенсификация положительной фазы ТСП, особенно после 2006 г., способствовала понижению ТПО у западного побережья Северной Америки, в восточной части экваториального пояса Тихого океана и у северо-западного побережья Африки (рисунок 2.21).

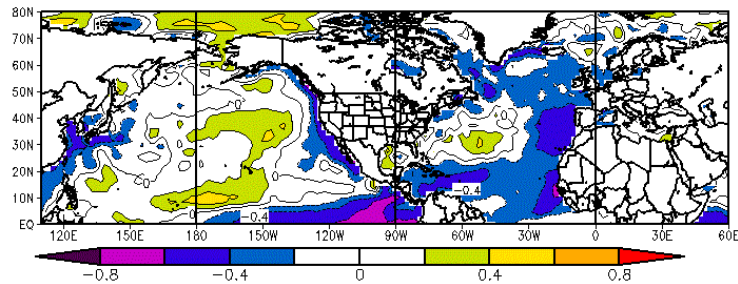


Рисунок 2.21 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСП и АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов в 1987-2018 гг.

Западно-тихоокеанская дальняя связь (ЗТ) – одна из двух ведущих мод низкочастотной изменчивости атмосферы над северной частью Тихого океана. Она была подробно описана в работах [Barnston, Livezey, 1987; Wallace, Gutzler, 1981]. В зимние и весенние месяцы эта ДС представляет собой меридиональный диполь, один центр которого расположен над Камчаткой, а другой, обширный центр противоположного знака покрывает районы Юго-Восточной Азии и западный сектор тропического пояса северной части Тихого океана (рисунок 2.22). Еще один слабый центр отрицательных аномалий геопотенциальных высот расположен у юго-западного побережья США.

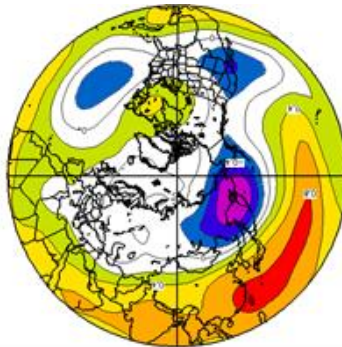


Рисунок 2.22 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ЗТ и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950-2018 гг.

Значительное усиление положительной или отрицательной фазы ЗТ отражает ярко выраженные зональные или меридиональные вариации в положении и интенсивности восточноазиатского струйного течения в районе его начала [Barnston, Livezey, 1987; Climate Prediction Center — West Pacific, 2018].

ЗТ имеет баротропную структуру. Его приземным аналогом является северотихоокеанское колебание, представляющее собой меридиональный диполь с центром отрицательных аномалий приземного атмосферного давления над Беринговым морем и центром аномалий противоположного знака в субтропических широтах океана (положительная фаза) [Linkin, Nigam, 2008].

Отрицательная фаза ЗТ преобладала в период 1950-1986 гг., а положительная – в 1987-2018 гг. (рисунок 2.23).

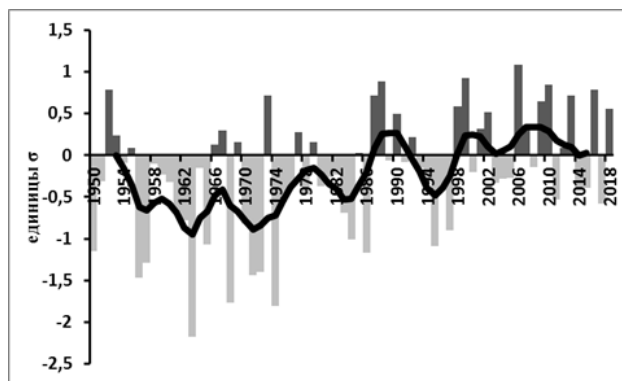


Рисунок 2.23 - Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ЗТ в 1950-2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

Характер влияния ЗТ на колебания аномалий ТПО в периоды развития ее отрицательной и положительной фазы несколько различен. В 1950-1986 гг. был хорошо выражен диполь в изменениях АТПО в западной половине северной части Тихого океана (рисунок 2.24а). Знаки коэффициентов корреляций на этом рисунке предполагают, что при положительных значениях индекса ЗТ температура на поверхности океана снижается в районе к юго-востоку от Камчатки и растет южнее и юго-восточнее Японских островов. Фактически, в эти годы наблюдались отрицательные значения индекса ЗТ, т.е. в период 1951-1986 гг. температура в СЗТО росла, а в юго-западной части океана понижалась.

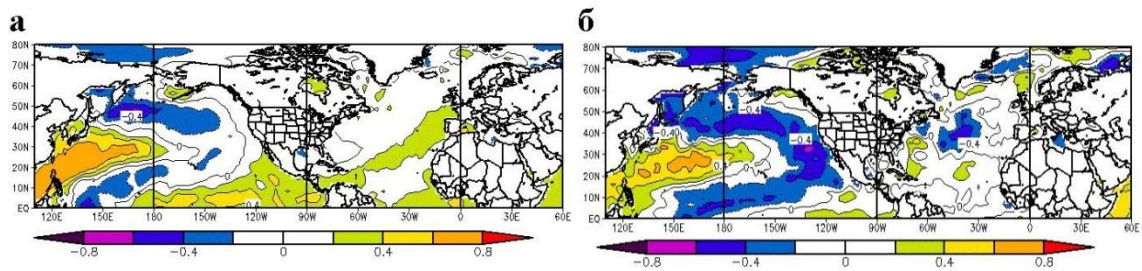


Рисунок 2.24 -- Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ЗТ и АТПО в северных частях Тихого и Атлантического океанов в 1950-1986 гг. (а) и 1987-2018 гг. (б)

В период развития положительной фазы (1987-2018 гг.) западно-тихоокеанская ДС оказывала влияние на колебания АТПО практически на всей акватории северной части Тихого океана (рисунок 24б). В это время распределение температурных аномалий имело «подковообразную» структуру, соответствующую одной из двух ведущих мод изменчивости АТПО в океане. Из-за своей формы ее также называют «модой Виктория» (Victoria mode) [Bond et al., 2003].

На климат Северного полушария большое влияние оказывает **явление Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК)**. ЭНЮК – результат взаимодействия тропического пояса Тихого океана с атмосферой. Термин «Эль-Ниньо» применяется для исключительного по силе, продолжительности и пространственному распространению потепления поверхностных вод от 180°з.д. (центральная часть океана) до берегов Перу и далее на юг вдоль побережья Чили. Оно резко отличается от ежегодно наблюдаемых сезонных (конец декабря – начало марта) потеплений, когда значения аномалий температуры воды составляют не более 1-2 °С. Аналогичные явления резкого похолодания получили название Ла-Нинья.

Для целей долгосрочного прогнозирования представляют интерес многодекадные колебания индекса ЮК (рисунок 2.25). В период 1950-2018 гг. выделяются две эпохи положительных значений ЮК, соответственно, 1951-1976 гг. и 1999-2014 гг. В 1977-1998 гг. и 2015-2018 гг. преобладали отрицательные значения ЮК.

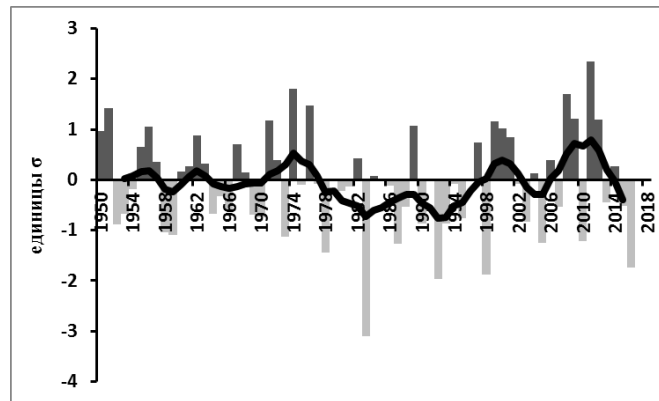


Рисунок 2.25 - Динамика индекса ЮК (декабрь-февраль) в 1950-2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

Для выделения явлений потепления и похолодания используют аномалии ТПО в области «Nino 3» (5° с. ш. – 5° ю. ш.; 150° в. д. – 90° з. д). Порогом для выделения Эль-Ниньо служит $\Delta t \geq 0,5^{\circ}\text{C}$, а для Ла-Нинья – $\Delta t \leq \text{минус } 0,5^{\circ}\text{C}$. Атмосферные и океанические механизмы формирования Эль-Ниньо подробно рассмотрены в работах [Петросянц и др., 2005; Trenberth et al., 1998].

В последние годы для характеристики ЭНЮК используют его многовариантный индекс. Для его вычисления используют скользящие двухмесячные данные: давления на уровне моря, зональную и меридиональную компоненты поверхностного ветра, ТПО, температуру воздуха, долю общей облачности над тропической зоной Тихого океана [Wolter, Timlin, 1998].

2.2 Дальние связи в океане

Атлантическая многодекадная осцилляция (АМО), впервые описанная в работе [Schlesinger, Ramankutty, 1994], представляет собой ведущую моду изменчивости АТПО в Северной Атлантике. Индекс АМО представляет собой временной ряд осредненных от экватора до 70° с. ш. АТПО после удаления из этого ряда линейного тренда.

Пространственная структура АМО характеризуется преобладанием аномалий ТПО одного знака на большей части акватории Северной Атлантики (рисунок 2.26). Центр слабых аномалий противоположного знака располагается у восточного побережья США. Распределение АТПО, приведенное на рисунке 2.26, соответствует положительной фазе АМО. С индексом АМО положительно

связаны колебания температурных аномалий в южной половине северной части Тихого океана. Особенно тесная связь наблюдается на юго-западе ее акватории.

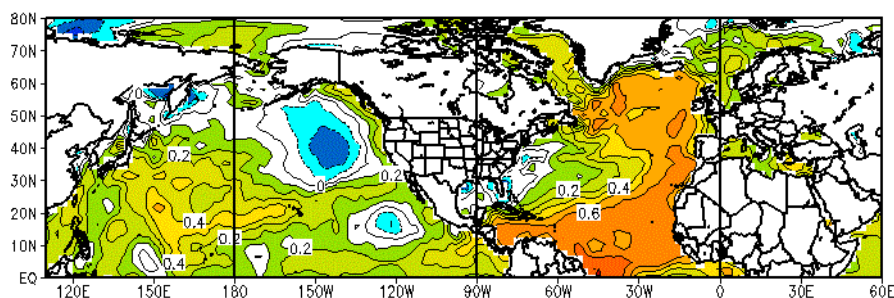


Рисунок 2.26 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-апрель) индексом АМО и АТПО в северных частях Тихого и Атлантического океанов в 1950-2018 гг.

В изменениях индекса АМО за 1856-2018 гг. хорошо выражен цикл продолжительностью 50-70 лет (рисунок 2.27). Наблюдавшиеся с середины XIX в. периоды потепления, как правило, имели продолжительность около 40 лет, а периоды похолодания – около 20 лет. При этом на фоне многодекадных колебаний обнаруживались колебания меньшего временного масштаба, преимущественно, десятилетние (декадные). Последний период потепления, начавшийся в 1996 г., длится более 20 лет и, вероятно, продолжится до конца 2020-х гг.

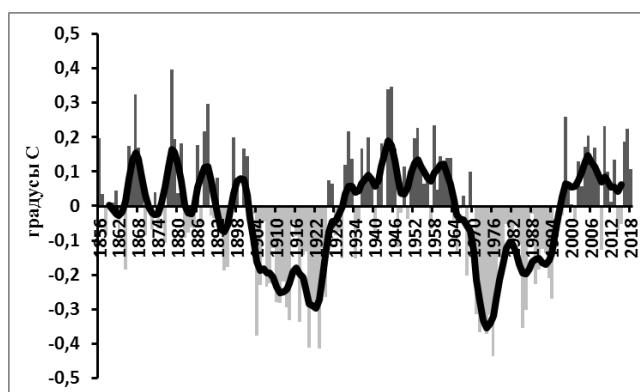


Рисунок 2.27 - Изменения среднего зимнего индекса АМО в 1856-2018 гг.

Физический механизм возникновения АМО пока неясен. В математических моделях изменчивость ТПО, характеризующую АМО, связывают со слабыми изменениями Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ) [O'Reilly et al., 2016]. Однако историческая продолжительность океанических наблюдений

недостаточна для связывания расчетного индекса АМО с аномалиями современной циркуляции.

В то же время АМО достаточно тесно связана с атмосферной циркуляцией над североатлантическим регионом. При его положительной фазе наблюдается рост атмосферного давления в высоких широтах с центром южнее Гренландии и снижение давления в субтропических широтах океана с центром у северо-западного побережья Африки (рисунок 2.28). Такой характер поля аномалий приземного атмосферного давления схож со структурой атмосферных аномалий при отрицательной фазе САК. Поэтому не вызывает удивления факт, что после установления положительной фазы АМО в 1996 г. наметилась четкая тенденция к снижению индекса североатлантического колебания.

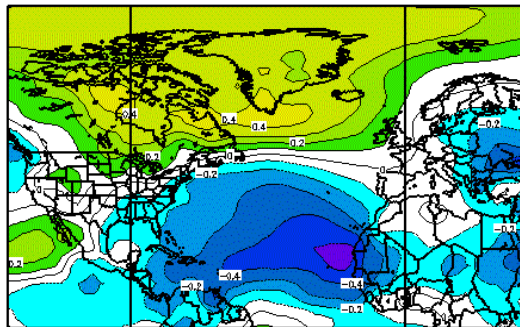


Рисунок 2.28 - Коэффициенты корреляции между индексом АМО и приземным атмосферным давлением в зимний сезон (январь-март) за период 1950-2018 гг.

Годовой индекс АМО тесно коррелирует с температурой воздуха и количеством осадков над большей частью Северного полушария, в частности, над Северной Америкой и Европой. С фазами АМО также связана частота сильнейших ураганов в Северной Атлантике [Chylek, Lesins, 2008; Goldenberg et al., 2001].

Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) была впервые описана в работе [Mantua et al., 1997]. Она является ведущей модой изменчивости АТПО в северной части Тихого океана к северу от 20° с. ш. Индекс ТДО представляет собой временной ряд нормированных значений первой главной компоненты среднемесячных значений аномалий ТПО. Положительная фаза ТДО характеризуется потеплением поверхностных вод вдоль западного побережья

Северной Америки и их похолоданием в обширном районе между $30-50^\circ$ с. ш., простирающемся от Азиатского побережья до $130-140^\circ$ з. д. (рисунок 2.29). Влияние ТДО прослеживается и в юго-западной части субтропической зоны Северной Атлантики.

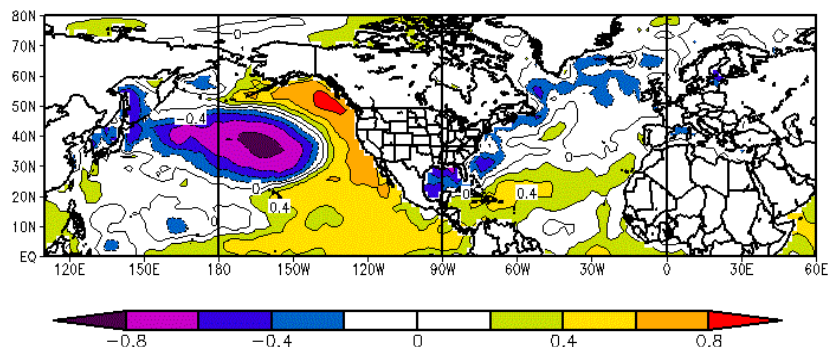


Рисунок 2.29 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-апрель) индексом ТДО и АТПО в северных частях Тихого и Атлантического океанов в 1950-2018 гг.

Структура поля корреляций между индексом ТДО и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в зимний период года соответствует описанной выше структуре ТСА (рисунок 2.30).

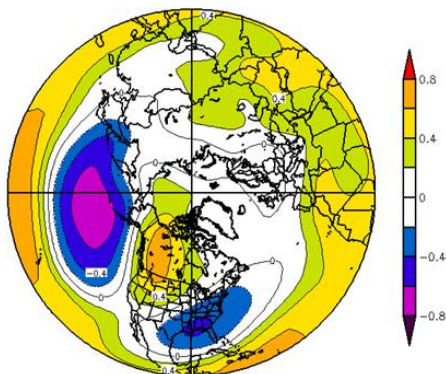


Рисунок 2.30 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТДО (январь-апрель) и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950-2018 гг.

Наряду с изменчивостью на временном масштабе порядка 10-15 лет, колебания индекса ТДО обнаруживают цикличность с периодом порядка 50 лет (рисунок 2.31). Положительная фаза тихоокеанской декадной осцилляции преобладала в 1923-1945 гг. и 1977-2006 гг., а отрицательная – в 1946-1976 гг. и после 2006 г. Однако в 2014 г. произошел неожиданный переход к положительной

фазе ТДО, вследствие аномального потепления вод в северо-восточной части Тихого океана. Это потепление сохранялось и в 2015-2018 гг.

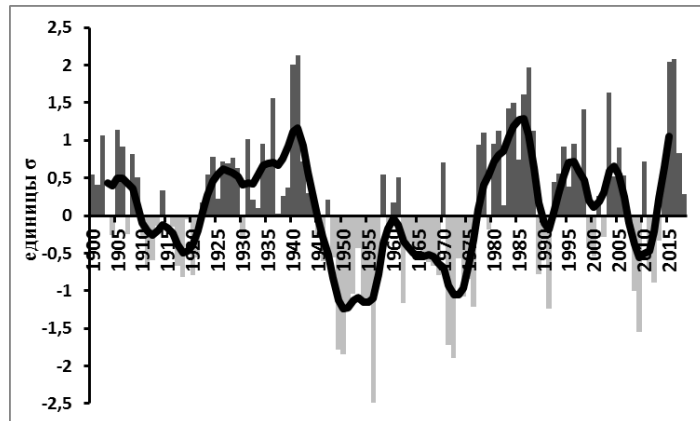


Рисунок 2.31 - Изменения среднего зимнего индекса ТДО в 1900-2018 гг.

Пространственная структура ТДО схожа со структурой поля АТПО в северной части Тихого океана, обусловленной развитием явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья. Однако между ними существуют серьезные различия. Во-первых, продолжительность «теплых» и «холодных» режимов, связанных с ТДО, составляет 20-30 лет, в то время как время существования АТПО, формирующихся при развитии явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья, не превышает 6-18 месяцев. Во-вторых, климатические аномалии, характерные для ТДО, проявляются, прежде всего, в умеренных широтах северной части Тихого океана и в меньшей степени в тропической зоне, тогда как для эпизодов Эль-Ниньо характерна обратная ситуация.

Осцилляция северотихоокеанских круговоротов (ОСТК) была впервые описана в работе [Di Lorenzo et al., 2008]. Индекс ОСТК представляет собой главную компоненту, т.е. временной ряд, второй эмпирической ортогональной функции (ЭОФ-2) поля аномалий динамических высот уровня моря (топографии морской поверхности) в районе $180-110^{\circ}$ з. д. и $25-62^{\circ}$ с. ш. Учитывая, что аномалии динамических высот отражают изменения геострофической циркуляции, предложенный индекс характеризует интенсивность субарктического и субтропического океанических круговоротов северной части Тихого океана. В периоды положительной фазы ОСТК происходит усиление циркуляции в обоих круговоротах. При этом пространственная структура поля

ветровых аномалий соответствует положительной фазе северотихоокеанского колебания (СТК), которое представляет собой доминантную моду изменчивости приземного атмосферного давления. СТК имеет два центра. Один из них расположен над северной частью Берингова моря, а второй, с аномалиями противоположного знака, – в тропической зоне океана к северу от Гавайских островов (рисунок 2.32). Когда индекс ОСТК положителен, ветровое воздействие создает благоприятные условия для развития апвеллинга и формирования отрицательных АТПО в Аляскинском круговороте и вдоль северной периферии субарктического круговорота. В районе Восточной Камчатки и в восточной части Охотского моря повышенная теплоотдача с морской поверхности за счет преобладания ветров северных румбов на западном фланге северного центра СТК приводит к дальнейшему усилению отрицательных аномалий ТПО.

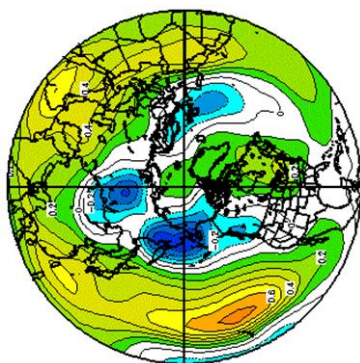


Рисунок 2.32 - Коэффициенты корреляции между индексом ОСТК (февраль-апрель) и средним зимним полем приземного атмосферного давления в 1950-2018 гг.

ОСТК тесно связана со второй доминирующей модой изменчивости АТПО в северной части Тихого океана – модой Виктория [Bond et al., 2003] (рисунок 2.33).

Изменения индекса ОСТК демонстрируют ярко выраженную декадную изменчивость (рисунок 2.34).

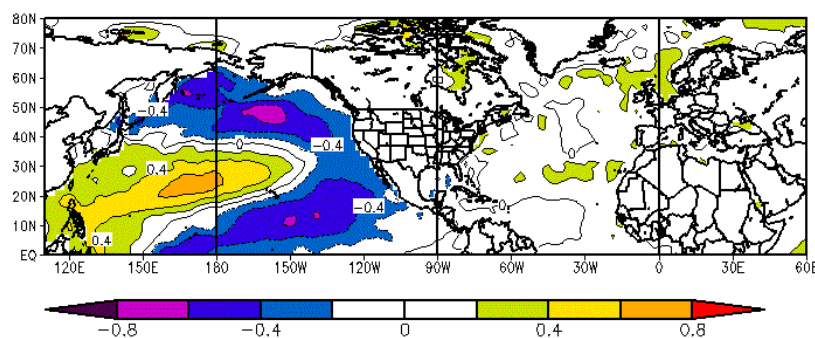


Рисунок 2.33 - Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-апрель) индексом ОСТК и АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов в 1950-2018 гг.

Приведенный рисунок свидетельствует также о возможных долгопериодных колебаниях индекса. Так, в 1951-1997 гг., в целом, наблюдалось преобладание его отрицательных значений, а в 1998-2018 гг. – положительных. Однако длина временного ряда (1950-2018 гг.) не позволяет уверенно судить о наличии долгопериодных циклов в изменениях индекса ОСТК.

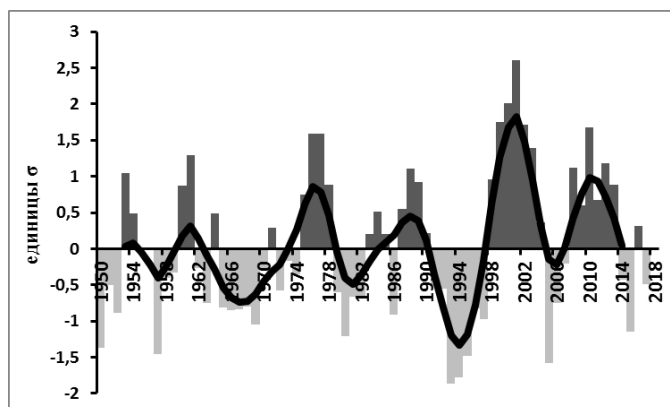


Рисунок 2.34 - Изменения среднего зимнего индекса ОСТК в 1951-2018 гг.

В целом, представление о дальних связях в системе «океан-атмосфера», ретроспективный анализ связанных с ними климатических режимов и основанное на этом анализе предвидение ожидаемых изменений климата в том или ином регионе могут стать надёжной основой для средне- и долгосрочного прогнозирования тенденций в изменениях запасов многих объектов российского промысла.

ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

3.1 Механизмы формирования пространственно-временной структуры колебаний АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов и ее изменчивость

3.1.1 Пространственно-временная структура колебаний АТПО в Северной Атлантике в 1957-2018 гг.

На рисунке 3.1 показаны первые три эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) средних зимних аномалий ТПО в северной части Атлантического океана, дающие представление о пространственно-временной структуре их колебаний за весь период исследования с 1957 по 2018 г. Они объясняют около 60,5% суммарной дисперсии североатлантических температурных аномалий. Приведенные на рисунке 3.1 ЭОФ представлены в виде полей коэффициентов корреляции между временными рядами их главных компонент и временными рядами АТПО во всех узлах регулярной сетки на акватории океана. Аналогичным образом представлено соответствующее каждой ЭОФ атмосферное поле.

Для ЭОФ1 (28,8%) характерна 3-х полюсная структура с центром максимальной изменчивости АТПО (в данном случае отрицательным) у юго-западного побережья Северной Америки и двумя центрами противоположного знака, один из которых располагался в области субполярного океанического круговорота к югу и юго-востоку от Гренландии, а второй – на юго-востоке исследуемой акватории (рисунок 3.1a). Еще один центр слабых отрицательных корреляций охватывал Северное и Балтийское моря.

В средней тропосфере первой ЭОФ соответствует меридиональный диполь, пространственная структура которого обладает сходством со структурой САК в его отрицательной фазе (рисунок 3.1б и 2.1б). Это подтверждается коэффициентом корреляции между средним зимним индексом североатлантического колебания и главной компонентой ЭОФ1, который составил -0,57 ($p < 0,05$). Таким образом, порядка одной трети общей дисперсии АТПО в Северной Атлантике в исследуемый период времени было в

значительной мере обусловлено изменчивостью САК. ГК ЭОФ1 обнаруживает резкие изменения в уровне колебаний (режимные сдвиги) в 1972, 1996 и 2014 гг. (рисунок 3.2а).

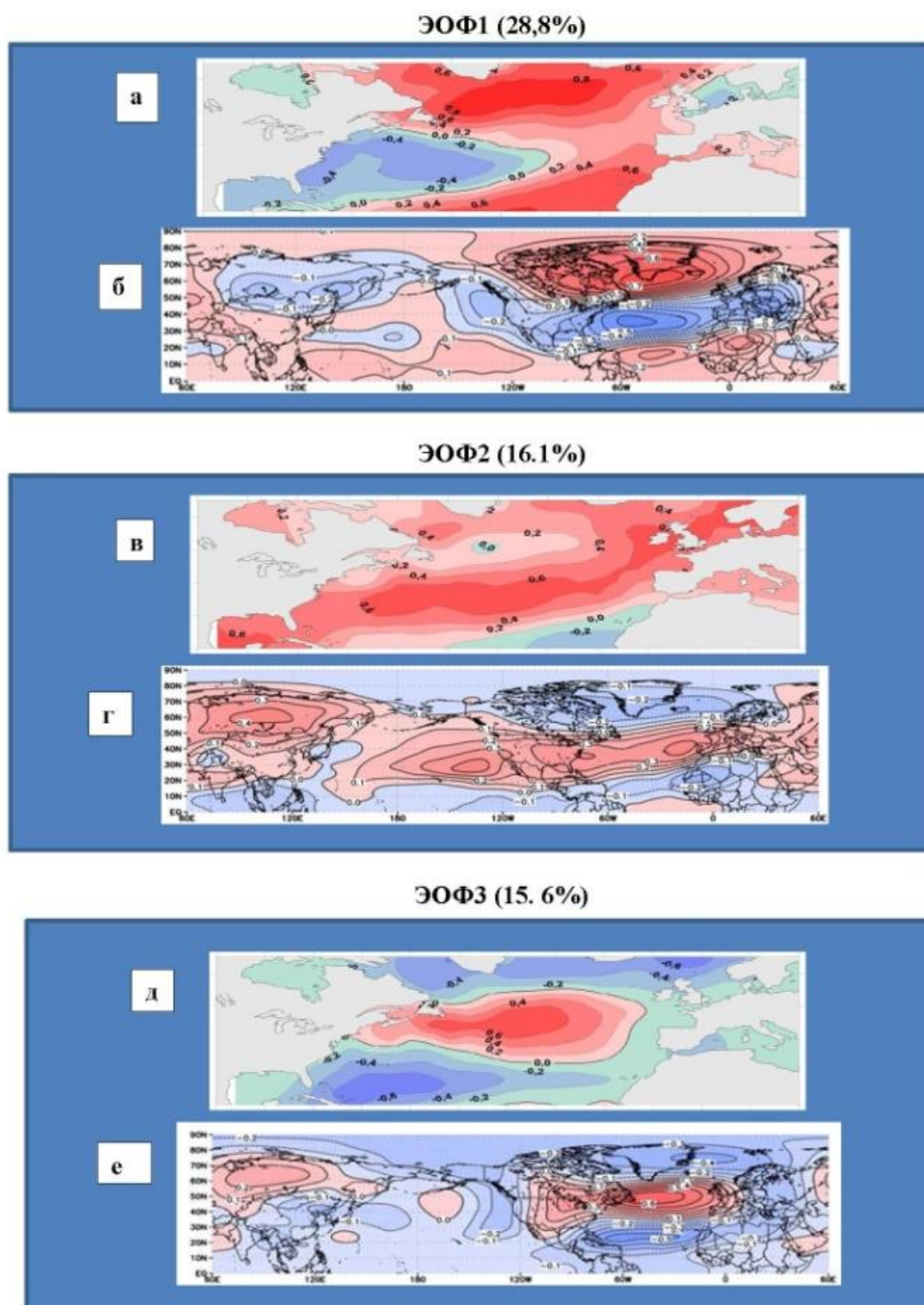


Рисунок 3.1 - Первые три ЭОФ средних зимних (январь-апрель) АТПО в северной части Атлантического океана для периода 1957-2018 гг. (а, в, д) и их связь с атмосферной циркуляцией на поверхности 500 гПа (б, г, е)

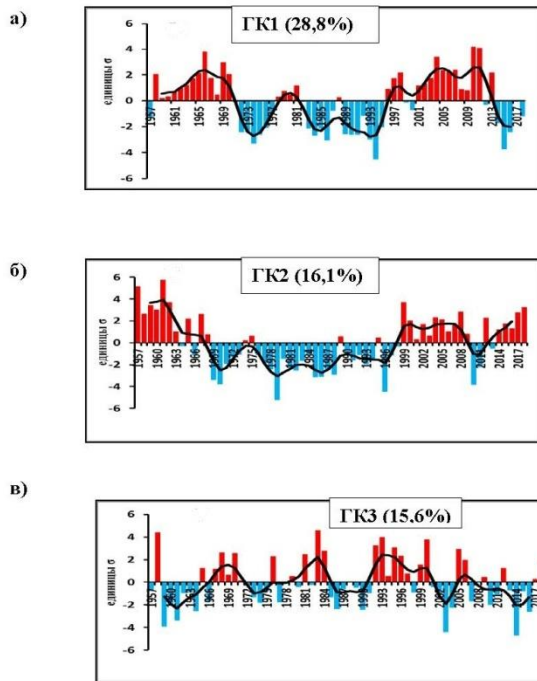


Рисунок 3.2 - Первые три главные компоненты средних зимних АТПО в северной части Атлантического океана для периода 1957-2018 гг.

ЭОФ2 (16,1%) характеризуется преобладанием положительных АТПО практически на всей акватории океана (рисунок 3.1в). Пояс их максимальной изменчивости простирается в субширотном направлении от восточного побережья США до Пиренейского полуострова, а затем на северо-восток – в Северное и южную часть Норвежского морей.

Связь ЭОФ2 с атмосферной циркуляцией выражена слабее, чем для ЭОФ1 (рисунок 3.1г). Для этой ЭОФ структура поля аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (H_{500}) севернее 20° с.ш. характеризуется обширной областью их положительных значений, ось которой примерно совпадает с осью пояса максимальной изменчивости АТПО. Севернее 50° с.ш. отмечается очаг слабых отрицательных аномалий H_{500} (статистически незначимых отрицательных корреляций).

Учитывая характер связи ГК ЭОФ2 с полем АТПО, можно предположить, что эта ЭОФ связана с атлантической многодекадной осцилляцией. Однако коэффициент корреляции между соответствующими временными рядами относительно невысок ($r = 0,43$), хотя и статистически значим при $p = 0,05$. При

этом режимные сдвиги в изменениях ГК2, отмечавшиеся в 1969 и 1999 гг., совпадают во времени с устойчивым переходом АМО, соответственно, к отрицательной и положительной фазе (рисунок 3.2б).

ЭОФ3 (15,6%), как и ЭОФ1, обнаруживает 3-х полюсную структуру колебаний АТПО (рисунок 3.1д). Однако в отличие от первой ЭОФ, три центра максимальной изменчивости температурных аномалий в данном случае ориентированы в меридиональном направлении. Область положительных АТПО, простирающаяся на восток между 35° и 55° с.ш., занимает примерно половину площади изучаемой акватории. К северо-востоку и юго-западу от нее расположены центры аномалий противоположного знака.

Связь ГК3 с полем аномалий H_{500} в зимний период года также характеризуется наличием трех центров (рисунок 3.1е). При этом центр положительных аномалий геопотенциальных высот в средних широтах океана и расположенный к югу от него центр с отрицательными аномалиями образуют структуру, схожую с диполем восточно-атлантической дальней связи в ее отрицательной фазе (см. рисунок 2.4). Это подтверждается коэффициентом корреляции между временными рядами ГК3 и зимнего индекса ВА, значение которого составляет -0,61 ($p < 0,05$).

В отличие от главных компонент первых двух ЭОФ североатлантических АТПО, третья ГК характеризуется изменчивостью с периодом порядка 10-15 лет (рисунок 3.2 в).

3.1.2 Изменения пространственной структуры многолетних колебаний североатлантических АТПО между 1957-1988 гг. и 1977-2018 гг.

Для анализа изменений в пространственной структуре колебаний АТПО в Северной Атлантике, связанных с климатическими сдвигами 1976-1977 гг. и второй половины 1980-х гг., рассмотрим результаты метода разложения на ЭОФ для двух подпериодов: 1957-1988 гг. и 1977-2018 гг.

Для ЭОФ1 характерна 4-х полюсная структура с аномалиями ТПО одного знака (положительными на рисунке 3.3а, б) на северо-западе и юго-востоке

акватории и противоположными им по знаку аномалиями в северо-восточной и юго-западной частях океана.

