

УДК 551.46(261)

АНАЛИЗ ПОВТОРНОГО ПОЯВЛЕНИЯ ЗИМНИХ АНОМАЛИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕРХНЕГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗОВ

© 2021 г. П. А. Сухонос^{a, *}, Н. А. Дианский^{b, c, d, **}

^aИнститут природно-технических систем, ул. Ленина, 28, Севастополь, 299011 Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, ГСП-1, Москва, 119991 Россия

^cИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^dГосударственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Кропоткинский пер., 6, Москва, 119034 Россия

*e-mail: pasukhonis@mail.ru

**e-mail: nikolay.diansky@gmail.com

Поступила в редакцию 26.08.2020 г.

После доработки 27.10.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

С использованием нескольких массивов данных реанализов и объективных анализов, охватывающих вторую половину XX века, подтверждено, что повторное появление аномалий характеристик верхнего перемешанного слоя (ВПС) на следующий год после их возникновения возможно на большей части Северной Атлантики (СА). Исключение составляют области западных пограничных течений и к югу от 15° с.ш. Указанный сигнал хорошо проявляется в первых эмпирических ортогональных функциях (ЭОФ) для температуры и толщины ВПС, имеющих вклады в полную дисперсию 17.9 и 23.9% соответственно, что, в свою очередь, указывает на важность этого процесса в формировании аномалий характеристик верхнего слоя океана. Ведущие ЭОФ температуры и толщины ВПС за 1959–2011 гг., вычисленные после удаления полиномов 3-й степени и годового хода, имеют хорошо известную трипольную структуру, связанную с Североатлантическим колебанием. Методика ЭОФ анализа в пространстве время–глубина для Саргассова моря и северо-восточной части СА демонстрирует процесс повторного появления аномалий температуры на поверхности океана. Сформированные температурные аномалии по всему ВПС в период его наибольшего зимнего углубления в феврале–марте сохраняются на глубинах 50–200 м для Саргассова моря и 50–300 м для северо-восточной части СА в течение всего года. Эти глубинные аномалии начинают проявляться на поверхности в декабре – в период начала формирования зимнего перемешивания. Подповерхностные аномалии температуры за 15 мес. (январь–март следующего года) распространяются вглубь океана, где окончательно и диссипируют.

Ключевые слова: повторное появление аномалий, верхний перемешанный слой, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0002351521030093

ВВЕДЕНИЕ

Авторы [1, 2] выдвинули гипотезу о том, что в средних широтах интенсивный теплообмен на поверхности океана в зимний период способствует формированию аномалий температуры океана в пределах зимнего верхнего перемешанного слоя (ВПС). В период весенне-летнего прогрева толщина ВПС уменьшается и зимние аномалии температуры ВПС оказываются под тонким ВПС. По мере того как ВПС углубляется в последующий осенне-зимний период, эти аномалии температуры могут вовлекаться в ВПС, влияя на формирование аномалий температуры поверхности океана (АТПО) на следующую зиму. Причем такое

поведение АТПО должно быть тесно связано с сезонной эволюцией толщины ВПС в океане. Таким образом, АТПО, сформированные в зимний период, повторяются от одной зимы к другой, не проявляясь на поверхности океана летом.

Приведенная выше гипотеза подтверждена по данным океанских станций погоды С, D, E и H в Северной Атлантике (СА) и P, N в Тихом океане и изучена с помощью модели ВПС в [3]. Авторы этой статьи предложили называть процесс возникновения АТПО, сформированных в прошлый зимний сезон, механизмом повторного появления (“*reemergence mechanism*”) АТПО. Указанный процесс может вносить существенный вклад в форми-

рование АТПО в СА на межгодовом—десятилетнем масштабе [4]. Эти результаты подчеркивают важную роль повторного появления АТПО в формировании долгопериодных изменений поля ТПО.

Согласно [5], АТПО могут испытывать повторное появление в отдельном регионе, если толщина ВПС зимой здесь гораздо глубже, чем летом, течения в верхнем слое океана относительно слабые и АТПО одного знака занимают большую площадь. Однако по результатам статьи [6] повторное появление АТПО выявлено также в окрестности Гольфстрима, вдали от области, где АТПО были сформированы прошлой зимой. Адвекция вод в верхнем слое океана приводит к перемещению аномалий температуры на большие расстояния, а субдукция вод ослабляет повторное появление АТПО. Результаты [5, 6] показывают, что повторное появление АТПО на следующий год после их формирования может иметь как “локальный”, так и “удаленный” характер. В первом случае АТПО возникают в том месте, где они были сформированы прошлой зимой. Во втором случае области формирования и появления АТПО могут быть разнесены в пространстве из-за перемещения вод в верхнем слое океана.

Факторы, которые способствуют повторному появлению АТПО на следующий год после их формирования в тропических и субтропических широтах существенно различаются. В средних широтах основную роль в рассматриваемом процессе играет сезонная эволюция толщины ВПС [2, 3, 7]. В тропиках повторное появление АТПО может вызываться повторным аномальным атмосферным воздействием, выраженным изменениями суммарного потока тепла на поверхности океана и касательного напряжения трения ветра [8]. Одной из причин возникновения этого процесса могут быть телеконнекции, связанные с совместными климатическими модами в системе океан—атмосфера, например Эль-Ниньо—Южное колебание (ЭНЮК) [9]. Другим источником повторного атмосферного воздействия может выступать сезонная изменчивость положения шторм-треков, на которую не влияют климатические сигналы, такие как ЭНЮК и Североатлантическое колебание (САК) [7]. Отметим, что указанное воздействие не может быть проявлением только собственных колебаний циркуляции атмосферы, основная энергия которых приходится на синоптические [10] и так называемые низкочастотные колебания с временными масштабами 20–30 сут [11, 12]. Вопрос об атмосферной памяти выходит за рамки настоящей работы и требует отдельного изучения.

Зимние АТПО в СА, повторно появляющиеся на следующий год после их формирования, могут влиять на атмосферную циркуляцию в Атлантико-Европейском регионе. Рассматриваемый про-

цесс может оказывать значимое влияние на САК [13, 14] и погодные условия в Европе [15–17]. Отметим, что летне-осенние АТПО в СА также могут влиять на зимние характеристики атмосферной циркуляции, хотя и не так эффективно, как осенне-зимние [18].

Во многих работах анализ повторного появления АТПО проводится с помощью вычисления коэффициентов автокорреляции со сдвигом внутри временного ряда АТПО, приуроченного к конкретным координатам или осредненного в пределах некоторой области океана, в различные моменты времени. Автокорреляционная функция при некотором запаздывании имеет минимум, а при дальнейшем увеличении запаздывания достигает максимума, который должен быть статистически значимым. С помощью такого подхода для значимых на 99% уровне доверия коэффициентов корреляции выделено семь областей Мирового океана, в которых реализуется повторное появление АТПО [19]. Все выделенные области приурочены к регионам формирования промежуточных вод в зимний период.

В работе [8] повторное появление АТПО определяется путем вычисления разницы между значениями автокорреляционной функции при 12-месячном и 6-месячном запаздывании. Шестимесячное запаздывание соответствует летним месяцам, по отношению к выбору холодного сезона, от которого отсчитывается запаздывание. Авторы статьи [8] определяют эту разницу как индекс повторного появления АТПО (“*the reemergence index*”). Анализ разницы между величинами коэффициентов корреляции при 12- и 6-месячном запаздывании АТПО показал, что повторное появление АТПО распространено почти во всем Мировом океане. Исключение составляет центральная и восточная часть тропических широт Тихого океана, в которой преобладает изменчивость, обусловленная процессом ЭНЮК.

Одним из методов объективного изучения повторного появления АТПО является разложение аномалий температуры верхнего слоя океана по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) [4, 5]. Отличительной особенностью ЭОФ анализа является способность выделять когерентные структуры повторных аномалий температуры на основе разрозненной информации в поле исходных аномалий со всех точек исследуемой области. Именно эта методика применяется в нашей работе.

