

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ МЕХАНИЗМЫ СТАБИЛИЗАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ОКЕАНА

Мошонкин С.Н.¹, Залесный В.Б.¹, Гусев А.В.^{1,2}, Бышев В.И.²

¹Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва,
119333, Россия, e-mail: atarexm@himki.net

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,
Нахимовский проспект, д. 36

Статья поступила в редакцию 15.03.2019, одобрена к печати 30.05.2019

На основе анализа численных экспериментов для 1948–2009 гг. с моделью Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана (шаг 0.25° , 40 уровней со сгущением к поверхности) описываются циркуляционные структуры, характеризующие изменчивость динамики деятельного слоя океана в районах Гренландского и Норвежского морей, в Субполярном круговороте вод Северной Атлантики. Методом SVD-анализа выделяются моды изменчивости или совместные максимально ковариированные распределения пространственно-временных полей аномалий плотности воды и скорости течений слоя 0–300 м. Аномалии определяются вычитанием из реализаций среднего годового хода. Дан анализ структурных, корреляционных и дисперсионных характеристик основных совместных мод изменчивости аномалий плотности воды и скорости течений. Вторая и третья моды аномалий циркуляции на севере Гренландского моря и в Субполярном круговороте вод Северной Атлантики показывают возможность стабилизации амплитуды изменчивости переносов тепла и солей течениями и обмена водами Атлантики и Арктики на определенном климатическом уровне. Этим явлениям на севере Гренландского моря свойственны масштабы времени от внутримесячных до полугода. Выявлена связь с лагом 2.5 года интенсивности антициклонического вращения вод в Норвежской котловине и изменений расхода Атлантического Норвежского течения.

Ключевые слова: численное моделирование, общая циркуляция океана, климатическая изменчивость

Введение

В настоящее время возрастает интерес к изменчивости океана и ее роли в изменчивости климатической системы Земли и регионального климата, что является предметом исследований ряда международных программ (IPCC, CLIVAR, CORE, AOMIP, ASOF, Oceans2025). Этой проблеме уделял большое внимание Юрий Александрович Иванов. В частности, его монография (Иванов, 1981) посвящена крупномасштабной и синоптической изменчивости полей океана. Эта его работа является также классическим примером того, как моделирование помогает понять отдельные аспекты формирования изменчивости полей характеристик океана. Представляемая здесь работа также рассматривает отдельные аспекты короткопериодной изменчивости климата верхнего деятельного слоя океана. Цель ее – по-

казать, что океан стабилизирует изменчивость климата не только своей тепловой инерцией, но и перестройкой циркуляции в деятельном слое в ответ на возмущения в климатической системе. Изменяющееся воздействие атмосферы на океан ведет к изменению переносов тепла и соли в системе течений. В результате возникают аномалии плотности воды разного масштаба. Эти аномалии могут индуцировать бароклинные моды течений, противодействующие породившим их переносам тепла и соли, что способствует стабилизации климата деятельного слоя океана. Количественно оценить влияние аномалий адвекции на климат по данным наблюдений сложно из-за недостатка наблюдений над течениями. Поэтому будем основываться на результатах численных экспериментов. Поскольку речь идет о бароклинных эффектах, выберем районы контактов вод наиболее отличных по термохалинным характеристикам. Это районы соприкосновения вод Северной Атлантики и Арктики. Они связаны с двумя циклоническими круговоротами в деятельном слое океана: рециркуляцией Западно-Шпицбергенского течения и Субполярным круговоротом вод Северной Атлантики. Рециркуляция Западно-Шпицбергенского течения имеет масштаб около 500 км, а Субполярный круговорот – 1500 км и представляет собой более сложную динамическую систему. Бароклинные эффекты этих образований имеют локальный характер, но вносят вклад в формирование глобального климата деятельного слоя океана.

По поводу природы изменчивости этих циркуляционных систем существуют противоположные мнения. С одной стороны, предполагается, что потепление атмосферы ведет к таянию льдов и росту осадков, что уменьшает плотность верхнего слоя воды, конвекцию в зоне контакта Северной Атлантики и Арктики и перенос тепла термохалинной циркуляцией на север (Семенов, 2010). В результате ослабевает Гольфстрим, Субполярный круговорот вод Северной Атлантики и рециркуляция Западно-Шпицбергенского течения. С другой стороны, причиной может быть собственная изменчивость океана, в результате которой Гольфстрим переносит дополнительное тепло из тропиков в средние, высокие широты и Арктику. Это приводит к таянию льдов и так далее – по цепочке связей климатообразующих факторов (Мохов и др., 2008). Аргументом в пользу гипотезы о преобладании собственной изменчивости океана является поведение индекса Атлантических декадных осцилляций (Atlantic Multi-decadal Oscillation), значения которого восстановлены с 1870 г. (Knight et al., 2005). Наша работа посвящена уточнению роли в этой цепочке своеобразной «динамической инерции» океана.

Субполярный круговорот вод Северной Атлантики и рециркуляция Западно-Шпицбергенского течения являются частями обмена вод между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном. Этот обмен – принципиальное звено изменчивости климата океана и его индикатор. Он происходит в основном в слое 0–300 м. Поступление тепла с водами Северной Атлантики на север определяет умеренный климат Европы. Особенности обменов водами, теплом, солями и льдами между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном посвящено большое количество работ на основе как данных наблюдений, так и модельных экспериментов (Мошон-

кин и др., 2011; Aksenov et al., 2010; Østerhus et al., 2005; Yashayaev, Seidov, 2015). Этот обмен тесно связан с изменчивостью циркуляции в пределах Субполярного круговорота вод Северной Атлантики и рециркуляции Западно-Шпицбергенского течения (Karcher et al., 2005; Zhang, Vallis, 2006). С этими процессами связана также Великая Соленостная Аномалия. В настоящее время явления типа этой аномалии считаются неотъемлемой частью изменчивости всей термохалинной циркуляции Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана (Belkin et al., 1998). Дадим далее краткую характеристику модели и экспериментов для изучения циркуляции в деятельном слое океана.

Модель циркуляции океана

Используется модель крупномасштабной циркуляции океана INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) в σ -системе координат ($\sigma=(z-\zeta)/(H-\zeta)$, где z – обычная вертикальная координата, H и ζ – глубина и уровень океана). Модель основана на «примитивных» уравнениях в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости (Moshonkin et al., 2011). Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, соленость и уровень океана.

В качестве граничных условий на поверхности океана при $\sigma = 0$ заданы потоки импульса, тепла и влаги (осадки минус испарение). На твердых боковых границах и на дне океана ставится условие свободного скольжения и отсутствие потоков тепла и соли. На жидких границах от поверхности до дна задаются значения температуры и солености по данным наблюдений (Steele et al., 2001).

Модельные уравнения записаны в ортогональной системе координат, с полюсами, расположенными на географическом экваторе в точках с координатами 120° з.д. и 60° в.д. Пространственный шаг модели составляет 0.25° по широте и долготе. По вертикали используются 40 σ -уровней со сгущением к поверхности океана для лучшего разрешения процессов перемешивания и максимальной здесь изменчивости всех характеристик океана. Рельеф дна океана задается по данным ETOPO2 (ETOPO2v2, 2006) с пространственным разрешением 2 мин. Данные сглажены в соответствии с горизонтальным разрешением модели так, чтобы отсутствовали резкие изменения типа ступенек. Модельная глубина ограничена минимальной величиной 10 м.