В период 1957-1988 гг. распределение АТПО, соответствующее ЭОФ1 (30,6%), было связано, прежде всего, с ярко выраженным обширным атмосферным диполем над западной половиной Северной Атлантики (рисунок 3.3б). Положение его центров практически совпадало с положением центров западно-атлантической дальней связи (ЗА) [Wallace and Gutzler, 1981]. Коэффициент корреляции между ГК1 и зимним индексом ЗА составил 0,76 ($p < 0,03$). Восточнее нулевого меридиана отмечался еще один меридиональный атмосферный диполь противоположного знака. Его центры располагались над Западной Европой и Северо-Западной Африкой. Следует отметить вторичный центр отрицательных аномалий H_{500} у западного побережья США на 30-35°с. ш. В сочетании с западно-атлантическим атмосферным диполем, этот центр формировал структуру, обладающую сходством со структурой дальней связи «тропики – умеренные широты Северного полушария» (ТСП) (см. рисунок 2.19). Коэффициент корреляции между ГК1 и зимним индексом ТСП составил -0,59 ($p < 0,05$). Таким образом, в 1957-1988 гг. распределение АТПО, связанное с ЭОФ1, определялось сочетанием положительной фазы западно-атлантической дальней связи и отрицательной фазы атмосферной дальней связи «тропики – умеренные широты Северного полушария».

В 1977-2018 гг. наблюдалось расширение центров атмосферного диполя над Северной Атлантикой с их одновременным смещением в восточном направлении (рисунок 3.3з). Аналогичные изменения отмечены и в западных океанических центрах ЭОФ1 (32,9%) (рисунок 3.3ж). В отличие от периода 1957-1988 гг. в 1977-2018 гг. отсутствовала связь с северотихоокеанскими ветвями атмосферных дальних связей. В целом, пространственная структура ЭОФ1 аномалий ТПО в Северной Атлантике в период 1977-2018 гг. обладала значительным сходством с аналогичной структурой для всего исследуемого периода с 1957 по 2018 гг. (рисунок 3.3ж и 3.1а). При этом связь ГК1 с зимним индексом САК в 1977-

2018 гг. была несколько более тесной, чем в 1957-2018 гг. (соответственно, $r = -0,65$ и $r = -0,57$).

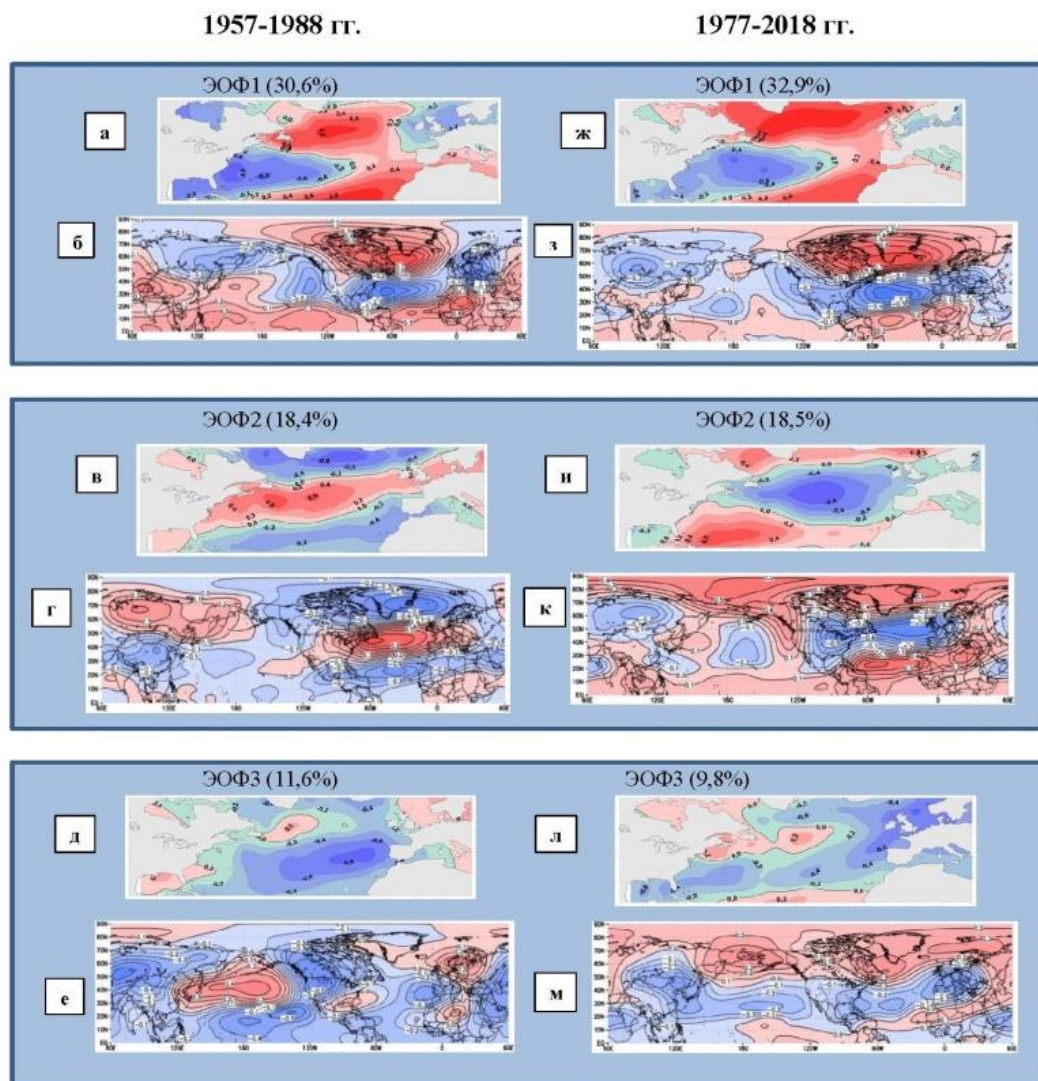


Рисунок 3.3 - Первые три ЭОФ средних зимних (январь-апрель) АТПО в северной части Атлантического океана в 1957-1988 гг. (а, в, д) и 1977-2018 гг. (ж, и, л) и их связь с атмосферной циркуляцией на поверхности 500 гПа (б, г, е – 1957-1988 гг.; з, к, м – 1977-2018 гг.)

В 1957-1988 гг. ЭОФ2 (18,4%) характеризовалась меридиональной трехполюсной структурой с отрицательными аномалиями ТПО в районах к северу от 50° с. ш. и к югу от $40-35^{\circ}$ с. ш., между которыми располагалась область положительных АТПО (рисунок 3.3в). Эта ЭОФ была связана с аналогичной 3-х полюсной структурой в поле аномалий H_{500} (рисунок 3.3г). При этом единственная статистически значимая, хотя и невысокая, связь была получена при корреляции

временных рядов ГК2 и зимнего индекса восточно-атлантической дальней связи ($r = -0,39$; $p < 0,05$).

Изменения в структуре ЭОФ2 от 1957-1988 гг. к 1977-2018 гг. были связаны со значительным расширением и смещением к востоку центра максимальной изменчивости АТПО в средних широтах Северной Атлантики (рисунок 3.3и). Аналогичное смещение изменения наблюдались и в соответствующей этому центру атмосферной ячейке (рисунок 3.3к). В целом, пространственная структура ЭОФ2 североатлантических аномалий ТПО в 1977-2018 гг. обладала значительным сходством со структурой ЭОФ3 для периода 1957-2018 гг., с высоким положительным коэффициентом корреляции между временными рядами ГК2 и зимним индексом ВА ($r = 0,64$; $p < 0,05$).

ЭОФ3 (11,6%) в 1957-1988 гг. характеризовалась одним обширным центром высокой изменчивости температурных аномалий в южной половине Северной Атлантики (рисунок 3.3д). Расчет коэффициентов корреляции между ГК3 и зимними аномалиями H_{500} в Северном полушарии показал более тесную связь структуры третьей ЭОФ с атмосферными процессами не в Северной Атлантике, а в северотихоокеанском регионе и над Северной Америкой (рисунок 3.3е). Положение атмосферных центров обладало определенным сходством с положением центров тихоокеанско-североамериканской дальней связи (ТСА) (см. рисунок 2.16). Коэффициент корреляции между ГК3 и зимним индексом ТСА составил - 0,48 ($p < 0,05$).

В период 1977-2018 гг. область максимальной изменчивости АТПО, характерная для ЭОФ3, сместилась далеко на северо-восток – в Северное море и южную часть Норвежского моря (рисунок 3.3л), в район влияния скандинавской дальней связи. Однако коэффициент корреляции между ГК3 и индексом этой атмосферной дальней связи оказался близок к критическому значению (при $p = 0,05$), составив 0,38. Вместе с тем, распределение АТПО, соответствующее ЭОФ3 (9,8%), было связано с поясом положительных аномалий H_{500} в высоких широтах и поясом их отрицательных значений в средних широтах, указывая на возможное влияние арктического колебания (АК) (рисунок 3.3м). Коэффициент корреляции

между временными рядами ГКЗ и зимним индексом АК оказался статистически значимым, но невысоким ($r = -0,40$).

В целом, полученные результаты показали, что:

- пространственная структура колебаний аномалий ТПО в северной части Атлантического океана и ее изменчивость определяются, прежде всего, изменениями в долготном и широтном положении двух центров действия атмосферы, которые связывают с североатлантическим колебанием;

- около одной трети изменчивости детрендрованных температурных аномалий в САО связаны с 4-х полюсной пространственной структурой. В период 1957-1988 гг. ее формирование определялось совместным влиянием положительной фазы западно-атлантической дальней связи и отрицательной фазы атмосферной дальней связи «тропики – умеренные широты Северного полушария», а в 1977-2018 гг. – североатлантическим колебанием.

- Период 1977-2018 гг. характеризовался смещением центров действия атмосферы над Северной Атлантикой в восточном направлении, что сопровождалось аналогичным сдвигом центров максимальной изменчивости аномалий ТПО.

- От 1957-1988 гг. к 1977-2016 гг. наблюдалось ослабление влияния на Северную Атлантику климатических процессов, формирующихся в восточной половине северотихоокеанского бассейна.

3.1.3 Пространственно-временная структура колебаний АТПО в северной части Тихого океана в 1957-2018 гг.

Первые три ЭОФ средних зимних аномалий ТПО в северной части Тихого океана за период 1957-2018 гг. объясняют 61% общей дисперсии их колебаний.

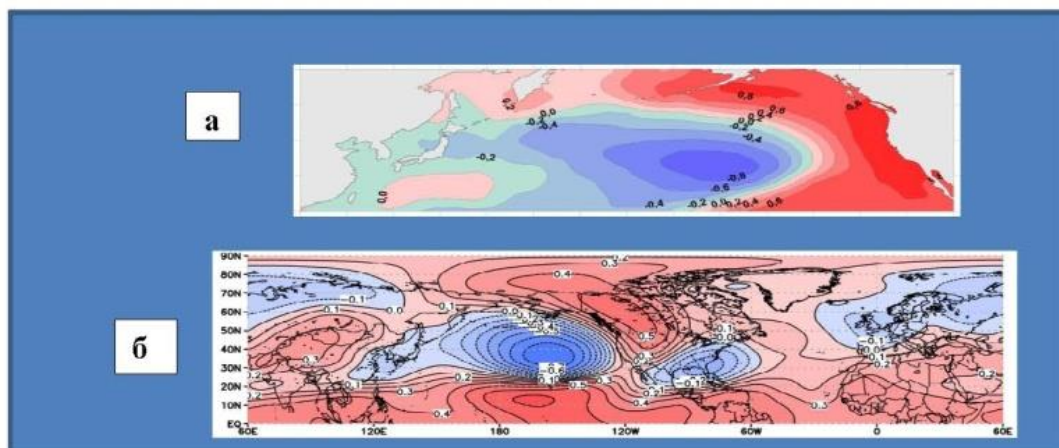
ЭОФ1 (30,4%) отражает противофазную связь между колебаниями температурных аномалий в центральной части океана и вдоль западного побережья Северной Америки, известную как «тихоокеанская декадная осцилляция» (Pacific Decadal Oscillation – PDO) [Mantua et al., 1997] (рисунок 3.4a).

В атмосфере эта мода колебаний аномалий ТПО сопряжена с тихоокеанско-североамериканской дальней связью (ТСА) (рисунок 3.4б). Коэффициент корреляции между ГК1 и средним зимним индексом тихоокеанской декадной осцилляции равен 0,88 ($p < 0,01$). Колебания АТПО, связанные с ЭОФ1, показывают ярко выраженные режимные сдвиги в 1962, 1977, 1999 и 2014 гг. (рисунок 3.5а).

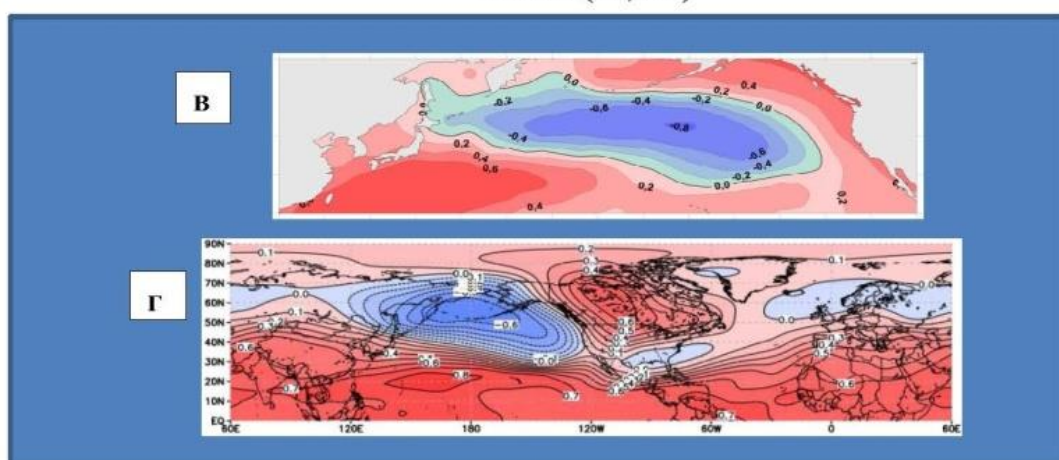
Пространственная реализация ЭОФ2 характеризовалась трехполосной структурой, ориентированной в направлении с юго-запада на северо-восток, с аномалиями ТПО одного знака (в данном случае положительными) на крайнем юго-западе и северо-востоке акватории северной части Тихого океана и аномалиями противоположного знака (отрицательными) в обширном районе между ними (рисунок 3.4в). В средней тропосфере этой моде соответствует меридиональный диполь, положение центров которого указывает на связь с западно-тихоокеанской дальней связью (ЗТ) (рисунок 3.4г и рисунок 2.22). Действительно, коэффициент корреляции между ГК2 и зимним индексом ЗТ для периода 1957-2018 гг. составил 0,67 ($p < 0,05$). Мода изменчивости аномалий ТПО в северной части Тихого океана, обусловленная западно-тихоокеанской дальней связью, известна как «мода Виктория» [Bond et al., 2003]. Ди Лоренцо с соавторами [Di Lorenzo et al., 2008] связали ее с изменениями крупномасштабной океанической циркуляции, получившими название осцилляции северотихоокеанских круговоротов (ОСТК – North Pacific Gyre Oscillation (NPGO)).

Однако коэффициент корреляции между временными рядами ГК2 и среднего зимнего индекса ОСТК оказался невысоким, хотя и статистически значимым ($r = 0,45$; $p < 0,05$). Причина заключается в том, что изменения индекса ОСТК в период 1950-1986 гг. при отрицательной фазе в значительной мере определялись тихоокеанско-североамериканской дальней связью [Котенев и др., 2012].

ЭОФ1 (30,4%)



ЭОФ2 (20,0%)



ЭОФ3 (10,6%)

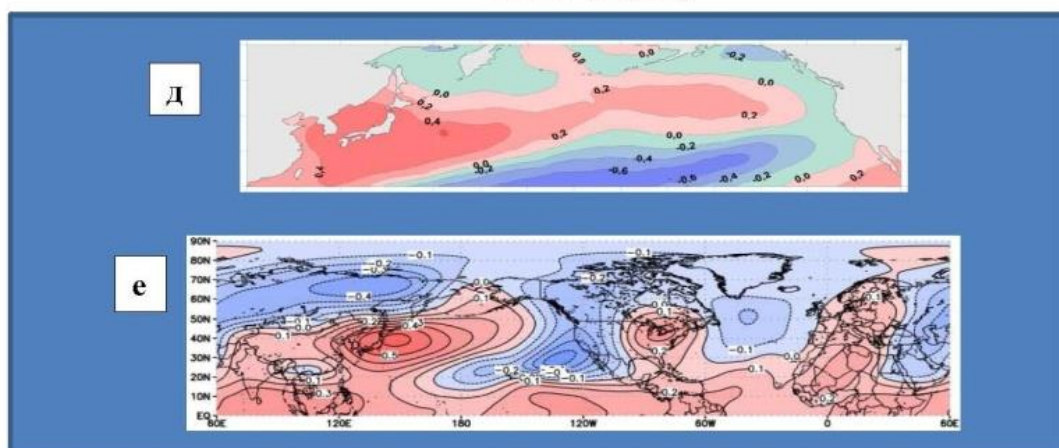


Рисунок 3.4 - Первые три ЭОФ средних зимних (январь-апрель) АТПО в северной части Тихого океана для периода 1957-2018 гг. (а, в, д) и их связь с атмосферной циркуляцией на поверхности 500 гПа (б, г, е)

После установления положительной фазы ЗТ в 1987 г., влияние ЗТ на колебания интенсивности северо-тихоокеанских океанических круговоротов усилилось (коэффициент корреляции между зимними индексами ЗТ и ОСТК в

период 1987-2012 гг. составил 0,72). Следует отметить, что временной ход ГК2 обнаруживает хорошо выраженный переход от периода с преобладанием ее отрицательных значений к периоду с преимущественно положительными величинами между 1986 и 1987 гг. (рисунок 3.5б).

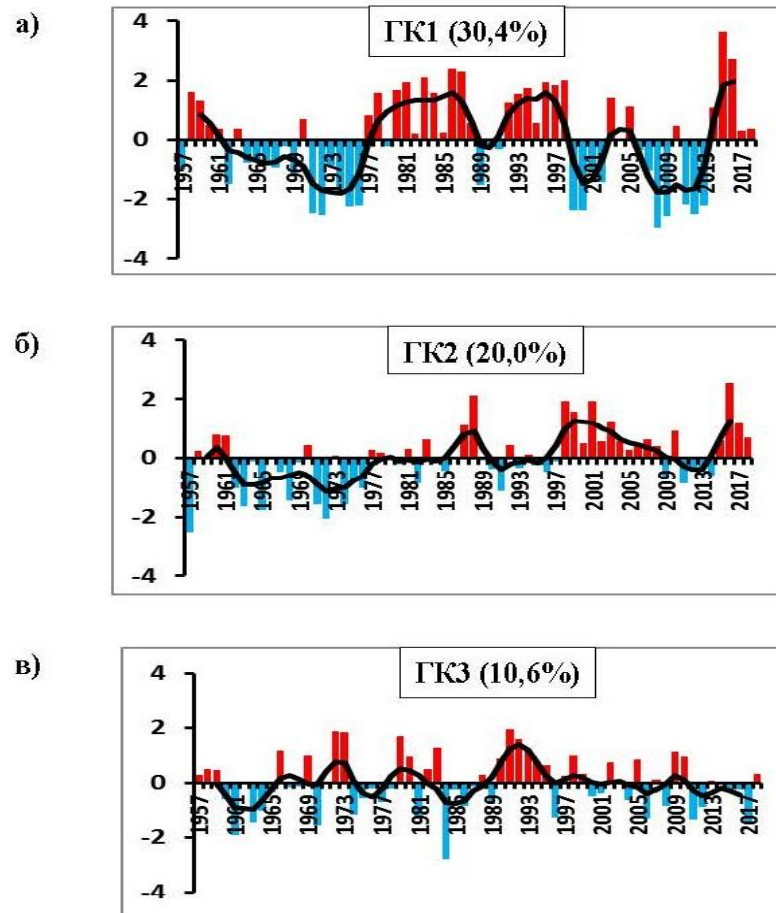


Рисунок 3.5 - Первые три главные компоненты средних зимних АТПО в северной части Тихого океана для периода 1957-2018 гг.

ЭОФ3 (10,6 %) имеет дипольную структуру, вытянутую в квазиширотном направлении (рисунок 3.4д). Один из ее центров простирается на восток от Японских островов до 180° - 170° з.д. примерно вдоль 35° с.ш., а второй, с аномалиями ТПО противоположного знака, располагается в центральной части океана на 20 - 30° с.ш. Соответствующая данной ЭОФ атмосферная циркуляция характеризуется двумя меридиональными диполями. Центры первого расположены над северо-восточным побережьем Евразии и к востоку от Японских островов, а второго – в юго-восточном секторе исследуемой акватории (рисунок 3.4е). При этом главная компонента ЭОФ3 не обнаружила значимой

статистической связи с известными атмосферными и океаническими ДС. Изменения ГКЗ характеризуются преобладанием ее положительных значений в 1966-1996 гг. и отрицательных в последующие годы (рисунок 3.5в).

3.1.4 Изменения пространственной структуры многолетних колебаний северотихоокеанских АТПО между 1957-1988 гг. и 1977-2018 гг.

Основная особенность структуры первой ЭОФ (35,0%) в 1957-1988 гг. – широтный диполь, характерный для тихоокеанской декадной осцилляции (рисунок 3.6а). Коэффициент корреляции между временными рядами первой главной компоненты северотихоокеанских АТПО и среднего зимнего индекса осцилляции оказался несколько ниже, чем для всего исследуемого периода, составив 0,78 ($p < 0,03$).

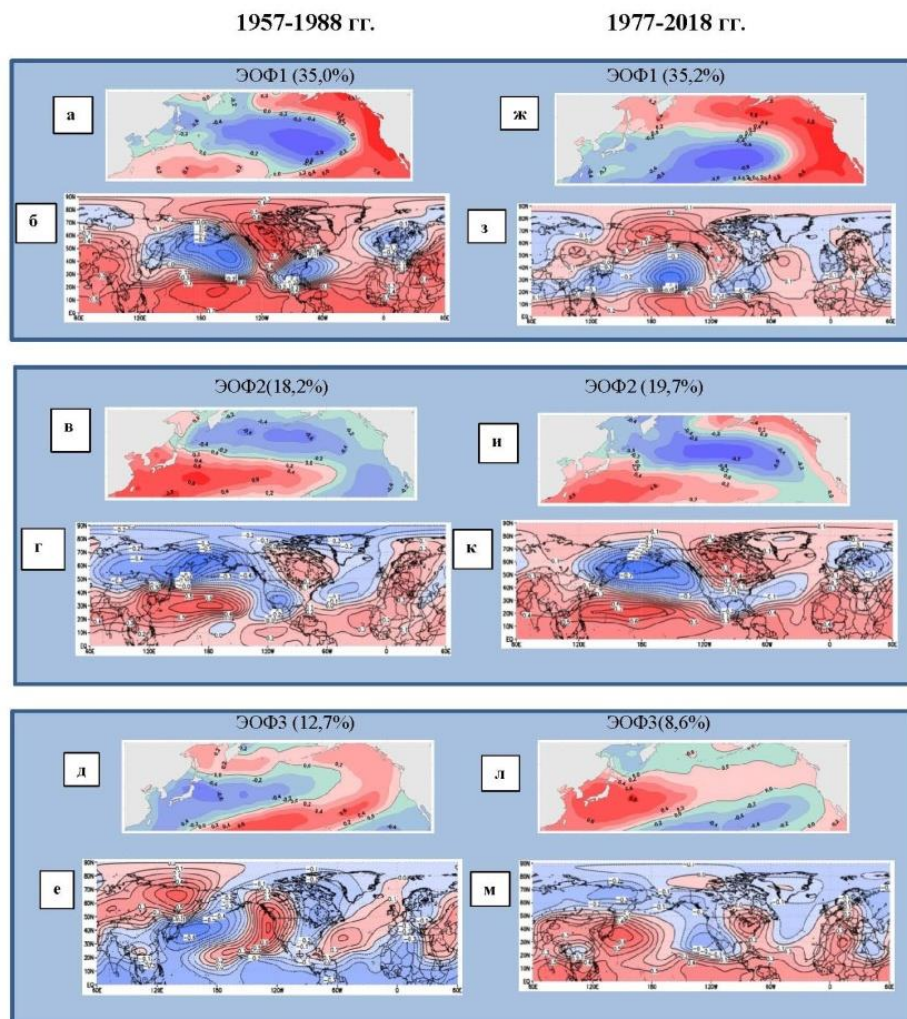


Рисунок 3.6 - Первые три ЭОФ средних зимних (январь-апрель) АТПО в северной части Тихого океана в 1957-1988 гг. (а, в, д) и 1977-2018 гг. (ж, и, л) и их связь с атмосферной циркуляцией на поверхности 500 гПа (б, г, е – 1957-1988 гг.; з, к, м – 1977-2018 гг.)

Вместе с тем, пространственная ориентация центров наибольшей изменчивости аномалий ТПО и геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (рисунок 3.6б) в период 1957-1988 гг. обладала большим сходством с «классической» картиной тихоокеанской декадной осцилляции (см. рисунки 2.29, 2.30) чем в период с 1957-2018 гг. Об этом свидетельствует и расчет коэффициентов корреляции между ГК1 и индексом ТСА для 1957-1988 гг. и 1957-2018 гг. (соответственно, 0,73 и 0,52; $p < 0,05$).

Пространственное проявление ЭОФ2 в 1957-1988 гг. характеризовалось меридиональным диполем с линией смены знака температурных аномалий между 35-40°с. ш. (рисунок 3.6в). Область положительных АТПО южнее этой линии простиралась от юго-восточного побережья Азии в центральные районы океана, а полоса отрицательных аномалий – от Курильских островов на восток приблизительно до 150°з.д. Еще один центр отрицательных АТПО располагался западнее Калифорнии между 20-30°с. ш. В средней тропосфере второй ЭОФ соответствовал диполь, структура которого обнаруживала значительное сходство со структурой западно-тихоокеанской дальней связи при ее положительной фазе (рисунок 3.6г). Корреляционная связь между ГК2 и индексом ЗТ в рассматриваемый период характеризовалась коэффициентом, равным 0,70 ($p < 0,03$), а между ГК2 и индексом ОСТК его величина составила 0,55 ($p < 0,05$).

Структура третьей ЭОФ (12,7 %) в 1957-1988 гг. обнаруживала некоторое сходство со структурой ЭОФ2, смещенной в северо-западном направлении (рисунок 3.6.д). При этом область отрицательных АТПО, простиравшаяся на восток от Японских островов до 170° в. д.-180°, была окружена поясом аномалий противоположного знака с максимальными значениями в его южной и юго-восточной частях. В атмосфере третьей ЭОФ соответствовала структура из трех центров, положение двух из которых было схоже с положением центров ЗТ, смещенных далеко на северо-запад (рисунок 3.6.е). Третий центр располагался у западного побережья США. При этом, как и для всего периода с 1957 г. по 2018 г., для рассматриваемого периода отсутствуют значимые статистические связи с известными атмосферными дальними связями.

В целом, результаты анализа свидетельствуют о сходстве пространственных структур первых трех ЭОФ северотихоокеанских АТПО в 1957-1988 гг. Для каждой из них была характерна область температурных аномалий одного знака в западной половине океана, окруженная аномалиями противоположного знака с севера, востока и юга. В этом смысле, первые три ведущие моды изменчивости АТПО можно рассматривать как отклонения от некоего «среднего состояния». Смена ведущей моды обусловлена долготными и широтными смещениями соответствующих атмосферных центров, часто формирующих известные ветви дальних связей. Устойчивость их положения во времени определяет длительность и район максимального проявления того или иного климатического режима.

Полученный выше вывод хорошо подтверждается результатами анализа первых трех ЭОФ и их главных компонент за период 1977-2018 гг.

Структура ЭОФ1 (35,2%) отражает широтный диполь, центры которого расположены к югу от 40° с. ш. (рисунок 3.6ж). Такое положение центров диполя можно рассматривать как смещенную на юг структуру ТДО в ее положительную фазу, так и смещенную на восток структуру, связанную с ОСТК при ее отрицательной фазе. Действительно, поле коэффициентов корреляции между ГК1 и аномалиями H_{500} обнаруживает черты сходства как со структурой ТСА, так и с западно-тихоокеанским диполем (рисунок 3.6з). При этом коэффициенты корреляции временного ряда ГК1 с индексами ЗТ и ОСТК составляли, соответственно, - 0,68 и - 0,48, а с индексами ТСА и ТДО – соответственно, 0,23 и 0,73.

Аналогичный вывод справедлив также для ЭОФ2 (19,7%) (рисунок 3.6и). Ее структура обнаруживает сходство с тихоокеанской декадной осцилляцией (см. рисунок 2.29) и с модой ОСТК (см. рисунок 2.33). В атмосфере эта ЭОФ сопряжена с северотихоокеанским диполем, а также с северотихоокеанским и, в меньшей степени, атлантическим центрами тихоокеанско-североамериканской дальней связи (рисунок 3.6к). Коэффициенты корреляции между временным рядом ГК2 и индексами ЗТ и ОСТК равнялись 0,49 и 0,52, а с индексами ТСА и ТДО – соответственно, 0,51 и 0,40 ($p < 0,05$).

Таким образом, анализ пространственно-временной структуры первых двух ЭОФ за период 1977-2018 гг. свидетельствует о том, что они отражают некое переходное состояние между двумя ведущими модами изменчивости АТПО, обусловленных, соответственно, тихоокеанской декадной осцилляцией и осцилляцией северотихоокеанских круговоротов.

В работе [Yeh et al., 2011] выполнен анализ первых двух ЭОФ северотихоокеанских АТПО с использованием данных из массива ERSST v.3, но для более короткого периода – с 1977 по 2009 гг. Авторы показали, что первая ЭОФ в 1977-2009 гг. была тесно связана только с ОСТК, а вторая – только с ТДО. Таким образом, результаты данной работы свидетельствуют о вероятном усилении роли тихоокеанской декадной осцилляции в общей изменчивости АТПО в северной части Тихого океана в последнее десятилетие.

Пространственная структура ЭОФ3 (8,6%) обнаруживает значительное сходство со структурой третьей ЭОФ для всего исследуемого периода с 1957 по 2018 гг. (рисунок 3.6л и 3.4д).

В целом, судя по изменениям абсолютных значений коэффициентов корреляции между временными рядами первых трех главных компонент и температурных аномалий в северной части Тихого океана, в 1977-2018 гг. наблюдались значительное усиление изменчивости АТПО в юго-западном секторе океана и ее ослабление в восточной половине исследуемой акватории.

3.2 Результаты кластерного анализа

Районирование исследуемых акваторий северных частей Атлантического и Тихого океанов методом Уорда [Ward, 1963] выполнено для периодов 1957-1991 гг. и 1987-2014 гг.

3.2.1 Северная часть Атлантического океана

По результатам кластерного анализа за период 1957-1991 гг. в Северной Атлантике выделены шесть крупномасштабных географических районов с когерентными изменениями средних зимних АТПО в пределах каждого из них (рисунок 3.7а).

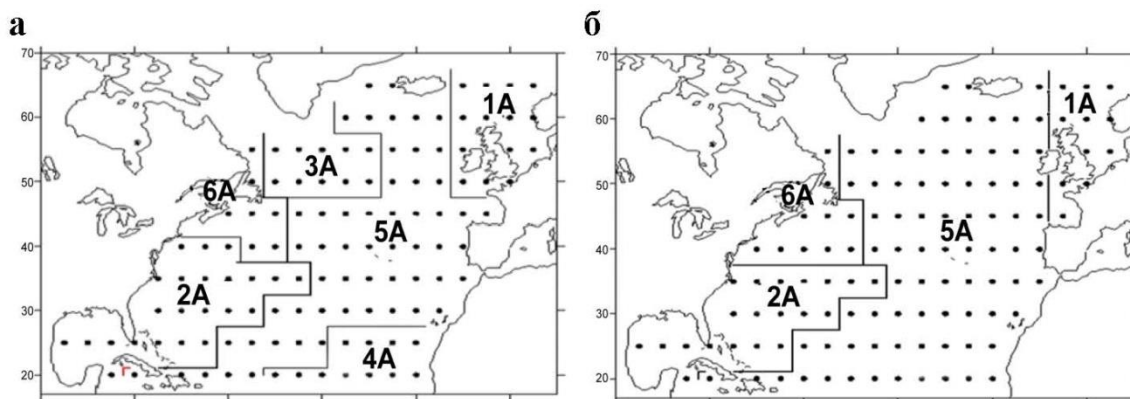


Рисунок 3.7 - Результаты кластерного анализа полей средних зимних АТПО в Северной Атлантике для периодов 1957-1991 гг. (а) и 1987-2014 гг. (б)

Как видно из рисунка 3.8, колебания температурных аномалий характеризовались «четырёхполюсной» структурой: их флуктуации на северо-востоке (район 1А) и юго-западе (район 2А) исследуемой акватории были противоположны таковым в ее северо-западной (район 3А) и юго-восточной (район 4А) частях.

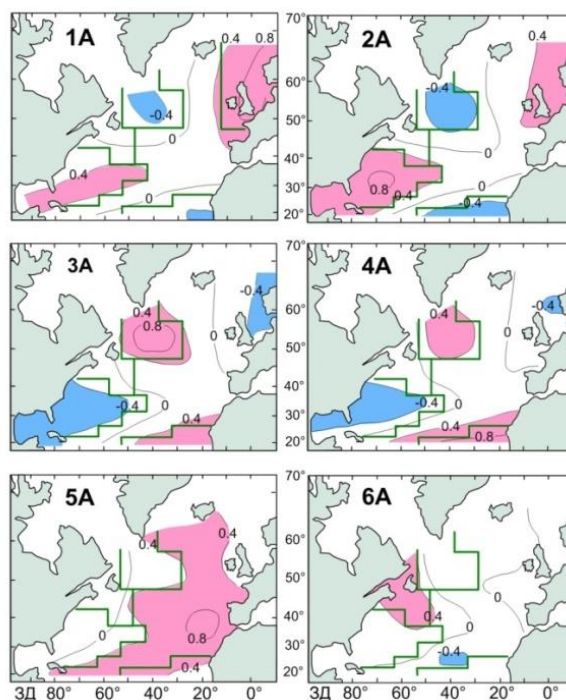


Рисунок 3.8 - Распределение коэффициентов корреляции между временными рядами АТПО, осредненных по каждому из районов 1А-6А, и временными рядами АТПО в каждом узле регулярной сетки 5°x5° в 1957-1991 гг. Цветной заливкой показаны области с $|r| \geq 0,40$. Зеленые ломаные линии соответствуют границам районов

Результаты, приведенные на рисунке 3.8, суммированы в Таблице 3.1. Как и следовало ожидать, существуют статистически значимые связи между колебаниями АТПО, осредненными по каждому из районов 1А-4А.