Цель статьи — уточнить особенности повторного появления зимних аномалий характеристик ВПС в СА с привлечением данных реанализов и объективных анализов океана, охватывающих вторую половину XX века.

Таблица 1. Описание используемых реанализов

Реанализ	Модель океана, конфигурация	Атмосферный форсинг	Процедура усвоения. Данные	Период	Критерий определения толщины ВПС
ORA-S3 [20]	HOPE, $1^\circ \times 1^\circ$, у экватора $\sim 1^\circ \times 0.3^\circ$; 29 уровней	ERA-40 до июня 2002 г., после оперативный анализ	MvOI. T, S, SSH	1959–2011 гг.	$Ri_{crit} = 0.3$
GFDL [21]	MOM4 coupled, $1^\circ \times 1^\circ$, у экватора $\sim 1^\circ \times 0.3^\circ$; 50 уровней	Coupled data assimilation	KF. T, S	1961–2015 гг.	$\Delta\rho = 0.03 \text{ кг/м}^3$
GODAS [22]	MOM3, $1^\circ \times 1^\circ$, у экватора $\sim 1^\circ \times 0.3^\circ$; 40 уровней	NCEP R2	3D-Var. T, S	1980–2018 гг.	$\Delta T = 0.8^\circ\text{C}$
GLORYS2V4 [23]	NEMO3.1, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$; 75 уровней	ERA-Interim	KF. T, S, SSH	1993–2015 гг.	$\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$

Примечание. T, S, SSH – данные наблюдений по температуре, солёности и отклонениям уровневой поверхности (спутниковая альтиметрия) соответственно. MvOI – многоэлементная оптимальная интерполяция. 3D-Var – трехмерный вариационный анализ. KF – фильтр Калмана. Ri_{crit} – критическое значение числа Ричардсона, $\Delta\rho$ (ΔT) – увеличение плотности (уменьшение температуры) по сравнению со значениями на глубине 10 м.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

В работе использованы среднемесячные данные о температуре верхнего слоя океана и толщине ВПС из реанализов океана ORA-S3 [20], GFDL [21], GODAS [22] и GLORYS2V4 [23]. Описание массивов данных реанализов приведено в табл. 1. Также использовались среднемесячные данные о температуре верхнего слоя океана с одноградусным пространственным разрешением, взятые из массивов объективных анализов Ishii за период 1945–2012 гг. [24] и EN4.1.1 за период 1945–2016 гг. [25] (с набором коррекций В.В. Гурецкого [26]).

Используемые массивы данных имеют различное пространственное разрешение по горизонтали и вертикали. Все вычисления выполнены на исходном пространственном разрешении данных. Для исключения низкочастотной изменчивости перед проведением расчетов в каждой точке пространственной сетки из рядов данных реанализов ORA-S3, GFDL и объективных анализов Ishii, EN4.1.1 удалены полиномы 3-й степени. Из рядов данных реанализов GODAS и GLORYS2V4 удалены только полиномы 1-й степени (линейные тренды) из-за их небольшой в климатическом смысле длительности. Коэффициенты полиномов рассчитывались по методу наименьших квадратов. Затем в каждом узле пространственной сетки во всех используемых массивах данных удален годовой ход (средние многолетние значения для каждого месяца года за доступный период). Далее полученные аномалии раскладывались по ЭОФ. В статье используются корреляционный и

спектральный методы анализа. Временные спектры рассчитывались по данным реанализов ORA-S3, GFDL и объективных анализов Ishii, EN4.1.1 за доступный период с использованием спектрального окна Тьюки [27]. Длина корреляционной функции составляла 20 лет, что позволило обеспечить от 7 до 9 степеней свободы. Доверительные интервалы рассчитывались с помощью χ^2 -распределения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сравнительный анализ данных длительных реанализов океана, проведенный авторами, показал, что для поставленной цели наиболее репрезентативными можно считать данные реанализа ORA-S3 [28]. Поэтому в настоящей работе приводятся результаты, полученные, главным образом, с использованием данных этого реанализа. Средние многолетние поля температуры и течений в ВПС по используемым данным хорошо отражают климатическую циркуляцию в СА. На рис. 1а поля этих характеристик приводятся по данным реанализа ORA-S3. Области с высокими величинами скорости течений и резкими изменениями температуры ВПС приурочены к фронтам Гольфстрима и Североатлантического течения. Оценки толщины ВПС по данным ORA-S3, полученные с использованием критерия по числу Ричардсона, наилучшим образом соответствуют глубине конвективного перемешивания в море Лабрадор в зимний период, полученной по натурным данным [29]. Размах сезонного хода толщины

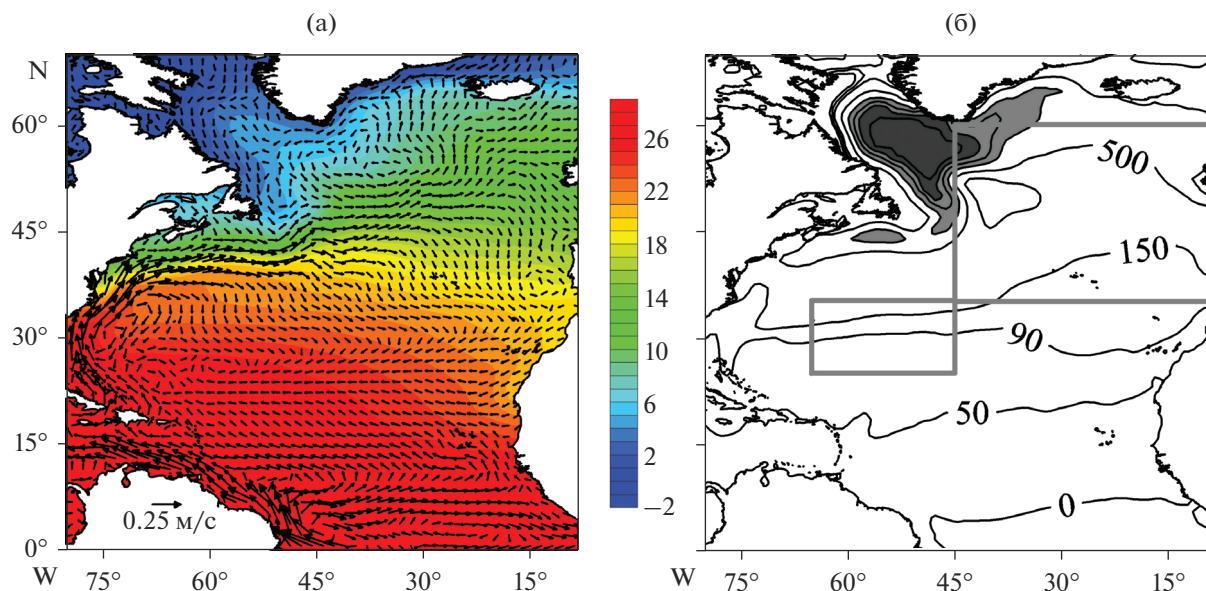


Рис. 1. Средняя скорость течений в ВПС (векторы, м/с) и средняя температура ВПС (заливка, через 1°C) в Северной Атлантике за период 1959–2011 гг. (а). Размах сезонного хода толщины ВПС (февраль минус сентябрь) за указанный период (б). На рис. (б) проведены изолинии: 0, 50, 90, 150, 500, 1000, 1500, 2000, 2500 м. Светло-серым цветом показаны области, в которых величина размаха превышает 1000 м, темно-серым – 2000 м. Серые прямоугольники показывают два региона исследования: Саргассово море ($25^\circ\text{--}35^\circ$ с.ш. $65^\circ\text{--}45^\circ$ з.д.) и северо-восточная часть Северной Атлантики ($35^\circ\text{--}60^\circ$ с.ш. $45^\circ\text{--}8^\circ$ з.д.). Рисунок подготовлен по данным ре-анализа ORA-S3.