Горизонтальный турбулентный обмен импульсом описывается операторами диффузии второго и четвертого порядков для горизонтальных компонентов скорости вдоль поверхностей $\sigma = \text{const}$. В качестве боковой диффузии для температуры и солености применяется изопикническая диффузия с постоянным коэффициентом, реализованная полулагранжевым методом (Володин и др., 2010). Коэффициенты крупномасштабной боковой диффузии для температуры и солености берутся одинаковыми и равными 10^2 м²/с. Шаг по времени составляет 1 час.

Учет стока основных рек, влияющих на распределение солёности, осуществляется подобно выпадению осадков вблизи устьев рек.

Расчет вертикальных коэффициентов турбулентного обмена (вязкости, диффузии тепла и соли) производится с помощью модели турбулентности, встроенной в модель циркуляции. Модель турбулентности описывается двумя уравнениями: для энергии турбулентности и частоты ее диссипации. Уравнения турбулентности решаются методом расщепления по физическим процессам. Уравнения расщепляются на два этапа: переноса-диффузии и генерации-диссипации. На этапе генерации-диссипации уравнения решаются аналитически (Мошонкин и др., 2016). В модель циркуляции океана включается также модель динамики и термодинамики морского льда (Яковлев, 2009).

Численная техника и структура модели основаны на неявных схемах многокомпонентного расщепления по физическим процессам и геометрическим координатам и описаны в (Moshonkin et al., 2011; Zalesny et al., 2010). Разностная аппроксимация модельных уравнений по пространству осуществляется на сетке «С».

Численные эксперименты

Численные эксперименты проведены для области Атлантического океана севернее 30°ю.ш. (жидкая граница) плюс Северный Ледовитый океан и Берингово море, где жидкая граница проходит по проливам Алеутских островов.

Граничные условия на поверхности океана (ветер, потоки тепла и влаги) задаются в каждой расчетной точке по времени с шагом один час. Они рассчитываются по последней версии массива CORE (Large, Yeager, 2009) (<http://www.gfdl.noaa.gov/>) с января 1948 г. по декабрь 2009 г. При расчете граничного условия на поверхности океана для солёности использовалась релаксационная добавка, позволяющая компенсировать отсутствие естественной обратной связи, удерживающей значение солёности на климатическом уровне. В начальный момент времени океан находится в покое; возмущение его поверхности, лед и снег отсутствуют. Для температуры и солёности задаются их климатические январские трехмерные поля (Steele et al., 2001). Расчеты проводятся на срок: январь 1948 г. – декабрь 2009 г. Проведено несколько экспериментов с разными вариантами параметров в коэффициентах аналитического решения уравнений турбулентности на стадии генерации-диссипации (Moshonkin et al., 2018). Дальнейший анализ бароклинных мод течений показал непротиворечивость результатов, полученных в этих экспериментах.

Первые 10–15 лет идет процесс установления, а затем в слое 0–500 м достигается относительно равновесное состояние. Сравнение результатов расчетов с распределениями климатических полей температуры и солёности океана по данным Атласа Океанов (Locarnini et al., 2009; Antonov et al., 2009) показывает их удовлетворительное согласие. Отклонения модельной температуры от климатической лежат в диапазоне $\pm(0.2-0.7)^\circ\text{C}$ в верхнем хорошо перемешанном

слое на большей части акватории (для периода с 1965 по 2009 гг.). Отклонения солёности равны $\pm(0.02-0.10)$ PSU. Сравнение среднемесячных средних за 1965 по 2009 гг. модельных вертикальных профилей температуры и солёности с климатическими данными (Locarnini et al., 2009; Antonov et al., 2009) показывает удовлетворительное согласие их вертикальной структуры в целом и вертикальных градиентов в пикноклине.

Аномалии циркуляции в Норвежском море

В (Dukhovskoy et al., 2004) выдвинута гипотеза о связи фаз Северо-Атлантического колебания, обменов теплом и пресной водой Арктического бассейна с Гренландским и Норвежским морями, запасов пресных вод в круговороте Бофорта на масштабах до 10–15 лет. Наша цель дополнить эту гипотезу учетом влияния эволюции аномалий скорости течений у пролива Фрама в Гренландском море на формирование обменов водами Арктического бассейна и Гренландского моря. Согласно нашим оценкам, изменчивость переносов тепла и соли Западно-Шпицбергенским и Восточно-Гренландским течениями создает моды аномалий плотности, которые индуцируют бароклинные аномалии течений, противодействующие вызвавшей их изменчивости течений (Мошонкин и др., 2017). Это способствует стабилизации обмена водами Атлантики и Арктики на определенном климатическом уровне.

Подавляющая часть изменчивости полей плотности и течений сосредоточена в слое 0–300 м. В этом слое в поле циркуляции Гренландского моря у пролива Фрама за 1965–2009 гг. хорошо выражены начало холодного Восточно-Гренландского течения, несущего опресненные речным стоком воды Арктического бассейна, и Западно-Шпицбергенское течение относительно теплых и соленых атлантических вод (рис. 1а). Эти два течения образуют основной контур циклонической циркуляции. Хорошо выражена циклоническая рециркуляция Западно-Шпицбергенского течения. Внутри этой зоны циклонического вращения возникают вихри, количество, интенсивность и контуры которых меняются со временем. Модель воспроизводит небольшой тренд плотности воды (рис. 1б). Он связан с повышением притока вод Атлантики в рассматриваемый период времени, зафиксированный по данным наблюдений (Алексеев и др., 2011). Осолонение в 1990–2000-х, благодаря которому имеет место отмеченный положительный тренд плотности, также зафиксировано и на разрезах по 60°с.ш. (Сарафанов, 2009).

Удалив отмеченный тренд, выделим аномалии потенциальной плотности воды (АППВ) и аномалии скорости течений (АСТ). Из нескольких способов выделения аномалий выберем следующий. Сначала усредняем плотность воды по вертикали в слое 0–300 м, и удаляем эту баротропную составляющую. Из полученной реализации в каждом узле сетки вычитаем средний за рассматриваемый период годовой ход. Аномалии компонентов скорости течений определяются аналогично. Рассматриваемые аномалии можно назвать бароклинными. Анализ аномалий

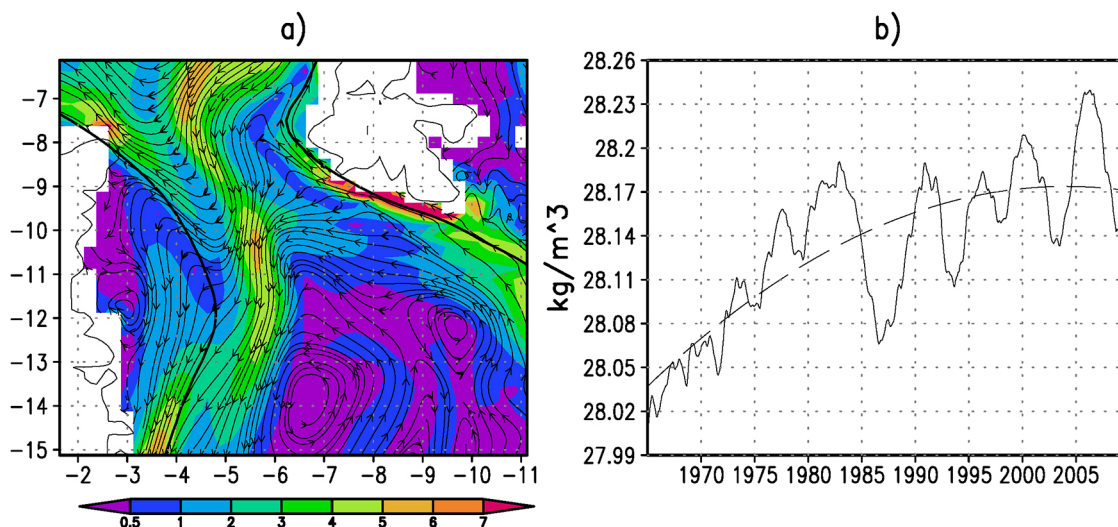


Рис. 1. Линии тока циркуляции, средней за 1965–2009 гг., для слоя 0–300 м в Гренландском море у пролива Фрама (модуль скорости в см/с цветовым фоном; координаты модельные).