Таблица 3.1 - Коэффициенты корреляции между средними зимними аномалиями ТПО, осредненными по каждому из районов 1А-6А, в период 1957-1991 гг. Звездочками обозначены коэффициенты с уровнем значимости $p < 0,05$

	2А	3А	4А	5А	6А
Район 1А	0,54*	-0,46*	-0,28	0,23	0,17
Район 2А		-0,64*	-0,63*	-0,01	0,23
Район 3А			0,55*	0,30	-0,14
Район 4А				0,40	-0,17
Район 5А					0,23

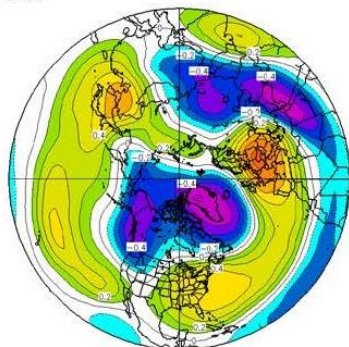
Выявленная по результатам кластерного анализа 4-х полюсная структура аналогична пространственной структуре ЭОФ1 в период 1957-1988 гг. Ее существование в значительной мере определялось североатлантическим колебанием (рисунок 3.9).

Коэффициент корреляции между первой ГК временных рядов аномалий ТПО, осредненных по каждому из районов 1А-4А, (97,7% общей дисперсии) и временным рядом индекса САК составил - 0,73 ($p < 0,01$). В то же время, на колебания АТПО в центральной части Северной Атлантики (район 5А) в рассматриваемый период оказывала влияние атмосферная дальняя связь «тропики – умеренные широты Северного полушария» (ТСП). Коэффициент корреляции между временными рядами АТПО, осредненных по району 5А, и индекса ТСП составил - 0,44 ($p < 0,05$). Следует отметить достаточно высокую статистическую связь колебаний температурных аномалий в районе 6А, расположенного в зоне взаимодействия теплых вод Гольфстрима и холодного Лабрадорского течения, с аномалиями Н500 над Евразией. Это указывает на возможное влияние климатических процессов в районе 6А, совпадающем с Ньюфаундлендской

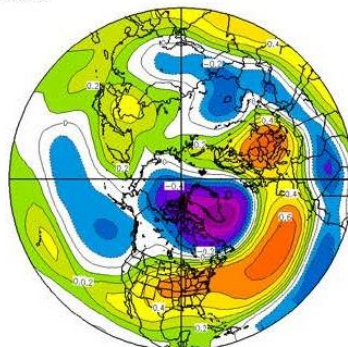
энергоактивной зоной [Лаппо и др., 1990], на атмосферную циркуляцию в евразийском секторе Северного полушария.

Районы:

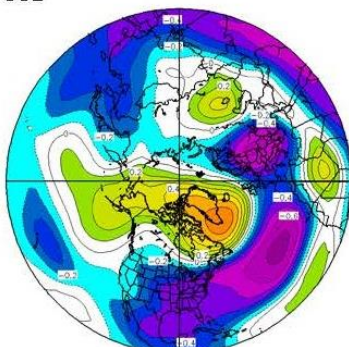
1A



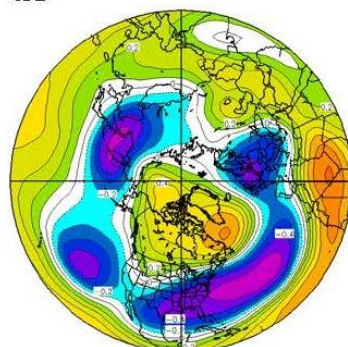
2A



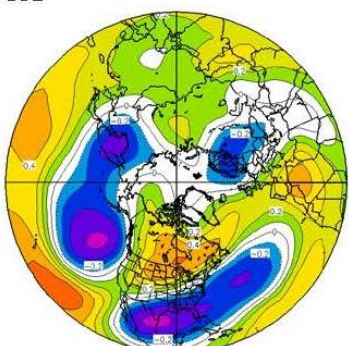
3A



4A



5A



6A

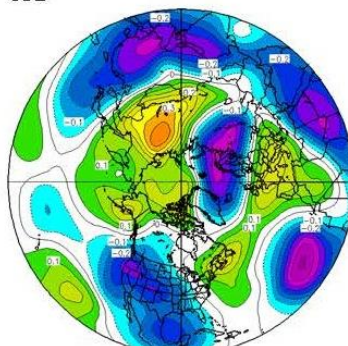


Рисунок 3.9 - Распределение коэффициентов корреляции между временными рядами АТПО, осредненных по районам 1А-6А, и временными рядами средних зимних аномалий H_{500} в Северном полушарии в период 1957-1991 гг.

Таким образом, результаты кластерного анализа подтверждают сделанный ранее вывод о том, что формирование 4-х полюсной структуры колебаний АТПО в Северной Атлантике с конца 1950-х гг. и до начала 1990-х гг. определялось совместным влиянием дальней связи «тропики – умеренные широты Северного

полушария» и североатлантического колебания, тесно связанного с западно-атлантической дальней связью ($r = -0,71$ для периода 1957-1991 гг.).

Результаты районирования северной части Атлантического океана за период 1987-2014 гг. выявили следующие изменения: 1) отсутствие 4-х полюсной структуры, характерной для периода 1957-1991 гг., в связи с объединением районов 3А, 4А и 5А в один обширный район 5А; 2) смещение границы между районами 5А и 1А на восток; 3) увеличение площади района 6А с усилением отрицательной корреляционной связи между колебаниями АТПО в районах 5А и 6А ($r = -0,86$; $p < 0,01$), что, вероятно, связано с изменениями в характере крупномасштабной океанической циркуляции (рисунок 3.7б).

В целом, флуктуации температурных аномалий на акватории Северной Атлантики стали более когерентными (Таблица 3.2).

Таблица 3.2 - Коэффициенты корреляции между средними зимними аномалиями ТПО, осредненными по каждому из районов 1А-6А, в период 1987-2014 гг.

Звездочками обозначены коэффициенты с уровнем значимости $p < 0,05$

	2А	5А	6А
Район 1А	0,44*	0,45*	-0,10
Район 2А		0,33	-0,31
Район 5А			-0,86*

Выявленные различия между двумя анализируемыми периодами были в значительной степени обусловлены смещением Исландского минимума и Азорского максимума атмосферного давления на восток в конце 1980-х – первой половине 1990-х гг. (рисунок 3.10) и установлением положительной фазы Атлантической многодекадной осцилляции в 1996 г.

С последним связано формирование обширного района 5А (см. рисунок 3.7 и рисунок 2.26). Это подтверждается структурой поля корреляций для данного района на рисунке 3.10, хорошо согласующейся с аналогичной структурой для индекса АМО (см. рисунок 2.28).

Районы:

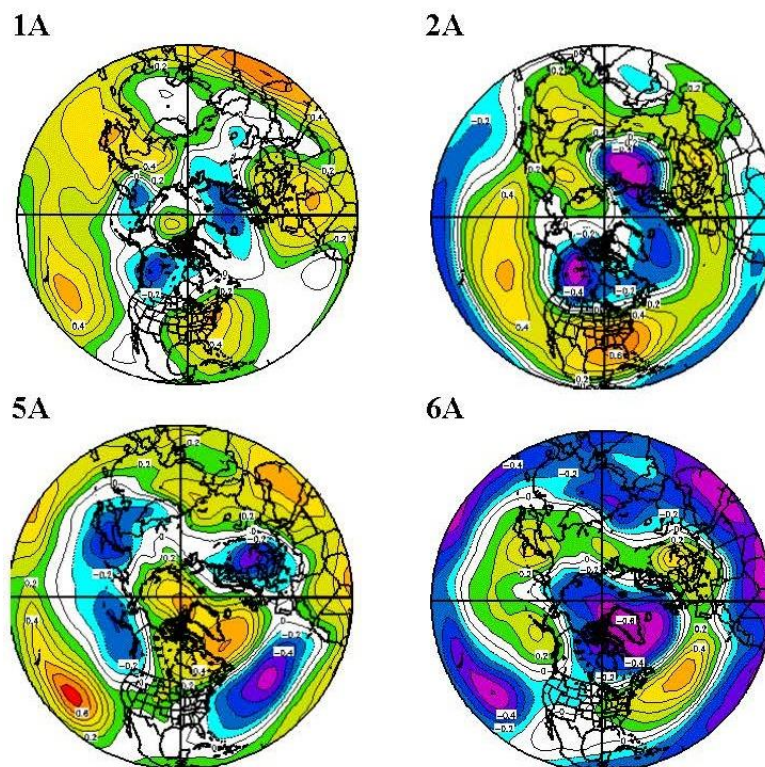


Рисунок 3.10 - Распределение коэффициентов корреляции между временными рядами АТПО, осредненных по районам 1А-6А, и временными рядами средних зимних аномалий H_{500} в Северном полушарии в период 1987-2014 гг.

3.2.2 Северная часть Тихого океана

В северной части Тихого океана по результатам кластерного анализа за период 1957-1991 гг. выделены 5 крупномасштабных географических районов, которые формируют две независимые пространственные моды колебаний АТПО (рисунок 3.11а).

Вариации аномалий между восточной (район 1Т) и центральной (район 2Т) частями океана характеризовались противофазной связью (рисунок 3.12). Аналогичный характер связи отмечался между его северо-западным (район 3Т) и юго-западным (район 4Т) секторами.

Противофазность флуктуаций аномалий поверхностной температуры воды между районами 1Т и 2Т обусловлена географическим положением центров тихоокеанско-североамериканской ДС, а между северо-западным (3Т) и юго-западным (4Т) районами – проявлением западно-тихоокеанской ДС (рисунок 3.13).

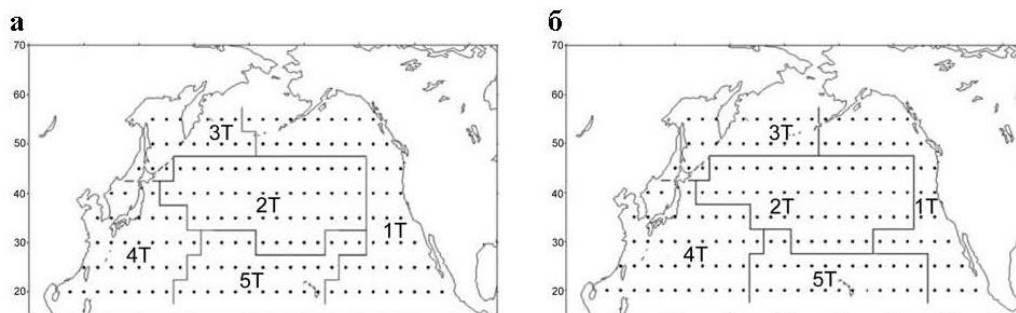


Рисунок 3.11 - Результаты кластерного анализа полей средних зимних АТПО в северной части Тихого океана для периодов 1957-1991 гг. (а) и 1987-2014 гг. (б)

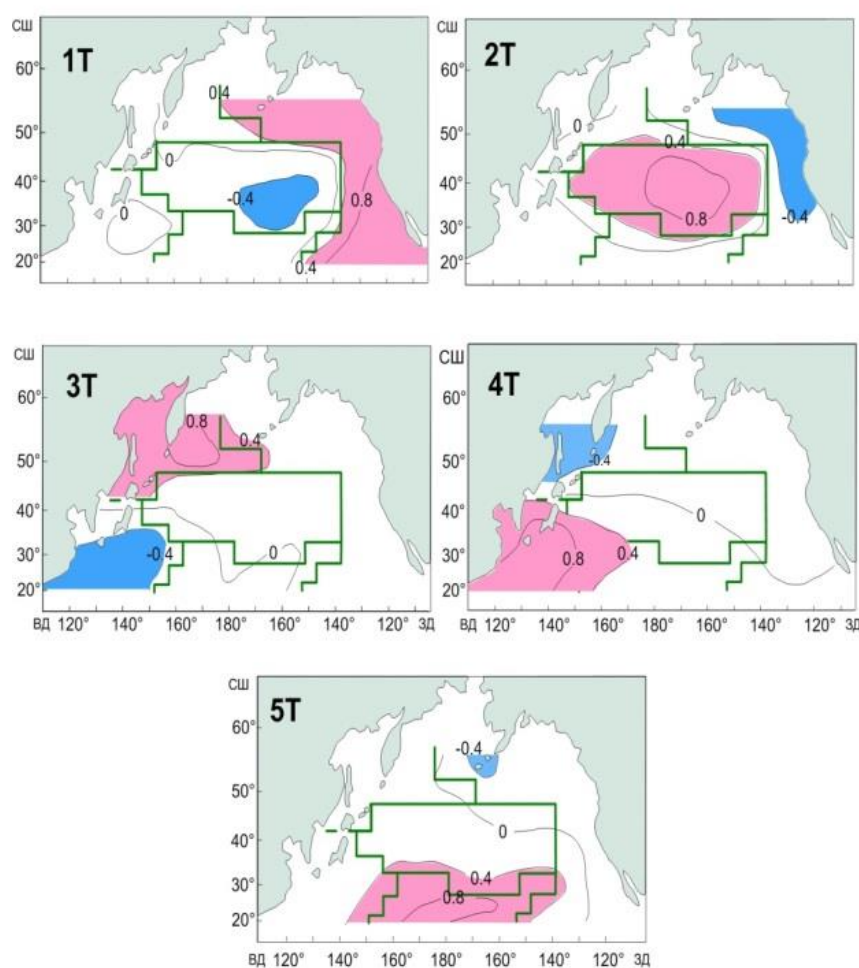


Рисунок 3.12 - Распределение коэффициентов корреляции между временными рядами АТПО, осредненных по каждому из районов 1Т-5Т, и временными рядами АТПО в каждом узле регулярной сетки $5^\circ \times 5^\circ$ в 1957-1991 гг. Цветной заливкой показаны области с $|r| \geq 0,40$. Зеленые ломаные линии соответствуют границам районов

Результаты, приведенные на рисунке 3.12, суммированы в Таблице 3.3.

Таблица 3.3 - Коэффициенты корреляции между средними зимними аномалиями ТПО, осредненными по каждому из районов 1Т-5Т, в период 1957-1991 гг. Звездочками обозначены коэффициенты с уровнем значимости $p < 0,05$

	2Т	3Т	4Т	5Т
Район 1Т	-0,38*	0,17	0,19	-0,02
Район 2Т		0,26	0,15	0,26
Район 3Т			-0,42*	-0,07
Район 4Т				0,31

Коэффициенты корреляции между ГК1 (65,7%) временных рядов АТПО, осредненных по этим районам, и индексами ТСА и ТДО составили, соответственно, 0,78 и 0,91 ($p < 0,01$). Связь первой главной компоненты АТПО в районах 3Т и 4Т (56,3%) с индексом западно-тихоокеанской дальней связи характеризовалась коэффициентом корреляции $r = -0,58$ ($p < 0,05$), а с ее океаническим аналогом – индексом ОСТК, она оказалась статистически незначимой ($r = -0,11$).

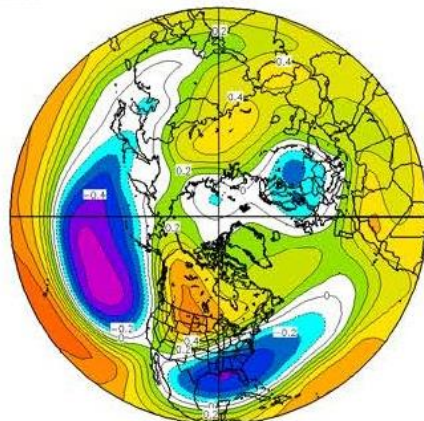
Интересно отметить, что флуктуации АТПО в районе 5Т, расположенного в южной части исследуемой акватории, сопряжены с синхронным понижением атмосферного давления в высоких широтах и его ростом в средних широтах северных частей обоих океанов.

В 1987-2014 гг. количество кластеров (районов) в северной части Тихого океана по сравнению с периодом 1957-1991 гг. не изменилось (рисунок 3.11б). Однако статистическая связь между центральной и восточной частями океана стала незначимой ($r = -0,13$) при сохранении высокого значения коэффициента корреляции между ГК1 (55,4%) временных рядов аномалий температуры в районах 1Т и 2Т и индексом ТДО ($r = 0,84$; $p < 0,01$). В то же время, наблюдалось существенное ослабление связи колебаний АТПО в рассматриваемых районах с тихоокеанско-североамериканской дальней связью в атмосфере ($r = 0,38$). В частности, атмосферные центры, сопряженные с изменениями температурных аномалий в районе 1Т, расположены гораздо западнее, чем центры ТСА (рисунок

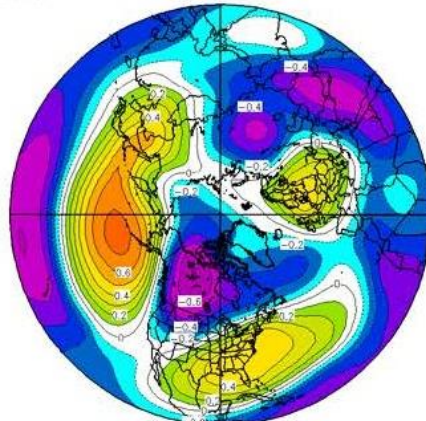
3.14). Это, вероятно, и стало основной причиной низкой корреляции между флуктуациями температурных аномалий на востоке и в центре океана.

Районы:

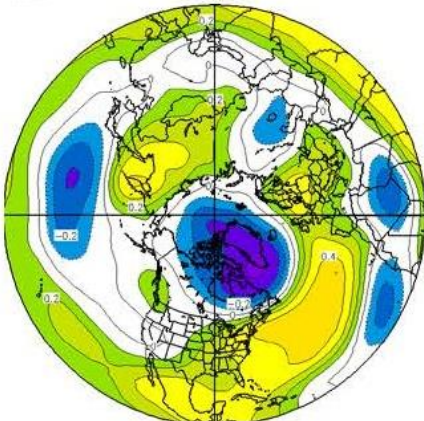
1Т



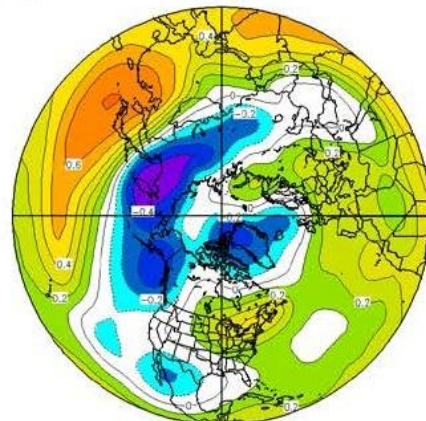
2Т



3Т



4Т



5Т

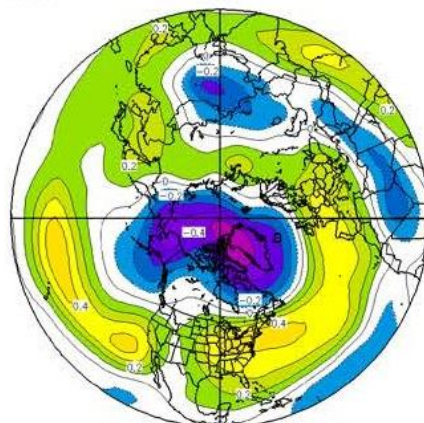


Рисунок 3.13 - Распределение коэффициентов корреляции между временными рядами АТПО, осредненных по районам 1Т-5Т, и временными рядами средних зимних аномалий H_{500} в Северном полушарии в период 1957-1991 гг.

Районы:

1Т

2Т

3Т

4Т

5Т

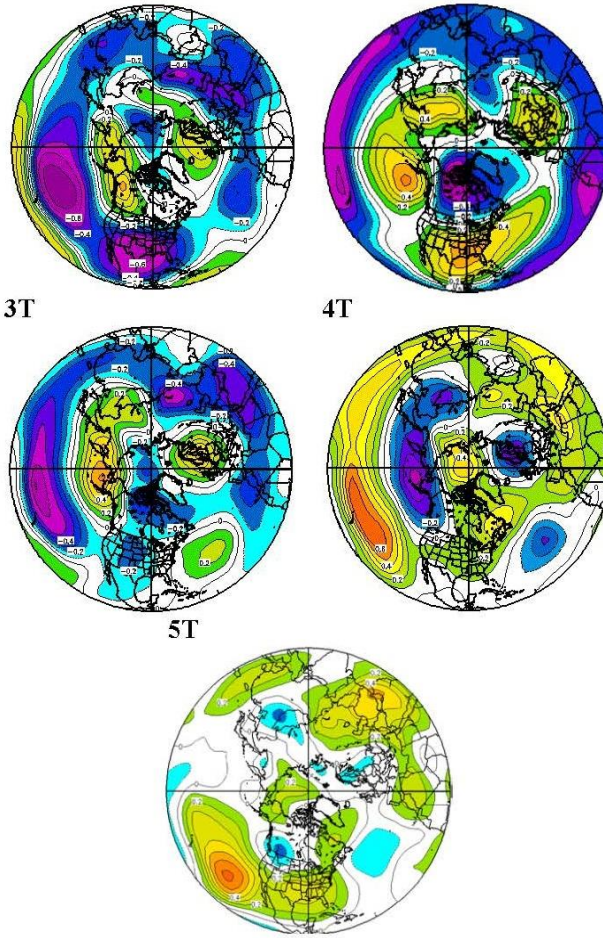


Рисунок 3.14 - Распределение коэффициентов корреляции между временными рядами АТПО, осредненных по районам 1Т-5Т, и временными рядами средних зимних аномалий N_{500} в Северном полушарии в период 1987-2014 гг.

В 1987-2014 гг. произошло усиление меридионального диполя, характеризующего изменения АТПО в западной части океана. Абсолютное значение коэффициента корреляции между их флуктуациями в районах 3Т и 4Т увеличилось от 0,42 до 0,60. При этом статистическая связь первой ГК (76,9%) аномалий ТПО в этих районах с индексом атмосферной западно-тихоокеанской дальней связи практически не изменилась по сравнению с 1957-1991 гг. ($r = -0,56$), в то время как влияние океанических круговоротов на изменчивость температуры поверхности океана в западной части его акватории возросло – r (ГК1, индекс ОСТК) = - 0,70 при $p < 0,01$.

Таким образом, результаты кластерного анализа показали, что от 1957-1991 гг. к 1987-2014 гг. наблюдалось усиление роли западных районов северной

части Тихого океана в изменчивости ее поверхностной температуры, очевидно, связанное с общей интенсификацией системы «ЗТ-ОСТК». Одновременно снизилось значение тихоокеанской декадной осцилляции как единого процесса, контролирующего изменения АТПО на значительном пространстве исследуемой акватории. В целом, это согласуется с выводами, полученными при анализе результатов применения метода ЭОФ.

3.3 Сопряженность климатических колебаний между северными частями Атлантического и Тихого океанов

3.3.1 Результаты применения метода разложения на ЭОФ к совместному полю аномалий ТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов

Отмеченные выше климатические сдвиги 1976-1977 гг. и второй половины 1980-х гг. значительно отличались друг от друга. В работе [Hare and Mantua, 2000] на основе анализа 100 временных рядов наблюдений над климатическими и биологическими характеристиками за период 1965-1997 гг. показано, что смена режимов в зимнем сезоне 1988-1989 гг. не сопровождалась резкими изменениями в ходе основных климатических индексов северной части Тихого океана и не означала возвращения к условиям, наблюдавшегося до зимы 1976-1977 гг. В то же время, авторы выявили существенные изменения в состоянии различных популяций гидробионтов в северо-восточной части океана после зимы 1988-1989 гг. С другой стороны, период 1989-1994 гг. характеризовался резкой интенсификацией центров действия САК и их смещением далеко на восток и северо-восток от среднесезонного положения [Jung et al., 2003]. Это сопровождалось, в частности, изменениями в положении центров североатлантических и евразийских атмосферных дальних связей и характере их влияния на изменчивость ТПО в северных частях обоих океанов (см. Главу 2). В работе [Overland et al., 1999] установлено, что климатический сдвиг 1988-1989 гг. в северной части Тихого океана был обусловлен изменениями характеристик арктического колебания (которое тесно связано с североатлантическим колебанием), а не алеутского минимума. Одним из наиболее значимых последствий смены режима в конце 1980-х гг. стал температурный скачок в

тепловом состоянии северотихоокеанского бассейна, сопровождавшийся резким ростом его средней ТПО [Yeh et al., 2011].

Исходя из вышеизложенного, представляет интерес анализ изменений в пространственной структуре климатических колебаний в Северном полушарии до и после климатического сдвига 1980-х гг.

На рисунке 3.15 показаны первые три ЭОФ совместного поля АТПО в северных частях Тихого и Атлантического океанов для периода 1957-1988 гг.

ЭОФ1 (27,2%) совместного поля отражает тихоокеанскую декадную осцилляцию (рисунок 3.15а). Коэффициент корреляции между ГК ЭОФ1 и индексом ТДО в 1957-1988 гг. составил 0,94. В Северной Атлантике структура ЭОФ1 характеризовалась противофазными изменениями АТПО у юго-восточного побережья США и в районе, простиравшемся от 60° з. д. на восток и северо-восток к северо-западному побережью Африки.

Особенности пространственной структуры ЭОФ1 в рассматриваемый период определялись тихоокеанско-североамериканской ветвью дальних связей в атмосфере (рисунок 3.15б). Ее атлантический центр обеспечивал положительную связь колебаний АТПО вдоль западного побережья Северной Америки и на юго-востоке Северной Атлантики, хорошо выраженную на рисунке 3.15а. Механизм влияния этого центра на атмосферную циркуляцию в североатлантическом регионе подробно описан в работах [Dickson and Namias, 1976; Walter and Graf, 2002; Honda et al, 2007]. В периоды положительной фазы ТСА (ТДО) он характеризуется циклонической циркуляцией, которая способствует снижению интенсивности северо-восточного пассата и потеплению поверхностных вод в тропических и субтропических широтах восточной половины Северной Атлантики. В то же время, аномальные северные и северо-восточные ветры вдоль его западной периферии обуславливают формирование отрицательных АТПО в Мексиканском заливе и в районе Гольфстрима.

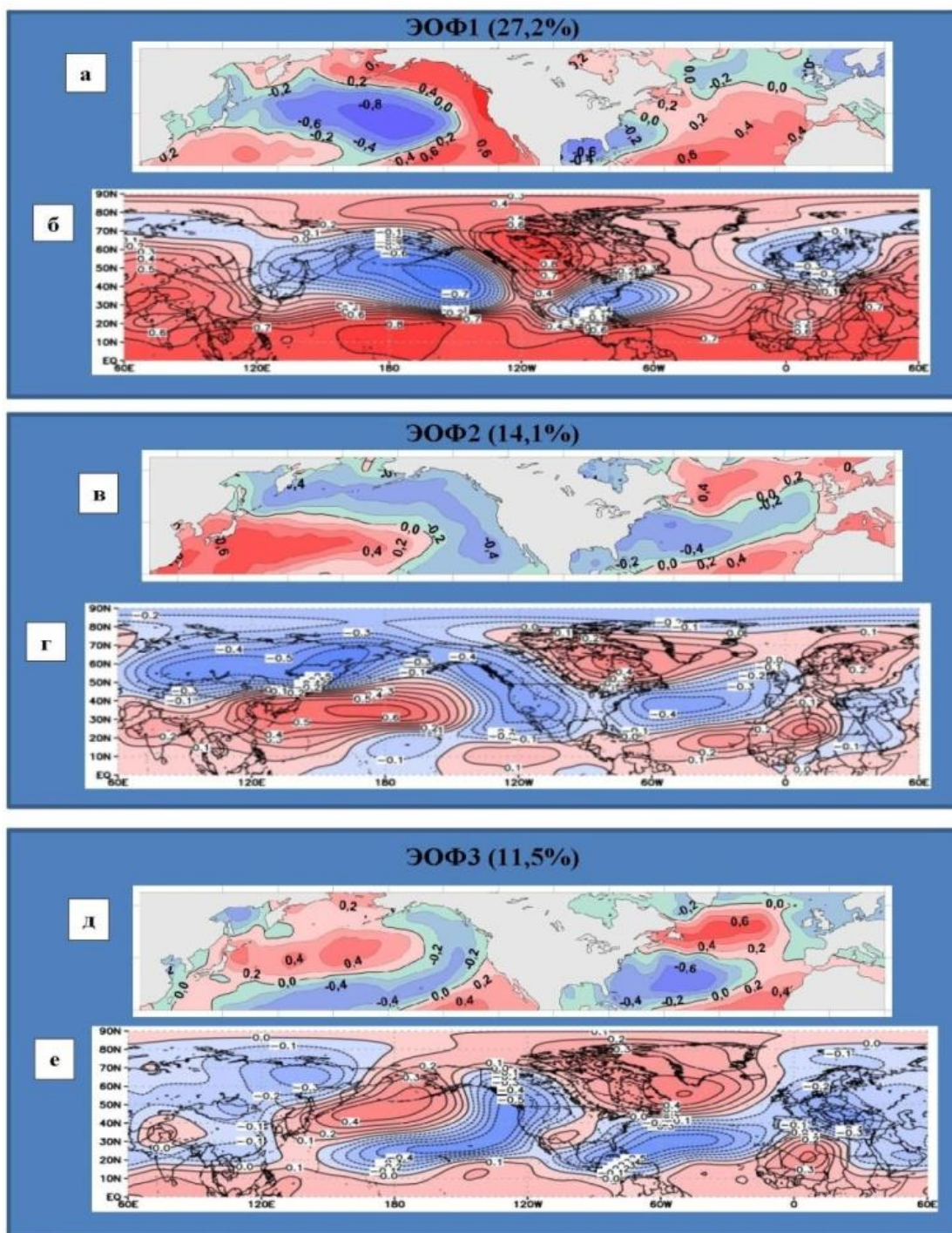


Рисунок 3.15 – Первые три ЭОФ совместного поля средних зимних АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов для периода 1957-1988 гг. (а, в, д) и их связь с атмосферной циркуляцией на поверхности 500 гПа (б, г, е)

Следует отметить, что результаты кластерного анализа за период 1957-1991 гг. свидетельствуют о статистически значимой положительной связи колебаний температурных аномалий между восточным северотихоокеанским (1Т) и центральным североатлантическим (5А) районами ($r = 0,60$; $p < 0,05$). При сглаживании временных рядов АТПО в этих районах 5-летним скользящим

осреднением значение коэффициента корреляции возрастает до 0,75 (рисунок 3.16а).

Очевидно, что связь между районами 1Т и 5А осуществляется через «смешанное» влияние на Северную Атлантику двух взаимно независимых тихоокеанских дальних связей: тихоокеанско-североамериканской и «тропики – умеренные широты Северного полушария» (рисунки 3.16б, в).

В работе [Pinto, Reyers, 2011] выявлена значимая отрицательная связь между зимними индексами ТСА и САК в период 1973-1994 гг. В основе возможного физического механизма такой связи лежат бароклинные волны, формирующие траектории североатлантических циклонов. Аномалии H_{500} в периоды положительной (отрицательной) фазы ТСА обуславливают пониженную (повышенную) адвекцию теплого и влажного воздуха из Мексиканского залива и холодного воздуха с территории Канады, что, в свою очередь, ослабляет (усиливает) бароклинность над восточной частью Северной Америки.

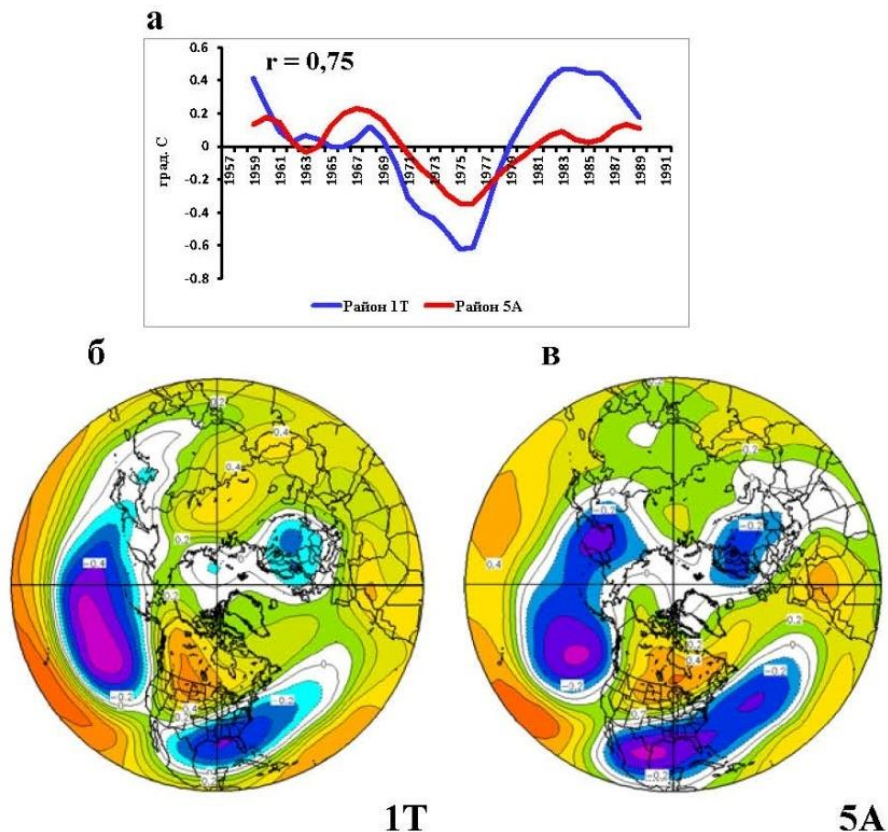


Рисунок 3.16 – Временные ряды средних зимних АТПО в районах 1Т и 5А, сглаженные 5-летним скользящим осреднением (а); распределение коэффициентов корреляции между АТПО в районах 1Т (б) и 5А (в) и аномалиями H_{500} в Северном полушарии в период 1957-1991 гг.

При этом условия для развития вихревых образований на входе в североатлантический регион ухудшаются (улучшаются). Авторы показали, что вслед за пониженной (повышенной) циклонической активностью в районе о. Ньюфаундленд в начале зимы при положительной (отрицательной) фазе ТСА, в последующие месяцы происходит ее ослабление (усиление) вниз по течению, т.е. восточнее. Так как изменчивость САК тесно связана с циклонической деятельностью над центральными и восточными районами Северной Атлантики, описанные процессы обуславливают сдвиг индекса североатлантического колебания в сторону преобладания его отрицательных (положительных) значений.