ВПС (февраль минус сентябрь) по данным ORA-S3 за период 1959–2011 гг. характеризуется выраженной пространственной неоднородностью (рис. 16). Толщина ВПС к югу от 8° с.ш. в сентябре больше, чем в феврале. Средние величины размаха в этой области составляют 12 м. Средняя толщина ВПС в феврале к северу от 20° с.ш. (от 30° с.ш.) на 50 м (на 90 м) больше, чем в сентябре. В области к северу и западу от Североатлантического течения, охватывающей акваторию Лабрадорского течения и внутреннюю часть субполярного круговорота, разница между величинами толщины ВПС в феврале и сентябре превышает 500 м. Наибольший размах сезонного хода толщины ВПС отмечается в море Лабрадор, где его величины превышают 2500 м. Это связано с зимним выхолаживанием и конвективным перемешиванием в ВПС. Таким образом, благоприятные условия для реализации повторного появления аномалий характеристик ВПС, такие как развитая зимняя конвекция, отсутствие интенсивных течений и резких градиентов температуры, сформулированные в [5], характерны для большей части СА.

Рассмотрим далее корреляции со сдвигом временных коэффициентов ведущих ЭОФ температуры ВПС и его толщины по среднемесячным данным реанализа океана ORA-S3 для всех месяцев за период 1959–2011 гг. Под температурой ВПС понимается средняя температура в пределах от поверхности океана до нижней границы ВПС, положение

которой переменено по пространству и времени. Разложение по ЭОФ выполнено по среднемесячным полям аномалий в отклонениях от среднего годового хода и полиномиального тренда 3-го порядка за период 1959–2011 гг. в области СА, ограниченной координатами $15^\circ\text{--}70^\circ$ с.ш. $8^\circ\text{--}80^\circ$ з.д. Для исключения влияния внутригодовой изменчивости использовалась следующая процедура подготовки данных, предложенная в [5]. Для каждого календарного месяца рассчитаны осредненные по акватории СА среднеквадратические отклонения (СКО) за весь период 1959–2011 гг. для аномалий температуры и толщины ВПС. Их значения находятся в диапазоне от 0.46°C в феврале до 0.65°C в августе для температуры ВПС и от 26 м в августе до 90 м в апреле для толщины ВПС. Затем аномалии температуры и толщины ВПС в каждом узле пространственной сетки для каждого месяца обезразмериваются путем нормировки на их осредненные по акватории СА СКО. Далее ЭОФ рассчитаны для полученных безразмерных полей аномалий температуры и толщины ВПС с учетом косинуса широты. Область к югу от 15° с.ш. не использовалась в разложении полей температуры и толщины ВПС по ЭОФ, чтобы исключить влияние экваториальных мод изменчивости, где основной вклад в годовой ход вносит полугодовая гармоника. Кроме этого, здесь разность величин толщины ВПС в феврале и сентябре невелика (см. рис. 16).

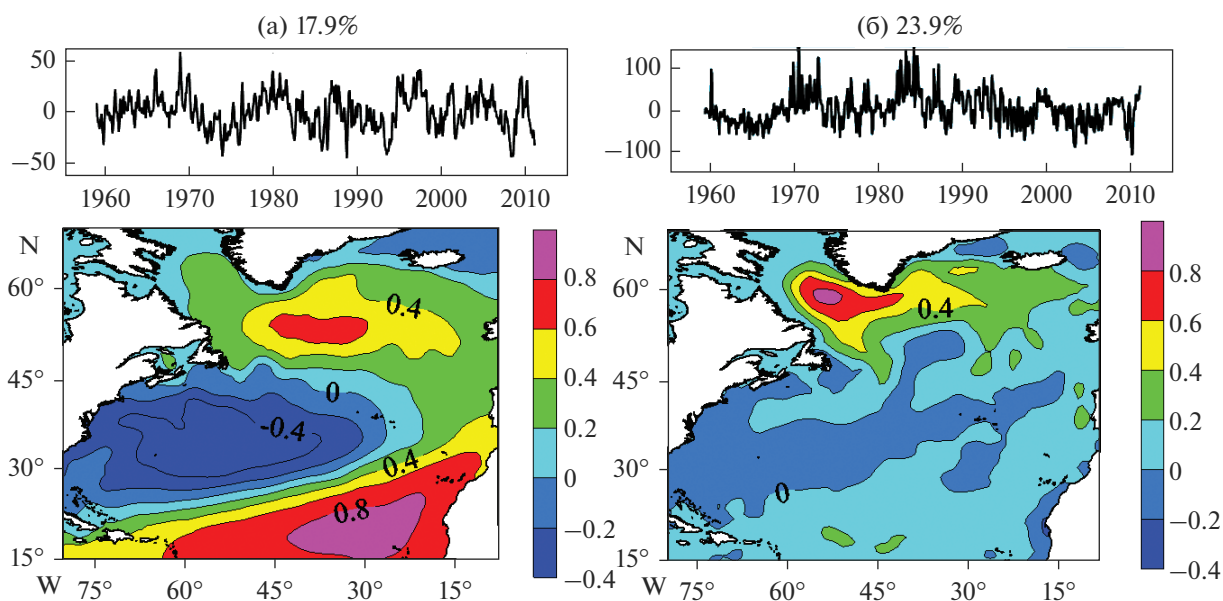


Рис. 2. Временной коэффициент и ведущая ЭОФ среднемесячной температуры ВПС (а) и толщины ВПС (б) за 1959–2011 гг. Полиномиальные тренды 3-й степени и годовой ход удалены, и данные для каждого месяца нормированы на среднее по пространству СКО. Пространственная структура ЭОФ показана как корреляция между временным коэффициентом и аномалиями температуры и толщины ВПС за доступный период. Изолинии проведены через 0.2. Число над каждым рисунком показывает часть дисперсии, описываемой этой ЭОФ.

Пространственные структуры ведущих ЭОФ температуры и толщины ВПС в СА представляют собой хорошо известную трипольную структуру (рис. 2). В тропических и субполярных широтах изменения температуры и толщины ВПС одного знака, а в субтропических – противоположного. На пространственной структуре ведущей ЭОФ толщины ВПС наиболее ярко выражена северная ячейка трипольной структуры, приуроченная к области глубокой конвекции во внутренней части субполярного круговорота.

Корреляции временного коэффициента ведущих ЭОФ (рис. 2), по выборке для каждого календарного месяца (вертикальная ось), с временными коэффициентами в последующие месяцы со сдвигами от 0 до +12 мес. (горизонтальная ось) показаны на рис. 3 для температуры и толщины ВПС соответственно. Коэффициенты корреляции временных коэффициентов ведущей ЭОФ температуры ВПС для всех календарных месяцев уменьшаются при запаздывании в 3–4 мес. (рис. 3а). Однако коэффициенты корреляции, полученные для месяцев с февраля по июль, сначала уменьшаются, а затем возрастают по мере увеличения запаздывания от полугода до 11 мес. Наибольшие коэффициенты корреляции получены для июня и июля со сдвигом 5–6 мес. Коэффициенты корреляции для осенних месяцев не увеличиваются на следующий год. При этом наиболее быстрое уменьшение коэффициентов корреляции отмеча-

ется для сентября. Такая корреляционная структура для временного коэффициента ведущей ЭОФ температуры ВПС подтверждает возможность повторного появления аномалий температуры ВПС, сформированных в зимне-весенний период.