Показаны очертания модельной 500-метровой изобаты у Гренландии (слева) и

Шпицбергена (справа) (а). Типичная эволюция плотности воды слоя 0–300 м в пределах рециркуляции Западно-Шпицбергенского течения, где сглаживанием подавлены временные масштабы менее двух лет (сплошная линия), и ее квадратичный тренд (длинный штрих) (б).

осуществлен для периодов 1948–2009 гг. и 1965–2009 гг. Первый период включает, в первые 15 лет, время установление модельного решения в рассматриваемом слое океана. Второй период отвечает квазиравновесному состоянию модельного решения с установившимися колебаниями океанских характеристик. Величины аномалий сопоставимы с амплитудой годового хода, а временные масштабы охватывают спектр от месяца до 10–15 лет. Анализ показал, что основная дисперсия температуры и солёности в рассматриваемый период обусловлена изменениями переносов тепла и соли в Западно-Шпицбергенском течении.

Для изучения АППВ и АСТ применим SVD-анализ. Он основан на сингулярном разложении ковариационной матрицы пространственно-временных полей АППВ и АСТ. Выделяются максимально ковариированные распределения пространственно-временных полей АППВ и АСТ. Эти распределения будем далее называть модами изменчивости или просто «модами». SVD-анализ позволяет уточнить связи наиболее ковариированных между собой мод изменчивости АППВ и АСТ, выявить их структуру и вклады в общую дисперсию. Один из примеров применения SVD-анализа можно найти в (Wallace et al., 1992). В нашем случае особенность состоит в векторном характере АСТ. Двумерные поля компонентов вектора АСТ перед расчетом ковариационной матрицы объединяются в один двумерный массив с последовательным чередованием зонального и меридионального компонентов аномалий скорости вдоль одной из координат. В результате статистические характеристики обоих компонентов АСТ совпадают относительно характеристик АППВ.

В табл. 1 показаны характеристики SVD-мод изменчивости АППВ/АСТ. Еще раз отметим, что далее совместные SVD-моды АППВ/АСТ будем называть просто

модами или модами АППВ/АСТ, а характеристики этих мод отдельно для АППВ и АСТ будем просто называть АППВ и АСТ модами. На долю первых шести мод приходится подавляющая часть взаимной ковариации. Первые шесть мод АППВ отвечают более чем за 70% общей дисперсии аномалий плотности воды слоя 0–300 м. Моды более высоких номеров дают по отдельности вклады менее 4% каждая. Для каждой АСТ моды, за исключением третьей, относительный вклад в общую дисперсию изменчивости аномалий скорости меньше, чем относительный вклад соответствующих мод АППВ в изменчивость аномалий плотности воды. Это связано с тем, что инерция изменений поля плотности существенно выше инерции поля скорости. В итоге вклад первых шести основных мод АСТ в общую дисперсию скорости течений составляет около 50%. (табл. 1). Для каждой АСТ моды с номером выше шестого вклад в общую дисперсию меньше 1–2%.

Максимальны корреляции между эволюцией АППВ и АСТ для второй (0.75) и третьей (0.62) SVD-мод АППВ/АСТ (строка 2 табл. 1). С номером моды эти величины уменьшаются. Исключением служит 6-я мода (корреляция 0.676), вклад которой, однако, в общую изменчивость существенно ниже 2-й и 3-й мод, а вклад в общую ковариацию меньше 2%.

Таблица 1. Характеристики шести максимально ковариированных SVD-мод АППВ/АСТ (слой 0–300м), в зоне рециркуляции Западно-Шпицбергенского течения у пролива Фрама за 1965–2009 гг.

№ SVD-моды	1	2	3	4	5	6	Сумма
Вклад в общую ковариацию	44.35	34.78	7.42	3.54	2.39	1.98	94.46
Корреляция (%) АППВ и АСТ	55.70	75.01	61.55	61.15	45.58	67.57	
АППВ: вклад (%) мод в общую дисперсию	20.20	29.77	5.29	5.26	5.63	4.55	70.70
АСТ: вклад (%) мод в общую дисперсию	19.42	5.70	10.17	4.94	5.61	2.50	48.34

На рис. 2 показана пространственная структура совместных мод изменчивости АППВ/АСТ. Структура векторного поля первой моды АСТ (рис. 2б) в целом подобна пространственной структуре среднего поля циркуляции (рис. 1а). Центр циклонического движения первой моды АСТ воспроизведен к северу от центра циклонической рециркуляции Западно-Шпицбергенского течения ближе к проливу Фрама (сравните рис. 2б и 1а). Здесь потоки Западно-Шпицбергенского и Восточно-Гренландского течений сходятся. Отметим, что в модели высокого разрешения FESOM положение области высокой изменчивости температуры воды (<https://www.youtube.com/watch?v=vRSZg0lzTf4>) хорошо соответствует положению отмеченного центра циклонического вращения первой моды АСТ. Линии тока первой АСТ моды в областях Западно-Шпицбергенского и Восточно-Гренландского течений