Б. Гуан и С. Нигам [Guan and Nigam, 2009] изучали влияние климатических процессов в северной части Тихого океана на атлантическую многодекадную осцилляцию по данным за 1870-2001 гг. Согласно их результатам, это влияние объясняет 45% изменчивости АМО.

Исходя из вышеизложенного, пространственную структуру ЭОФ1 в ее североатлантической части можно интерпретировать как начальную стадию формирования положительной фазы АМО под влиянием северотихоокеанских атмосферных дальних связей. Отметим, что рост ТПО на востоке северной части Тихого океана и в центральном районе северной части Атлантического океана начался одновременно в зимний сезон 1976-1977 гг. (рисунок 3.16а), совпав с известным климатическим сдвигом.

В северной части Тихого океана ЭОФ2 (14,1%) совместного поля АТПО в период 1957-1988 гг. представлена меридиональным диполем, обладающим значительным сходством с модой Виктория, или модой ЗТ/ОСТК, в ее положительной фазе (рисунок 3.15в). В Северной Атлантике хорошо выражена трехполюсная структура, с центром отрицательных АТПО у восточного побережья Северной Америки и двумя центрами положительных аномалий – северо-восточнее о. Ньюфаундленд и в тропических широтах на востоке океана. Такая структура хорошо соответствует атлантическому триполю [Deser and Blackmon, 1993; Kushnir, 1994].

В средней тропосфере Северного полушария ЭОФ2 была сопряжена с двумя диполями противоположной полярности над западными частями океанов и прилегающими районами материков (рисунок 3.15г). Эти диполи обуславливали, в частности, противофазные колебания АТПО между северо-западными частями обоих океанов, что подтверждается результатами кластерного анализа для периода 1957-1991 гг. Коэффициент корреляции между временными рядами сглаженных 5-летним скользящим осреднением АТПО в районах ЗТ и ЗА составил - 0,74 (рисунок 3.17а)

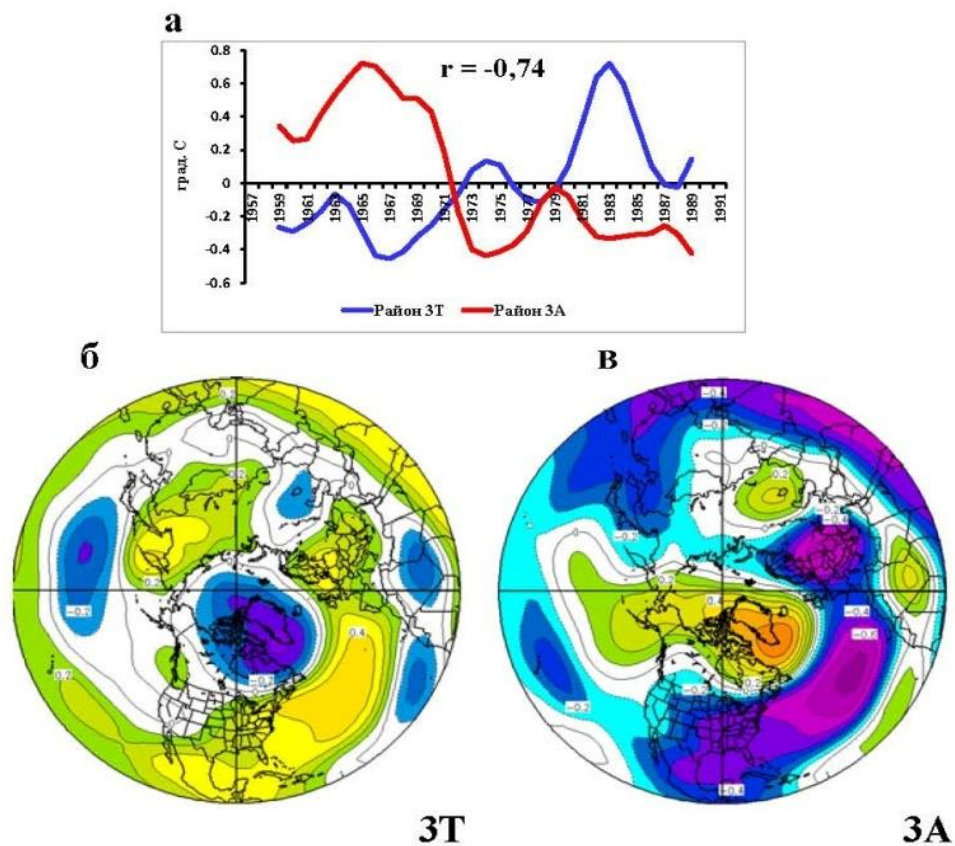


Рисунок 3.17 – Временные ряды средних зимних АТПО в районах ЗТ и ЗА, сглаженные 5-летним скользящим осреднением (а); распределение коэффициентов корреляции между АТПО в районах ЗТ (б) и ЗА (в) и аномалиями H_{500} в Северном полушарии в период 1957-1991 гг.

Следует отметить, что на рисунке 3.17 (б, в) отмеченные выше атмосферные диполи прослеживаются только для района ЗТ. Они представляют собой атмосферную волну, распространяющуюся из субтропических широт западной половины Тихого океана через северный полюс в субтропическую зону Северной Атлантики. В то же время, колебания температурных аномалий в атлантическом

районе 3А связаны с региональными атмосферными процессами, обусловленными изменчивостью САК. Таким образом, противофазность колебаний АТПО в рассматриваемых районах может определяться влиянием северотихоокеанского климата на западную половину Северной Атлантики.

Сравнение рисунков 3.15б и 3.15г позволяет предположить, что пространственная структура атмосферного поля для ЭОФ2 представляет собой трансформированный вариант аналогичного поля для ЭОФ1. Эта трансформация заключается в смещение центров ТСА на северо-восток, что можно интерпретировать также как распространение стоячей атмосферной волны, включающей все 4 центра тихоокеанско-североамериканской дальней связи, в северо-восточном направлении. В северотихоокеанском бассейне при этом наблюдалось раздвоение центра отрицательных аномалий H_{500} , что в конечном итоге привело к формированию диполя в атмосфере над его западной половиной. В североатлантическом регионе распространение атмосферной волны хорошо согласуется с результатами работы [Pinto, Reyers, 2011].

В северной части Тихого океана структура ЭОФ3 (11,5%) совместного поля АТПО практически полностью соответствует структуре третьей ЭОФ, рассчитанной только для северотихоокеанского бассейна для 1957-1988 гг. (рисунок 3.15д). В Северной Атлантике довольно хорошо выражена четырехполюсная структура, характерная для ЭОФ1 аномалий ТПО на протяжении всего периода 1957-2018 гг.

Структура корреляционного поля между ГКЗ и аномалиями H_{500} в Северном полушарии отражает дальнейшую трансформацию атмосферных полей, связанных с ЭОФ1 и ЭОФ2 (рисунок 3.15е). В частности, отмечается смещение североатлантического центра положительных аномалий геопотенциальных высот на восток, в район к юго-западу от Гренландии. В северной части Тихого океана отмечалось смещение центра отрицательных аномалий H_{500} , располагавшегося у ЭОФ2 вдоль западного побережья Северной Америки, в западном направлении вдоль 20-25°с.ш. В результате, знаки аномалий в центрах атмосферного диполя над северотихоокеанским бассейном сменились на противоположные, и в

атмосфере над обоими океанами сформировались меридиональные диполи одной полярности.

В целом, анализ первых трех ЭОФ совместного поля АТПО в северных частях Тихого и Атлантического океанов показал, что в 1957-1988 гг. формирование структуры колебаний температурных аномалий в североатлантическом бассейне в значительной мере определялось характером развития климатических процессов в северотихоокеанском регионе и над Северной Америкой. При этом, для северной части Тихого океана пространственные структуры первых трех ЭОФ совместного поля практически полностью совпадали со структурами соответствующих ЭОФ, рассчитанных только для этого океана. В Северной Атлантике наблюдалась обратная картина. Так, структура ЭОФ1 совместного поля температурных аномалий для этого бассейна обладала некоторым сходством со структурой ЭОФ3 только североатлантических АТПО, а ЭОФ2 и ЭОФ3 совместного поля обнаруживали уже значительное сходство, соответственно, с ЭОФ2 и ЭОФ1 региональных аномалий.

Отмеченная закономерность, в целом, справедлива и для периода 1977-2018 гг. Структуры первых трех ЭОФ совместного и северотихоокеанского полей АТПО обладают значительным сходством (рисунки 3.18а, в, д).

ЭОФ1 (26,6%) характеризует положительную связь изменений АТПО в юго-западном секторе северной части Тихого океана и на большей части акватории Северной Атлантики с центром западнее Британских островов (рис. 3.18а). При этом североатлантическая часть ЭОФ1 совместного поля температурных аномалий показывает некоторое сходство с ЭОФ3 аномалий ТПО в Северной Атлантике (см. рисунок 3.3л).

Коэффициенты корреляции между ГК1 совместного поля и аномалиями H_{500} над северной частью Атлантического океана статистически незначимы, свидетельствуя об отсутствии «атмосферного моста» через североамериканский континент, обуславливающего статистически значимую связь колебаний АТПО между отдельными районами двух океанов.

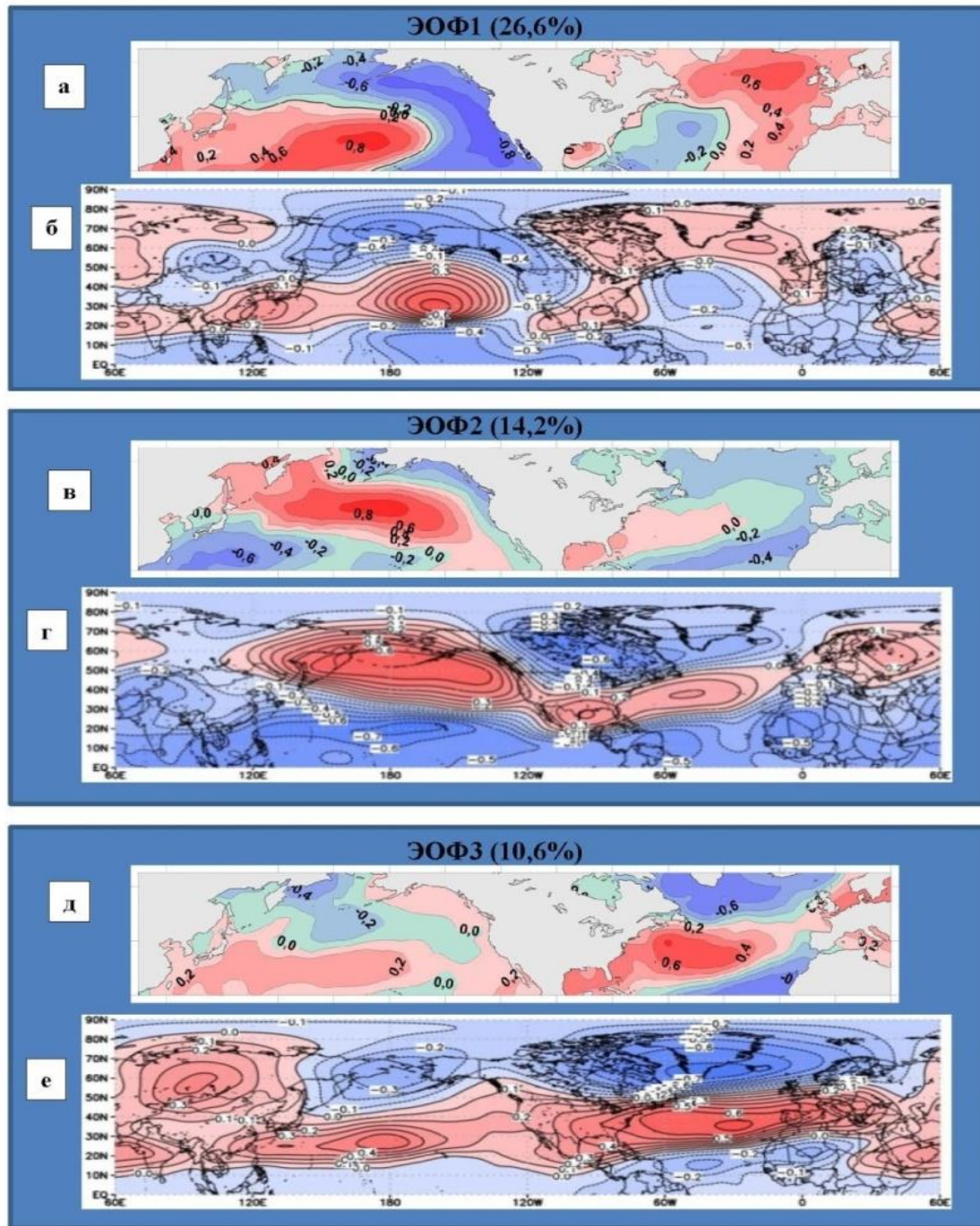


Рисунок 3.18 – Первые три ЭОФ совместного поля средних зимних АТПО в северных частях Атлантического и Тихого океанов для периода 1977-2018 гг. (а, в, д) и их связь с атмосферной циркуляцией на поверхности 500 гПа (б, г, е)

Результаты кластерного анализа за период 1987-2014 гг. выявили высокую связь колебаний АТПО в юго-западном районе северной части Тихого океана (район 4Т) с их изменениями в центральном и северо-восточном районах Северной Атлантики (районы 5А и 1А). На рисунке 3.19а в качестве примера приведен график временных рядов аномалий ТПО в районах 5А и 4Т, сглаженных

5-летним скользящим осреднением и характеризующихся коэффициентом корреляции, равным 0,79 ($p < 0,05$). Поля корреляций между исходными рядами этих аномалий и аномалиями H_{500} в Северном полушарии обладают значительным сходством и указывают на повышенную циклоническую активность в умеренных широтах Евразии, которая может рассматриваться как связующее звено между климатическими процессами в Северо-Восточной Атлантике и западной половине северотихоокеанского бассейна (рисунок 3.19б, в).

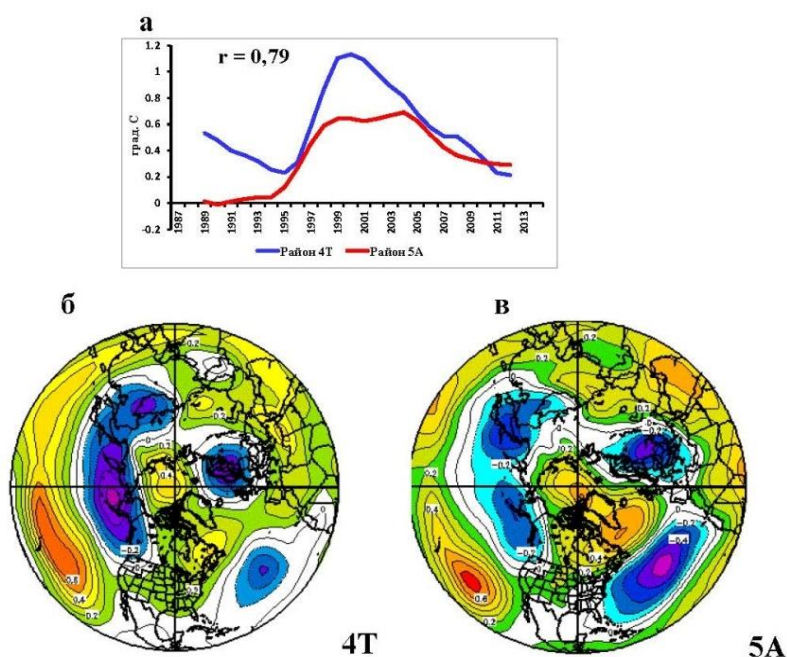


Рисунок 3.19 – Временные ряды средних зимних АТПО в районах 4Т и 5А, сглаженные 5-летним скользящим осреднением (а); распределение коэффициентов корреляции между АТПО в районах 4Т (б) и 5А (в) и аномалиями H_{500} в Северном полушарии в период 1987-2014 гг.

Структура ЭОФ2 (14,2%) совместного поля АТПО на акватории Северной Атлантики в период 1977-2018 гг. практически не отличалась от аналогичной структуры для 1957-1988 гг., но коэффициенты корреляции между временными рядами ГК2 и АТПО в узлах регулярной сетки в большинстве случаев были статистически незначимыми (рисунок 3.18в). Это справедливо и для значений коэффициентов корреляции между ГК2 и аномалиями H_{500} над северной частью Атлантического океана (рисунок 3.18г).

ЭОФ3 (10,6%), в целом, отражает изменчивость аномалий ТПО в Северной Атлантике, обусловленную североатлантическим колебанием (рисунки 3.18д, е).

Таким образом, проведенный выше анализ выявил две моды взаимодействия между климатическими процессами в северных частях Атлантического и Тихого океанов. Первая («западная») мода, преобладавшая до конца 1980-х гг., отражала влияние климатических процессов СТО на климат Северной Атлантики как результат взаимодействия двух взаимно независимых тихоокеанских дальних связей (тихоокеанско-североамериканской и «тропики – умеренные широты Северного полушария») с западно-атлантической ветвью атмосферных ДС. Эта мода проявлялась, в частности, в высокой положительной корреляции колебаний средних зимних АТПО между восточной частью СТО и центральной частью САО ($r = 0,60$; $p < 0,05$) в 1957-1991 гг.

3.3.2. Влияние долготного смещения центров действия САК на изменчивость АТПО в северной части Тихого океана

Предпосылки к изменению характера взаимодействия между северными частями океана появились уже в конце 1970-х гг. Анализ данных о долготном положении двух североатлантических центров действия атмосферы в зимние сезоны 1950-2015 гг. свидетельствует о начале их миграции в восточном направлении после 1976 г. (рисунки 3.20а, б). При этом восточный сдвиг Исландского минимума и Азорского максимума атмосферного давления был наиболее ярко выражен в конце 1980-х – первой половине 1990-х гг. В результате, «центр тяжести» климатической изменчивости в Северной Атлантике сместился из ее западной половины в восточную (рисунок 3.20в, г). Обратная миграция центров действия САК на запад началась в 2005-2007 гг.

Смещение центров действия САК на восток обусловило существенное ослабление характерной для 1957-1991 гг. корреляционной связи между вариациями температурных аномалий в восточной части СТО и центральной части САО. В то же время, в период с конца 1980-х гг. до 2014 г. отмечалась статистически значимая положительная корреляция между колебаниями АТПО в центральной и северо-восточной частях Северной Атлантики и юго-западной части СТО. Можно говорить об установлении «восточной моды» взаимодействия между океанами. Очевидно, что климатические изменения, происходившие в

североатлантическом бассейне, распространялись в западную половину СТО через систему атмосферных дальних связей над Евразией.

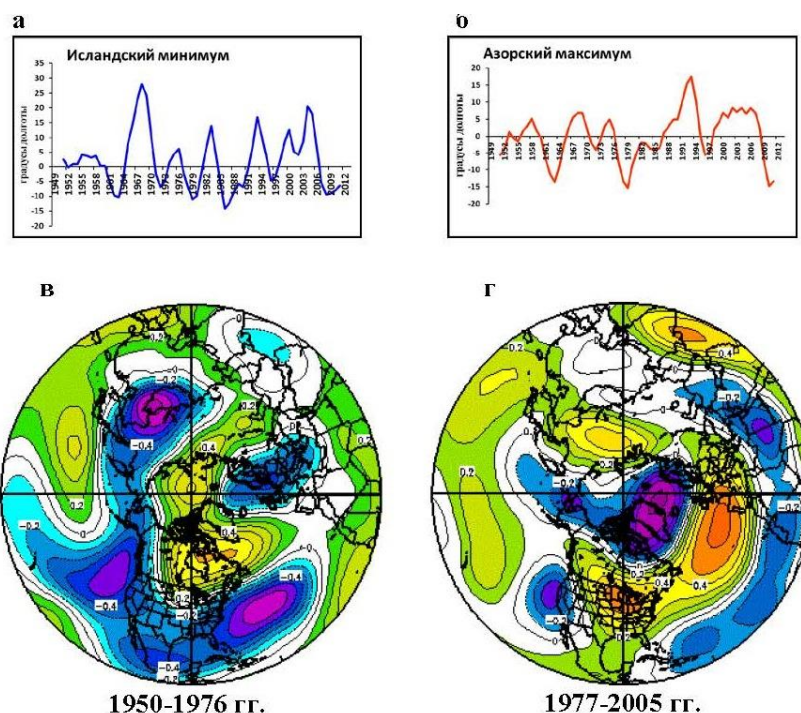


Рисунок 3.20 – Пятилетние скользящие средние аномалий долготы положения Исландского минимума (а) и Азорского максимума (б) атмосферного давления в зимние сезоны 1950-2015 гг.; распределение коэффициентов корреляции между нормированной суммой аномалий долгот положения центров САК и аномалиями H_{500} в Северном полушарии в зимние сезоны 1950-1976 гг. (в) и 1977-2005 гг. (г)

Установление «восточной моды» взаимодействия, вероятно, стало одной из причин резкого потепления поверхностных вод в западной половине СТО в конце 1980-х гг. На рисунке 3.21а показана ЭОФ3 (11,4%) аномалий ТПО в северной части Тихого океана, рассчитанная для исходных (недетрендрированных) временных рядов за период 1957-2018 гг. Она отражает трендовую составляющую в изменчивости температурных аномалий. Резкое изменение в тепловом состоянии поверхностных вод СТО произошло между 1987 и 1990 гг. (рисунок 3.21б). При этом центры максимальной изменчивости АТПО располагались в западной половине океана – восточнее Камчатки и Японских островов (рисунок 3.21а), что можно рассматривать как свидетельство влияния атмосферных процессов, развивающихся над Евразией, на акваторию СТО.

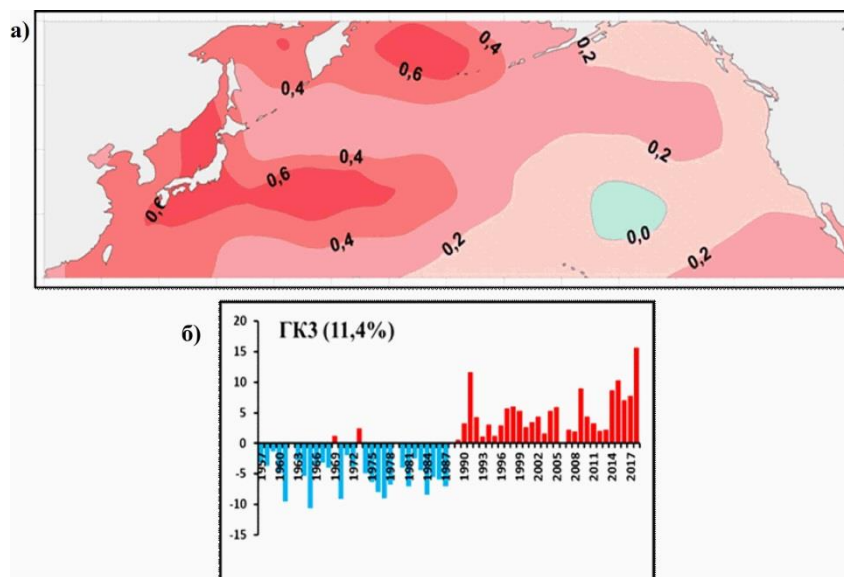


Рисунок 3.21 – ЭОФ3 (11,4%) средних зимних АТПО (без удаления линейного тренда) в северной части Тихого океана (а); временной ряд ГК3 за период 1957-2018 гг. (б)

Это подтверждается анализом связи первых трех главных компонент средних зимних аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 гПа в евразийском секторе Северного полушария ($20-70^{\circ}$ с. ш., $0-150^{\circ}$ в. д.) с полем АТПО в СТО в период 1977-2005 гг., т.е. при восточном положении центров САК.

ГК1 (38,5 %) аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 гПа в евразийском секторе Северного полушария в период 1977-2005 была сопряжена с ДС «восточная Атлантика/западная Россия» ($r = 0,64$; $p < 0,05$) (рисунок 3.22). Эта компонента показывает режимные сдвиги в 1987 и 1999 гг., первый из которых сопровождался потеплением западной половины СТО, главным образом, к востоку от о. Хонсю, а второй – ее похолоданием. Отметим определенное сходство полей корреляций для ГК1 геопотенциальных высот на рисунке 3.22 и ГК3 для недетрендрованных северотихоокеанских АТПО (рисунок 3.21а).

ГК2 (20,2%) обнаруживает высокую отрицательную связь со скандинавской ДС ($r = -0,80$). Переход СКАНД к отрицательной фазе в 1989 г., совпавший с усилением САК и сдвигом его центров на восток, оказал значительное влияние на потепление поверхностных вод в западной части океана, особенно в районах восточнее Южных Курильских островов и о. Хонсю.

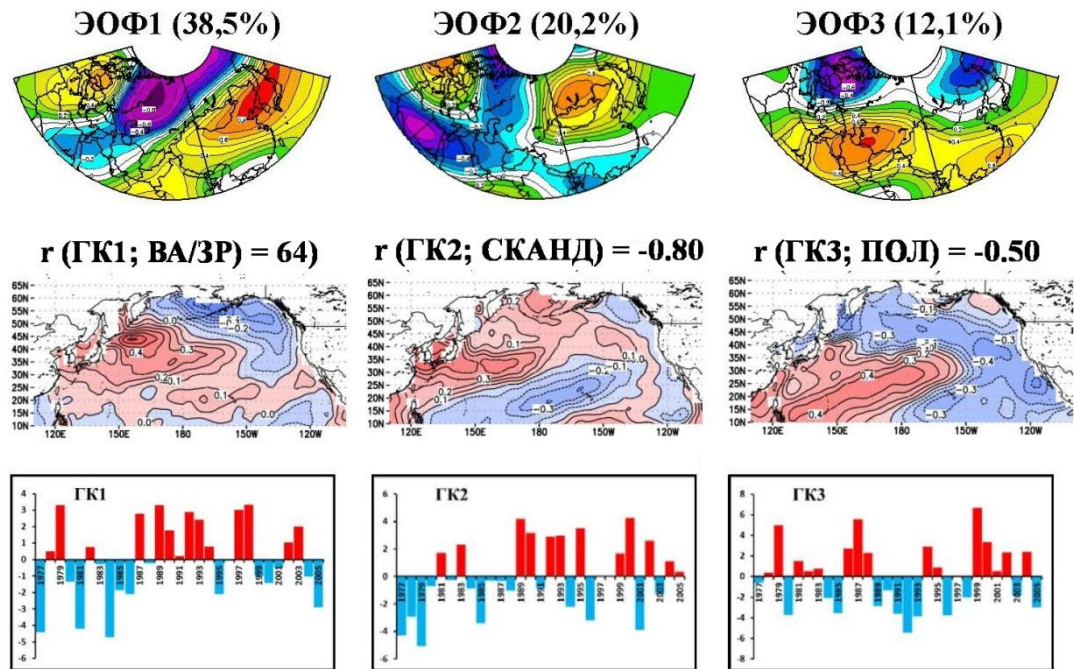


Рисунок 3.22 – Первые три ЭОФ средних зимних аномалий N_{500} в евразийском секторе Северного полушария (20-70° с. ш., 0-150° в. д.), их связь с АТПО в северной части Тихого океана, временные ряды трех первых ГК аномалий N_{500} за период 1977-2005 гг.

ГК3 (12,1%) характеризуется относительно невысокой, но статистически значимой (при $p = 0,05$) отрицательной корреляционной связью с индексом полярно-евразийской ДС ($r = -0,50$). Пространственная структура соответствующей ЭОФ обладает большим сходством со структурой поля корреляций между временными рядами АТПО в районах 5А и 4Т и аномалиями N_{500} в евразийском секторе (см. рисунок 3.19б, в). Режимный сдвиг этой компоненты в 1989 г. сопровождался похолоданием вод в юго-западном секторе северной части Тихого океана и их потеплением на северо-западе его акватории, включая Охотское море и западную часть Берингова моря, в районах к югу Алеутских островов и к западу от побережья США между 150 и 120° з. д. Режимный сдвиг в 1999 г. обусловил смену знака температурных аномалий во всех указанных районах.

Таким образом, все три моды изменчивости атмосферной циркуляции в евразийском секторе Северного полушария внесли определенный вклад в потепление зимних ТПО в западной половине северной части Тихого океана (СТО), начиная со второй половины 1980-х гг.

Наряду с синхронными связями между евразийскими атмосферными модами и АТПО в СТО, существует асинхронный отклик в океане на долготные сдвиги в положении центров действия североатлантического колебания.

На рисунке 3.23 приведено распределение коэффициентов корреляции между временным рядом суммы нормированных аномалий долгот центров САК и аномалиями H_{500} в Северном полушарии в зимние сезоны 1977-2005 гг. со сдвигами (t) от 0 до 6 лет.

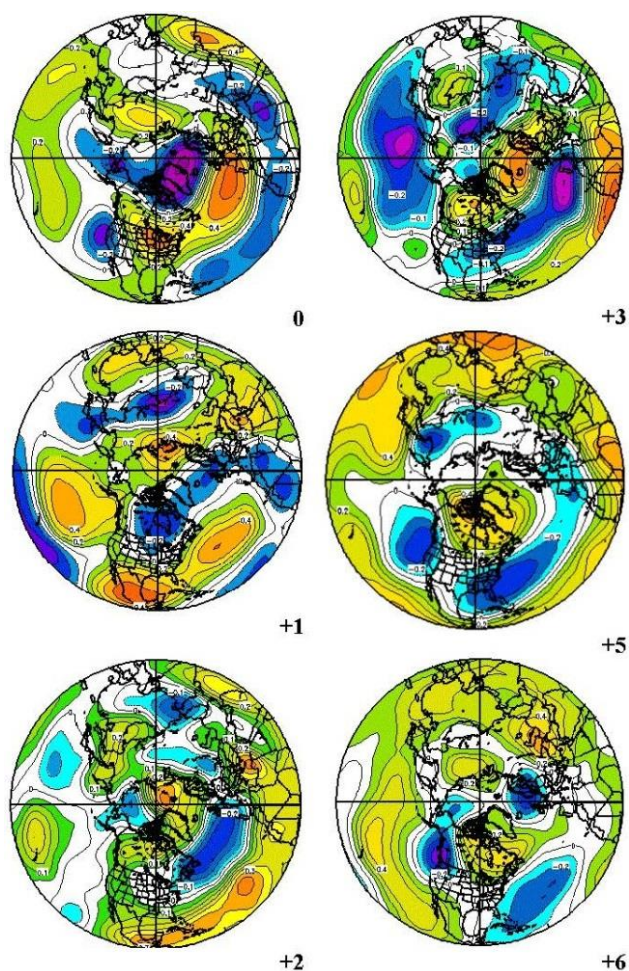


Рисунок 3.23 – Распределение коэффициентов корреляции между нормированной суммой аномалий долгот положения центров САК в зимние сезоны 1977-2005 гг. и аномалиями H_{500} в Северном полушарии с временными сдвигами от 0 до 6 лет

При сдвигах 1-2 года центр положительных аномалий H_{500} , соответствующий Азорскому антициклону, смещается в экваториальные широты юго-западной части Северной Атлантики. В последующие годы атмосферный сигнал, связанный с этим центром, распространяется на восток вдоль

экваториальной зоны и через 5 лет достигает юго-западных районов СТО (отметим, что карта для $t = 4$ года на рисунке не показана). При $t = 6$ лет хорошо заметно дальнейшее продвижение области положительных аномалий H_{500} в центральные и восточные районы северной части Тихого океана. Пространственная динамика центра отрицательных аномалий H_{500} , изначально ассоциирующаяся с Исландским минимумом, на временных сдвигах от 1-2 до 6 лет довольно хорошо отражает отмеченное выше (см. рисунок 3.19 б, в.) усиление циклонической активности в широтной полосе между 45° и 60° с. ш.

Структура корреляционного поля, показанная на рисунке 3.24б, свидетельствует о том, что восточное смещение центров САК обуславливает потепление поверхностных вод в западных и центральных районах СТО через 6 лет.

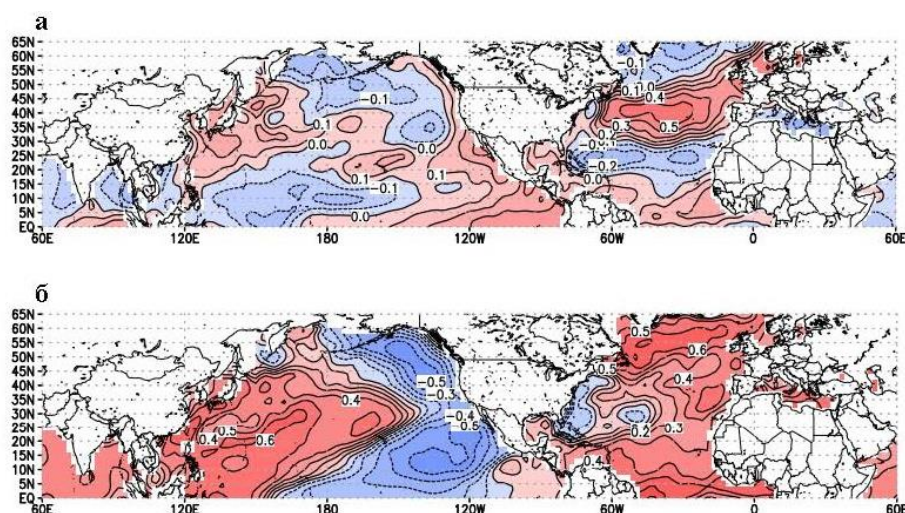


Рисунок 3.24 – Распределение коэффициентов корреляции между нормированной суммой аномалий долгот положения центров САК в зимние сезоны 1977-2005 гг. и АТНО в северных частях Атлантического и Тихого океанов при $t = 0$ (а) и $t = 6$ лет (б)

На акватории Северной Атлантики распределение коэффициентов корреляции при этом указывает на установление положительной фазы АМО.

Таким образом, можно предположить, что конечным результатом ярко выраженной миграции центров североатлантического колебания в восточном направлении в конце 1980-х гг. стал рост ТПО на всей акватории Северной Атлантики и на значительной площади акватории северной части Тихого океана.