Коэффициенты корреляции временного коэффициента ведущей ЭОФ толщины ВПС для весенних и осенних месяцев для сдвигов 1–4 мес. уменьшаются быстрее, чем соответствующие величины со сдвигом от зимних и летних месяцев (рис. 3б). Коэффициенты корреляции с запаздыванием от зимних, весенних и летних месяцев сначала уменьшаются, а затем увеличиваются по мере увеличения сдвига. Коэффициенты корреляции, полученные для временного коэффициента ведущей ЭОФ в феврале, увеличиваются со значений, меньших 0.45 при сдвиге в 3 мес. (май), до значений более 0.6 при сдвиге в 11 мес. (январь). Аномалии толщины ВПС в июне восстанавливаются через 4–5 мес. в начале развития интенсивной осенне-зимней конвекции. Для аномалий толщины ВПС, возникающих в конце лета, увеличения коэффициентов корреляции при больших сдвигах не происходит, что также подтверждает гипотезу повторного появления аномалий характеристик ВПС. Временной коэффициент второй ЭОФ для каждого календарного месяца как для аномалий температуры ВПС, так и для аномалий толщины ВПС (не показан) также содержит сигнал повторного появления, хотя он слабее, чем в ведущей ЭОФ. Таким

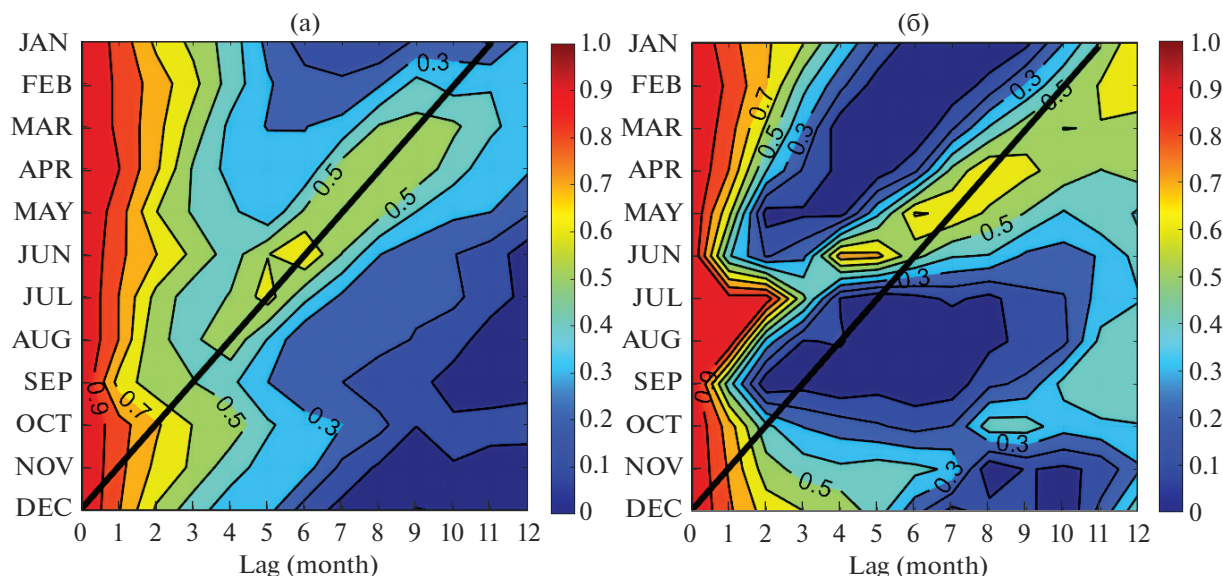


Рис. 3. Коэффициенты корреляции со сдвигом между временными коэффициентами ведущей ЭОФ температуры (а) и толщины ВПС (б) с рис. 2, рассчитанные отдельно для каждого календарного месяца по данным океанического реанализа ORA-S3 за период 1959–2011 гг. Контурный интервал – 0.1. Черная диагональная линия указывает расположение декабря.

образом, аномалии толщины ВПС могут сохраняться от одной зимы к другой вместе с повторным появлением аномалий температуры ВПС.

Формирование повторных аномалий температуры и толщины ВПС неоднородно по акватории СА. Согласно результатам [5, 19], в СА выделены две области с интенсивными проявлениями повторных АТПО: в Саргассовом море (25° – 35° с.ш. 65° – 45° з.д.) и северо-восточной части СА (35° – 60° с.ш. 45° – 8° з.д.). Границы этих областей показаны на рис. 16. Эти области приурочены к субтропической и субполярной ячейкам с противоположными знаками на трипольной структуре ведущей ЭОФ. Когерентные структуры повторных аномалий в этих регионах проанализируем с помощью методики, использовавшейся в [5], но по совокупности новых и более продолжительных данных реанализов и объективных анализов. Аномалии температуры усреднялись по указанным регионам так, чтобы сформировать поле в пространстве время–глубина. Расчет ЭОФ для области Саргассова моря проводился следующим образом. Значение температуры на сетке в пространстве из заданных горизонтов в слое 0–300 м и 15 мес. (январь–март следующего года) представляет собой вектор наблюдений за каждый год периода имеющихся данных. В слое 0–300 м данные в реанализе океана ORA-S3 представлены на 19 уровнях, GFDL – на 27 уровнях, GODAS – на 26 уровнях, GLORYS2V4 – на 35 уровнях. В слое 0–300 м данные в объективном анализе Ishii представлены на 12 уровнях, а в объективном анализе

EN4.1.1 – на 20 уровнях. Расчет ЭОФ для северо-восточной части СА проводился аналогично, за исключением выбора слоя толщиной 0–550 м.

На рис. 4 для области Саргассова моря показаны корреляционные связи между аномалиями температуры внутри 15-месячного интервала (январь–март следующего года), выделенные с помощью этого ЭОФ анализа. Ведущая ЭОФ описывает около 50% изменчивости в плоскости время–глубина. Коэффициенты корреляции у поверхности (0–30 м) уменьшаются с мая по ноябрь, а коэффициенты корреляции на больших глубинах (70–150 м) в эти месяцы почти не уменьшаются. Все ЭОФ демонстрируют процесс формирования температурных аномалий в пределах ВПС в период его наибольшего зимнего заглубления в марте и сохранения их на глубинах 50–200 м в течение всего года с постепенным их заглублением к концу 15-месячного периода. Эти глубинные аномалии начинают проявляться на поверхности в декабре – в период начала формирования зимнего перемешивания, за счет которого и “выходят” на поверхность. Этот сигнал проявляется в величинах коэффициентов корреляции более 0.5 вплоть до марта следующего года, когда в дело вступает новый процесс весенне-летнего формирования ВПС. Процесс повторного появления АТПО наиболее сильно проявляется по данным реанализа GODAS (первая ЭОФ описывает наибольшую долю дисперсии – 64%) и менее заметен по данным EN4.1.1 (первая ЭОФ описывает наименьшую долю дисперсии – 33.4%). Средняя за доступный период