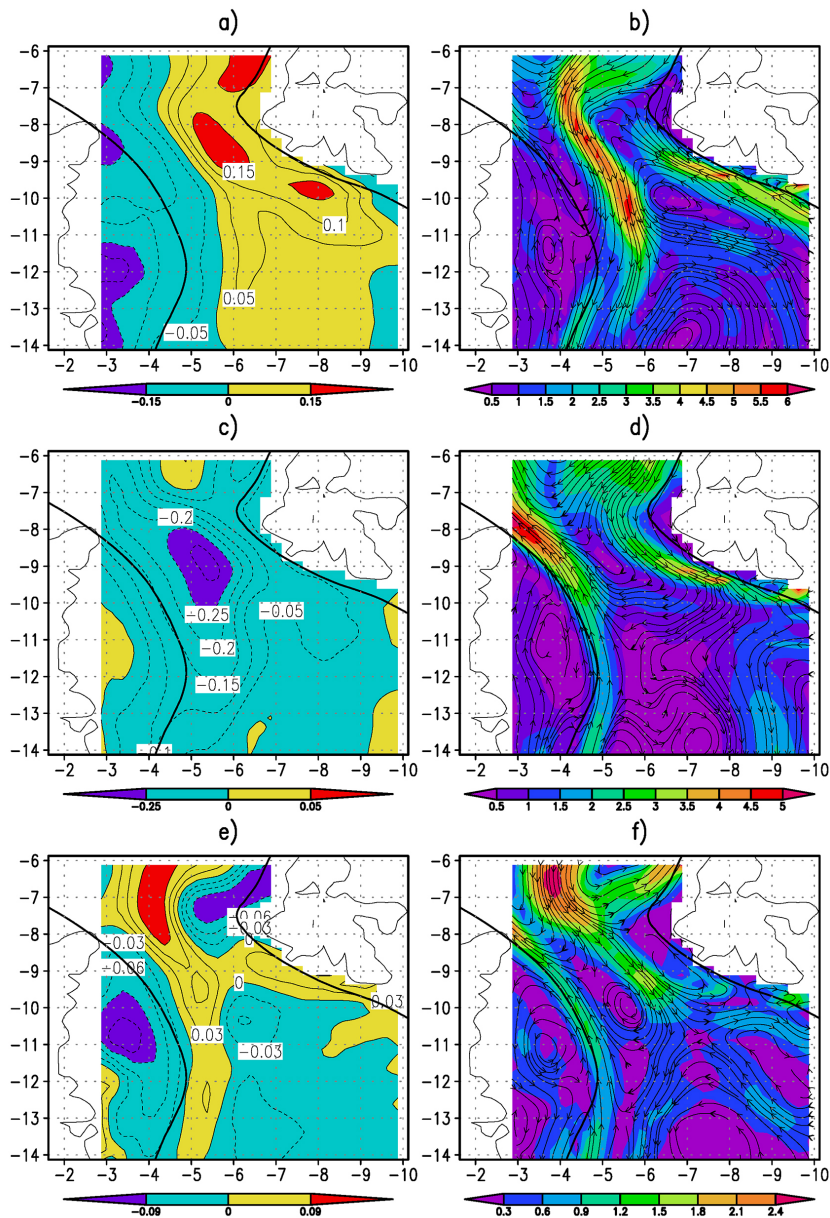


Рис. 2. Пространственные структуры первой (а, b), второй (с, d) и третьей (е, f) SVD-мод изменчивости АППВ/АСТ. Моды АППВ (а, с, е) в $(\text{кг}/\text{м}^3) \times 10^2$, кроме изолиний поля дополнительно показаны цветовым фоном (шкала под каждым рисунком). Линии тока мод АСТ (b, d, f). Модуль скорости АСТ в $(\text{см}/\text{с}) \times 10^2$ показан цветовым фоном (шкала внизу). Период анализа с января 1965 по декабрь 2009 гг. Слой 0–300 м. Эксперимент 1948–2009 гг. Как и на рис. 1а показаны очертания модельной 500-метровой изобаты. Координаты модельные (слева – побережье Гренландии, справа – Шпицбергена).

коллинеарны линиям тока средней климатической циркуляции (рис. 2б и 1а). Таким образом, первая АСТ мода демонстрирует изменчивость (усиление или ослабление) циклонической циркуляции у пролива Фрама.

Рассмотрим динамическую высоту в океане: $D \sim \int_0^H \frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} dz$, где ρ' – аномалии плотности. Векторы АСТ в случае геострофического баланса аномалий плотности и скорости должны следовать изолиниям аномалий динамической высоты, оставляя

в Северном полушарии большие значения аномалий динамической высоты справа. Величины АППВ и аномалий динамической высоты противоположны по знаку. То есть при геострофическом балансе аномалий, векторы АСТ должны быть направлены вдоль изолиний АППВ, оставляя в Северном полушарии большие значения АППВ слева. Сопоставление структур первой АСТ и первой АППВ мод (рис. 2а и 2b) показывает хорошее соответствие линий тока АСТ изолиниям АППВ и направленности градиентов АППВ, то есть векторы АСТ следуют изолиниям аномалий динамической высоты. Это говорит о высокой степени геострофического баланса аномалий плотность–скорость для первой АППВ/АСТ моды.

Для второй совместной АППВ/АСТ моды геострофический баланс аномалий плотность–скорость также хорошо выполняется (сравни рис. 2с с рис. 2d). Вторая АСТ мода обладает структурой циркуляции, которой отвечают потоки, противоположные потокам первой АСТ моды в областях Западно-Шпицбергенского и Восточно-Гренландского течений (сравни рис. 2b с рис. 2d). То есть можно предположить, что 2-я SVD-мода АППВ/АСТ отражает бароклинный эффект, сдерживающий в суммарной циркуляции амплитуду изменчивости (усиление/ослабление) общей циклонической циркуляции на севере Гренландского моря у пролива Фрама. Отметим значимые и высокие величины в 75.01% для корреляции аномалий скорости с аномалиями плотности для второй SVD-моды (табл. 1).

Для структуры третьей АСТ моды, как и для второй, также характерны направления векторов противоположные направлениям векторов первой АСТ моды, в областях Западно-Шпицбергенского и Восточно-Гренландского течений (рис. 2f). При этом она существенно отличается от структуры второй моды. Геострофический баланс нарушается в районе диполя к северу от пролива Фрама и на мелководье у Гренландии. Можно даже предположить, что здесь аномалии скорости формируют аномалии плотности. Это нарушение геострофического баланса аномалий плотность–скорость существенно уменьшает величины векторов третьей моды, противоположные векторам первой моды. Так величины векторов третьей АСТ моды в районе Восточно-Гренландского течения коллинеарны векторам второй моды, но на полпорядка меньше их по модулю. Это понижает корреляцию между АППВ и АСТ третьей моды по сравнению со второй, но она тем не менее остается значимой и довольно большой (61.55% – табл. 1). Но и в третьей моде поддержанию геострофического баланса на значительной части акватории способствует крупномасштабная структура отрицательных АППВ над Гренландской котловиной, окруженная вытянутыми в меридиональном направлении полосами положительных значений АППВ (рис. 2e).

Отдельные моды SVD–анализа взаимно ортогональны, а взаимные одномоментные корреляции между собой их временных функций или коэффициентов Фурье равны нулю. Совместные SVD-моды АППВ/АСТ демонстрируют наиболее вероятные пространственные распределения максимально связанных между собой АППВ и АСТ и их временную изменчивость. Сочетание этих распределений формирует общую картину изменчивости циркуляции деятельного слоя океана.

Чтобы понять эффекты взаимного сочетания мод рассмотрим связи их временных функций, применив следующий прием. Расчеты SVD-мод осуществлены в двух вариантах – для периода 1948–2009 гг. и для периода 1965–2009 гг. Пространственные структуры мод АППВ и АСТ подобны в обоих вариантах расчетов. Первый период включает, в первые 15 лет, время установления модельного решения, когда в реализациях присутствуют тенденции выхода на стационар. За счет этих тенденций обеспечивается нулевая одномоментная корреляция коэффициентов Фурье разных мод для полной реализации. Для времени после установления решения характерны в целом положительные корреляции. Этому времени отвечает квазиравновесное состояние модельного решения с установившимися колебаниями океанских характеристик. Можно предположить, что, рассмотрев эволюцию коэффициентов Фурье этой части реализации, мы выявим реалистичные сочетания во времени совместных мод АППВ/АСТ с разными номерами.