3.3.3 Эволюция климатических процессов в северных частях Атлантического и Тихого океанов

Результаты, представленные в данной Главе, в сочетании с литературными данными позволили проследить эволюцию климатических процессов в северных частях океанов за последние 70 лет (таблица 3.4). Особенности и последовательность смены преобладающих мод климатической изменчивости стали основой для составления прогноза развития климатических процессов в северо-западной части Тихого океана и северо-восточной части Атлантического океана на период до середины 2020-х гг., результаты которого также приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Эволюция и основные характеристики ведущих климатических мод в северных частях Тихого и Атлантического океанов в 1946-2015 гг. и прогноз их развития до 2027 г. Знаки «+» и «-» означают, соответственно, положительную и отрицательную фазу климатического процесса

Период	Северная часть Тихого океана	Северная Атлантика
1946-1955	Максимальное развитие ТДО- Тенденция к снижению ТПО в СЗТО	Максимальное развитие +АМО Усиление тенденции к САК- Положительные АТПО в СВА
1956-1965	ТДО- Начальная стадия ЗТ- Формирование АТПО - в СЗТО	Окончательная стадия АМО+ Максимальное развитие САК- Снижение ТПО в СВА
1966-1976	Окончательная стадия ТДО- Максимальное развитие ЗТ- Отрицательные АТПО в СЗТО	Начальная стадия АМО- Усиление САК+ Ярко выраженная декадная изменчивость АТПО в СВА
1977-1987	Максимальное развитие ТДО+ Тенденция к ослаблению ЗТ- АТПО- в СЗТО	Максимальное развитие АМО- САК+ Декадные колебания АТПО в СВА
1988-1994	ТДО+ Усиление ЗТ+ Положительные ТПО в СЗТО	Окончательная стадия АМО- Максимальное развитие САК+ Рост ТПО в СВА
1995-2007	Окончательная стадия ТДО+ Максимальное развитие ЗТ+ Максимум потепления в СЗТО	Максимальное развитие АМО+ Тенденция к снижению индекса САК АТПО+ в СВА
2008-2017	Начальная стадия ТДО- Окончательная стадия ЗТ+ Тенденция к снижению ТПО в СЗТО	АМО+ Усиление тенденции к снижению индекса САК АТПО+ в СВА
2018-2026	ТДО- Начальная стадия ЗТ- Формирование АТПО - в СЗТО	Окончательная стадия АМО+ САК- Заметная тенденция к снижению ТПО в СВА

В северотихоокеанском регионе в период до 2017-2018 гг. развитие климатических процессов должно было определяться отрицательной фазой ТДО, что и наблюдалось до конца 2013 г. Однако в январе 2014 г. фаза ТДО неожиданно сменилась на положительную вследствие аномального потепления вод в северо-восточной части Тихого океана. Кроме того, в 2015-2016 гг. в потепление вод на востоке океана вносило свой вклад явление Эль-Ниньо. В эти же годы потепление распространялось на запад, к восточному побережью Камчатки и в западную часть Берингова моря. Хотя процесс аномального потепления вод на северо-востоке океана завершился в 2017 г., его последствия прослеживались и в зимнем сезоне 2018 г.

Отмеченное выше аномальное потепление вод, на пике которого положительные АТПО в верхнем 100-метровом слое достигали 4,0-4,5 °С, является одним из свидетельств усиления короткопериодной изменчивости климата в последние два десятилетия. В 2020-х – 2030-х годах повторяемость таких «волн тепла» на фоне наблюдающегося глобального потепления может возрасти, что увеличит неопределенность при разработке средне- и долгосрочных прогнозов изменения регионального климата.

ГЛАВА 4. ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ НА СОСТОЯНИЕ ЗАПАСОВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ОБЪЕКТОВ РОССИЙСКОГО ПРОМЫСЛА

Разработка стратегии развития рыбохозяйственного комплекса России на период от одного до нескольких десятилетий требует знания соответствующих изменений в состоянии основных промысловых запасов, т.е. их долгосрочного прогнозирования. Один из наиболее перспективных подходов к долгосрочному прогнозированию состояния промысловых запасов связан с учетом климатической изменчивости. Однако к настоящему времени проблема долгосрочного прогнозирования состояния запасов водных биоресурсов под влиянием климата не получила своего окончательного решения в силу объективных причин. К их числу относится, прежде всего, отсутствие единого фактора (комплекса факторов) среды, контролирующего успех воспроизводства во всех промысловых районах.

Помимо проблемы с определением ведущего фактора среды следует отметить временную неустойчивость связей между физическими факторами и биологическими характеристиками конкретной промысловой популяции [Drinkwater, Myers, 1987; Myers, 1998; Prager, Hoenig, 1989]. Эта неустойчивость часто проявляется при смене климатических режимов (эпох), когда меняется либо сам ведущий фактор среды или степень его воздействия на состояние промыслового объекта.

При разработке долгосрочных прогнозов состояния запасов водных биоресурсов большие надежды возлагались на использование ритмичности климата для оценки ожидаемых изменений в уровне уловов массовых видов рыб [Кляшторин, Любушин, 2005; Кляшторин, Сидоренков, 1996; Klyashtorin, 2001; Sharp, 2003]. Однако здесь тоже прослеживается нарушение связей, в силу чего предсказанные изменения в состоянии промысловых запасов не оправдались по времени наступления.

Более успешными оказались методические подходы, учитывающие сопряжённую крупномасштабную пространственно-временную изменчивость абиотических и биотических явлений. В начале 1960-х гг. Г. К. Ижевский [1961;

1964; 1967] успешно развивал этот методический подход в целях рыбохозяйственного прогнозирования. Он выделил в Северном полушарии природные системы субполушарного масштаба (Атлантическую и Гренландско-Североамериканскую), в которых процессы в гидросфере, атмосфере и биосфере развивались взаимосвязанно.

Экспериментальная проверка подхода Г. К. Ижевского [Елизаров, Родионов, Котенев, 1990; Rodionov, 1995; Krovnin, 1995] подтвердила его принципиальное положение о противофазности процессов в Атлантической и Североамериканской системах. Установлена устойчивая отрицательная связь между треской в Северном море и в районах Ньюфаундленда, Лабрадора и Западной Гренландии. В последних районах выявлена хорошая согласованность в колебаниях пополнения трески.

В последующие годы были выявлены многочисленные примеры дальних биологических связей и почти синхронных сельдевых, сардинных, анчоусных эпох в Северной Атлантике, в Тихом океане и районах апвеллинга всего Мирового океана. Так, согласованы по времени эпохи высоких уловов норвежской сельди и японской сардины [Кушинг, 1979; Cushing, Dickson, 1976; Cushing, 1982]. На протяжении последних 500 лет синхронно менялся уровень уловов японской и адриатической сардины. В 1930-е гг. одновременно наблюдались высокие уловы калифорнийской, японской, адриатической и испанской сардины [Zuravovich, 1968]. Рост уловов сардины у берегов Японии в 1976-1987 гг. происходил почти одновременно с ростом ее уловов в Калифорнийском, Перуанском и Бенгельском апвеллингах [Alheit, Bakun, 2010; From anchovies to sardines ... , 2003].

Аналогичная сопряженность характерна и для эпох высоких (низких) уловов других массовых промысловых объектов: трески в Северной Атлантике [Rodionov, 1995], сельди и минтая в Северной Пацифике [Hydrography and biological resources ... , 2013], антарктического криля [Масленников, 2003].

Все указанные долговременные изменения в состоянии запасов массовых промысловых объектов связаны с коренными изменениями в характере

циркуляции атмосферы и океана и их взаимодействия друг с другом. Механизм влияния таких резких изменений на биологические системы раскрыт в подробном описании цикла Расселла в западной части Английского канала [Кушинг, 1979; Cushing, 1982; Cushing, Dickson, 1976], а также в последних обобщающих монографиях [Marine Ecosystems and Climate Variation..., 2004; Marine Ecosystems of the North Pacific ocean ..., 2010].

Следовательно, ретроспективный анализ климатических режимов в том или ином регионе и связанных с ними долговременных состояний запасов массовых промысловых объектов, а также учёт дальних биологических связей, может быть надёжной основой для прогнозирования либо их будущего состояния, либо тренда изменения с учётом знания времени наступления и характера будущего климатического режима.

4.1 Сопряженность крупномасштабных колебаний климатических и биолого-промысловых характеристик в Северном полушарии.

Для более детального изучения временной структуры многолетних флуктуаций в системе "атмосфера-гидросфера-биосфера" к 75 временным рядам, характеризующим изменчивость ключевых промысловых ресурсов северных частей Атлантического и Тихого океанов и состояние климатической системы Северного полушария, был применен метод главных компонент. Как отмечалось выше, этот метод позволяет выделить общие моды временной изменчивости для большого числа разнородных по своей природе временных рядов, что особенно важно при изучении крупномасштабных флуктуаций.

Для расчетов использованы данные по 34 промысловым популяциям Северной Атлантики (трески, пикши, сельди, морского языка, сайды, палтуса) и 13 стадам северо-западной части Тихого океана (минтая, горбуши, кеты, нерки) в период 1970-1995 гг. Для всех популяций (за исключением лососевых) были рассчитаны коэффициенты выживания пополнения как логарифм отношения численности пополнения к биомассе нерестового запаса. Для лососевых использованы данные по уловам. Данные по североатлантическим стадам

приведены в отчетах рабочих групп ИКЕС, размещенных на веб-сайте данной организации (www.ices.dk/publications/library/).

Первые три ГК определяют соответственно 20,3%, 13,9% и 8,1% общей дисперсии. Коэффициенты корреляции между каждым из 75 рядов и соответствующей главной компонентой представлены в Таблице 4.1.

Первая ГК связана с североатлантическим колебанием ($r = -0,74$, $p < 0,01$). Высокие коэффициенты корреляции ($|r| > 0,40$) получены для 36 биологических и физических временных рядов. ГК1 описывает многолетние колебания индексов выживания многих североатлантических стад (пикши, сайды, палтуса, исландской сельди), а также запасов промысловых объектов, определяющих промысел в дальневосточных морях России (западно- и восточно-камчатских популяций нерки, горбуши, минтая). Эти колебания в большинстве случаев происходят в одной фазе с САК. Вместе с тем, знаки коэффициентов корреляции указывают на возможную противофазность в изменениях состояния камчатских стад лососевых (горбуши и нерки) и минтая. Во временном ходе ГК1 выделяются три режима с различным уровнем ее колебаний (рисунок 4.1а). В период с 1970 г. по 1979 г. ее значения были положительными. Последующие годы (1980-1988 гг.) можно охарактеризовать как переходные, когда флуктуации первой ГК происходили около ее нулевого значения (за исключением 1983 г.- года необычайно сильного явления Эль-Ниньо). Начиная с 1989 г., установился период с отрицательными величинами ГК1.

Вторая ГК также обнаруживает три режима с различным уровнем колебаний. Периоды с 1971 г. по 1976 г. и с 1989 г. по 1995 г. характеризовались преобладанием положительных значений, в то время как в 1977-1988 гг. величины ГК2 были отрицательными (рисунок 4.1б). Эта компонента обусловлена тихоокеанской декадной осцилляцией ($r -0,80$, $p < 0,01$). Высокие коэффициенты корреляции с ГК2 получены для некоторых стад сельди и сайды Северо-Восточной Атлантики, а также восточно-камчатской кеты.

Таблица 4.1. Коэффициенты корреляции между тремя первыми главными компонентами (ГК) 75 физических и биологических временных рядов в Северном полушарии и каждым из рядов за период 1970-1995 гг. В таблице приведены только временные ряды со статически значимыми коэффициентами корреляции ($|r| \geq 0,40$)

Физические временные ряды	ГК1 20,3%	ГК2 13,9%	ГК3 8,1%
Индекс западно-атлантической ДС	0,44	-0,59	0,07
Индекс восточно-атлантической ДС	-0,43	0,01	0,46
Индекс восточно-атлантического струйного течения	-0,56	0,04	-0,05
Индекс западно-тихоокеанской ДС	-0,37	0,13	0,24
Индекс восточно-тихоокеанской ДС	0,47	0,29	0,54
Индекс северотихоокеанской ДС	-0,56	0,19	-0,11
Индекс тихоокеанско-североамериканской ДС	-0,29	-0,62	0,02
Индекс ДС «Восточная Атлантика-Западная Россия»	-0,48	0,06	-0,12
Индекс скандинавской ДС	0,39	-0,07	0,16
Индекс полярно/евразийской ДС	-0,38	0,47	-0,49
Индекс тихоокеанской переходной зоны	0,32	0,19	0,58
Индекс азиатской летней ДС	-0,46	-0,07	0,19
Зимний (XII-II) индекс САК	-0,74	0,45	-0,14
Зимний (XII-II) индекс давления в СТО	0,19	0,69	-0,22
Индекс тихоокеанской декадной осцилляции	-0,37	-0,80	0,22
Давление на уровне моря (XII-II) в г. Рейкьявик	0,48	-0,66	0,02
Давление на уровне моря (XII-II) в Гибралтаре	-0,71	0,32	0,07
Давление на уровне моря (XII-II) г. Дарвин (Австралия)	-0,62	-0,20	0,29
Давление на уровне моря (XII-II) о. Таити	0,34	0,42	-0,10
Индекс южного колебания	0,54	0,34	-0,21
Индекс арктического колебания	-0,55	0,63	-0,21
АТПО в районе 1А	-0,22	0,77	0,32
АТПО в районе 2А	-0,48	0,24	0,19
АТПО в районе 3А	0,52	-0,26	0,28
АТПО в районе 4А	-0,03	-0,46	0,14
АТПО в районе 5А	-0,76	-0,24	0,20
АТПО в районе 1Т	-0,75	-0,51	0,14
АТПО в районе 2Т	-0,10	0,79	-0,09
АТПО в районе 3Т	-0,48	0,04	0,06
АТПО в районе 4Т	-0,43	0,38	0,11
АТПО в районе 5Т	-0,34	0,51	0,50
Зимняя (I-IV) температура воды (0-200 м) на Кольском разрезе	-0,43	0,50	0,03

Таблица 4.1 (продолжение). Коэффициенты корреляции между тремя первыми главными компонентами (ГК) 75 физических и биологических временных рядов в Северном полушарии и каждым из рядов за период 1970-1995 гг. В таблице приведены только временные ряды со статически значимыми коэффициентами корреляции ($|r| \geq 0,40$)

Биологические временные ряды	ГК1	ГК2	ГК3
Треска в районе южнее о. Ньюфаундленд	0,01	-0,05	-0,75
Треска в районе банки Поркьюпайн	-0,24	-0,43	-0,24
Треска в районе Фарерского плато	-0,26	0,03	-0,38
Треска северо-восточная арктическая	-0,34	0,26	0,55
Треска в районах Северного моря	-0,19	-0,41	-0,27
Пикша в районе подводных гор Новой Англии	0,16	0,35	-0,62
Пикша в районе южнее о. Ньюфаундленд	0,48	-0,07	-0,52
Пикша северо-восточная арктическая	-0,56	0,37	0,44
Палтус черный	-0,64	-0,32	-0,27
Сельдь кельтская	-0,28	-0,59	-0,26
Сельдь в районе западнее Шотландии	0,19	-0,48	-0,32
Сельдь исландская	0,35	0,39	0,05
Сельдь в районе Ирландии	0,58	-0,24	-0,56
Сельдь в районе Северного моря	0,08	-0,59	-0,05
Сайда североморская	-0,73	-0,25	0,18
Сайда баренцевоморская	-0,70	-0,08	-0,06
Сайда в районе западнее Шотландии	-0,30	-0,49	0,13
Сайда в районе Фарерских островов	-0,62	-0,53	0,18
Морской язык в районе Ирландского моря	-0,65	-0,10	-0,12
Морской язык в районе пролива Ла-Манш	0,09	0,52	-0,04
Путассу в районе Северного моря – пролива Ла-Манш	0,48	0,39	0,31
Нерка восточно-камчатская	-0,68	-0,07	-0,59
Нерка западно-камчатская	-0,71	-0,19	0,22
Кета анадырская	0,13	-0,38	0,13
Кета восточно-камчатская	-0,08	-0,52	0,10
Кета западно-камчатская	-0,45	-0,29	0,16
Горбуша восточно-камчатская	-0,66	-0,05	-0,45
Горбуша западно-камчатская	-0,59	0,02	-0,11
Минтай западно-беринговоморский	0,71	0,02	0,24
Минтай восточно-камчатский	0,75	-0,08	0,23
Минтай восточно-охотоморский	0,39	-0,23	0,03

В изменениях третьей ГК выделяются четыре периода (рисунок 4.1в). В 1970-1975 гг. и 1983-1990 гг. наблюдались преимущественно положительные значения, а в 1976-1982 и 1991-1995 гг. – отрицательные. ГК3 не обнаруживает явной связи с рассматриваемыми в работе климатическими характеристиками, но хорошо описывает инверсную связь между изменениями индексов выживания

поколений трески и пикши в Северо-Западной Атлантике, с одной стороны, и северо-восточной арктической трески, с другой.

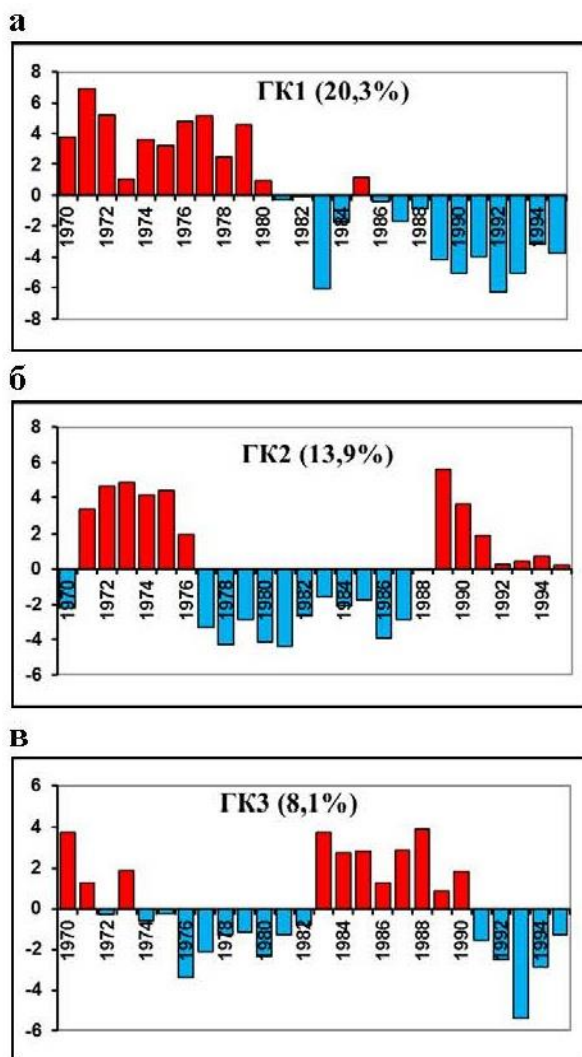


Рисунок 4.1 – Первые три главные компоненты 75 физических и биологических временных рядов в Северном полушарии, 1970-1995 гг.

Раздельный анализ рассматриваемых временных рядов (36 физических и 39 биологических рядов) методом главных компонент выявил довольно существенные различия в характере крупномасштабных изменений климатических и биологических параметров (рисунок 4.2). Первая ГК климатических индексов (23,6% общей дисперсии), связанная с САК ($r = 0,88$), обнаруживает явные черты сходства с ГК1 комбинированного набора данных, с довольно резкими переходами от одного уровня колебаний к другому в 1980 и 1989 гг. (рисунок 4.2а). Изменения второй ГК (19,3%), обусловленные, как и в случае комбинированного анализа данных, тихоокеанской декадной осцилляцией

($r = 0,87$), в целом, также хорошо согласуется с ГК2, полученной при анализе всех 75 временных рядов (рисунок 4.2б). Однако следует отметить возрастание роли межгодовой изменчивости в вариациях этой компоненты. Режим, установившийся в 1989 г., был довольно коротким по своей продолжительности, и в 1992 г. произошла смена знака ГК2. В изменениях третьей ГК климатических рядов (8,9%), определяемой восточно-атлантической ветвью дальних связей в средней тропосфере ($r = -0,79$), межгодовая изменчивость становится еще более ярко выраженной (рисунок 4.2в).

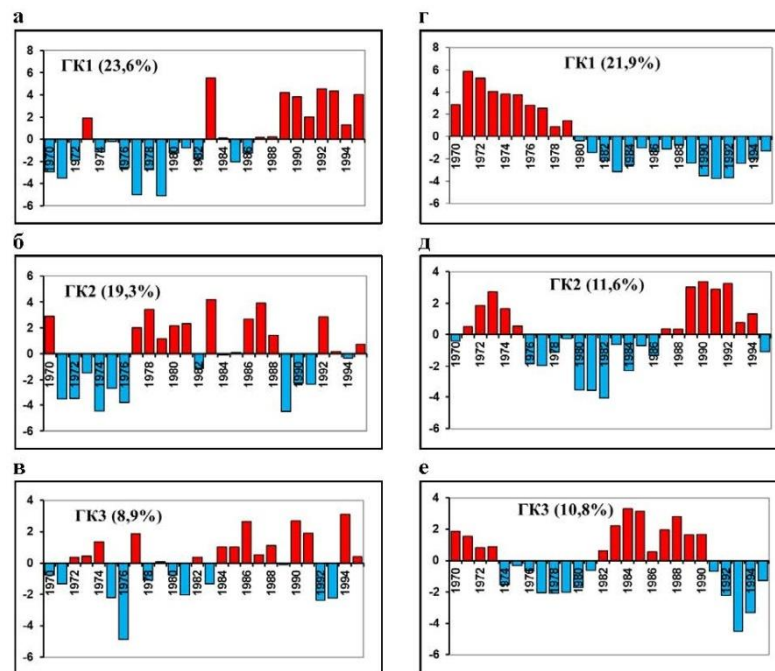


Рисунок 4.2 - Первые три главные компоненты 36 физических (слева) и 39 биологических (справа) временных рядов Северного полушария (1970-1995 гг.)

С каждой из первых трех главных компонент биологических данных связана примерно та же самая группа популяций, которая была выявлена для этой компоненты в ходе совместного анализа. Однако ГК1 (21,9% общей дисперсии) (рисунок 4.2г) довольно сильно отличается от первой главной компоненты комбинированного набора данных. Она обнаруживает наличие только двух режимов с переходом от первого ко второму в 1980 г. В изменениях второй ГК (11,6%) прослеживаются три режима со сменой знака ее значений в 1976 и 1987 гг., т.е. на 1-2 года раньше по сравнению с ГК2 климатических рядов и полным набором данных (рисунок 4.2д). Эта особенность характерна и для ГК3

биологических временных рядов, в колебаниях которой выделяются 4 режима с довольно резкими переходами от одного к другому в 1974, 1982 и 1991 гг. (рисунок 4.2е)

Таким образом, отдельный анализ рассматриваемых временных рядов методом главных компонент позволил выявить довольно существенные различия в характере крупномасштабных изменений климатических и биологических параметров. Первые три ГК биологических рядов обнаруживают ярко выраженную устойчивость знака компоненты от года к году, которая нарушается только во время смены режимов, в то время как физические ряды обнаруживают значительную межгодовую изменчивость внутри каждого климатического режима. Таким образом, можно предположить, что морские экосистемы как бы "сглаживают" межгодовые колебания атмосферных и океанографических характеристик фильтром высоких частот. Аналогичный вывод был сделан С. Хейром и Н. Мантуя [Hare, Mantua, 2000] для северо-восточной части Тихого океана.

Анализ первых трех главных компонент, полученных как для полного набора данных, так и по результатам отдельного анализа позволяет сделать вывод о наличии четко выраженной квазидесятилетней составляющей в многолетних колебаниях как климатических, так и биолого-промысловых характеристик. При этом с каждой компонентой связана группа промысловых объектов, изменения в состоянии запасов которых происходят согласованно и, по-видимому, определяются общей физической причиной.

Для основных объектов российского промысла в Северном и Дальневосточном рыбохозяйственных бассейнах выявлены ведущие климатические факторы, в значительной степени определяющие состояние их запасов.

4.2 Северный рыбохозяйственный бассейн

4.2.1. Северо-восточная арктическая треска

Популяция северо-восточной арктической трески (СВАТ) - крупнейшая по биомассе запаса в Северной Атлантике. Её интенсивное освоение, а главное –

изучение, ведутся с начала XX века [Треска..., 2003; Состояние сырьевых биологических, 2017; The Barents Sea..., 2011]. Благодаря этому, установлена зависимость появления урожайных и неурожайных поколений от термического режима и транспорта вод, ветрового воздействия, тесно связанных с крупномасштабными климатическими процессами [Бочков, Терещенко, 1992; Бондаренко и др., 2003; Треска..., 2003; Кляшторин, Любушин, 2005; Ярыгина, 2006].

Частые средние и редкие урожайные поколения трески появлялись с конца 1920-х годов (рисунок 4.3). Однако основной период частых урожайных и сверхурожайных поколений пришелся на 1948-1975 гг. Этот период, в основном, связан с отрицательной фазой САК, для которой характерны большие отрицательные аномалии температуры воды и высокая ледовитость в Баренцевом море [Бочков, Терещенко, 1992].

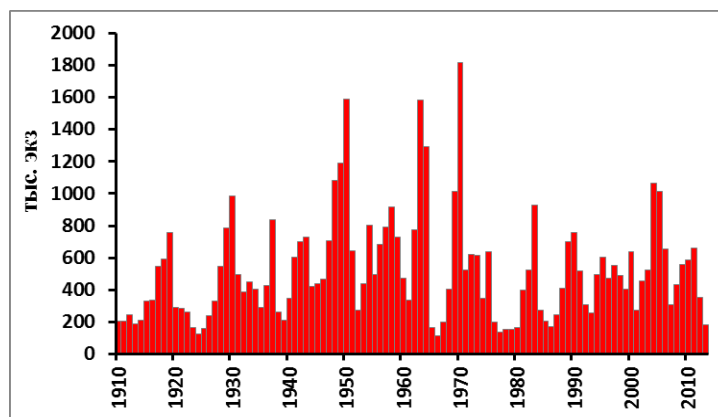


Рисунок 4.3 – Численность пополнения трески (тыс. экз.) в возрасте 3 года в период 1910-2013 гг.

Действительно, для СВАТ на уровне интегральных кривых, которые отражают долгопериодные колебания, существует тесная отрицательная связь между аномалиями пополнения в возрасте 3 года и зимним индексом САК (рисунок 4.4а). Однако на более коротких временных масштабах (периоды до 3-5 лет) связь между пополнением трески и индексом САК не столь однозначна. На одних интервалах времени со средней продолжительностью 18-20 лет она отрицательна, а на других – положительна (рисунок 4.4б). Полученная связь была наиболее ярко выражена в 1958-1994 гг. Хорошо видно, что смена знака

корреляционной связи с отрицательного на положительный в 1974 г. сопровождалась резким снижением уровня воспроизводства трески. После 1994 г. вновь усилилась противофазность в изменениях обеих характеристик.

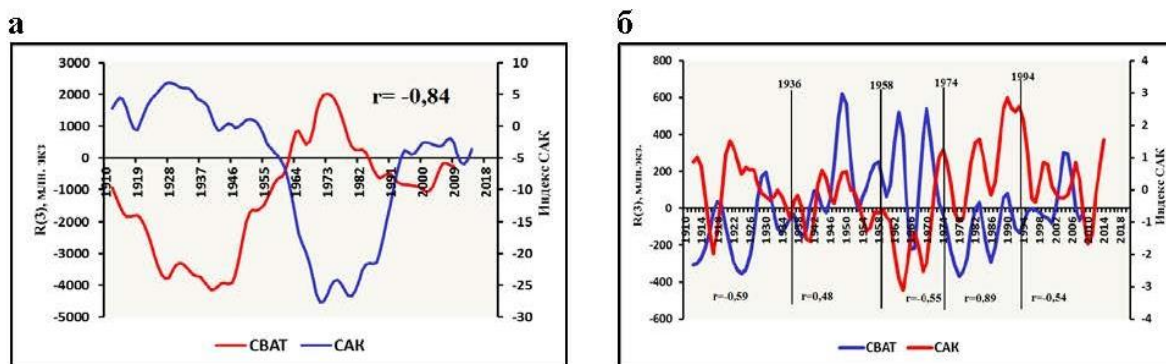


Рисунок 4.4 - Интегральные кривые аномалий зимнего (январь-март) индекса САК и пополнения СВАТ в возрасте 3 года (а); изменения зимнего индекса САК и пополнения СВАТ в возрасте 3 года. Все анализируемые временные ряды сглажены 5-летним скользящим осреднением

Таким образом, за последние 60 лет знак связи менялся дважды. Для оценки будущих изменений запаса рассмотрим физические и биологические причины изменений в характере связи. Период противофазной связи в 1958-1973 гг. совпал с периодом минимальных значений индекса САК (до -3σ), в то время как прямая связь между рассматриваемыми характеристиками в 1974-1993 гг. отмечалась в период роста индекса североатлантического колебания.

Механизм прямой связи урожайности поколений СВАТ с САК в 1976-1994 гг., характеризовавшейся тенденцией к постепенному росту уровня пополнения от очень низкого к среднему (рисунок 4.4б), описан в работе [Ottersen and Stenseth, 2001] (рисунок 4.5). Он предполагает цепь взаимосвязанных событий при положительной фазе САК: интенсивный западный перенос в атмосфере обуславливает высокую температуру воздуха, большой приток атлантических вод, значительный вынос калянуса (*Calanus finmarchicus*) из Норвежского моря в Баренцево, повышенную температуру воды, быстрый рост и выживание калянуса. В совокупности это обеспечивает высокие выживаемость и темпы роста трески и, как следствие, повышенную урожайность ее поколения.



Рисунок 4.5 – Механизм связи индекса САК с пополнением трески в 1976-1994 гг. [Ottersen and Stenseth, 2001]

В этот механизм не вписываются высокоурожайные поколения 1963, 1964, 1969 и 1970 гг., появившиеся при отрицательных значениях индекса САК. Анализ композитных карт приземного атмосферного давления показал, что циркуляция атмосферы в эти годы резко менялась от зимы к весне. Над районом нереста и дрейфа икры и личинок весной (март-май) устанавливалось малоградиентное антициклоническое поле, способствующее быстрому прогреву вод, нормальному или раннему цветению фитопланктона и нересту калянуса (рисунок 4.6). Слабые западные ветры обуславливают низкий приток атлантических вод и задержку икры и личинок над банками у северо-западного побережья Норвегии и в западной (более теплой) части Баренцева моря, что повышает выживаемость поколения.



Рисунок 4.6 – Механизм высокой выживаемости пополнения СВАТ в 1950-1975 гг. при отрицательных значениях индекса САК

После 1995 г. в основном появлялись среднеурожайные поколения трески, по-видимому, благодаря высокой температуре воды, а в последние годы – и росту кормовой базы в Баренцевом море [Arnberg et al., 2013; The Barents Sea ..., 2011; Joint Norwegian-Russian ..., 2009]. В 2003 – 2013 гг. из-за искусственного снижения ОДУ трески нерестовый и промысловый запасы росли очень быстро. К 2013 г. они достигли, соответственно, 2 млн. т и более 8 млн. т. Как только запас превзойдет приемную экологическую емкость Баренцева моря, может включиться популяционный механизм сокращения запаса. Кроме того, такой объем запаса обеспечивает высокий уровень каннибализма, а до 1995 г. урожайные поколения появлялись только при низкой биомассе нерестового запаса (менее 1,2 млн. т).

В целом, динамику запаса трески после 2018 г. можно представить следующим образом. Примерно до 2020-2022 гг. будет продолжаться снижение запаса из-за высокой смертности старшевозрастных рыб и малоурожайных (вследствие высокого каннибализма) поколений 2007-2013 гг. рождения. Возможно благоприятные условия воспроизводства трески в 2016-2017 гг. обусловят высокую выживаемость этих поколений, которые, войдя в запас в 2022-2023 гг., приостановят его падение.

В первой половине 2020-х гг. при приближении к окончанию положительной фазы АМО, что, по аналогии с 1960-ми годами, может сопровождаться усилением отрицательной фазы САК, возможно появление ряда рекордно урожайных поколений, которые обусловят рост запаса в конце 2020-х гг. Это обеспечит ОДУ в эти годы на уровне 1-1,2 млн. т. С началом роста индекса САК в конце 2020-х-начале 2030-х гг. урожайность поколений СВАТ начнет снижаться, как это было во второй половине 1970-х гг. и начале 1980-х гг., что отрицательно скажется на биомассе запаса трески после 2035 г.

4.2.2. Норвежская весенне-нерестующая сельдь

Популяция норвежской весенне-нерестующей сельди (НВНС) – одна из крупнейших в Северо-Восточной Атлантике. Она обитает в Норвежском и Баренцевом морях. Биомасса её общего запаса в «сельдевые эпохи» возрастает до 20 млн. т, а уловы – до 1,5-2,0 млн. т. Этот запас хорошо изучен на протяжении последнего столетия, а её мониторинг ведется на регулярной основе в рамках ИКЕС [Шамрай, 2017; ICES, 2017b]. С 1907 по 2014 гг. наблюдались два периода с высоким уровнем воспроизводства сельди: 1918-1965 гг. и 1989-2006 гг. (рисунок 4.7). Частые урожайные поколения в эти периоды связаны с потеплением вод в Норвежском и Баренцевом морях.

Причинами длительного коллапса запаса НВНС в 1970-х и первой половине 1980-х гг. стали, во-первых, перелов половозрелой сельди и чрезмерный лов молоди у берегов Норвегии в 1960-е гг., а во-вторых, похолодание в 1963-1980-е годы.

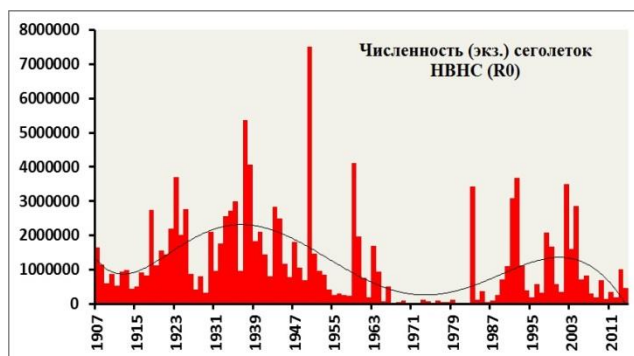


Рисунок 4.7 – Численность сеголеток НВНС (экз.) в 1907-2014 гг.