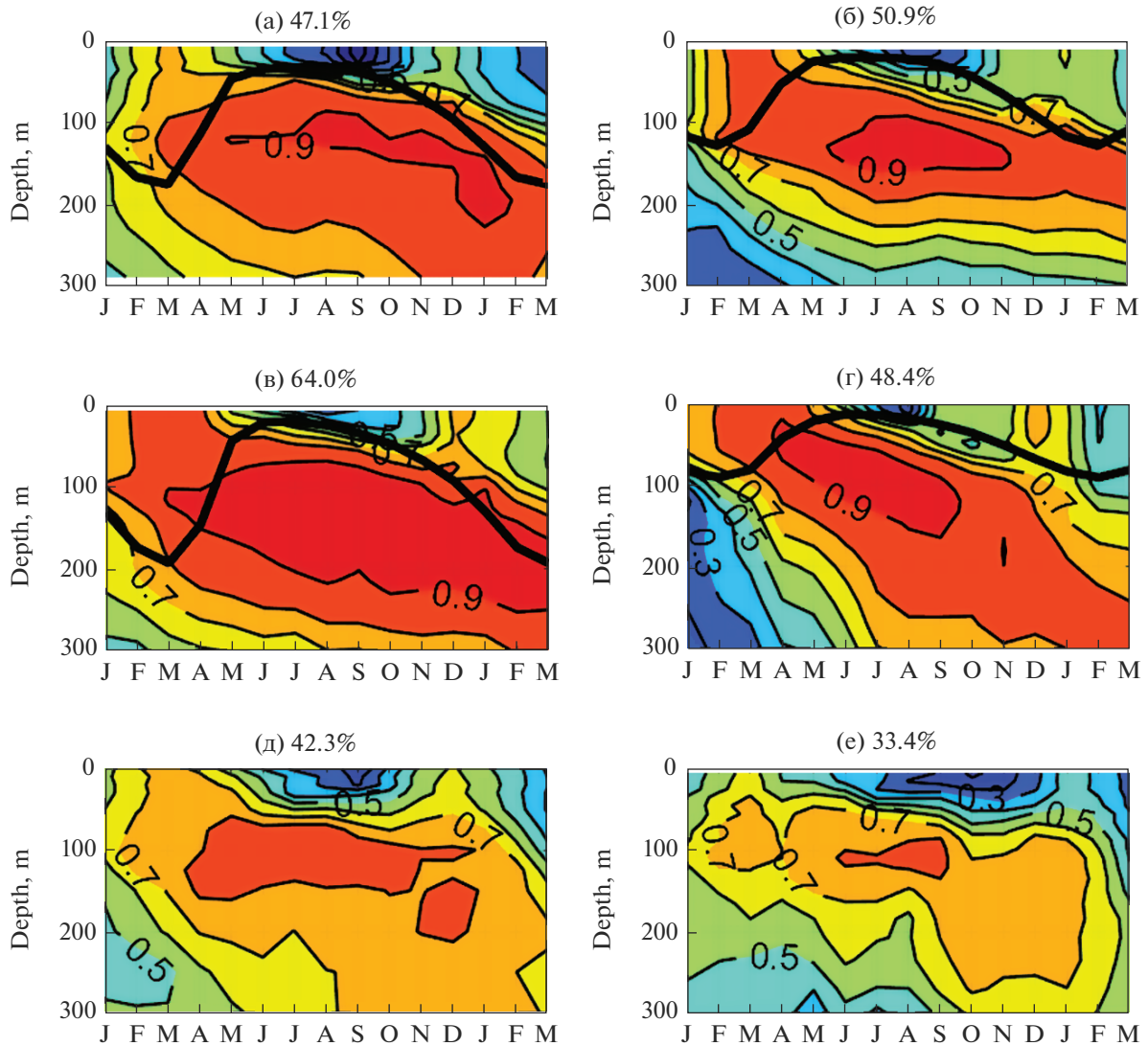


Рис. 4. Структура ведущей ЭОФ в плоскости время–глубина для области с координатами 25°–35° с.ш. 65°–45° з.д. по данным реанализов ORA-S3 (а), GFDL (б), GODAS (в), GLORYS2v4 (г) и объективных анализов Ishii (д) и EN4.1.1 (е). Число над каждым рисунком показывает часть дисперсии, описываемой этой ЭОФ. Расчет ЭОФ проводился с января по март следующего года и от поверхности до горизонта 300 м. Структура ЭОФ показана как корреляция между временным коэффициентом и аномалиями температуры за доступный период. Контурный интервал – 0.1. Толстая черная линия на рис. (а, б, в, г) – средняя толщина ВПС в этой области.

толщина ВПС в рассматриваемом регионе в конце зимы и начале весны по данным из массива ORA-S3 составляет 175 м, GFDL – 124 м, GODAS – 193 м, GLORYS2V4 – 91 м. Подповерхностные аномалии температуры за 15 мес. уходят вглубь океана, где окончательно и диссипируют.

Структура региональной ЭОФ для северо-восточной части СА, полученная по используемым массивам данных, показана на рис. 5. Температурные аномалии в ВПС, сформированные в период его наибольшего зимнего заглужения в феврале–марте, сохраняются на глубинах 50–300 м в течение весенне-летнего периода. На первый ЭОФ для этого региона наибольшая доля дисперсии (76%)

приходится по данным реанализа GODAS, а наименьшая доля дисперсии (52.7%) – по данным ORA-S3. Средняя за доступный период толщина ВПС в северо-восточной части СА в конце зимы и начале весны по данным из массива ORA-S3 составляет 445 м, GFDL – 260 м, GODAS – 447 м, GLORYS2V4 – 188 м. Таким образом, аномалии температуры ВПС, сформированные в летний период, сохраняются в ВПС. Зимние аномалии температуры ВПС сохраняются под ВПС в летний период и возникают в ВПС при его заглужении в последующий осенне-зимний период. Это полностью согласуется с концепцией повторного появления АТПО.