На рис. 3а показана корреляционная функция коэффициентов Фурье 1-й и 2-й мод АППВ для ежемесячных величин за 1965–2009 гг., полученных из реализации 1948–2009 гг. Статистически неслучайный, согласно длине реализации, временной лаг между 1-й и 2-й модами АППВ меняется от 3 до 7 месяцев при среднестатистическом максимуме корреляции равном 5 месяцам. На рис. 3б показана для 1965–2009 гг. эволюция коэффициентов Фурье 1-й и 3-й мод АППВ, полученная из реализации 1948–2009 гг. Изменения коэффициентов Фурье 1-й и 3-й мод синфазны. Коэффициент корреляции между коэффициентами Фурье 1-й и 3-й мод АППВ при нулевом сдвиге максимален и равен 0.6, что отвечает критерию неслучайной корреляции. Если исключаются периоды 1986–1987 гг. и 2000–2003 гг. из реализации коэффициентов Фурье 1-й и 3-й мод АППВ, то коэффициент корреляции между ними при нулевом сдвиге повышается до 0.9. Учитывая, что

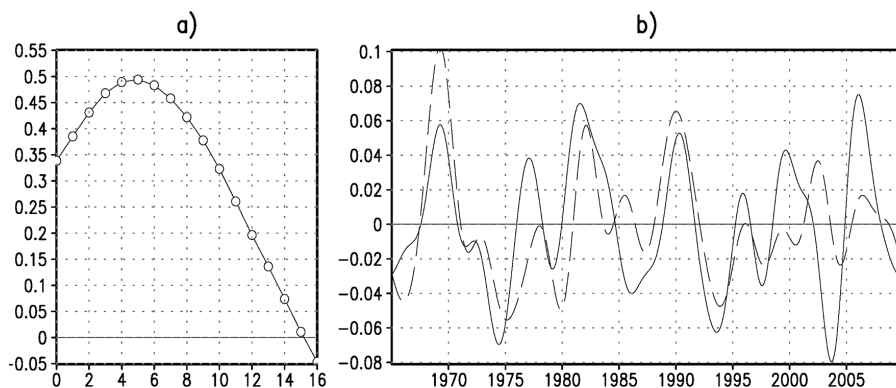


Рис. 3. Функция корреляции коэффициентов Фурье первой и второй мод АППВ (а) и эволюция коэффициентов Фурье первой (сплошная линия) и третьей (длинный штрих) мод АППВ (б). Для (а) – из реализаций коэффициентов Фурье удалены фильтрацией временные масштабы более 3 лет; для (б) – из реализаций фильтрацией удалены масштабы менее 3 лет. На рис. 3а единицы оси абсцисс равны месяцам. Определение совместных мод АППВ/АСТ выполнено для периода 1948–2009 гг., а реализации коэффициентов Фурье взяты лишь для части этого периода с 1965 по 2009 гг. (см. пояснение в тексте).

анализ ведется с шагом в один месяц, можно сказать что 3-я SVD-мода реагирует на эволюцию первой на внутримесячном масштабе времени.

Таким образом, 2-я и 3-я совместные бароклинные SVD-моды АППВ/АСТ демонстрируют эффект циркуляции, по-видимому, сдерживающий амплитуду изменений общей циклонической циркуляции на севере Гренландского моря у пролива Фрама. Это должно способствовать удержанию обмена водами Арктического бассейна и Атлантики через пролив на определенном климатическом уровне. Такой эффект важен не только для регионального климата. Сумма вклада этих мод в общую дисперсию климатической изменчивости составляет 35.06% для аномалий плотности и 15.87% для аномалий скорости, что представляет собой величину, сопоставимую с вкладом в суммарную дисперсию изменчивости АППВ (20.20%) и АСТ (19.42%) первой совместной моды АППВ/АСТ (табл. 1).

Аномалии циркуляции в Субполярном циклоническом круговороте вод Северной Атлантики

Модель хорошо воспроизводит циркуляцию в Субполярном циклоническом круговороте вод Северной Атлантики, представленную течениями: Северо-Атлантическим, Ирмингера, Гренландскими и Лабрадорским (рис. 4). Средние скорости этих потоков в слое 0–300 м за 1965–2009 гг. равны 5–15 см/с, а в Гренландских течениях превышают 40–50 см/с (рис. 4). Система течений Субполярного круговорота вод много сложнее, чем циркуляция в Гренландском море у пролива Фрама.

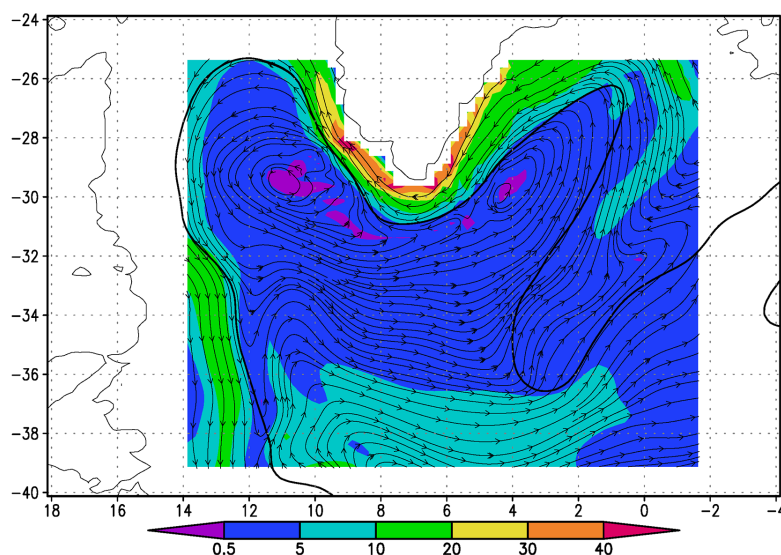


Рис. 4. Линии тока средней за 1965–2009 гг. скорости течений в слое 0–300 м. Модуль скорости в см/с показан цветовым фоном (шкала внизу). Координаты модельные (см. текст). Жирной линией показана модельная изобата 2500 м. На западе (левая часть рисунка) показаны очертания Лабрадора и Ньюфаундленда; на севере (верхняя часть рисунка) показаны очертания береговой линии Гренландии и Исландии.

Подавляющая часть изменчивости плотности воды и скорости течений сосредоточена в слое 0–300 м. Метод определения аномалий потенциальной плотности воды (АППВ) и аномалии скорости течений (АСТ) этого слоя дан в предыдущем разделе. Временные масштабы аномалий меняются от месяца до величин, сопоставимых с периодом моделирования. Долгопериодная составляющая АППВ и АСТ (АППВ_Д и АСТ_Д) выделяется методом наименьших квадратов полиномом второй степени. Часть аномалий без долгопериодных обозначим как высокочастотные (АППВ_В и АСТ_В). Величины АППВ_Д и АППВ_В сопоставимы (рис. 5). Долгопериодная изменчивость АППВ_Д в собственно атлантических водах Субполярного круговорота невелика, а в районе притока вод из Арктики характеризуется величиной 0.25–0.35 кг/м³ (рис. 5а). Близкими значениями 0.18–0.25 кг/м³ характеризуется высокочастотная изменчивость АППВ_В в зоне фронта Северо-Атлантического течения (рис. 5б).