Низкое состояние запаса НВНС почти совпадает во времени с периодами развития отрицательных фаз АМО и САК. Однако обращает на себя внимание факт, что частые среднеурожайные и отдельные урожайные поколения сельди в периоды отрицательной фазы АМО начинали появляться за 5-10 лет до их окончания. Это опережающее восстановление запаса НВНС, скорее всего, связано с более ранним началом потепления климата в морях по сравнению с самой Северной Атлантикой [Бойцов, 2012].

Частота появления урожайных поколений увеличилась в 1991-2004 гг. В последующий период урожайные поколения не отмечались. Учитывая, что нерестовый запас находился на достаточно высоком уровне, основной причиной низкой урожайности стало, скорее всего, ухудшение физических условий дрейфа личинок от прибрежных нерестилищ у Западной Норвегии до южной части Баренцева моря и в Медвежинско-Шпицбергенский район.

Период 1923-1994 гг. характеризовался довольно тесной связью между пополнением сельди и температурой воды на Кольском разрезе ($r = 0,56$) (рисунок 4.8а). Однако, начиная с 1995 г., наблюдавшаяся до этого связь стала ослабевать, а с 2004 г. тенденции в изменении рассматриваемых характеристик стали противоположными. При этом пополнение сельди находилось на уровне ниже среднего. Это подтверждает тот факт, что в 2004-2014 гг. выживаемость ее поколений определялась не термическим, а другим климатическим фактором.

Успех воспроизводства НВНС в значительной степени зависит от выноса ее личинок в юго-западную часть Баренцева моря, который в свою очередь определяется характером атмосферной циркуляции. На рисунке 4.8б показаны интегральные кривые аномалий численности сеголеток сельди и среднего зимнего (январь-март) индекса скандинавской дальней связи в средней тропосфере за период 1950-2015 гг. Между временными рядами, использованными для построения интегральных кривых, существует тесная отрицательная связь ($r = - 0,66$). СКАНД имеет два основных центра противоположной полярности, расположенных, соответственно, над Скандинавским полуостровом и Западной Европой (см. рисунок 2.11). Его положительной фазе соответствует развитие

блокирующего антициклона над Скандинавией и области низкого давления над Европой. Аномальный восточный перенос в атмосфере на южной периферии антициклона замедляет прибрежные течения, которые выносят молодь сельди в Баренцево море, снижая таким образом успех ее воспроизводства. Очевидно, повышенная частота формирования зимних антициклонов после 2005 г. стала одной из основных причин снижения численности пополнения НВНС.

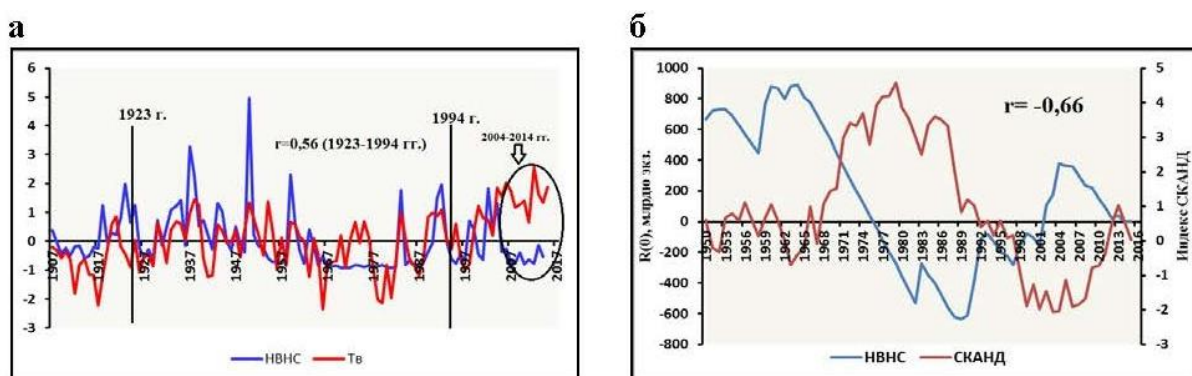


Рисунок 4.8 - Динамика нормированных аномалий среднегодовой температуры воды (0-200 м) на Кольском разрезе и численности сеголеток НВНС за период 1907-2015 гг. (а); интегральные кривые аномалий численности сеголеток сельди и среднего зимнего индекса СКАНД в период 1950-2015 гг. (б)

Если предположить, что современное потепление вод Норвежского и Баренцева морей продолжится до завершения положительной фазы АМО, т.е. до середины 2020-х гг., транспорт личинок сельди останется ведущим фактором, определяющим урожайность ее поколений. При этом наблюдающаяся с 2007 г. повышенная повторяемость лет с положительной фазой СКАНД в зимне-весенний период будет способствовать появлению в основном неурожайных поколений НВНС. Физические условия для появления редких средних или урожайных поколений сельди будут формироваться в годы с отрицательными значениями индекса СКАНД при положительной фазе АМО, т.е. до середины 2020-х годов.

При переходе к отрицательной фазе АМО урожайность поколений НВНС снизится в зависимости от интенсивности похолодания и степени ледовитости Баренцева моря. Вероятнее всего, вылов России в 2030-е гг. сохранится на низком уровне – 50-100 тыс. т.

4.3 Дальневосточный рыбохозяйственный бассейн

При поиске ведущих климатических факторов, влияющих на состояние того или иного промыслового запаса, часто оказывается полезным расчет коэффициентов корреляции между биологической характеристикой, например, рядами коэффициентов выживания или численности, и крупномасштабными полями климатических характеристик (полем АТПО, атмосферного давления). Сравнение распределения полученных коэффициентов корреляции с ведущими пространственными модами взаимодействия океана с атмосферой позволяет не только выявить основные климатические факторы, оказывающие влияние на популяцию, но и лучше понять причины наличия долговременных тенденций в их изменениях. Такой подход был использован для анализа изменчивости промысловых запасов в Дальневосточном рыбохозяйственном бассейне.

4.3.1 Дальневосточные лососи

Общепризнано, что «лососевые эпохи» с большими уловами связаны с периодами потепления поверхностных вод северной части Тихого океана [Кляшторин, Любушин, 2005; Радченко, 2008; Шунтов, Темных, 2008, 2011; Бугаев, Тепнин, 2015; Котенёв и др., 2015; Klyashtorin, 2001; Radchenko et al., 2007; Kaeriyama et al., 2009; Irvine, Fukawaka, 2011]. Это дает основание для выявления характера связи уловов дальневосточных лососей с крупномасштабными пространственными модами изменчивости АТПО в океане. Такие связи могут стать основой для определения времени наступления очередной «лососевой эпохи». Весьма важен вопрос о сроках окончания современного периода высоких уловов лососей в Северо-Западной части Тихого океана в связи с резким потеплением вод на северо-востоке океана в 2014–2016 гг. и развитием явления Эль-Ниньо в 2015–2016 гг. [Bond et al., 2015]. Его продолжительность во многом определит время окончания современной «лососевой эпохи».

На протяжении последних 100 лет запасы дальневосточных лососей характеризовались значительной долговременной изменчивостью (рисунок 4.9). Период их высокой численности в 1920-х–1940-х гг. сменился депрессией запасов

в 1960-х–1970-х гг. С 1980-х годов начался новый рост численности и биомассы лососей, и в 2009 г. их российский вылов достиг максимума в 540 тыс. т. В 2012–2015 гг. наблюдалось падение уловов. Однако в последующие годы они вновь возросли и в 2018 г. достигли своего исторического максимума, превысив 600 тыс. т.

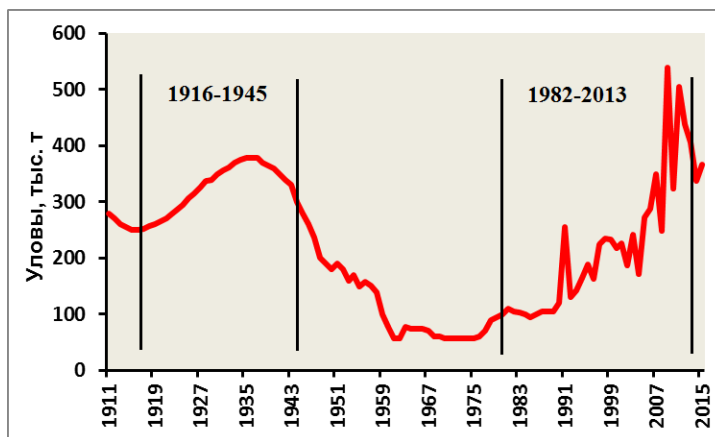


Рисунок 4.9 – Динамика уловов дальневосточных лососей в 1911-2015 гг. Вертикальными линиями обозначены границы периодов роста и высокого уровня запасов лососей

Периоды роста и высокого уровня запасов лососей в 1916-1945 и 1982-2013 гг. совпали с резким повышением ТПО в северной части Тихого океана (рисунок 4.10). Этот рисунок демонстрирует трендовую составляющую изменчивости средних зимних АТПО в океане от 20° с. ш. до 65° с. ш. в 1911-2015 гг., которая соответствует второй главной компоненте поля температурных аномалий, и объясняет 14% их общей дисперсии. Однако климатические причины резкого роста температуры поверхности океана для двух указанных периодов были различны.

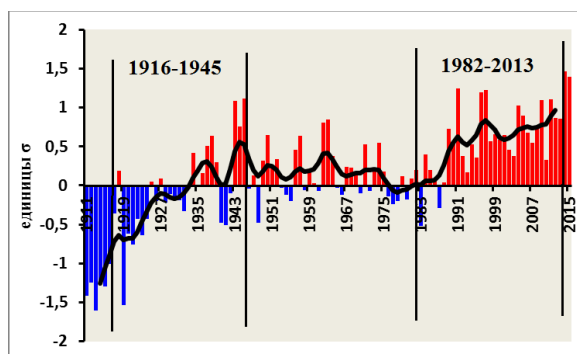


Рисунок 4.10 – Трендовая составляющая изменчивости поля средних зимних АТПО в северной части Тихого океана (1911-2015 гг.). Вертикальными линиями обозначены границы периодов резкого роста температуры поверхности океана

На рисунке 4.11 показано распределение коэффициентов корреляции между общими уловами дальневосточных лососей и средними зимними АТПО в северной части Тихого океана для двух периодов высоких запасов лососевых – 1916-1945 гг. и 1982-2013 гг. Рост запасов лососей в 1916-1945 гг. был связан с потеплением поверхностных вод в восточной части океана, которое распространялось на запад вдоль Алеутских островов вплоть до побережья Камчатки и восточной части Охотского моря, охватывая районы обитания лососей на всех стадиях их морского периода жизни (рисунок 4.11а). Потепление восточной части океана – характерная особенность положительной фазы ТДО. Действительно, рассматриваемый период характеризовался развитием положительной фазы тихоокеанской декадной осцилляции с начала 1920-х гг. до 1945 г.

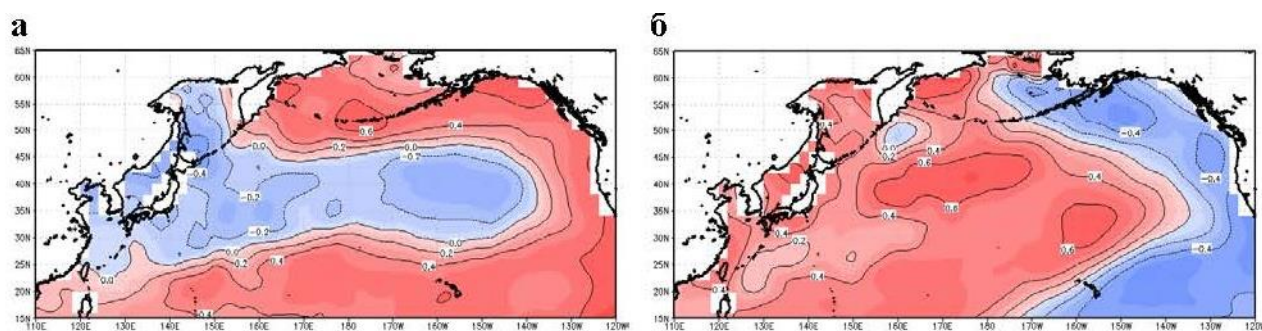


Рисунок 4.11 – Распределение коэффициентов корреляции между общими уловами дальневосточных лососей и средними зимними АТПО в северной части Тихого океана в 1916-1945 гг. (а) и 1982-2013 гг. (б)

Второй период роста запасов и, соответственно, уловов дальневосточных лососей совпал с резким потеплением вод в западной и центральной частях океана (рисунок 4.11б). В этот период, прежде всего, формировались благоприятные условия для выживания скатившейся молоди лососей. В то же время, тенденция к похолоданию вод в местах зимовки лососей в заливе Аляска и в районе восточных Алеутских островов могла обусловить смещение зимующих особей на запад, в район более теплых вод.

Полученные результаты подтверждаются характером распределения величин линейных трендов среднегодовых АТПО на акватории северной части Тихого океана для двух рассматриваемых периодов (рисунок 4.12). Сравнение

основных пространственных особенностей соответствующих полей, приведенных на рисунках 4.11 и 4.12, свидетельствует об их значительном сходстве.

Следует отметить, что рисунок 4.12б отражает смену ведущей климатической моды в северной части Тихого океана. Если до середины 1980-х годов климатические условия в океане формировались под воздействием Алеутского минимума (ТСА) и ТДО, то со второй половины 1980-х гг. ведущую роль в изменчивости АТПО в океане стали играть северотихоокеанское колебание и связанная с ним западно-тихоокеанская дальняя связь в средней тропосфере. Как отмечалось выше, на потепление вод в западной половине СТО оказало влияние установление «восточной моды» взаимодействия между климатическими процессами в северных частях Атлантического и Тихого океанов. В этой связи следует отметить значительное сходство рисунка 3.24б, который иллюстрирует влияние восточной миграции центров действия САК на АТПО в северной части Тихого океана при сдвиге 6 лет, с рисунками 4.11б и 4.12б.

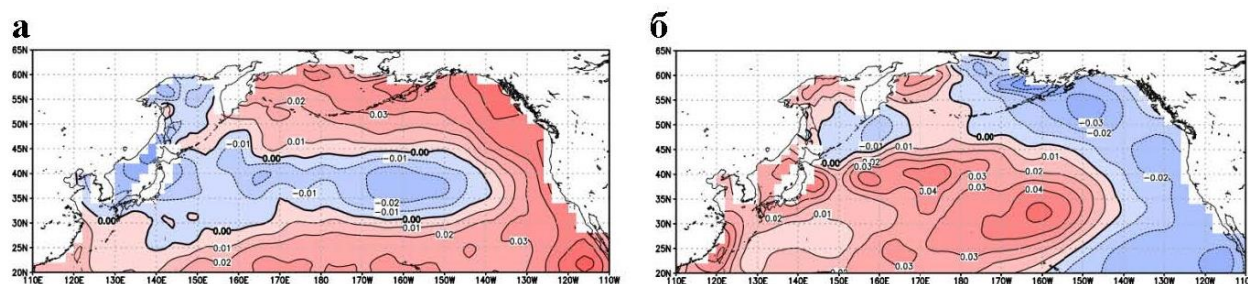


Рисунок 4.12 – Распределение величин линейных трендов (°С/год) средних зимних АТПО в северной части Тихого океана в 1916-1945 (а) и 1982-2013 гг. (б)

На протяжении последних 10 лет наблюдались значительные колебания в объемах вылова дальневосточных лососей. Похолодание поверхностных вод в северо-западной части Тихого океана в 2012–2014 гг. обусловило снижение уловов лососей в 2012–2015 гг. Однако осенью 2013 г. началось резкое потепление вод в северо-восточной части океана (до 3–4 °С), которое продолжилось и в 2014–2016 гг. Адвекция этого тепла на запад в пределы северо-западной части Тихого океана создала благоприятные условия для выживания лососей поколения 2014 г. у Западной и Восточной Камчатки, амурских лососей и, в меньшей степени, горбуши Восточного Сахалина и Южных Курил. В

результате в 2016 г. уловы лососей на Дальнем Востоке резко возросли по сравнению с 2015 г. В целом, характер распределения АТПО на севере северотихоокеанского региона в 2015–2016 гг. в значительной степени схож с их распределением в период «лососевой эпохи» первой половины XX в. Это позволяет предположить, что современный период высокой численности дальневосточных лососей еще не закончился, несмотря на падение уловов в 2012–2015 гг. Время окончания современной «лососевой эпохи» остается неопределенным и зависит от того, как долго сохранятся аномально теплое термическое состояние поверхностных вод на северо-востоке океана, которое оказывает отепляющее влияние на западную часть Берингова моря и район к югу от Камчатки.

4.3.2 Дальневосточная сардина

Дальневосточная сардина (или «сельдь-иваси») является флуктуирующим видом, для которого характерны значительные изменения запасов. В XX веке зафиксированы 2 периода высоких уловов сардины японскими рыбаками: в 1925–1941 гг. и 1973–1994 гг. Если в первом случае вылов превысил 2,5 млн. т, то во втором – достиг 4,5 млн. т. В период высокого уровня запасов дальневосточная сардина имела важное значение не только для японского промысла, но и для отечественного рыболовства. В 1990 г. был достигнут исторический максимум ее вылова РФ – 0,9 млн. т. В 1983–1991 гг. значительную долю уловов составляла сардина, мигрирующая в летне-осенний сезон к побережью Южных Курильских островов. В начале 1990-х гг. в связи с резким снижением запасов масштаб миграций в ИЭЗ Российской Федерации значительно сократился, что привело к сворачиванию этого вида промысла.

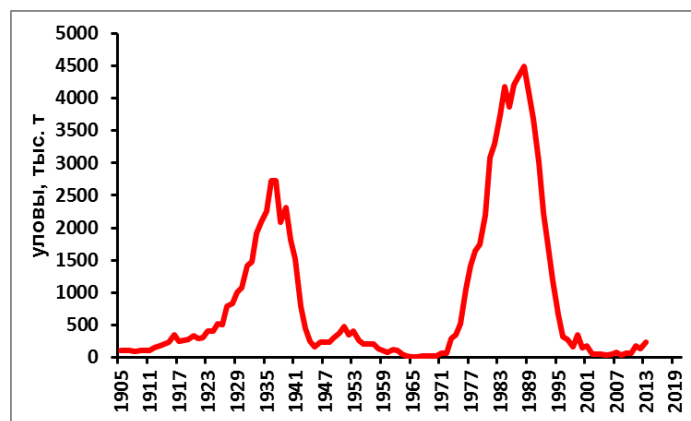


Рисунок 4.13 – Японские уловы сардины (тыс. т) в 1905-2013 гг.

«Сардинные эпохи» являются следствием появления непрерывной серии урожайных поколений при формировании благоприятных условий для высокой выживаемости личинок и молоди в субтропических и смешанных водах [Беляев, Кеня, 1987; Ватанабе, 1981; Kawasaki, 1993; Noto, Yasuda, 1999; Nishikawa, Yasuda, Itoh, 2011]. Аномальное усиление зимних ветров, прежде всего северных и западных румбов, характеризуется развитием отрицательных АТПО и заглублением слоя конвективного перемешивания, что приводит к увеличению концентраций биогенных элементов в фотическом слое. Это явление сопровождается резким увеличением биопродуктивности субтропических вод в зимне-весенний период, что создает благоприятные условия для повышенной выживаемости личинок и формирования урожайных годовых классов сардины. В такой период в субтропических водах экосистемы Курошио-Ойясио (ЭКО) устанавливается холодный «субарктический гидрометеорологический режим». В периоды аномального ослабления зимних ветров в субтропических водах, напротив, развиваются положительные АТПО и «мелкий» перемешанный слой, т.е. формируется типичный «субтропический гидрометеорологический режим», при котором биопродуктивность вод существенно снижается.

Развитие указанных гидрометеорологических режимов, в свою очередь, определяется региональными и глобальными климатическими изменениями. Обе вспышки численности сардины в 1920-1930-х гг. и 1970-1980-х гг. развивались по схожему сценарию на фоне преобладания положительной фазы тихоокеанской декадной осцилляции (рисунок 4.14), которая сопровождалась формированием

отрицательных аномалий температуры поверхностных вод в обширной зоне к востоку от Японских островов, достигавшей 130-140° з. д., и потеплением на остальной акватории океана. В первой половине прошлого века положительная фаза ТДО продолжалась с 1922 г. по 1945 г., хотя резкое уменьшение значений ее индекса произошло уже в 1942 г., т.е. практически совпало с окончанием «сардинной эпохи» первой половины XX века. Новая положительная фаза ТДО установилась зимой 1976-1977 гг. и получила максимальное развитие в конце 1980-х гг.

Связь между климатическими изменениями в северной части Тихого океана и ростом численности дальневосточной сардины неоднозначна, что хорошо видно на примере двух «сардинных эпох» XX века. Первая эпоха в 1920-х – 1930-х гг. совпала с максимумом так называемого «раннего потепления» в Северном полушарии, в то время как окончание второй эпохи 1970-1980-х годов связано с началом нового резкого потепления в северной части Тихого океана в конце 1980-х гг.

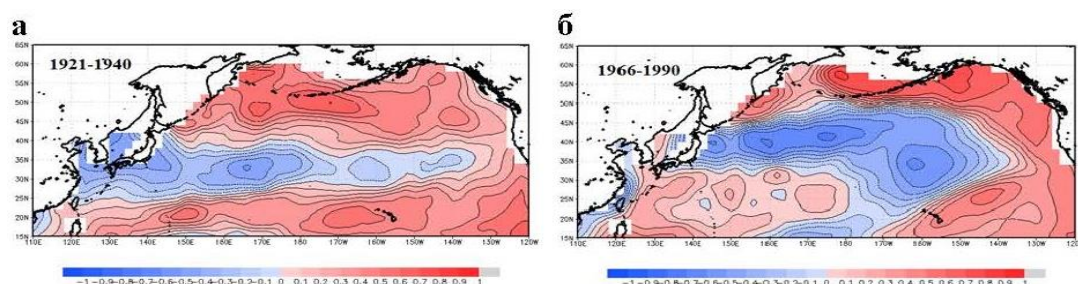


Рис. 4.14 – Распределение коэффициентов корреляции между японскими уловами сардины и северотихоокеанскими АТПО в январе-феврале в периоды двух последних «сардинных эпох»

Хотя положительная фаза ТДО, установившаяся зимой 1976-1977 гг., продолжалась до 2006 г., последняя «сардинная эпоха» закончилась гораздо раньше – в конце 1980-х гг. Ее окончание совпало с установлением нового климатического режима в северной части Тихого океана, сопровождавшегося резким потеплением вод в западной и центральной частях океана. К востоку от Японских островов темпы потепления достигали 0,04-0,05 °C/год (рисунок 4.126). В результате, в районе экосистемы «Курисио-Ойясио» установился

«субтропический гидрометеорологический режим», оказавшийся неблагоприятным для успешного воспроизводства сардины.

С 2010 г. начался некоторый рост биомассы сардины, вызванный появлением урожайных поколений. Увеличение запаса сардины после 2010 г. было обусловлено благоприятными абиотическими условиями для ее воспроизводства. Проведенный автором анализ данных по ТПО за 2010-2015 гг. показал, что в зимние периоды этих лет к востоку от Японии формировались ее отрицательные аномалии, причем от 2010 г. к 2015 г. наблюдалась значительная интенсификация и расширение занимаемой ими площади.

Рост биомассы сардины в первой половине 2010-х гг. начался за несколько лет до установления положительной фазы ТДО в январе 2014 г. Схожие ситуации наблюдались в периоды развития «сардинных эпох» в 1920-1930-е гг. и 1970-1980-е гг. По аналогии с XX столетием можно предположить, что в ближайшие годы произойдет переход высокой численности ряда последних поколений сардины в новую эпоху ее высокой биомассы и уловов. Это предположение не лишено смысла, учитывая, что климатическая ситуация, сложившаяся в северной части Тихого океана в 2014-2018 гг., обладает сходством с ситуацией 1920-х – 1930-х гг. Оба периода характеризуются ростом запасов дальневосточных лососей и сардины, обусловленных потеплением вод на северной и восточной перифериях северотихоокеанского региона и понижением ТПО восточнее Японских островов. Специалисты Тихоокеанского филиала ФГБНУ «ВНИРО» (ТИНРО-Центр) уже в 2018 г. оценивают возможный вылов сардины в российских водах в 650 тыс. т, хотя фактический вылов составил порядка 60 тыс. т. Основная причина такого несоответствия – технологическая неоснащенность рыбодобывающего флота, которая стала следствием отсутствия промысла сардины в 1990-х и 2000-х годах.

Следует отметить, что в недавней обзорной работе [Булатов и др., 2016] рост запаса сардины в 2010-2015 гг. рассматривается как временное явление в преддверии будущей «сардинной эпохи». Новая «сардинная эпоха» начнется в конце 2020-х – начале 2030-х гг. на восходящей ветви отрицательной фазы 60-

летнего цикла колебаний АТПО в северной части Тихого океана (рисунок 4.15). Около 2040 г. ее сменит «лососевая эпоха».

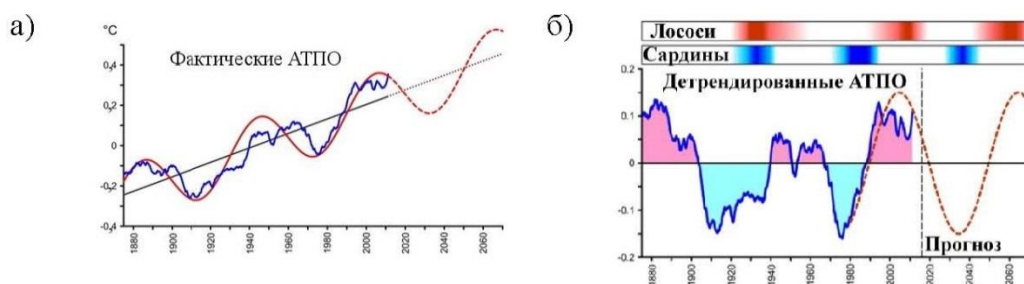


Рисунок 4.15 – Прогноз «лососевой» и «сардинной» эпох в 2030-х – 2040-х гг. по аномалиям температуры поверхности океана в СТО: фактические изменения средних зимних (январь-апрель) АТПО в 1856-2016 гг., сглаженных 121-месячным скользящим осреднением (синяя линия). Прямая линия соответствует линейному тренду. Красная линия отражает колебания АТПО с периодом около 60 лет (а); колебания АТПО после удаления линейного тренда (б)

Наряду с описанными выше колебаниями запасов с периодом порядка 50-60 лет, для многих основных объектов промысла в СЗТО характерны флуктуации меньшего временного масштаба – порядка 12-18 лет. К их числу относятся восточно-камчатский минтай, минтай северной части Охотского моря, треска северо-западной части Берингова моря.

4.3.3. Восточно-камчатский минтай

Для восточно-камчатского минтая получена отрицательная корреляционная связь между численностью пополнения запаса и средними зимними АТПО в районах его нереста и раннего онтогенеза у Восточной Камчатки: более урожайные поколения формируются при развитии отрицательных аномалий ТПО на нерестилищах, и наоборот (рисунок 4.16а).

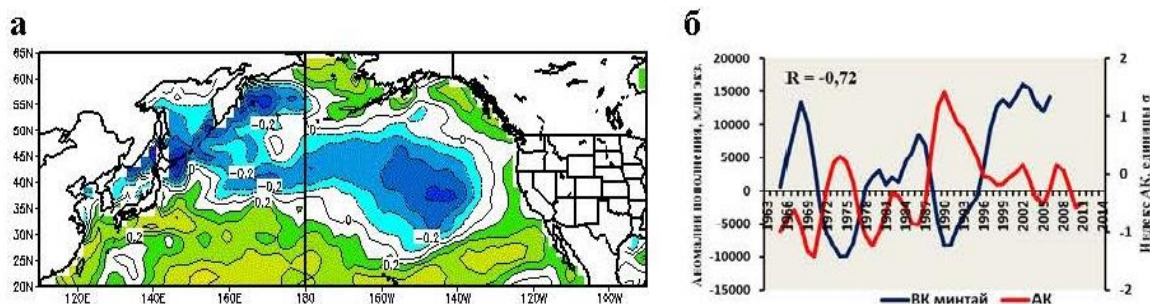


Рисунок 4.16 – Распределение коэффициентов корреляции между численностью пополнения восточно-камчатского минтая в возрасте 3 года и полем зимних АТПО в Северной Пацифике (1963-2008 гг.) (а); сглаженные 5-летним скользящим осреднением временные ряды зимнего индекса АК и пополнения восточно-камчатского минтая в возрасте 3 года (б)

Структура корреляционного поля на рисунке 4.16а хорошо соответствует пространственной структуре поля корреляций между зимним индексом Арктического колебания и АТПО в северной части Тихого океана, но с обратным знаком. Следовательно, можно ожидать наличие тесной противофазной связи между колебаниями индекса АК и численностью пополнения минтая у Восточной Камчатки. Действительно, такая связь существует и характеризуется коэффициентом корреляции, равным $-0,72$ (рис. 4.16б). Для более наглядного представления характера связи в многолетнем аспекте временные ряды индекса АК и численности поколений минтая сглажены 5-летним скользящим осреднением.

Таким образом, АК оказывает значительное влияние на состояние запаса восточно-камчатского минтая через изменения термического режима поверхностных вод в районе его нереста и раннего онтогенеза.

4.3.4 Минтай северной части Охотского моря

Изменения биомассы минтая северной части Охотского моря определяются урожайностью поколений. При формировании частых урожайных поколений биомасса растет с запаздыванием в 8 лет [Булатов, 2003], и наоборот. На состояние запаса оказывает также влияние и интенсивность промысла.

Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о зависимости динамики запаса популяции этого минтая от колебаний климата [Булатов, Котенев, 2010; Буслов, 2008; Качина, Сергеева, 1981; Овсянников и др., 2013; Охотоморский минтай, 2013; Смирнов, 2005; Фадеев, 2001, Шунтов и др., 1993].

На рисунке 4.17 приведена гистограмма аномалий коэффициентов выживания (КВ) минтая в северной части Охотского моря относительно базового периода 1980-2010 гг. КВ определены как отношение численности рыб в возрасте 3 года к биомассе нерестового запаса в год рождения поколения. При этом временной ряд численности был смещен к году нереста, т.е. на 3 года назад.

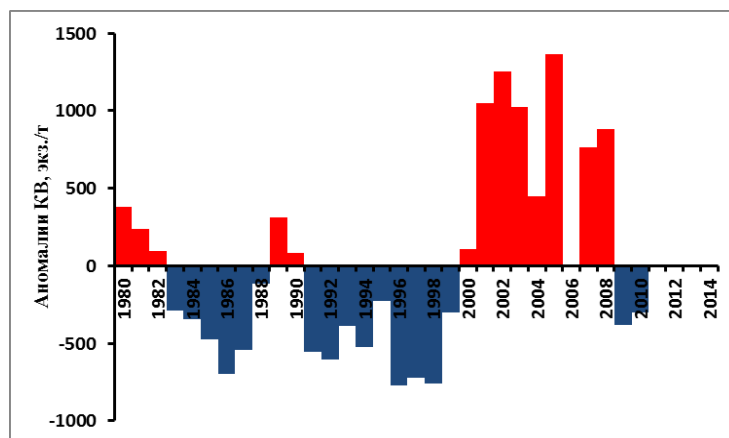


Рисунок 4.17 – Аномалии коэффициента выживания поколений минтая северной части Охотского моря в 1980-2010 гг.

Многолетние изменения коэффициента обнаруживают два периода с различным средним уровнем его колебаний. Первый период (1983-1999 гг.) характеризуется преобладанием отрицательных аномалий КВ, отражающих пониженную выживаемость поколений минтая этих лет. Начиная с 2000-2001 гг., ситуация резко изменилась, и вплоть до 2008 г. складывались условия, благоприятные для формирования более урожайных поколений этого объекта промысла.

Резкие изменения коэффициента выживания минтая хорошо согласуются с режимными сдвигами в многолетних колебаниях АТПО в Северо-Западной части Тихого океана. На рисунке 4.18 показан график осредненных за февраль-апрель температурных аномалий в районе 3Т (см. рисунок 3.11а). Период осреднения охватывает преднерестовую и нерестовую стадии жизненного цикла охотоморского минтая.

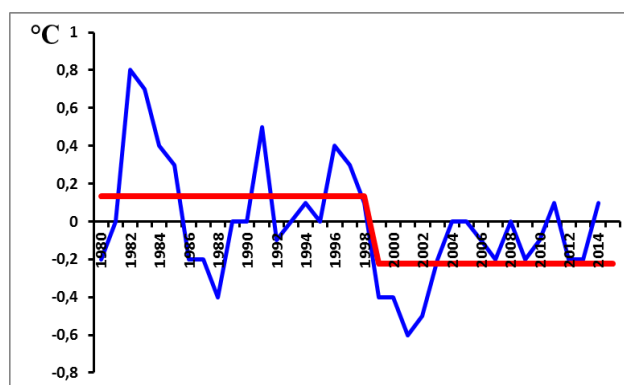


Рисунок 4.18 – Многолетние колебания АТПО (февраль-апрель) на северо-западе Тихого океана (район 3Т) в 1980-2014 гг. Ломаная красная линия показывает изменение среднего уровня колебаний температурных аномалий между 1980-1998 и 1999-2014 гг.

Режимный сдвиг в колебаниях АТПО произошел в 1999 г., т.е. на 1-2 года раньше соответствующего сдвига в многолетних изменениях коэффициентов выживания минтая. При этом с конца 1990-х гг. преобладали отрицательные аномалии ТПО, а в предшествующий период (1980-1998 гг.) – положительные. Таким образом, связь между выживаемостью поколений минтая и поверхностной температурой воды в преднерестовый и нерестовый периоды обратная: выживаемость снижается, когда температура воды выше нормы, и наоборот. Коэффициент корреляции между временными рядами КВ и АТПО при сдвигах от 0 до 2 лет (изменения температуры опережают изменения коэффициента выживания) существенно не меняется и составляет, в среднем, $-0,40$.

Для выявления ведущего климатического фактора, определяющего многолетнюю изменчивость АТПО на северо-западе Тихого океана и, как следствие, условия выживания поколений минтая, рассчитаны коэффициенты корреляции между временным рядом КВ и временными рядами аномалий северотихоокеанских ТПО, осредненных за февраль-апрель (рисунок 4.19). Максимальные по абсолютным значениям отрицательные корреляции наблюдаются на северо-западе океана. В районах к югу и юго-востоку от полуострова Камчатка они превышают $0,75-0,80$. В Охотском море изокорреляты располагаются меридионально, с постепенным снижением абсолютных значений коэффициентов корреляции от $0,65-0,70$ у побережья Западной Камчатки практически до нуля в его западной части. Пояс отрицательных корреляций простирается от побережья Восточной Камчатки на восток, в залив Аляска, и далее на юг, вдоль берегов североамериканского континента, окружая обширную область положительных корреляций (до $0,45$), занимающую более половины акватории океана.