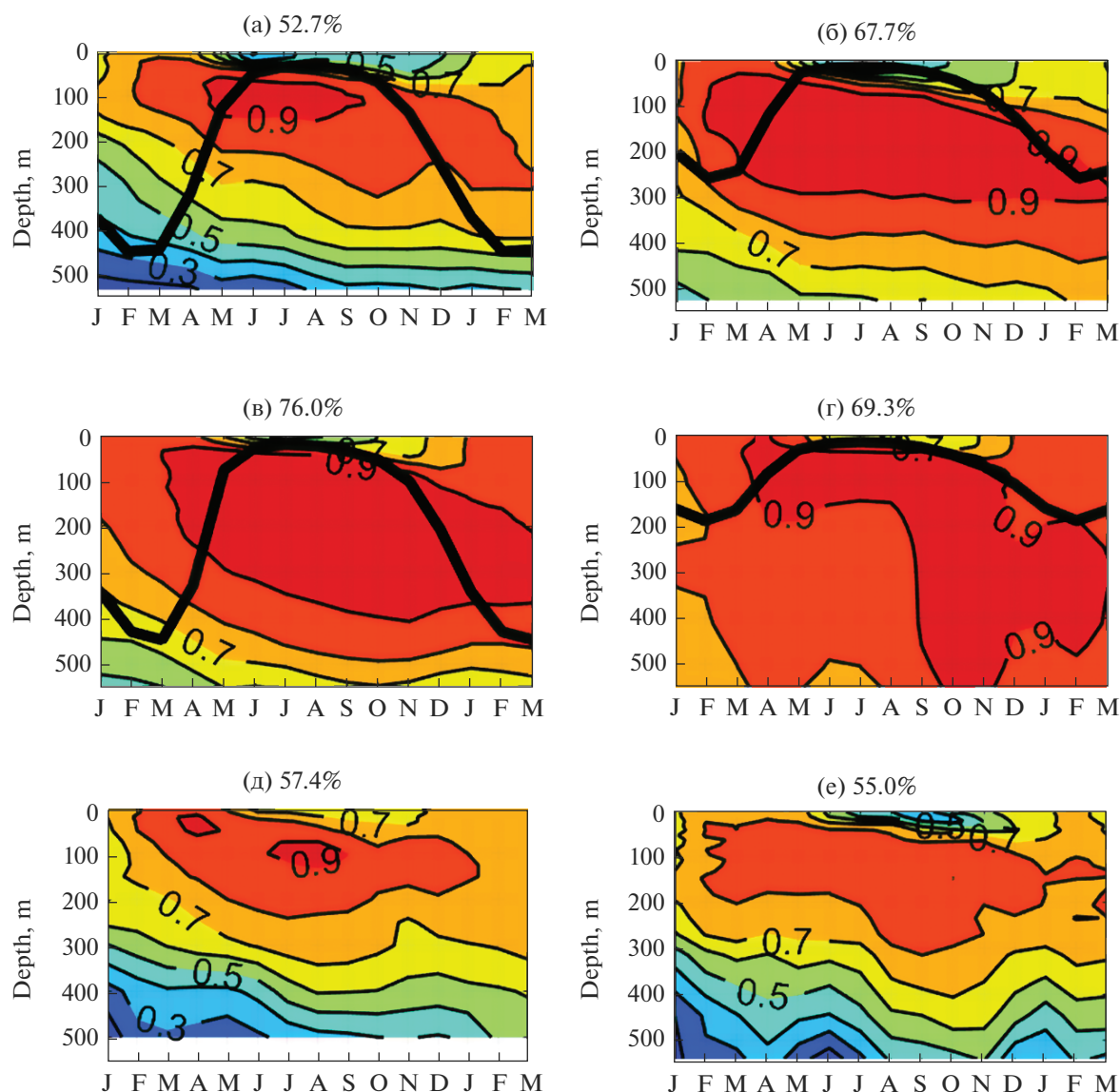


Рис. 5. Структура ведущей ЭОФ в плоскости время–глубина для области с координатами 35° – 60° с.ш. 45° – 8° з.д. по данным реанализов ORA-S3 (а), GFDL (б), GODAS (в), GLORYS2v4 (г) и объективных анализов Ishii (д) и EN4.1.1 (е). Число над каждым рисунком показывает часть дисперсии, описываемой этой ЭОФ. Расчет ЭОФ проводился с января по март следующего года и от поверхности до горизонта 550 м. Структура ЭОФ показана как корреляция между временным коэффициентом и аномалиями температуры за доступный период. Контурный интервал – 0.1. Толстая черная линия на рис. (а, б, в, г) – средняя толщина ВПС в этой области.

Временные коэффициенты региональных ЭОФ температуры для Саргассова моря и северо-восточной части СА показаны на рис. 6. Корреляция без сдвига между временными коэффициентами ЭОФ температуры для рассматриваемых регионов отрицательна. Синхронные коэффициенты корреляции для рядов, полученных по данным реанализов ORA-S3 и GFDL, равны -0.46 и -0.45 соответственно. Временные коэффициенты ЭОФ температуры, полученные по всем массивам данных для Саргассова моря, имеют абсолютные минимумы в 1970 и 2010 гг. (рис. 6а). Спектральный

анализ временных рядов на рис. 6 показал наличие значимых периодичностей сигнала повторного появления в диапазоне около 4.5 и 12–14 лет. Анализ функций взаимной корреляции между временными рядами на рис. 6а и 6б выявил значимую на 95% уровне доверия связь при лидировании временных коэффициентов ЭОФ для области Саргассова моря на 4 года. Коэффициенты корреляции на этом сдвиге равны 0.41 для рядов, полученных по данным из массива ORA-S3, 0.36 – для GFDL, 0.50 – для GODAS, 0.50 – для Ishii и 0.44 – для EN4.1.1.

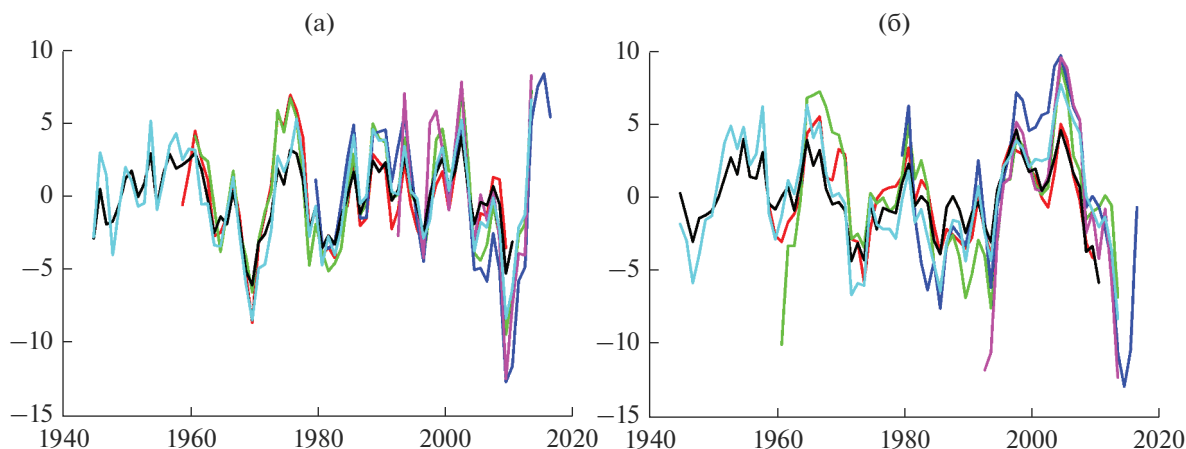


Рис. 6. Временные коэффициенты ЭОФ для областей с координатами 25° – 35° с.ш. 65° – 45° з.д. (а) и 35° – 60° с.ш. 45° – 8° з.д. (б). Расчет ЭОФ проводился с января по март следующего года и от поверхности до горизонта 300 м (а) и 550 м (б). Данные из массива ORA-S3 показаны красным цветом, GFDL – зеленым цветом, GODAS – синим цветом, GLORYS2V4 – розовым цветом, Ishii – черным цветом, EN4.1.1 – голубым цветом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам многочисленных исследований в СА выявлена устойчивая мода межгодовой изменчивости ТПО, которая имеет трипольную структуру. Изменчивость трипольного типа взаимосвязана с изменчивостью САК и характерна также для толщины ВПС и суммарных потоков тепла на поверхности океана (см., например, [30]). Модельное исследование относительной роли поверхностных потоков тепла и процессов в верхнем слое океана в формировании трипольной структуры показало, что процессы в верхнем слое океана, оцененные как остаточное слагаемое уравнения теплового баланса, играют важную роль в тепловом балансе вод СА [31]. Анализ относительной роли всех слагаемых уравнения баланса тепла ВПС в формировании трипольной изменчивости, оцененных по данным реанализа ORA-S3 за период 1959–2011 гг., показал, что в разных частях СА эволюцию характеристик ВПС определяет баланс разных слагаемых интегрального уравнения теплового баланса ВПС [32].

Результаты, полученные с помощью анализа ЭОФ температуры и толщины ВПС, подтверждают, что повторное появление АТПО может возникать на большей части СА. Кроме этого, этот сигнал регистрируется в первой и второй ЭОФ после удаления из исходных данных полиномиальных трендов и годового хода, что указывает на важность этого процесса в формировании аномальной структуры верхнего слоя океана. Это согласуется с результатами статьи [8]. Вместе с тем нами уточнено, что повторное появление могут испытывать не только АТПО, но и аномалии толщины ВПС. Это подтверждает возможность сохранения аномалий характеристик ВПС океана.

Согласно нашим результатам, область малых коэффициентов корреляции на структуре ЭОФ в плоскости время–глубина в октябре также углубляется (рис. 4), но меньше, чем по результатам статьи [5]. Поскольку в окрестности Саргассова моря антициклоническая циркуляция и средняя толщина ВПС в феврале–марте по данным ORA-S3 и GODAS составляет более 170 м, то для выделения сигнала повторного появления необходимо анализировать глубины более 160 м (ниже нижней границы ВПС). Это связано с тем, что сигнал повторного появления аномалий характеристик ВПС очень сильный и распространяется на большие глубины. Учет больших глубин может привести к росту дисперсии в плоскости время–глубина в области 25° – 35° с.ш. 65° – 45° з.д., описываемой ведущей ЭОФ.

Временные коэффициенты при ведущей ЭОФ в период совпадения данных (1955–1995 гг.) на рис. 6а из настоящей статьи и на рис. 3а из статьи [5] хорошо совпадают. Тем не менее, величины временного коэффициента, полученного по рассматриваемым массивам данных, немного завышены. В целом это означает, что используемые данные хорошо согласуются с данными цитируемой статьи.

Противофазный характер временных коэффициентов региональных ЭОФ на рис. 6 объясняется тем, что Саргассово море и северо-восточная часть СА находятся в разных по знаку областях трипольной структуры в СА (см. рис. 2). Поэтому и синхронные аномалии температуры ВПС формируются разных знаков.