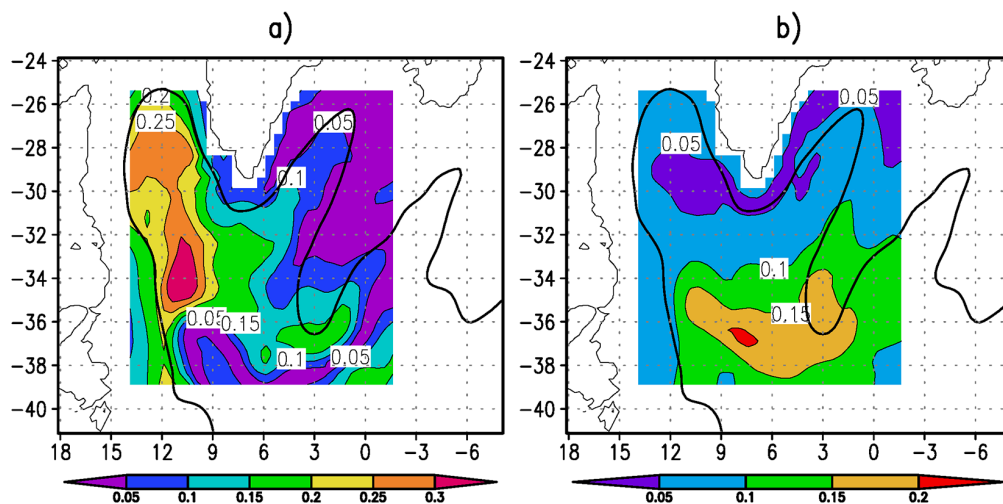


Рис. 5. Максимальный перепад величин АППВ в полиноме второй степени, аппроксимирующем долгопериодную изменчивость АППВ_Д (а) и среднее квадратичное отклонение высокочастотных аномалий плотности воды АППВ_В, равных АППВ минус АППВ_Д (б). Величины в кг/м³. Период за пределами установления модельного решения с января 1965 г. по декабрь 2009 г. Слой 0–300 м. Координаты модельные (см. текст). Жирной линией показана модельная изобата 2500 м. На севере (верхняя часть рисунка) показаны очертания береговой линии Гренландии и Исландии. На западе (левая часть рисунка) показаны очертания береговой линии Лабрадора и Ньюфаундленда.

В табл. 2 показаны характеристики первых шести совместных SVD-мод АППВ/АСТ. Моды с более высокими номерами по отдельности дают меньшие вклады в изменчивость, характеризуют белый вихревой шум, их устойчивость трудно гарантировать. Корреляция АППВ и АСТ для первых шести SVD-мод наиболее высока и статистически значима. Для первых трех мод эта корреляция равна 0.87, 0.75 и 0.69 (табл. 2). Первые шесть SVD-мод АППВ/АСТ отвечают почти за 70% общей дисперсии для АППВ и почти за 45% для АСТ (табл. 2). Средние по площади среднее квадратичные отклонения аномалий скорости для первой, второй

и третьей мод АСТ в слое 0–300 м равны 8.40, 3.33 и 2.24 см/с соответственно, что сопоставимо с величиной средней скорости (рис. 4). Из-за меньшей инерции поля скоростей по сравнению с полем плотности, вклады в общую дисперсию каждой моды АСТ ниже, чем отдельной моды АППВ. Исключение составляет шестая мода (табл. 2). Отметим пятую моду АППВ/АСТ, для которой монотонное убывание корреляции АППВ/АСТ и монотонное уменьшение вклада в общую дисперсию АППВ нарушается (табл. 2). Эта мода отмечена относительно малым вкладом в дисперсию аномалий скорости. На рис. 6 показаны первые главные три SVD-моды АППВ/АСТ.

Таблица 2. Характеристики максимально ковариированных SVD-мод АППВ/АСТ. Слой 0–300 м. Субполярный циклонический круговорот вод Северной Атлантики. 1965–2009 гг.

№ SVD-моды	1	2	3	4	5	6	Сумма
Вклад в общую ковариацию	70.56	11.07	5.01	3.37	2.35	1.36	97.00
Корреляция (%) АППВ и АСТ	87.39	74.62	68.97	60.64	66.04	59.85	
АППВ: вклад (%) мод в общую дисперсию	18.24	12.83	10.67	5.51	7.61	3.33	68.97
АСТ: вклад (%) мод в общую дисперсию	15.58	4.77	3.04	5.11	2.18	3.51	43.77

Структура векторного поля первой основной SVD-моды АСТ отличается высоким подобием структуре средней циркуляции Субполярного циклонического круговорота вод Северной Атлантики (см. рис. 4 и рис. 6b). Первая SVD-мода характеризует процесс изменчивости (интенсификация/ослабление) циклонической циркуляции Субполярного круговорота. Сравнение структуры мод АППВ и АСТ для первой совместной SVD-моды АППВ/АСТ, при высокой корреляции между ними, показывает явное преобладание геострофического баланса аномалий плотности и скорости (рис. 6a и 6b).

Векторы второй SVD-моды АСТ направлены против векторов первой SVD-моды АСТ в течениях Северо-Атлантическом, Ирмингера и Восточно-Гренландском, то есть в центральной и восточной частях Субполярного круговорота (рис. 6b и 6d). Здесь же выражен геострофический баланс для вторых мод АППВ и АСТ (рис. 6c и 6d). Такого эффекта в поле АСТ второй моды нет на западе Субполярного круговорота в Лабрадорском море и Лабрадорском течении. Причина этого в большой баротропности гидрофизических полей в Лабрадорском море. Так средняя за 1965–2009 гг. величина квазиоднородного слоя в Лабрадорском море превышала в его центральной части 800 м.

Третья SVD-мода АППВ характеризуется выраженным диполем юго-запад – северо-восток вдоль потока Северо-Атлантического течения (рис. 6e). Здесь для этой моды наблюдается геострофический баланс АППВ и АСТ (рис. 6e и 6f). Векторы третьей моды АСТ направлены против векторов первой SVD-моды