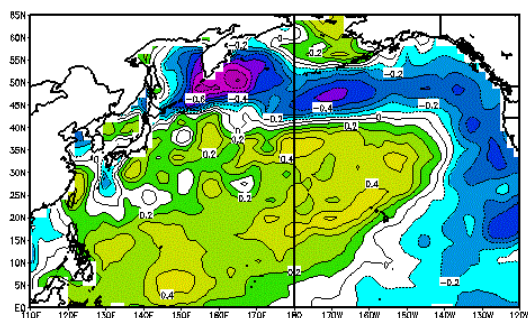


Рисунок 4.19 – Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом КВ минтая северной части Охотского моря и полем АТПО в северной части Тихого океана (1980-2010 гг.)

Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом КВ минтая и полем АТПО в северной части Тихого океана обладает сходством со структурой поля корреляций между индексом осцилляции северо-тихоокеанских круговоротов (ОСТК) и теми же самыми рядами температурных аномалий. Анализ кросс-корреляционной функции между КВ и индексом ОСТК (февраль-апрель) показал, что максимальное значение коэффициента корреляции, равное 0,55, наблюдается при временном сдвиге в 2 года, когда изменения индекса опережают изменения коэффициента выживания. Поэтому не вызывает удивления хорошее соответствие основных пространственных особенностей корреляционных полей, представленных на рисунке 4.20. Положение нулевой изокорреляты, разделяющей крупномасштабные районы океана с противофазными колебаниями ТПО, на рисунках 4.20а и 4.20б практически совпадает, хотя, естественно, соответствующие друг другу абсолютные значения коэффициентов корреляции для ряда КВ минтая в большинстве случаев ниже, чем для ряда индекса ОСТК.

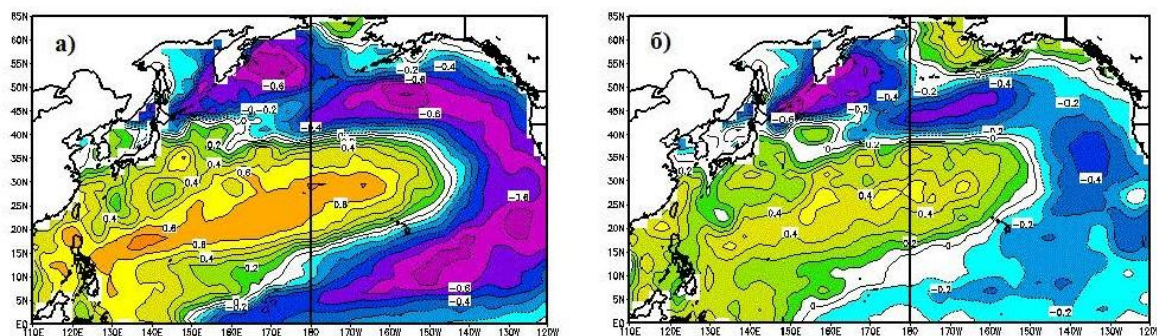


Рисунок 4.20 – Распределение коэффициентов корреляции между: индексом ОСТК и полем АТПО (а); временным рядом КВ и полем АТПО в северной части Тихого океана со сдвигом 2 года назад (б). Период – февраль-апрель 1980-2010 гг.

Еще более тесную положительную связь между индексом ОСТК и КВ демонстрирует рисунок 4.21, на котором представлены интегральные кривые аномалий рассматриваемых характеристик. Кривая индекса смещена на 2 года вперед относительно кривой коэффициентов выживания минтая. Коэффициент корреляции между временными рядами, использованными для построения графика, в этом случае составляет 0,86. Любая интегральная кривая отражает тенденции в изменениях анализируемого параметра. Таким образом, полученный высокий коэффициент корреляции свидетельствует о том, что связь между индексом ОСТК и КВ минтая северной части Охотского моря лучше проявляется в совпадении многолетних тенденций, чем в линейной связи между исходными рядами.

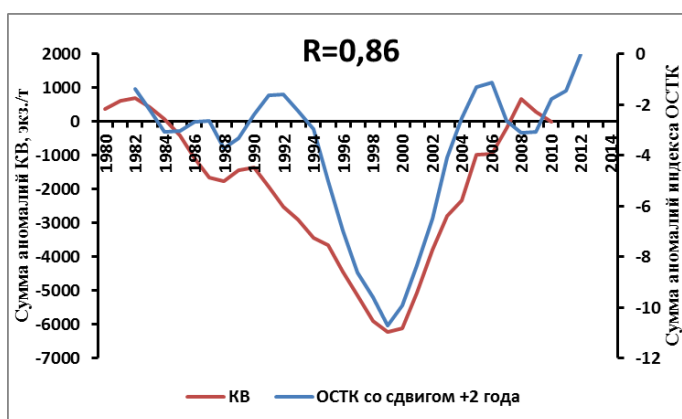


Рисунок 4.21 – Интегральные кривые аномалий КВ минтая в северной части Охотского моря и индекса ОСТК (февраль-апрель) со сдвигом в 2 года для периода 1980-2010 гг.

Как отмечалось ранее, когда индекс ОСТК положителен, ветровое воздействие создает благоприятные условия для развития апвеллинга и формирования отрицательных АТПО в Аляскинском круговороте и вдоль северной периферии субарктического круговорота. В районе Восточной Камчатки и в восточной части Охотского моря повышенная теплоотдача с морской поверхности за счет преобладания ветров северных румбов на западном фланге северного центра северо-тихоокеанского колебания приводит к дальнейшему усилению отрицательных аномалий ТПО. Связь коэффициентов выживания минтая с атмосферной циркуляцией, как и в случае поля АТПО, оказывается

наиболее тесной при сдвиге в 2 года, когда изменения в атмосфере опережают изменения в КВ, в то время как при нулевом сдвиге во времени корреляции невелики.

Таким образом, существует тесная связь условий выживания минтая северной части Охотского моря с климатическими факторами, ведущим из которых в данном случае является изменчивость интенсивности субарктического океанического круговорота, зависящая, в свою очередь, от фазы северотихоокеанского колебания. Выявленный двухлетний сдвиг между климатическими изменениями и КВ, по-видимому, соответствует времени реакции популяции минтая на режимные сдвиги в колебаниях регионального климата.

4.3.5 Треска северо-западной части Берингова моря

Рисунок 4.22а демонстрирует изменения численности годовиков трески (R(1)) северо-западной части Берингова моря (СЗТ) в 1967-2015 гг. Обращает на себя внимание резкий рост численности пополнения запаса в первой половине 2010-х гг. От 2010 г. к 2011 г. она возросла с 284 до 3970 млн. экз., т.е. на один порядок, и сохранялась на высоком среднем уровне в 2440 млн. экз. в последующие годы. При этом в последние годы отмечается увеличение ее общего запаса, уловов и уловов на усилие.

Причины резкого роста численности пополнения запаса трески неясны, а полученные для периода 2011-2015 гг. оценки требуют проверки. Поэтому для дальнейшего анализа использованы данные только за период с 1967 г. по 2010 г.

Как видно из рисунка 4.22б, временной ряд численности пополнения трески в этот период обнаруживает хорошо выраженную изменчивость со средним периодом колебаний порядка 15 лет и максимумами в середине 1970-х гг., начале 1990-х гг. и середине 2000-х гг.

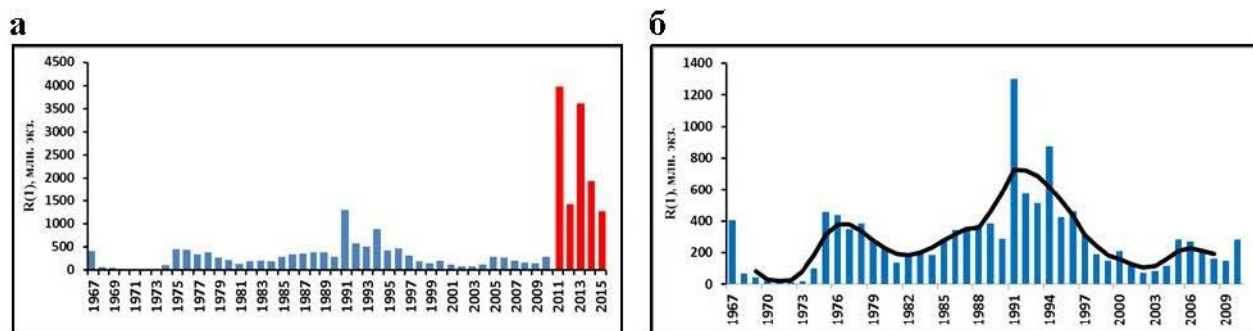


Рисунок 4.22 – Изменения численности пополнения запаса трески северо-западной части Берингова моря в возрасте 1 год в: 1967-2015 гг. (а) и 1967-2010 гг. (б). Годы на горизонтальной оси соответствуют годам нереста. Толстая черная линия на рисунке «б» показывает 5-летние скользящие средние

Возникает вопрос, как связаны указанные колебания численности пополнении трески с климатической изменчивостью на квазидесятилетнем масштабе времени, который является характерной особенностью северотихоокеанского региона, включая Берингово море.

Для выявления связи многолетних колебаний численности пополнения с крупномасштабными модами изменчивости температурных аномалий были рассчитаны коэффициенты корреляции между временным рядом $R(1)$ и временными рядами средних зимних АТПО на акватории Северной Пацифики (рисунок 4.23а).

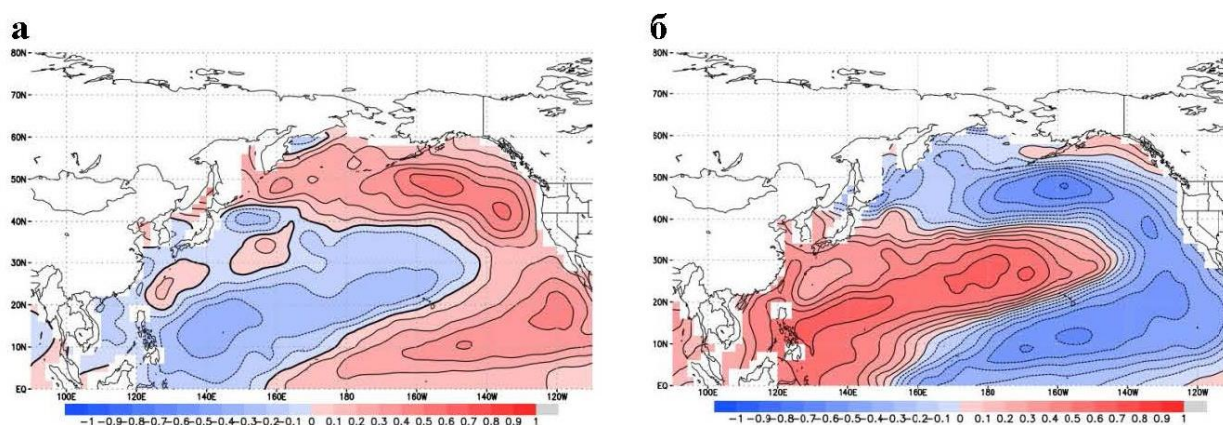


Рисунок 4.23 - Распределение коэффициентов корреляции между временными рядами $R(1)$ (а) и индекса ОСТК (б) и полем средних зимних АТПО в северной части Тихого океана в 1967-2010 гг.

Поле корреляций имеет «подковообразную» пространственную структуру. Пояс положительных коэффициентов корреляции простирается от Восточной Камчатки и Корякского побережья на восток, в залив Аляска, и далее на юг вдоль берегов североамериканского континента, окружая обширную область

отрицательных корреляций (до - 0,40), занимающую около половины акватории океана. Очаг максимальных положительных коэффициентов корреляции ($r = 0,53-0,55$) расположен юго-восточнее Алеутских островов.

Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом $R(1)$ и полем средних зимних АТПО в Северной Пацифике обладает большим сходством со структурой поля корреляций между индексом ОСТК и теми же самыми рядами температурных аномалий, но с обратным знаком (рисунок 4.23б). Следовательно, можно ожидать наличия статистически значимой связи между временными рядами численности пополнения трески и индекса ОСТК.

Рисунок 4.24 демонстрирует ряды двух рассматриваемых характеристик, сглаженные 5-летним скользящим осреднением. Выделяются два периода с противоположным характером связи между индексом ОСТК и численностью поколений трески. В 1967-1987 гг. связь между рассматриваемыми параметрами была прямой ($r = 0,71$), а, начиная с 1988 г., она стала обратной ($r = -0,71$).

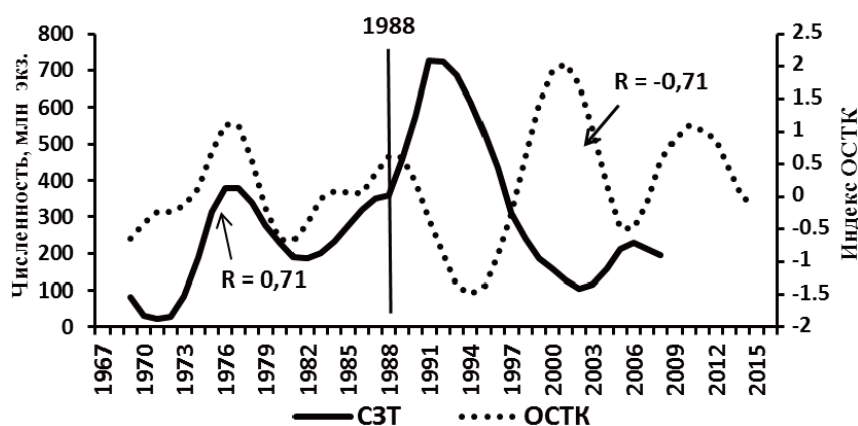


Рисунок 4.24 – Сглаженные 5-летним скользящим осреднением временные ряды численности пополнения трески северо-западной части Берингова моря в возрасте 1 год и индекса ОСТК.

Вертикальной линией отмечен год изменения характера связи между анализируемыми характеристиками

Изменение знака связи между $R(1)$ и индексом ОСТК совпало по времени с описанным в Главе 3 режимным сдвигом к более теплему состоянию поверхностных вод северной части Тихого океана.

Рисунок 4.25а демонстрирует распределение коэффициентов корреляции между временным рядом $R(1)$ и полем средних зимних АТПО в северотихоокеанском регионе в 1967-1987 гг. Оно, как и на рисунке 4.23а,

характеризуется «подковообразной» структурой, которая, однако, смещена на север, по сравнению с таковой за весь анализируемый период с 1967 по 2010 гг. Обширная область отрицательных коэффициентов корреляции (до $r = -0,69$ в Олюторском заливе), простирающаяся от побережья Евразии на восток до 150° з. д., окружена поясом положительных корреляций, в котором максимальные значения достигают $0,50-0,52$ в юго-восточной части Берингова моря. Таким образом, рост численности пополнения запаса трески в 1967-1987 гг. наблюдался после суровых зим в северо-западной части Тихого океана и на западе Берингова моря, когда в этих районах формировались отрицательные АТПО. Атмосферная ситуация в северотихоокеанском регионе в такие зимы характеризовалась развитием диполя с центром пониженного атмосферного давления в субарктических и умеренных широтах и центром более высокого атмосферного давления между 20° и 30° с. ш. (рисунок 4.25б). Этот диполь соответствовал положительной фазе северотихоокеанского колебания.

Как и можно было ожидать, пространственная структура полей корреляции для зимнего индекса ОСТК (рисунки 4.25в, г), рассчитанных за период 1967-1987 гг., имеет большое сходство со структурой соответствующих полей, представленных на рисунках 4.25а и 4.25б.

Распределения коэффициентов корреляции между $R(1)$ и полями аномалий ТПО и геопотенциальных высот на поверхности 500 гПа (рисунки 4.26а, б) в период 1988-2010 гг. близки к «классической» структуре ОТСТК (рисунок 4.26в) и северотихоокеанского колебания (рисунок 4.26г), но с противоположным знаком.

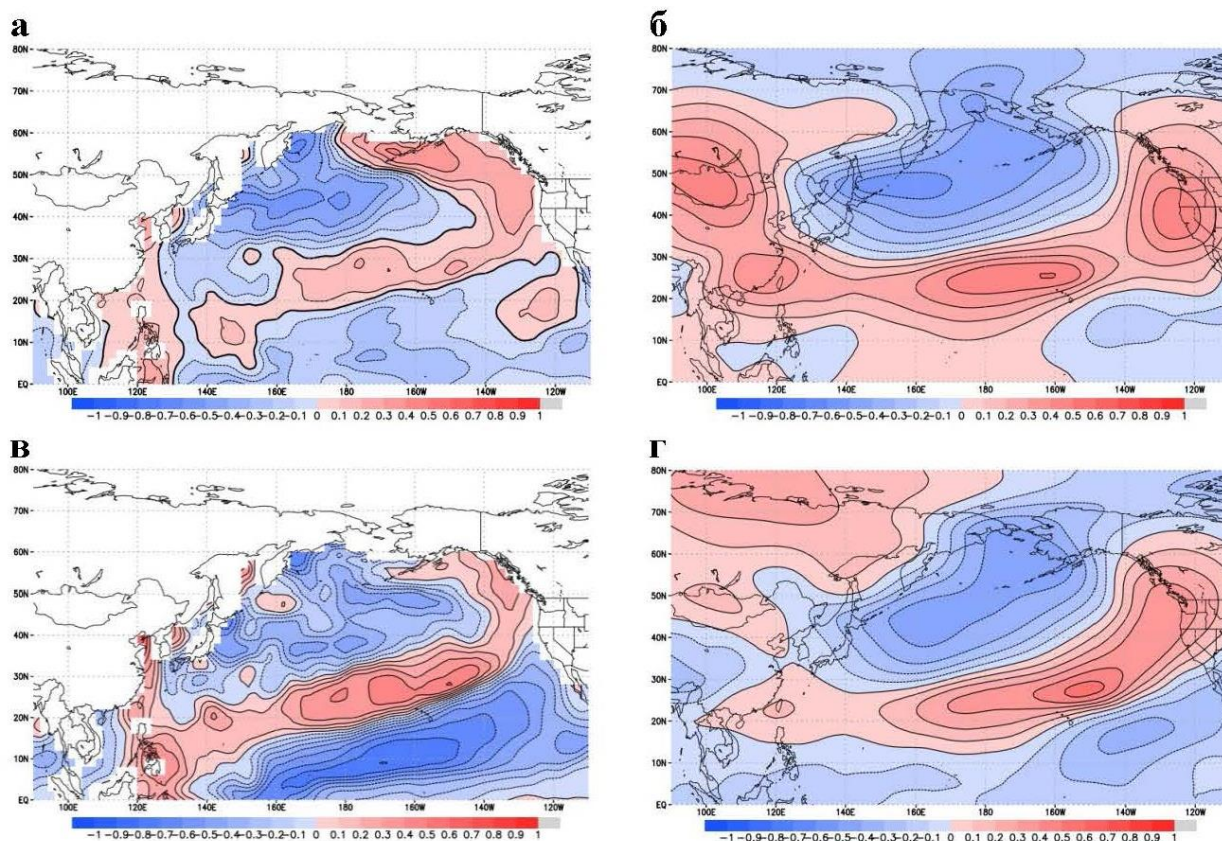


Рисунок 4.25 – Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом R(1) и полями средних зимних аномалий ТПО (а) и H500 (б) в Северной Пацифике в 1967-1987 гг.; (в) и (г) то же самое, но для индекса ОСТК.

В этот период благоприятные условия для роста численности пополнения трески отмечались после более мягких зим в южной и центральной частях Берингова моря, в годы с отрицательной фазой северотихоокеанского колебания. Однако, как видно из рисунка 4.26а, в районе 60°с. ш. характер колебаний зимних АТПО был противоположен таковому в остальных районах моря. При формировании области высокого атмосферного давления над северной частью северотихоокеанского региона здесь преобладали аномальные ветры западных румбов, переносившие холодные воздушные массы с северо-восточного побережья Евразии. Кроме того, аномальная западная атмосферная циркуляция у 60° с. ш., по-видимому, способствовала развитию экмановского переноса поверхностных вод на юг с выносом более холодной глубинной воды к поверхности моря.

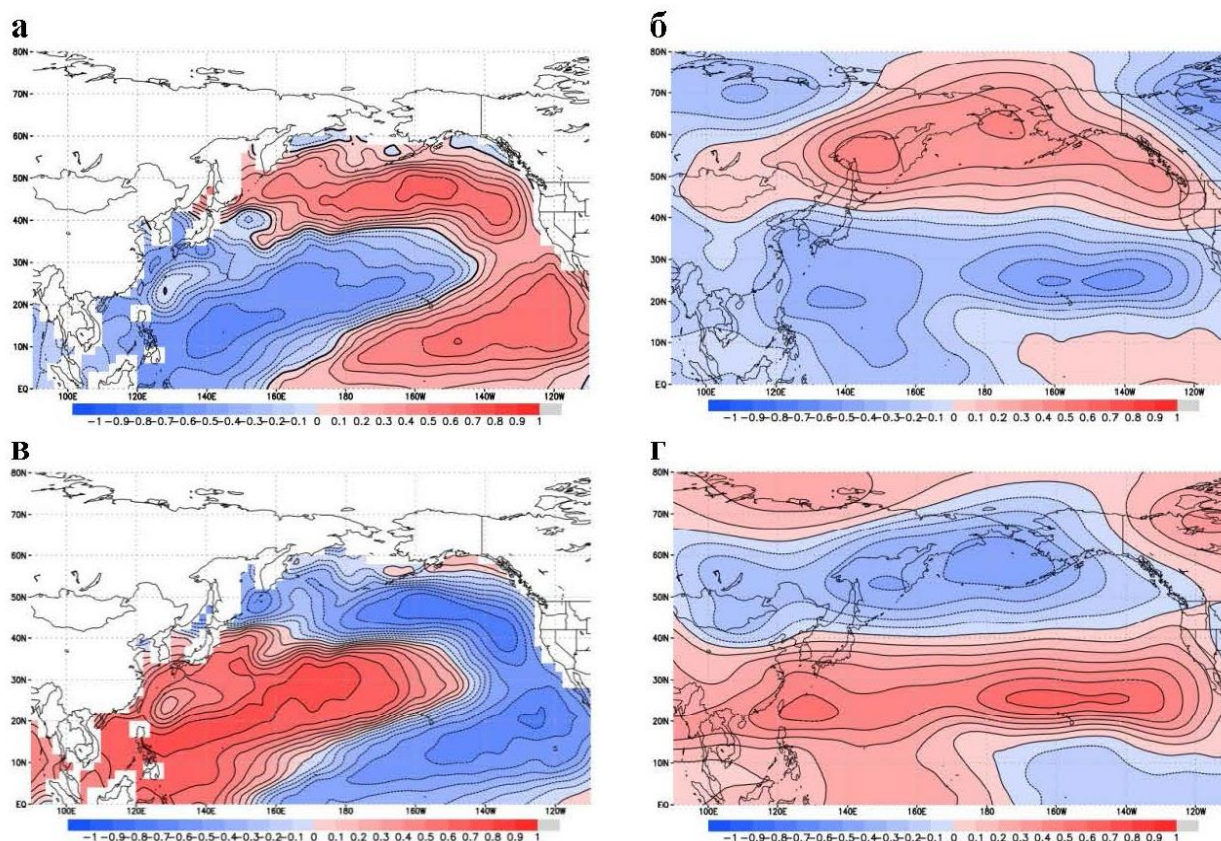


Рисунок 4.26 - Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом $R(1)$ и полями средних зимних аномалий ТПО (а) и H500 (б) в северной части Тихого океана в 1988-2010 гг.; (в) и (г) то же самое, но для индекса ОСТК

На высокоширотные северные районы континентов и океанов большое влияние оказывает арктическое колебание [Thompson and Wallace 1998; Xie et al. 1999]. В частности, в работе [Xie et al. 1999] показано, что изменчивость АК/САК на масштабах времени от 8 до 15 лет оказывает значительное влияние на ТПО в северной части Японского моря и на севере северотихоокеанского бассейна и вдоль субполярного фронта. Влияние климатической изменчивости, связанной с АК/САК также выявлено в подповерхностной температуре вод Японского [Minobe et al. 2004] и Охотского [Minobe and Nakamura 2004] морей. Все эти результаты свидетельствуют о том, что квазидесятилетняя изменчивость в Северо-Западной части Тихого океана и прилегающих морях связана с соответствующими изменениями АК/САК.

Анализ кросс-корреляционных функций зимнего индекса АК с временными рядами $R(1)$ и зимнего индекса ОСТК показал, что максимальные значения коэффициентов корреляции наблюдались при временном сдвиге в 2 года, когда

изменения индекса АК опережали изменения двух последних характеристик (рисунок 4.27).

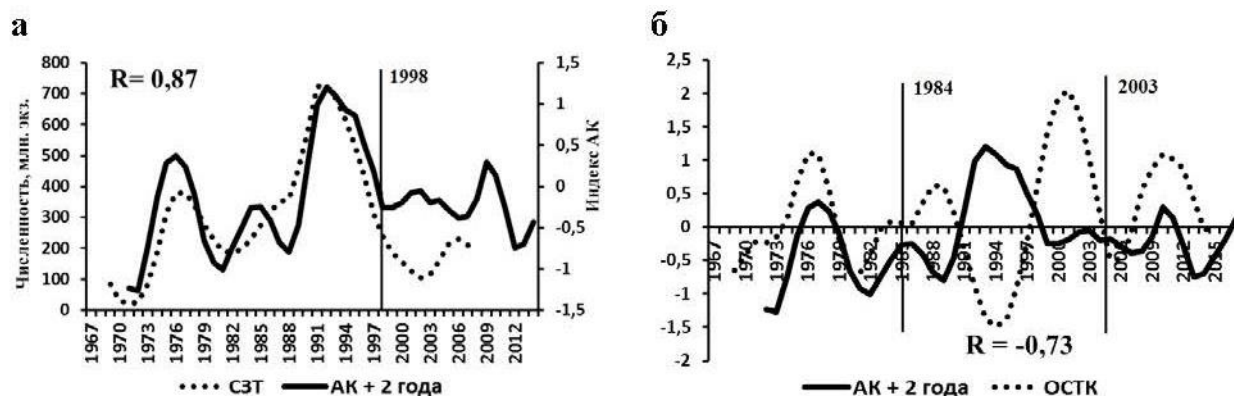


Рисунок 4.27 – Сглаженные 5-летним скользящим осреднением временные ряды индекса АК со сдвигом в 2 года вперед и: численность пополнения трески северо-западной части Берингова моря в возрасте 1 год (а) и величина индекса ОСТК (б). Вертикальными линиями отмечены годы изменения характера связи между анализируемыми характеристиками

Как видно из рисунка 4.27, характер связи между анализируемыми характеристиками не остается постоянным во времени. Так, численность пополнения запаса трески и индекс АК изменялись синхронно до 1997 г., после чего в их колебаниях наметилась противофазность. Связь между индексами АК и ОСТК имеет более сложный характер. С 1967 г. по 1984 гг. оба индекса изменялись в фазе, в период с 1985 г. по 2003 гг. их колебания характеризовались обратной связью ($r = -0,73$), а после 2003 г. вновь появились признаки синфазности.

Можно предположить, что квазидесятилетняя изменчивость АК/САК с задержкой в 2 года, прежде всего, оказывает определяющее влияние на северный центр северо-тихоокеанского колебания, а через него – на фазу осцилляции северо-тихоокеанских круговоротов.

Таким образом, выявленная связь пополнения запаса трески северо-западной части Берингова моря с пространственной структурой ОСТК лишь отражает влияние квазидесятилетней изменчивости атмосферной циркуляции в высоких широтах Северного полушария на северо-запад Тихого океана и его моря. При этом успех пополнения определяется характером зимней атмосферной циркуляции над Беринговым морем (северным центром северо-тихоокеанского колебания) в год нереста.

В целом, приведенные в Главе 4 результаты еще раз свидетельствуют о том, что многолетние изменения запасов ключевых промысловых объектов могут в значительной степени определяться как региональными климатическими процессами (ТДО, ОСТК, САК), так и являться следствием взаимодействия климатических систем северных частей Атлантического и Тихого океанов.

4.4 Некоторые геоэкологические аспекты долгосрочного прогнозирования состояния сырьевой базы российского промысла

Водные биологические ресурсы относятся к возобновляемым ресурсам. Однако численность и биомасса конкретных промысловых популяций часто подвержена значительным изменениям на временных масштабах от нескольких лет до нескольких десятков лет. Необходимость знаний о возможном изменении состояния запасов основных промысловых видов рыб в отдаленной перспективе исключительно важна для целей стратегического планирования. Без этого такие стратегии могут привести либо к крупному недоосвоению запасов, либо к их перелову и подрыву. Такое же знание необходимо при планировании капиталовложений в инфраструктуру промысла, переработку и транспортировку рыбы для предприятий, имеющих свою долю в освоении общего допустимого улова (ОДУ) на предстоящее десятилетие.

Отсутствие долгосрочного прогноза изменчивости сырьевой базы в значительной степени увеличивает финансовые риски судовладельцев. Последствия планирования «вслепую» могут иметь не только финансовое, но и негативное социальное последствие.

Полученные эмпирические (статистические) связи между биологическими и климатическими параметрами, основанные на ретроспективном анализе временных рядов различной продолжительности, практически не учитывают современный тренд к потеплению поверхностных вод северных частей Атлантического и Тихого океанов и прилегающих к ним районов Арктики. На фоне этого тренда наблюдается значительное усиление короткопериодной изменчивости, с чередованием волн «холода» и «тепла». Такая ситуация уже

привела к нарушению 50-60 – летней цикличности в колебаниях запасов дальневосточных лососей.

Начавшееся (и ожидаемое) снижение их численности в начале 2010-х годов сменилось ее резким ростом в 2015-2018 гг. При этом наиболее высокие уловы отмечаются у побережий Камчатки, т.е. вблизи северной границы ареала лососей. У южной границы ареала, на охотоморском побережье о. Хоккайдо, Южном Сахалине и, в какой-то мере, у Южных Курил, уловы, прежде всего короткоциклового горбуши, снижаются. Такая ситуация может сохраниться в ближайшие годы и должна учитываться при размещении лососевых рыбоводных заводов.

Оценивая текущее и будущее состояние дальневосточных лососей, следует учитывать, что их фактический вылов в России в начале XXI века был значительно больше, чем следует из данных официальной статистики, не учитывавшей браконьерский вылов. Известно, что во время хода лососей на многих реках Сахалина и Камчатки рыба на нерестилищах уничтожалась почти полностью. В связи со столь масштабным браконьерством появился термин "промышленное" браконьерство, объем которого сильно различался в разных регионах. Например, в таких малодоступных районах, как на Чукотке, браконьерское изъятие нерки определяют по количеству имеющихся у населения вездеходов. С учетом этого, масштабы браконьерского вылова оцениваются величиной в 15% от объема официальной статистики. По-иному обстоит дело в более густонаселенных и более доступных для промысла районах. Так, вылов чавычи в р. Камчатка в 2000-е гг. был, как минимум, на 40% больше, чем регистрировалось статистикой. Нерку р. Камчатка вылавливали больше, как минимум, в два раза. В сумме незаконный, несообщаемый и нерегулируемый (ННН) промысел на Камчатке в 2002-2006 гг. составлял 54 тыс. т, или около половины официального улова [Запорожец и др., 2008]. Браконьерское изъятие лососей в бассейнах некоторых камчатских рек и озер, вдоль которых пролегают автомобильные дороги, в 2000-е гг. достигало до 95% от количества зашедших производителей. На Сахалине браконьерский промысел был и остается не менее

масштабным, но анализа и оценок его объемов не проводилось. В целом по Дальнему Востоку реальный вылов лососей, оценённый по объему импорта в Японию, Республику Корея и КНР и поставкам на внутренний рынок России в первом десятилетии текущего столетия в 1,5-3 раза превышал учтенный. Такие высокие уловы были возможны лишь при очень высокой выживаемости лососей в морской период жизни.

Помимо браконьерства, основные угрозы популяциям лососевых связаны с загрязнением нерестилищ от горнорудных предприятий, отсутствием рыбохозяйственных заповедных зон, неграмотным ведением аквакультуры и, с недавних пор, возможным сокращением нерестоохраненных полос лесов [Опасные русловые процессы ..., 2014].

Одной из главных проблем сегодня выступает деятельность горнорудных предприятий. Занижение класса опасности их отходов, либерализация контроля за их деятельностью неизбежно ведут к ухудшению качества воды в районе горно-обогатительных комбинатов, изменению водотока и могут приводить к непоправимым изменениям экосистемы в целом и угрожать существованию лососевых популяций.

Ряд угроз исходит из попыток сохранить лососевых или снизить пресс промышленного вылова на дикие популяции. Так, выпуск молоди лососевыми рыбозаводами очень часто не только не приводит к общему росту популяции лосося, но, более того, может наносить ущерб диким стадам. Сегодня отсутствуют оценки того, какое количество рыб может полноценно нагуливаться в морской и пресноводной среде, а также программы мечения и учета возврата производителей недостаточно развиты.

Что касается других видов, то можно привести в пример ситуацию с северо-восточной арктической треской. Из-за искусственного занижения ОДУ трески в 2003-2013 гг. ее нерестовый и промысловый запасы росли очень быстро. Это привело к преобладанию в популяции особей старших возрастов, что, вследствие недостатка кормовой базы, обусловило высокий уровень каннибализма. Результатом этого стало наблюдаемое в настоящее время снижение биомассы

запаса из-за высокой смертности рыб старших возрастов и малоурожайных (вследствие высокого каннибализма) поколений 2007-2013 гг. рождения.