Временные коэффициенты региональных ЭОФ, характеризующих сигнал повторного появления АТПО для области Саргассова моря, имеют абсолютные минимумы в 1970 и 2010 гг. Несмотря на

наличие выборочной погрешности в исходных данных, период 1970–1974 гг. характеризуется некоторым ослаблением Гольфстрима и его рециркуляции, по сравнению с периодом 1955–1959 гг. [33]. В 2009–2010 гг. в СА в течение 14 мес. было зафиксировано 30%-ное замедление термохалинной циркуляции и уменьшение меридионального переноса тепла (МПТ) на север через 25° с.ш. [34]. Одним из факторов, влияющих на МПТ в окрестности 26.5° с.ш., может выступать рециркуляция Гольфстрима [35]. По мнению авторов модельного исследования [36], аномально низкая величина МПТ в 2010 г. обусловлена ослаблением антициклонической рециркуляции в западной части субтропического круговорота. Оба рассматриваемых периода, с конца 1960-х до начала 1970-х и 2009–2010 гг., характеризуются резким ослаблением САК, что способствовало изменению экмановского переноса и ослаблению Гольфстрима [37].

Временные коэффициенты региональных ЭОФ температуры для Саргассова моря и северо-восточной части СА, описывающие интенсивность сигнала повторного появления АТПО, характеризуются периодичностями на масштабах 4.5 и 12–14 лет. Межгодовые колебания с периодами около 4 лет выделяются также в изменчивости адвективного переноса тепла в ВПС в системе Гольфстрим–Североатлантическое течение [38]. Сингулярный спектральный анализ поля ТПО в СА за период 1901–1994 гг. выявил наличие значимой периодичности на масштабе 13 лет с амплитудой около 0.5°C [39]. Спектральный анализ АТПО, распространяющихся вдоль Гольфстрима и Североатлантического течения в северо-восточном направлении, показал наличие пика на масштабах 12–14 лет [40]. При этом средняя скорость АТПО составила 1.7 см/с, а их амплитуда около $0.5\text{--}1.0^\circ\text{C}$. Значимый спектральный пик на масштабе 14 лет обнаружен в Субполярной Атлантике и Северных морях [41]. Эти авторы связывают его с распространением АТПО по Североатлантическому и Норвежскому течениям со средними скоростями 2 см/с. Таким образом, значимые периодичности, выделенные на временных коэффициентах региональных ЭОФ (рис. 6), обусловлены внутренней океанической изменчивостью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уточнение особенностей повторного появления зимних аномалий характеристик ВПС в СА с привлечением данных реанализов и объективных анализов океана во второй половине XX столетия показало следующее.

Возможность повторного появления аномалий характеристик ВПС на следующий год после их формирования высока на большей части СА (к

северу от 15° с.ш.). В отсутствие интенсивных течений и резких градиентов температуры аномалии толщины ВПС могут сохраняться от одной зимы к следующей совместно с повторным появлением аномалий температуры ВПС. Этот сигнал регистрируется в первой и второй ЭОФ, что подтверждает важность этого процесса в формировании аномальной структуры верхнего слоя океана.

Ведущие ЭОФ температуры и толщины ВПС после удаления полиномиальных трендов и годового хода имеют трипольную структуру. Анализ региональных ЭОФ температуры ВПС для областей, приуроченных к субтропическому и субполярному полюсам трипольной структуры, показал, что аномалии температуры ВПС, сформированные в летний сезон, сохраняются в ВПС. Зимние аномалии температуры ВПС сохраняются под ВПС в летний сезон и возникают в ВПС при его заглужении в последующий осенне-зимний период. Это полностью согласуется с концепцией повторного появления АТПО. Вклад региональных ЭОФ в общую изменчивость температуры верхнего слоя океана составляет около 50%.

Методика ЭОФ анализа в пространстве время–глубина для выделенных областей СА демонстрирует процесс повторного появления АТПО. Формирование температурных аномалий по всему ВПС начинается в период его наибольшего зимнего заглужения в феврале–марте. Далее они сохраняются на глубинах 50–200 м в течение всего года с постепенным заглужением к марту следующего года. Эти глубинные аномалии начинают проявляться на поверхности в декабре – в период начала формирования зимнего перемешивания, за счет которого и выходят на поверхность. Подповерхностные аномалии температуры за 15 мес. уходят вглубь океана, где окончательно и диссипируют.

Временные коэффициенты региональных ЭОФ температуры для Саргассова моря и северо-восточной части СА синхронно имеют противофазный характер. Это обусловлено тем, что рассматриваемые регионы находятся в разных по знаку областях трипольной структуры межгодовой изменчивости температуры ВПС СА. При лидировании временных коэффициентов ЭОФ для области Саргассова моря на 4 года выявлена значимая положительная связь с временными коэффициентами ЭОФ для северо-восточной части СА. Временные коэффициенты ЭОФ для области Саргассова моря имеют абсолютные минимумы в 1970 и 2010 гг. Временные коэффициенты рассматриваемых региональных ЭОФ температуры характеризуются наличием значимых периодичностей сигнала повторного появления в диапазоне около 4.5 и 12–14 лет. Эти периодичности обусловлены внутренней океанической изменчивостью.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензенту за доброжелательную и конструктивную критику первого варианта работы и редакции за оперативное и профессиональное рассмотрение статьи.

Данные получены и обработаны в рамках государственного задания (№ госрегистрации АААА-А19-119040490047-7); исследование региональных особенностей повторного появления аномалий выполнено при поддержке гранта РНФ (№ 17-17-01295).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Namias J., Born R.M.* Temporal coherence in North Pacific sea-surface temperature patterns // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. № 30. P. 5952–5955.
2. *Namias J., Born R.M.* Further studies of temporal coherence in North Pacific sea surface temperatures // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. № 6. P. 797–798.
3. *Alexander M.A., Deser C.* A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude SST anomalies // *J. Phys. Oceanogr.* 1995. V. 25. № 1. P. 122–137.
4. *Watanabe M., Kimoto M.* On the persistence of decadal SST anomalies in the North Atlantic // *J. Climate.* 2000. V. 13. № 16. P. 3017–3028.
5. *Timlin M.S., Alexander M.A., Deser C.* On the reemergence of North Atlantic SST anomalies // *J. Climate.* 2002. V. 15. № 18. P. 2707–2712.
6. *de Coetlogon G., Frankignoul C.* The persistence of winter sea surface temperature in the North Atlantic // *J. Climate.* 2003. V. 16. № 9. P. 1364–1377. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1364>
7. *Zhao X., Li J.* Winter-to-winter recurrence of sea surface temperature anomalies in the Northern Hemisphere // *J. Climate.* 2010. V. 23. № 14. P. 3835–3854. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2583.1>
8. *Vyju P., Dommenget D., Alexander M.A.* Widespread reemergence of sea surface temperature anomalies in the global oceans, including tropical regions forced by re-emerging winds // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. № 15. P. 7683–7691. <https://doi.org/10.1029/2018GL079137>
9. *Bjerknes J.* Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific // *Mon. Wea. Rev.* 1969. V. 97. № 3. P. 163–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
10. *Голицын Г.С.* Введение в динамику планетных атмосфер. Л.: Гидрометиздат, 1973. 103 с.
11. *Wallace J.M., Blackmon M.L.* Observations of low-frequency atmospheric variability // *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere* / Ed. by *B.J. Hoskins, R.P. Pearce.* Academic Press, 1983. P. 55–94.
12. *Глазунов А.В., Дымников В.П.* Пространственные спектры и характерные горизонтальные масштабы флуктуаций температуры и скорости в конвективном пограничном слое атмосферы // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2013. Т. 49. № 1. С. 37–61. <https://doi.org/10.7868/S0002351513010045>
13. *Czaja A., Frankignoul C.* Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation // *J. Climate.* 2002. V. 15. № 6. P. 606–623. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0606:OIOASA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0606:OIOASA>2.0.CO;2)
14. *Ding R., Li J.* Winter persistence barrier of sea surface temperature in the northern tropical Atlantic associated with ENSO // *J. Climate.* 2011. V. 24. № 9. P. 2285–2299. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3784.1>
15. *Cassou C., Deser C., Alexander M.A.* Investigating the impact of reemerging sea surface temperature anomalies on the winter atmospheric circulation over the North Atlantic // *J. Climate.* 2007. V. 20. № 14. P. 3510–3526. <https://doi.org/10.1175/JCLI4202.1>
16. *Taws S.L., Marsh R., Wells N.C. et al.* Re-emerging ocean temperature anomalies in late-2010 associated with a repeat negative NAO // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. P. L20601. <https://doi.org/10.1029/2011GL048978>
17. *Buchan J., Hirschi J.J.-M., Blaker A.T. et al.* North Atlantic SST anomalies and the cold North European weather events of winter 2009/10 and December 2010 // *Mon. Wea. Rev.* 2014. V. 142. № 2. P. 922–932. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00104.1>
18. *Drévillon M., Terray L., Rogel P., Cassou C.* Mid-latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP reanalysis // *Clim. Dyn.* 2001. V. 18. № 3–4. P. 331–344.
19. *Hanawa K., Sugimoto S.* “Reemergence” areas of winter sea surface temperature anomalies in the world’s oceans // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 10. P. L10303. <https://doi.org/10.1029/2004GL019904>
20. *Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T.* The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3 // *Mon. Wea. Rev.* 2008. V. 136. № 8. P. 3018–3034. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2433.1>
21. *Chang Y.-S., Zhang S., Rosati A. et al.* An assessment of oceanic variability for 1960–2010 from the GFDL ensemble coupled data assimilation // *Clim. Dyn.* 2013. V. 40. № 3–4. P. 775–803. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1412-2>
22. *Behringer D.W., Xue Y.* Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean // *Proc. Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Ocean, and Land Surface.* Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc. 2004. [Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/70720.pdf>.]
23. *Garric G., Parent L., Greiner E. et al.* Performance and quality assessment of the global ocean eddy-permitting physical reanalysis GLORYS2V4 // *EGU General Assembly Conference Abstracts.* 2017. V. 19. P. 18776.