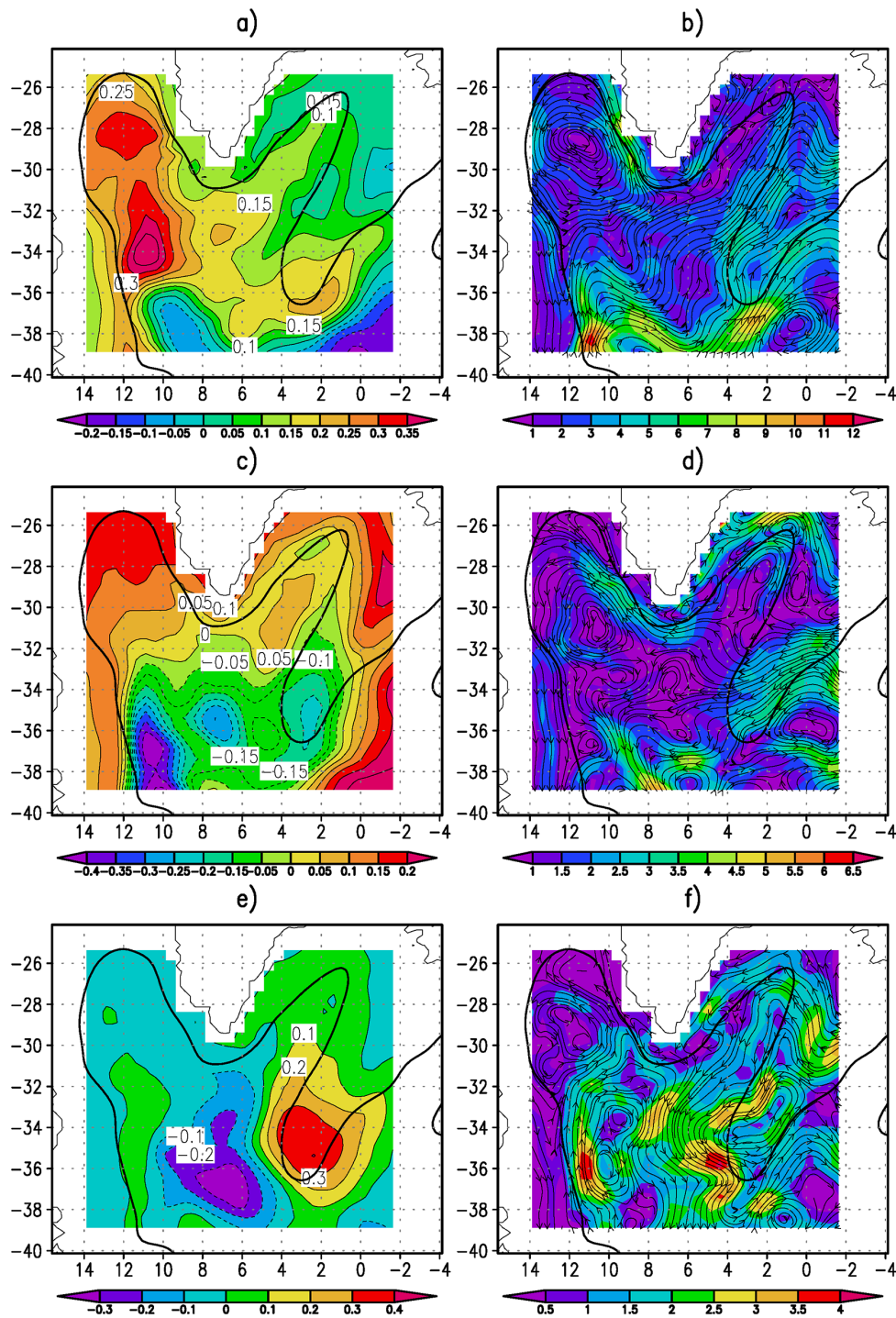


Рис. 6. Субполярный циклонический круговорот Северной Атлантики. Пространственные структуры первой (a, b), второй (c, d) и третьей (e, f) SVD-мод изменчивости АППВ/АСТ. Моды АППВ (a, c, e) в $(\text{кг}/\text{м}^3) \times 10^2$, кроме изолиний поля дополнительно показаны цветовым фоном (шкала внизу). Линии тока мод АСТ (b, d, f). Модуль скорости АСТ в $(\text{см}/\text{с}) \times 10^2$ показан цветовым фоном (шкала внизу). Период анализа с января 1965 по декабрь 2009 гг. Слой 0–300 м. Эксперимент 1948–2009 гг. Координаты модельные. Слой 0–300 м. Жирной линией показана модельная изобата 2500 м. На севере (верхняя часть рисунка) показаны очертания береговой линии Гренландии и Исландии.

АСТ в восточной и центральной частях Субполярного круговорота, в течениях Северо-Атлантическом и Ирмингера (рис. 6b и 6f). Третья SVD-мода АППВ/АСТ, в отличие от второй, показывает эффект векторов, направленных против векторов первой моды, на востоке Лабрадорского моря. Такого эффекта, как и для второй моды, нет на западе и севере Лабрадорского моря. Причина этого в большой баротропности гидрофизических полей на этих территориях.

Векторы 4-й моды АСТ коллинеарны и однонаправлены на большей части акватории векторам 1-й моды АСТ.

Векторы пятой и шестой SVD-мод АСТ в основном направлены против векторов первой и четвертой SVD-мод АСТ. Векторы пятой и шестой SVD-мод АСТ направлены против векторов первой SVD-моды АСТ в Лабрадорском море, в Лабрадорском и Западно-Гренландском течениях. Модули их векторов, направленных против векторов первой моды, в 4–6 раз меньше, чем величины аналогичных векторов на востоке и в центре Субполярного круговорота.

Сумма вкладов в общую дисперсию изменчивости аномалий плотности и скорости мод с номерами 2, 3, 5 и 6 для АППВ равна 34.44%, а для АСТ – 13.50%. Аналогичные суммы для вкладов мод с номерами 1 и 4 равны для АППВ 23.75% и для АСТ – 20.69% (табл. 2). Такое противопоставление сумм, по аналогии с Гренландским морем, сделано в предположении, что бароклинные моды с номерами 2, 3, 5 и 6 могут оказывать стабилизирующее действие на амплитуду изменчивости циклонической циркуляции Субполярного круговорота. Но строгий вывод такого рода можно сделать только на основе рассмотрения оператора модели и «привязки» к нему названных бароклинных SVD-мод. Тем не менее можно считать приведенные оценки важными как для регионального, так и для глобального климата. Отметим, что в эволюции первой моды доминируют периоды в 9 лет и 5.6 года; в эволюции второй моды – период в 7.5 лет, а в эволюции третьей – периоды 4–4.5 года.

Связь вихря Норвежской котловины и расхода Норвежского течения

Норвежское Атлантическое течение – важнейшее звено в цепи притока вод Атлантики в Арктику (Osterhus et al., 2005; Yashayaev, Seidov, 2015; Wekerle et al., 2016). Топографические эффекты играют существенную роль в районе следования этого течения, которое пересекает Норвежскую и Лофотенскую котловины (Raj et al., 2015). Рассмотрим стабилизирующий эффект топографического квазистационарного вихря Норвежской котловины на перенос атлантических вод на север. Антициклоническая завихренность поля скорости течений начинает проявляться на юге Норвежской котловины в районе 65–67°с.ш. уже в слое 100–150 м, а в слое 200–300 м хорошо и устойчиво выражена. Этот топографический квазистационарный вихрь масштабом 200 км назовем антициклоном Норвежской котловины. Векторные естественные ортогональные функции (ЕОФ) поля скорости течений рассчитаны в антициклоне Норвежской котловины на уровне 300 м. Структура первой ЕОФ оказалась высоко подобной структуре средней циркуляции в

антициклоне (рис. 7а). Вклады первых шести ЕОФ на 300 м в суммарную дисперсию изменчивости поля течений за 1965–2009 гг. составляют соответственно: 39.11, 16.86, 6.03, 5.52, 4.00 и 3.46%, то есть в сумме достигают 74.98%.

Расход в Свердрупах Норвежского Атлантического течения рассчитан над континентальным склоном на поперечном разрезе в 250 км северо-восточнее северной границы антициклона Норвежской котловины (рис. 7б). Норвежское Атлантическое течение хорошо отделяется по солености от Норвежского прибрежного течения, несущего воды из Северного моря, что учтено при расчете расхода. Основной поток Норвежского Атлантического течения сосредоточен в верхних 200–300 м (рис. 7б).