Следует учитывать также, что наблюдаемое в настоящее время повышение температуры поверхностных вод океанов и морей провоцирует сдвиги в распределении промысловых видов, как правило, в сторону полюса, и/или в более глубокие воды вслед за проникновением на север более теплолюбивых видов зоопланктона. Такие сдвиги влияют на биологические взаимодействия и, как следствие, на функционирование морских экосистем. Таким образом, изменение климата способно оказать значительное влияние на получение товаров и услуг, предоставляемых морскими экосистемами [ФАО ..., 2018].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Пространственная структура колебаний аномалий ТПО в северной части Атлантического океана и ее изменчивость определяется, прежде всего, изменениями в долготном и широтном положении двух центров действия атмосферы, которые связаны с североатлантическим колебанием. Около 1/3 изменчивости детрендрованных температурных аномалий в САО обусловлено 4-х полюсной пространственной структурой: знак АТПО на северо-западе и юго-востоке акватории противоположен знаку аномалий в северо-восточной и юго-западной частях океана. В период 1957-1988 гг. ее формирование определялось совместным влиянием положительной фазы западно-атлантической дальней связи и отрицательной фазы атмосферной дальней связи «тропики – умеренные широты Северного полушария», а в 1977-2018 гг. – североатлантическим колебанием.

2. Период 1977-2018 гг. характеризовался смещением центров действия атмосферы над Северной Атлантикой в восточном направлении, что сопровождалось аналогичным сдвигом центров максимальной изменчивости аномалий ТПО. От 1957-1988 гг. к 1977-2016 гг. наблюдалось ослабление влияния на Северную Атлантику климатических процессов, формирующихся в восточной половине северотихоокеанского бассейна.

3. По результатам кластерного анализа в северной части Тихого океана выделены две независимые пространственные моды колебаний средних зимних АТПО. Вариации аномалий между центральными и восточными районами океана характеризовались противофазной связью. Аналогичный характер связи отмечался между северо-западным и юго-западным секторами океана. В 1977-2016 гг. значительно усилилась изменчивость АТПО в юго-западном секторе СТО при ее ослаблении в восточной половине океана, что, очевидно, связано с общей интенсификацией системы «западно-тихоокеанская дальняя связь/осцилляция северотихоокеанских круговоротов». Одновременно снизилось значение тихоокеанской декадной осцилляции как единого процесса, контролирующего изменения АТПО на значительном пространстве исследуемой акватории. Это хорошо согласуется с результатами применения метода ЭОФ.

4. Пространственные структуры первых трех ЭОФ северотихоокеанских АТПО обладают определенным сходством. Для каждой из них характерна область температурных аномалий одного знака в западной половине океана, окруженная аномалиями противоположного знака с севера, востока и юга. В этом смысле, первые три ведущие моды изменчивости АТПО можно рассматривать как отклонения от некоего «среднего состояния». Смена ведущей моды обусловлена долготными и широтными смещениями соответствующих атмосферных центров, часто формирующих известные ветви дальних связей – западно-тихоокеанскую и тихоокеанско-североамериканскую. Устойчивость их положения во времени определяет длительность и район максимального проявления того или иного климатического режима.

5. Впервые выявлены две моды взаимодействия между климатическими процессами в северных частях Атлантического и Тихого океанов. Первая («западная») мода, преобладавшая до конца 1980-х гг., отражала влияние климатических процессов СТО на климат Северной Атлантики как результат взаимодействия двух взаимно независимых тихоокеанских дальних связей (тихоокеанско-североамериканской и «тропики – умеренные широты Северного полушария») с западно-атлантической ветвью атмосферных ДС. Яркий выраженный сдвиг центров действия САК в восточном направлении с конца 1970-х гг. обусловил установление «восточной» моды взаимодействия между исследуемыми акваториями. При этом климатические изменения, происходившие в североатлантическом бассейне, распространялись в западную половину СТО через систему атмосферных дальних связей («атмосферный мост») над Евразией. Установление «восточной моды» взаимодействия, вероятно, стало одной из причин резкого потепления поверхностных вод в западных и центральных районах северной части Тихого океана в конце 1980-х гг.

6. Наряду с синхронными связями между евразийскими атмосферными модами и АТПО в северной части Тихого океана, выявлен асинхронный отклик в океане на долготные сдвиги в положении центров действия североатлантического колебания. Атмосферный сигнал, связанный с его южным центром,

распространялся на восток вдоль экваториальной зоны и проявился в юго-западном секторе СТО через 5-6 лет.

7. Предложена качественная схема изменений климата в северных частях Тихого и Атлантического океана на масштабах от одного до нескольких десятилетий и сопровождающих их режимных сдвигов.

8. Для ряда ключевых объектов российского промысла, включая северо-восточную арктическую треску, норвежскую весенне-нерестующую сельдь, тихоокеанских лососей, дальневосточную сардину, восточно-камчатскую и северо-охотоморскую популяции минтая, треску северо-западной части Берингова моря, выявлены ведущие климатические факторы, определяющие многолетние колебания уровня их пополнения и запасов. Установлено, что многолетние изменения их запасов могут в значительной степени определяться как региональными климатическими процессами (ТДО, ОСТК, САК), так и являться следствием взаимодействия климатических систем северных частей Атлантического и Тихого океанов.

9. Впервые на основе ретроспективного анализа статистических связей между климатическими и биологическими параметрами сделан экспертный прогноз изменений в состоянии запасов некоторых массовых объектов российского промысла на период до 2035 г. В частности, ожидаемое изменение климата в северной части Тихого океана с учетом 60-летней цикличности позволяет предположить рост запасов и уловов дальневосточной сардины и снижение биомассы тихоокеанских лососей. В Северо-Восточной Атлантике будет происходить снижение запасов северо-восточной арктической трески и норвежской весенне-нерестующей сельди.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АК – арктическое колебание

АМО – атлантическая многодекадная осцилляция

АТПО – аномалии температуры поверхности океана

ВА – восточно-атлантическая дальняя связь

ВА/ЗР – дальняя связь «Восточная Атлантика/Западная Россия»

ВТ/СТ – восточно-тихоокеанская/северотихоокеанская дальняя связь

ГК – главная компонента

ДС – дальняя связь

ЗА – западно-атлантическая дальняя связь

ЗТ – западно-тихоокеанская дальняя связь в атмосфере

ИЭЗ – исключительная экономическая зона

КВ – коэффициент выживания

МГЭИК – Межправительственная Группа Экспертов по Изменениям Климата

НВНС – норвежская весенне-нерестующая сельдь

НПАФК – Комиссия по анадромным рыбам северной части Тихого океана

ОДУ – общий допустимый улов

ОСТК – осцилляция северотихоокеанских круговоротов

ПОЛ/ЕВР – полярно-евразийская дальняя связь

САК – североатлантическое колебание

СВА – Северо-Восточная Атлантика

СВАТ – северо-восточная арктическая треска

СВТО - Северо-Восточная часть Тихого океана

СЕБ – Северо-Европейский бассейн

СЗТО – Северо-Западная часть Тихого океана

СКАНД – скандинавская дальняя связь в средней тропосфере

СТК – северотихоокеанское колебание

СХС – сахалино-хоккайдская сельдь

ТДО – тихоокеанская декадная осцилляция

ТПО – температура поверхности океана

ТСА – тихоокеанско-североамериканская дальняя связь

ТСП – дальняя связь «тропики – умеренные широты Северного полушария»

ЭКО – экосистема Куроиси-Ойяиси

ЭНЮК – Эль-Ниньо – Южное Колебание

ЭОФ – эмпирическая ортогональная функция

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов Н.П. Промысловые рыбы Камчатского края: биология, запасы, промысел // М.: Изд-во ВНИРО. 2011. 245 с.
2. Афифи А., Эйзен С., Статистический анализ: Подход с использованием ЭВМ. Пер. с англ. // М.: Мир. 1982. 488 с.
3. Беляев В.А., Кеня В.С. Состояние запасов и условия воспроизводства дальневосточной сардины в северо-западной части Тихого океана // Биологические ресурсы открытого океана. М.: Наука. 1987. С. 225-237.
4. Бойцов В.Д. Межгодовые колебания гидрометеорологических характеристик в Баренцевом море, Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане и их сопряженность // Вопросы промысловой океанологии. 2012. Вып. 9. № 2. С. 61-95.
5. Бондаренко М.В., Кровнин А.С., Серебряков В.П. Ранжирование урожайности поколений и коэффициентов выживания поколений в раннем онтогенезе промысловых рыб Баренцева моря для определения биологических ориентиров и оценки изменчивости среды. М.: Изд-во ВНИРО. 2003. 188 с.
6. Бочков Ю. А., Терещенко В. В. Современные многолетние изменения гидрометеорологических условий в Баренцевом море и их биологические последствия // Экологические проблемы Баренцева моря: Сб. научн. трудов ПИНРО. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 1992. С. 225-243.
7. Бугаев А.В., Тепнин О. Б. Продуктивность тихоокеанских лососей: влияние термических условий вод в период первой зимы в бассейне Северной Пацифики // Труды ВНИРО. 2015. Т. 158. С. 89-111.
8. Булатов О.А. Освоение запасов и среднесрочные перспективы промысла минтая Охотского и Берингова морей // Рыбное хоз-во. №5.2003. С.30-33
9. Булатов О.А., Котенев Б.Н. Промысел и динамика запасов минтая Охотского моря: прошлое, настоящее, будущее// Рыбное хозяйство. 2010. Вып.6. С.53-55.

10. Булатов О.А., Котенев Б.Н., Кровнин А.С. О перспективах новой "сардинной эпохи" в северо-западной части Тихого океана // Вопросы рыболовства. 2016. Т. 17. №4. С. 385-405.
11. Буслов А.В. Минтай восточного побережья Камчатки: современное состояние запасов и рекомендации по рациональной эксплуатации // Известия ТИНРО. 2008. Т. 152. С. 3-17.
12. Ватанабе Т. Выживаемость японской сардины на ранних стадиях развития. // Изв. ТИНРО. 1981. Т. 105. С. 92-107.
13. Визе В.Ю. Корреляция между состоянием метеорологических элементов в удаленных друг от друга частях земного шара. // Метеорологический вестник. 1927. № 11. С. 229-239.
14. Елизаров А.А., Родионов С.Н., Котенев Б.Н. Системный подход Г. К. Ижевского. Сопряженность колебаний численности поколений трески в Северной Атлантике // Пленарные доклады 8-ой Всесоюзной конференции по промысловой океанологии. 1990. С. 48-66.
15. Запорожец О.М., Шевляков Е.А., Запорожец Г.В. Динамика численности камчатских лососей с учетом их легального и нелегального изъятия // Известия ТИНРО. 2008. Т. 153. С. 109-133.
16. Ижевский Г.К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей // М.: Пищепромиздат. 1961. 216 с.
17. Ижевский Г.К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб // Труды ВНИРО. 1967. Т. LXII. С. 20-32.
18. Ижевский Г.К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб // М. Изд-во ВНИРО, 1964. 166 с.
19. Качина Т.Ф., Сергеева Н.П. Динамика численности восточноохотоморского минтая // Экология, запасы и промысел минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 19-27.

- 20.Кляшторин Л.Б., Сидоренков Н.С. Долгопериодные климатические изменения и флуктуации запасов пелагических рыб в Пацифике // Изв. ТИНРО. 1996. Т. 119. С. 33-54.
- 21.Кляшторин Л.Б., Смирнов Б.И. Тихоокеанские лососи: состояние запасов и воспроизводство // Обзорная информация, сер. Аквакультура. М., ВНИЭРХ. Вып.2. 1992. 36 с.
- 22.Кляшторин Л.Б., Любушин А.А. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности // М.: ВНИРО. 2005. 235 с.
- 23.Котенев Б.Н., Кровнин А.С., Кивва К.К., Богданов М.А., Мордасова Н.В., Мурый Г.П. Низкочастотные изменения зимних климатических условий в северо-западной части Тихого океана в 1950-2012 гг. // Вопросы промысловой океанологии. 2012. Вып. 9. № 2. С.33-60.
- 24.Котенев Б.Н., Кровнин А.С., Кловач Н.В., Мордасова Н.В., Мурый Г.П. Влияние климато-океанологических факторов на состояние основных запасов горбуши // Труды ВНИРО. 2015. Т. 158 - С. 143-161.
- 25.Кушинг Д.Х. Морская экология и рыболовство. // М.: Пищевая промышленность. 1979. 228 с.
- 26.Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана // Л.: Гидрометеиздат. 1990. 336 с.
- 27.Масленников В.В. Климатические колебания и морская экосистема Антарктики // М.: Изд-во ВНИРО. 2003. 296 с.
- 28.Овсянников Е.Е., Овсянникова С.Л., Шейбак А.Ю. Динамика и структура запасов минтая в северной части Охотского моря в 2000-е годы // Известия ТИНРО. 2013. Т. 172. С. 133-148.
- 29.Опасные русловые процессы и среда обитания лососёвых рыб на Камчатке // Под ред. С.Р. Чалова, В.Н. Лемана, А.С. Чаловой. М.: Изд-во ВНИРО. 2014. 240 с., ил.

30. Охотоморский минтай (путинный прогноз) // Байталюк А.А. (рук.), Смирнов А.В. (ред.), Таразанов В.И. (сост). Владивосток. ТИНРО-Центр. 2013. 57 с.
31. Петросянц М.А., Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В., Соколихина Н. Е. Циркуляция атмосферы в тропиках. Климат и изменчивость // М.: МАКС Пресс. 2005. 640 с.
32. Радченко В.И. О корреляции российского вылова горбуши с динамикой теплового баланса Мирового океана // Бюллетень № 3 реализации "Концепции дальневосточной программы изучения тихоокеанских лососей". ФГУП "ТИНРО-Центр". Владивосток. 2008. С. 230-235.
33. Смирнов А.В. Влияние некоторых биотических и абиотических факторов на выживаемость охотоморского минтая в раннем онтогенезе // Вопросы рыболовства. 2005. Т. 6. №2(22). С. 278-297.
34. Состояние сырьевых биологических ресурсов Баренцева моря и Северной Атлантики в 2017 г. // отв. ред. Шамрай Е.А. Мурманск: ПИНРО. 2017. 117 с.
35. Треска Баренцева моря: биология и промысел. Бойцов В.Д., Лебедь Н.И., Пономаренко И.Я. и др. // Мурманск: Изд-во ПИНРО. 2003. 206 с.
36. Угрюмов А.И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды // Л.: Гидрометиздат. 1981. 176 с.
37. ФАО. 2018. Состояние мирового рыболовства и аквакультуры 2018 – Достижение целей устойчивого развития. Рим. Лицензия: CC BY-NC-SA 3.0 IGO.
38. Фадеев Н.С. Урожайность поколений североохотоморского минтая // Вопросы рыболовства. 2001. № 2. С. 299-318.
39. Шулейкин В.В. Физика моря // 4-е изд., перераб. и доп. М.: Наука, 1968. 1083 с.
40. Шунтов В.П., Радченко В.И., Лапко В.В., Полтев Ю.Н. Распределение лососей в западной части Берингова моря и сопредельных водах Тихого

- океана в период анадромных миграций // Вопросы ихтиологии. 1993. Т. 33. № 3. С. 337-347.
- 41.Шунтов В.П., Темных О.С. Анализ предпосылок и результатов лососевой путины – 2011. Реализация "Концепции программы изучения тихоокеанских лососей" // Владивосток. ТИНРО-Центр. Бюлл. 2011. № 6. С. 3-9.
- 42.Шунтов В.П., Темных О.С. Тихоокеанские лососи в морских и океанических системах: монография Т. 1 // Владивосток. ТИНРО-Центр. 2008. 481 с.
- 43.Шунтов В.П. Губительно ли глобальное потепление для биологических ресурсов Берингова моря // Рыбное хозяйство. 1991. - № 9. - С. 27-30.
- 44.Шунтов В.П., Дулепова Е.П. Экосистемы Берингова и Охотского морей // Рыбное хозяйство. 1991. №6. С.25-27.
- 45.Ярагина Н.А. Биология размножения атлантической трески (на примере популяций Баренцева моря) // Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. д.б.н. Петрозаводск. 2006. 41 с.
- 46.Alheit J, Bakun A. Population synchronies within and between ocean basins: Apparent teleconnections and implications as to physical-biological linkage mechanisms // J. of Marine Systems 2010. vol. 79. P. 267-285.
- 47.Arneberg P., Titov O., Filin A., Stiansen J.E. Joint Norwegian-Russian environmental status report on the Barents Sea Ecosystem. Update for current situation for climate, phytoplankton, zooplankton and fisheries in 2011 // IMR/PINRO. Joint Report Series. 2013. №3.
- 48.Barnston A.C., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weather Rev. 1987. 115. P. 1083-1126.
- 49.Block B. A., Jonsen I. D., Jorgensen S. J., Winship A. J., Shaffer S. A., Bograd S. J., Hazen E. L., Foley D. G., Breed G. A., Harrison A.-L, Ganong J. E., Swithenbank A., Castleton M., Dewar H., Mate B. R., Shillinger G. L., Schaefer K. M., Benson S. R., Weise M. J., Henry R. W., Costa D. P. Tracking apex

- marine predator movements in a dynamic ocean // *Nature*. 2011.vol. 475. P. 86-90.
- 50.Bond N. A., Cronin M. F., Freeland H., Mantua N. Causes and Impacts of the 2014 Warm Anomaly in the NE Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2015. vol. 42. Issue 9. P. 3414-3420.
- 51.Bond N.A., Overland J.E., Spillane M.C., Stabeno P. Recent shifts in the state of the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 2003. 30 (23). P. 2183-2186.
doi:10.1029/2003GL018597.
- 52.Chylek P., Lesins. G. Multidecadal variability of Atlantic hurricane activity: 1851–2007 // *Journal of Geophysical Research*. 2008. vol. 113. № D22106.
- 53.Climate Prediction Center - East Atlantic. (Electronic resource)
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea.shtml> (дата обращения: 18.10.2018)
- 54.Climate Prediction Center - Pacific/North American. (Electronic resource)
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/pna.shtml> (дата обращения: 18.10.2018)
- 55.Climate Prediction Center - Polar/Eurasia. (Electronic resource)
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/poleur.shtml> (дата обращения: 18.10.2018)
- 56.Climate Prediction Center - Tropical/Northern Hemisphere. (Electronic resource)
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/tnh.shtml> (дата обращения: 18.10.2018)
- 57.Climate Prediction Center - West Pacific. (Electronic resource)
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/wp.shtml> (дата обращения: 18.10.2018)
- 58.Cod and future climate change // Drinkwater K.F, Schrum C., Brander K.M. (eds.). ICES Cooperative Research Report. 2010. № 305. 88 p.
- 59.Cushing D.H. Biological effects of climatic change // *Rapp. P.-v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.* 1978. Vol. 173. P. 107-116.

60. Cushing D.H. Climate and fisheries // D. H. Cushing. - Academic Press: London, 1982. 373 pp.
61. Cushing D.H., Dickson R.R. The biological Response in the Sea to climatic changes // *Advances in Marine Biology*. 1976. vol. 14. P. 2-122
62. Deser C, Blackmon M.L. Surface climate variation over the North Atlantic ocean during winter: 1900–1989 // *J Climate*. 1993. 6. P1743–1753.
63. Deutsch C., Ferre A., Seibe B., Pörtner H.-O., Raymond B. Huey R.B. Climate change tightens a metabolic constraint on marine habitats // *Science*. 2015. vol. 348. P. 1132-1135.
64. Di Lorenzo E., Schneider N., Cobb K.M. et al. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. // *Geophys. Res. Lett.* 2008. vol.35, L08607, doi:10.1029/2007GL032838.
65. Dickson, R.R. and Namias J. North American Influences on the Circulation and Climate of the North Atlantic Sector // *Monthly Weather Review*. 1976. 104, (10). P. 1256-1265.
66. Dragesund O., Østvedt O.J., Toresen R. Norwegian spring-spawning herring: history of fisheries, biology and stock assessment // *Norwegian spring-spawning herring and Northeast Arctic cod – 100 years of research and management*. Ed. by Nakken O. Tapir Academic Press, Trondheim. 2008. P. 41-82.
67. Drinkwater, K.F., and Myers R.A. Testing predictions of marine fish and shellfish landings from environmental variables // *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*. 1987. vol. 44. P. 1568-157
68. Edwards M., and Richardson A.J. Impact of climate change on marine pelagic phenology and tropic mismatch // *Nature*. 2004. vol. 430. P. 881-884.
69. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean / Chaves F.P., Ryan J., Lluch-Cota, S.E., Niquen M.C. // *Science*. 2003. vol. 299. P. 217-221.
70. Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nunez, A.M., Gray, W.M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications // *Science*. 2001. 293. P. 474–479.

71. Guan B., Nigam S. Analysis of Atlantic SST variability factoring inter-basin links and the secular trend: clarified structure of the Atlantic Multidecadal Oscillation // *J. Climate*. 2009. 22. P. 4228–4240.
72. Hare, S.R., Mantua, N.J. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. // *Progress in Oceanography*. 2000. vol. 47.. P. 103–145.
73. Helland-Hansen B., Nansen F. Temperature variations in the North Atlantic ocean and in the atmosphere // Washington. 1920. 243 pp.
74. Honda M., S. Yamane S. and Nakamura H. Inter-basin link between the North Pacific and North Atlantic in the upper tropospheric circulation: Its dominance and seasonal dependence // *J. Meteor. Soc. Japan*. 2007. 85. P. 898–908.
75. Hunt G.L., Coyle K.O., Eisner L.B., Farley E.V., Heintz R.A., Mueter F., Napp J.M., et al. Climate impacts on eastern Bering Sea food webs: a synthesis of new data and an assessment of the Oscillating Control Hypothesis // *ICES Journal of Marine Science*. 2011. vol. 68. P. 1230-1243.
76. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I. // *Deep-Sea Research II*. 2013. vol. 94. P. 106-120.
77. Hylen A., Nakken O., Nedreaas K. Northeast Arctic cod: fisheries, life history, fluctuations and management // In O. Nakken (ed.) *Norwegian spring-spawning herring and Northeast Arctic cod – 100 years of research and management*. Tapir Academic Press, Trondheim. 2008. P. 83-118.
78. ICES. 2017a. Report of the Working Group on Widely Distributed Stocks (WGWISE), 30 August -5 September 2017, ICES Headquarters, Copenhagen, Denmark. ICES CM 2017/ACOM:23. 1111 pp.
79. ICES. 2017b. Report of the Arctic Fisheries Working Group (AFWG), 19–25 April 2017, Copenhagen, Denmark. ICES CM 2017/ACOM:06. 493 pp.
80. Irvine J.R., Fukuwaka M.A. Pacific salmon abundance trends and climate change // *Ices Journal of Marine Science*. 2011. vol. 68. №. 6. P. 1122-1130.

81. Joint Norwegian-Russian environmental status 2008 Report on the Barents Sea Ecosystem, Part II. Complete Report // Stiansen J.E., Korneev O., Titov O., Arneberg O. (ed.) IMR/PINRO Joint report Series. 2009. №3. P. 39-43, 201-211.
82. Jung T., Hilmer M., Rupprecht E., Kleppek S., Gulev S.K., and Zolina O. Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability. // J. Climate. 2003. 16. P. 3371-3382.
83. Kaeriyama M., Seo H., Kudo H. Trends in run size and carrying capacity of Pacific salmon in the North Pacific Ocean // INPFC. Bull. 2009. № 5. P. 293-302.
84. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1996. vol. 77. No. 3. P. 437-471.
85. Kawasaki T. Recovery and collapse of the Far Eastern sardine // Fish. Oceanogr. 1993. vol. 2:3/4. P. 244-253.
86. Kawasaki T., Omori M. Fluctuations in the three major sardine stocks in the Pacific and the global trend in mean temperature. // In: T. Wyatt and M.G. Larraneta (eds.), Int. Symp. on Long Term Changes in Marine Fish Populations, Vigo, Spain. 1988. P. 273-290.
87. Klyashtorin L.B. Climate change and long-term fluctuations of commercial catches. The possibility of forecasting // FAO Fisheries Technical paper. 2001. vol. 410. 86 p.
88. Krovnin A.S. A Comparative study of climatic changes in the North Pacific and North Atlantic and their relation to the abundance of fish stocks // In: R. J. Beamish (ed.). Climate change and northern fish populations. Can. Spec. Publ. Aquat. Fish. Sci. 1995. vol. 121. P. 181-198.
89. Kushnir Y. Interdecadal Variations in North Atlantic Sea Surface Temperature and Associated Atmospheric Conditions // Journal of Climate. 1994. 7(1). P. 141-157.
90. Leith C.E. The standard error of time-average estimates of climatic means // J. of Applied Meteorology. 1973. vol. 12. P. 1066-1069.

- 91.Linkin M., Nigam S.. The North Pacific Oscillation–West Pacific Teleconnection Pattern: Mature-Phase Structure and Winter Impacts // J. Climate, 2008, vol.21, p.1979-1997.
- 92.Livezey R.E., Chen W.Y. Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques // Mon. Wea. Rev. 1983. vol. 111. P. 46-59.
- 93.Lluch-Belda, D., Crawford, R.J.M., Kawasaki, T. et al. World-wide fluctuations of sardine and anchovy stocks: the regime problem // South African Journal of Marine Science. 1989. vol. 8. P. 195-205.
- 94.Lluch-Belda, D., Schwartzlose R.A., Serra R., Parrish, R.H., Kawasaki, T., Hedgecock D., Crawford, R.J.M. Sardine and anchovy regime fluctuations of abundance in four regions of the world oceans: a workshop report // Fish. Oceanogr. 1992. vol. 1. 339 pp.
- 95.Mantua J.N., Hare S.R., Zhang Y. et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impact on salmon production // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1997. vol. 78. P. 1069-1079.
- 96.Marine ecosystems and climate variation: the North Atlantic // Stenseth N.C., Ottersen G., Hurrell J.W., Belgano A. (eds.). 2004. Oxford University Press, 252 p.
- 97.Marine Ecosystems of the North Pacific Ocean, 2003-2008. // McKinnell S.M. and M.J. Dagg [Eds.]. PICES Special Publication. 2010. № 4. 393 p.
- 98.Mather P.M. Computational methods of multivariate analysis in physical geography. // Chichester: John Wiley. 1976. 532 pp.
- 99.Minobe S., Mantua N. Interdecadal modulation of interannual atmospheric and oceanic variability over the North Pacific // Progress in Oceanography. 1999. vol. 43. № 2–4. P. 163–192.
100. Minobe S., Nakamura M. Interannual to decadal variability in the southern Okhotsk Sea based on a new gridded upper water temperature data set // J. of Geop.Res. 2004. vol. 109. C09S05, doi:10.1029/2003JC001916.
101. Mueter F.J., Broms C., Drinkwater K.F., Friedland K.D., Hare J.A., Hunt G.L., Melle W., et al. Ecosystem responses to recent oceanographic variability in

- high-latitude northern hemisphere ecosystems // Progress in Oceanography. 2009. vol. 81 P. 93 -110.
102. Myers R.A. When do environment-recruitment correlations work? // Rev. in Fish Biology and Fisheries. 1998. vol. 8. P. 285-305.
 103. Namias J., Douglas A.V. and Cayan D. Large-scale changes in North Pacific and North American weather patterns in recent decades // Mon. Weather Rev. 1982. vol. 110. P. 1851-62.
 104. Nishikawa H, Yasuda I, Itoh S. Impact of winter-to-spring environmental variability along the Kuroshio jet on the recruitment of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*) // Fish Oceanogr. 2011. vol. 20. P. 570–582.
 105. Noto M, Yasuda I. Population decline of the Japanese sardine, *Sardinops melanostictus*, in relation to sea surface temperature in the Kuroshio Extension // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1999. vol. 56. P. 973–983.
 106. Nye J.A., Link J.S., Hare J.A., Overholtz W.J. Changing spatial distribution of fish stocks in relation to climate and population size on the Northeast United States continental shelf. // Mar Ecol Prog Ser. 2009. vol. 393: P. 111–129.
 107. O'Reilly C.H., Huber L. M., Woollings T., Zanna L. The signature of low-frequency oceanic forcing in the Atlantic Multidecadal Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2016. vol. 43. P. 2810–2818.
 108. Ottersen G. and Stenseth N.C. Atlantic climate governs oceanographic and ecological variability in the Barents Sea // Limnol. Oceanogr. 2001. 46(7), P. 1774–1780.
 109. Ottersen G., Kim S., Huse G., Polovina J.J., Stenseth N. Chr. Major pathways by which climate may force marine fish populations // J. of Marine Systems. 2010. vol. 79. P. 343–360.
 110. Overland J.E., Adams J.M., Bond M.A. Decadal variability of the Aleutian low and its relation to high-latitude circulation // Journal of Climate. 1999. 12. P. 1542-1548.
 111. Pinsky M.L., Worm B., Fogarty M.J., Sarmiento J.L., Levin S.A. Marine Taxa Track Local Climate Velocities // J. Science. 2013. vol. 341. P. 1239-1242.

112. Pinto J.G., Reyers M. The variable link between PNA and NAO in observations and in multi-century CGCM simulations // *Climate Dynamics*. 2011. 36(1-2) DOI:10.1007/s00382-010-0770-x
113. Planque B. and Frédou T. Temperature and the recruitment of Atlantic cod (*Gadus morhua*) // *Can. J. Fish Aquat Sci.* 1999. vol. 56. P. 2069-2077.
114. Polovina J.J., Mitchum J.T., Graham N.E., Craig M.P., Demartini E.E., Flint E. Physical and biological consequences of a climate event in the central North Pacific // *Fish. Oceanogr.* 1994. vol.3. № I. P. 15-21.
115. Prager M.H., Hoenig J.M. Superposed Epoch Analysis: A Randomization Test of Environmental Effects on Recruitment with Application to Chub Mackerel // *Transactions of the American Fisheries Society*. 1989. vol. 118. P. 608-618.
116. Radchenko V.I., Temnykh O.S., Lapko V. Trends in Abundance and Biological Characteristics of Pink Salmon (*Oncorhynchus gorbuscha*) in the North Pacific Ocean // *North Pacific Anadromous Fish Commission, Bulletin*. 2007. № 4. P. 7-21.
117. Rivkin R.B. and Legendre L. Biogenic Carbon Cycling in the Upper Ocean: Effects of Microbial Respiration // *J. Science*. 2001. vol. 291. P. 2398-2400.
118. Rodionov S.N. Atmospheric teleconnections and coherent fluctuations in recruitment to North Atlantic cod (*Gadus morhua*) stocks // In: *Climate change and northern fish populations*. *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.* 1995. 121. P. 45-55.
119. Schlesinger M.E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. 1994. vol. 367. P. 723–726.
120. Schwartzlose R.A., Alheit J., Bakun A., Baumgartner T., Cloete R., Crawford, R.J.M., Fletcher W.J., Green-Ruiz Y., Nevarez-Martinez M.O., Parrish, R.H., Roy R., Serra R., Shust K.V., Ward N.M., Zuzunaga J.Z. Worldwide large-scale fluctuations of sardine and anchovy populations. // *South African Journal of Marine Science*. 1999. vol. 21. 289 pp.

121. Sharp G.D. Future climate change and regional fisheries: a collaborative analysis // FAO Fish. Techn. Pap. 2003. № 452. 75 p.
122. Skud, B.E. Dominance in fishers: The relationship between environment and abundance // Science. 1982. 216. P. 144-149.
123. Smith T.M., R.W. Reynolds, Thomas C. Peterson, and Jay Lawrimore. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006) // J. Climate. 2008. vol. 21. P. 2283-2296
124. The Barents Sea – Ecosystem, Resources. Management: Half a century of Russian-Norwegian cooperation // Jakobsen J. and Ozhigin V.K. (ed.). Trondheim. Norway. 2011. 832 p.
125. Thompson D.W.J. and Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophys. Res. Lett. 1998. vol.25. P. 1297-1300.
126. Thompson D.W.J., Wallace J.M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability // J. Climate. 2000a. vol. 13. P. 1000–1016.
127. Thompson, D. W. J., and Wallace J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends // J. Climate. 2000b. vol. 13. 1018–1036.
128. Tittensor D.P., Mora C., Jetz W., Lotze H.K., Ricard D., Berghe E.V., Worm B. Global patterns and predictors of marine biodiversity across taxa // Nature. 2010. vol. 466. P. 1098-1101.
129. Trenberth K.E, Hurrell J.W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. // Climate Dynamics. 1994. vol. 9. P. 303-319.
130. Trenberth K.E., Branstator G. W., Karoly D. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperature // J. Geophys. Res., 1998. vol. 103 (C7). P. 14291-14324.
131. Von Storch H, Zwiers F.W. Statistical analysis in climate research, 1st edn. Cambridge University Press, Cambridge. 2003. 495pp.
132. Walker G.T. World Weather. // Memor. Roy. Met. Soc. 1928. vol. 2. № 17. P. 97-124.

133. Walker, G.T., Bliss E. W. World weather V // Mem. Roy. Meteor. Soc. 1932. vol. 4. P. 53–84.
134. Wallace J.M., Gutzler D.S.. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Mon. Weath. Rev. 1981. vol. 109. P. 784-812.
135. Wallace J.M., Smith C., Bretherton C.S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies // J. of Climate. 1992. vol. 5. P. 561-576.
136. Walter K. and Graf H.-F. On the changing nature of the regional connection between the North Atlantic Oscillation and sea surface temperature // J. of Geophysical Res. 2002. Vol. 107.NO.D17. 4338
doi.org/10.1029/2001JD000850
137. Ward J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. // J. Am. Stat. Assoc. 1963. vol. 58. P. 236-244.
138. Wishart D. An Algorithm for Hierarchical Classifications // Biometrics. 1969. vol. 25. No. 1 P. 165-170
139. Wolter K., Timlin M. S. Measuring the strength of ENSO events – how does 1997/98 rank? // Weather. 1998. vol. 53. P. 315-324.
140. Wooster W.S. and Bailey K.M. Recruitment of marine fished revisited // Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 1989. vol. 108. P. 153-159.
141. Xie, S-P, Noguchi H, Matsumura S. A hemispheric-scale quasi-decadal oscillation and its signature in Northern Japan // Journal of the Meteorological Society of Japan. 1999. vol. 77. P. 573-582.
142. Xue, Y., Smith T.M., and. Reynolds R.W. Interdecadal Changes of 30-Yr SST Normals during 1871–2000 // Journal of Climate. 2003. vol. 16, 1601–1612.
143. Yasunaka S., and Hanawa K. Regime shifts found in the Northern Hemisphere SST field. // J. of the Meteorological Society of Japan. 2002. vol.80. P. 119-135.

144. Yeh S-W., Kang Y-J., Noh Yet al. The North Pacific Climate Transitions of the Winters of 1976/77 and 1988/89 // *Journal of Climate*. 2011. vol. 24. P. 1170-1183
145. Zupanovich S. Causes of fluctuations in sardine catches along the eastern coast of the Adriatic Sea // *Anali Jadranskog Instituta*. 1968. vol. IV. P. 401-489.