24. *Ishii M., Kimoto M., Kachi M.* Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates // *Mon. Wea. Rev.* 2003. V. 131. № 1. P. 51–73.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0051:HOSTAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0051:HOSTAW>2.0.CO;2)
25. *Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A.* EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2013. V. 118. № 12. P. 6704–6716.
<https://doi.org/10.1002/2013JC009067>
26. *Gouretski V., Reseghetti F.* On depth and temperature biases in bathythermograph data: development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database // *Deep Sea Res., Part I*. 2010. V. 57. № 6. P. 812–833.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.03.011>
27. *Дженкинс Г., Ватмс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1. М.: Мир, 1971. 316 с.
28. *Diansky N.A., Sukhonos P.A.* Multidecadal variability of hydro-thermodynamic characteristics and heat fluxes in North Atlantic // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes*. Springer Geology. (Springer, Cham, 2018). P. 125–137.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-77788-7_14
29. *The Lab Sea Group.* The Labrador Sea deep convection experiment // *Bull. Amer. Met. Soc.* 1998. V. 79. № 10. P. 2033–2058.
30. *Сухонос П.А., Дианский Н.А.* Связи долгопериодных мод изменчивости температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя Северной Атлантики с индексами климатической изменчивости // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56. № 3. С. 347–359.
<https://doi.org/10.31857/S0002351520030116>
31. *Schneider E.K., Fan M.* Observed decadal North Atlantic tripole SST variability. Part II: diagnosis of mechanisms // *J. Atmos. Sci.* 2012. V. 69. № 1. P. 51–64.
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-019.1>
32. *Полонский А.Б., Сухонос П.А.* О влиянии североатлантического колебания на тепловой баланс верхнего слоя Северной Атлантики // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 9. С. 27–36.
33. *Ezer T., Mellor G.L., Greatbatch R.J.* On the interpentadal variability of the North Atlantic Ocean: Model simulated changes in transport, meridional heat flux and coastal sea level between 1955–59 and 1970–74 // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № C6. P. 10.559–10.566.
34. *Bryden H.L., King B.A., McCarthy G.D. et al.* Impact of a 30% reduction in Atlantic meridional overturning during 2009–2010 // *Ocean Sci.* 2014. V. 10. № 4. P. 683–691.
<https://doi.org/10.5194/os-10-683-2014>
35. *Marshall J., Nurser G.* On the recirculation of the subtropical gyre // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1988. V. 114. № 484. P. 1517–1534.
36. *Stepanov V.N., Iovino D., Masina S. et al.* Methods of calculation of the Atlantic meridional heat and volume transports from ocean models at 26.5° N // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. V. 121. № 2. P. 1459–1475.
<https://doi.org/10.1002/2015JC011007>
37. *Ezer T.* Detecting changes in the transport of the Gulf Stream and the Atlantic overturning circulation from coastal sea level data: The extreme decline in 2009–2010 and estimated variations for 1935–2012 // *Global and Planetary Change*. 2015. V. 129. P. 23–36.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.03.002>
38. *Полонский А.Б., Сухонос П.А.* К механизму формирования аномалий температуры в верхнем слое Северной Атлантики // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 5. С. 709–718.
<https://doi.org/10.1134/S003015741805012X>
39. *Moron V., Vautard R., Ghil M.* Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea–surface temperatures // *Clim. Dyn.* 1998. V. 14. № 7. P. 545–569.
<https://doi.org/10.1007/s003820050241>
40. *Sutton R.T., Allen M.R.* Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate // *Nature*. 1997. V. 388. № 6642. P. 563–567.
41. *Årthun M., Eldevik T., Viste E. et al.* Skillful prediction of northern climate provided by the ocean // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. P. 15875.
<https://doi.org/10.1038/ncomms15875>

Analysis of the Reemergence of the Winter Anomalies of the Characteristics of the Upper Layer of the North Atlantic According to Re-Analysis Data

P. A. Sukhonos^{1,*} and N. A. Diansky^{2,3,4,**}

¹*Institute of Natural and Technical Systems, Lenin str., 28, Sevastopol, 299011 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, GSP-1, Moscow, 119991 Russia*

³*Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the RAS, Gubkin str., 8, Moscow, 119333 Russia*

⁴*Zubov State Oceanographic Institute, Kropotkinskiy per., 6, Moscow, 119034 Russia*

*e-mail: pasukhonis@mail.ru

**e-mail: nikolay.diansky@gmail.com

Using data from oceanic re-analyzes and objective analyzes for the second half of the 20th century, it is confirmed that the reemergence of anomalies of the characteristics of the upper mixed layer (UML) the next year after their occurrence is possible in most of the North Atlantic (NA). Exceptions are the vicinity of the west-

ern boundary currents and the region south of 15° N. The extracted signal is clearly manifested in the leading empirical orthogonal functions (EOF) of the UML temperature and mixed layer depth with contributions to the total dispersion of 17.9 and 23.9%, respectively, which indicates the importance of this process in the formation of the anomalies of the upper ocean layer characteristics. Leading EOFs of the UML temperature and mixed layer depth for 1959–2011 after removing the 3rd degrees polynomials and the annual cycle has a well-known tripole structure, the appearance of which is associated with the North Atlantic Oscillation. The method of EOF analysis in time–depth plane for the areas in the Sargasso Sea and the northeastern part of the NA demonstrates the process of re-emergence of temperature anomalies on the ocean surface. Formed temperature anomalies throughout the UML during the period of its greatest winter deepening in February–March persist at depths of 50–200 m for the Sargasso Sea and 50–300 m for the northeastern part of the NA throughout the year. These deep anomalies begin to manifest themselves on the surface in December – during the period of the beginning of the formation of winter mixing. Subsurface temperature anomalies for 15 months (January–March next year) go deep into the ocean, where they finally dissipate.

Keywords: reemergence of anomalies, upper mixed layer, North Atlantic