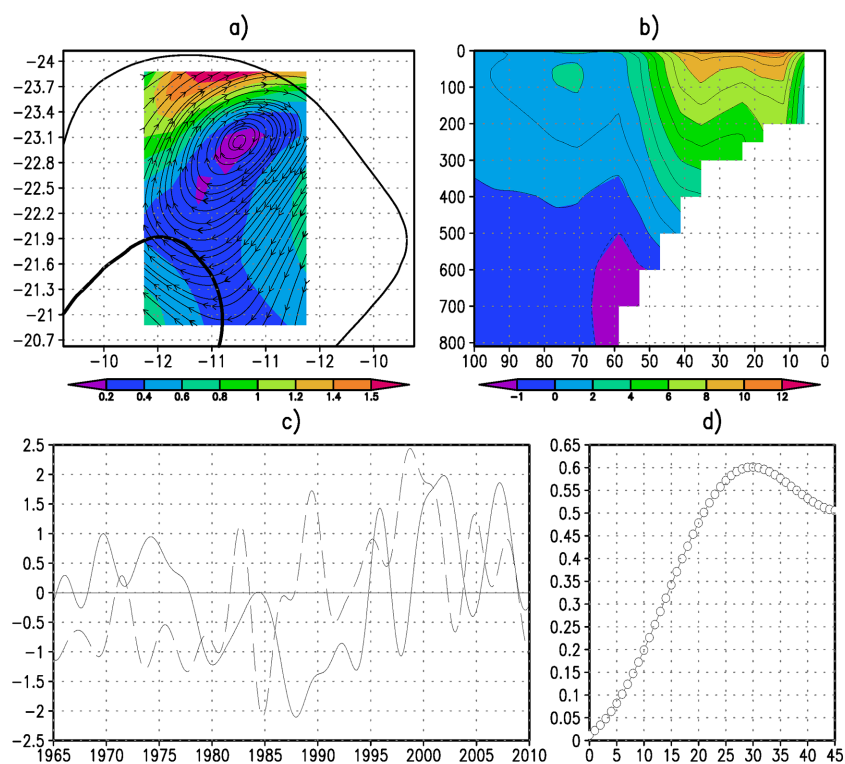


Рис. 7. Связь элементов циркуляции в период 1965–2009 гг.: а) – пространственная структура первой векторной ЕОФ топографического антициклона Норвежской котловины на 300 м (39.11% от общей дисперсии скорости). Модуль скорости в см/с дан цветовым фоном внизу. Показаны изобаты 2500 и 3300 м. Координаты модельные (см. текст); б) – разрез средней скорости в см/с по нормали к побережью Норвегии (ось абсцисс в км) на удалении в 250 км к северо-востоку от северной границы антициклона Норвежской котловины; в) – эволюция коэффициента Фурье первой ЕОФ (сплошная линия) и переноса масс атлантических вод повышенной солености Норвежским Атлантическим течением над континентальным склоном (длинный штрих) на указанном разрезе. Из обеих реализаций удалено среднее и проведена нормировка на среднеквадратичное отклонение; фильтрацией подавлены временные масштабы менее 3 лет; (д) корреляционная функция реализаций, показанных на предыдущем фрагменте (ось абсцисс – в годах).

Временной ход коэффициента Фурье первой ЕОФ течений в антициклоне Норвежской котловины характеризует изменения интенсивности его завихренности.

Устойчивой во времени особенностью является изменение в противофазе завихренности антициклона Норвежской котловины и расхода Норвежского Атлантического течения (рис. 7с). Корреляционная функция между коэффициентом Фурье первой ЕОФ поля скорости антициклона Норвежской котловины и расходом (переносом массы вод) Норвежского Атлантического течения показывает средний статистически достоверный временной лаг связи этих характеристик в 2.5 года (рис. 7d). Со временем этот масштаб может меняться в диапазоне плюс-минус два месяца.

При росте расхода Норвежского Атлантического течения увеличивается завихренность и даунвеллинг в антициклоне Норвежской котловины. Это ведет к росту части атлантических вод, вовлекаемых в антициклон из Норвежского Атлантического течения, что способствует снижению расхода этого течения. То есть происходит задержка продвижения атлантических вод на север. Таким образом проявляется циркуляционный механизм обратной связи, стабилизирующей процесс переноса вод, тепла и солей Атлантики в Арктику. Масса и количество движения перераспределяются между антициклоном Норвежской котловины и потоком вод Атлантики на север в автоколебательном режиме. То есть антициклон Норвежской котловины служит своеобразным регулятором обмена вод между океанами.

Выводы

На основе результатов численных экспериментов для периода 1948–2009 гг. с моделью циркуляции Северной Атлантики, Северного Ледовитого океана и Берингова моря (разрешение 0.25° , 40 уровней со сгущением к поверхности) рассмотрены наиболее взаимосвязанные моды изменчивости аномалий плотности и скорости течений слоя 0–300 м у пролива Фрама в Гренландском море. Аномалии представляют собой отклонения от среднего годового хода. Первая мода соответствует изменчивости основной циклонической циркуляции, в особенности – рециркуляции Западно-Шпицбергенского течения. Вторая и третья моды аномалий плотности и скорости течений показывают эффект стабилизации амплитуды изменчивости циклонической циркуляции. Это должно способствовать удержанию характеристик циркуляции и обмена вод Атлантики и Арктики на определенном климатическом уровне, что может оказывать влияние на глобальную изменчивость океана на временных масштабах 5–15 лет. Вклады второй и третьей мод аномалий плотности и скорости течений в общую дисперсию изменчивости составляют около 35% для аномалий плотности и 16% для аномалий скорости. Это является значительной величиной, сопоставимой со вкладом в общую дисперсию в 19% для первой моды аномалий течений.

Для первой и второй мод выявлен геострофический баланс аномалий плотности и скорости. Для третьей моды геострофический баланс в значительной степени нарушен. Средний статистический отклик второй бароклинной моды аномалий плотности и скорости течений на изменения в циклонической циркуляции региона

равен пяти месяцам. Аналогичный отклик третьей моды аномалий происходит на внутримесячном масштабе времени. Строгий вывод о стабилизации амплитуды изменчивости циклонической циркуляции бароклинными модами плотности и скорости течений можно сделать на основе рассмотрения оператора модели и привязки к нему названных мод, что должно быть темой отдельной работы.

Аналогичный анализ совместных мод изменчивости аномалий плотности воды и скорости течений дан для Субполярного циклонического круговорота вод Северной Атлантики. Для первых трех мод взаимная корреляция аномалий плотности с аномалиями скорости равна соответственно 87, 75 и 69%, а соответствующие вклады в общую дисперсию аномалий скорости течений равны 16, 5 и 3%. Пространственная структура первой моды, на долю которой приходится более 70% общей ковариации, воспроизводит структуру средней циркуляции. Для нее в высокой степени выполняется геострофический баланс аномалий плотности и скорости течений. Анализ мод аномалий дает основание полагать, что океан стабилизирует изменчивость климата не только своей большой тепловой инерцией, но и перестройкой циркуляции в верхнем деятельном бароклинном слое в ответ на возмущения в климатической системе.

Выявлен циркуляционный механизм связи интенсивности антициклонического вращения вод в Норвежской котловине в слое глубже 100 м и расхода Атлантического Норвежского течения, стабилизирующий процесс переноса вод, тепла и солей Атлантики в Арктику. Масса и количество движения перераспределяются между этим квазистационарным топографическим антициклоном и переносом атлантических вод на север в автоколебательном режиме. Статистически средний временной масштаб этого перераспределения равняется 2.5 годам. Таким образом, антициклон Норвежской котловины служит своеобразным регулятором обмена вод между океанами.

Авторы благодарят сотрудников ИВМ РАН А.В. Багно за помощь в расчетах и А.С. Грицуна за полезные обсуждения работы. Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке Российского научного фонда (гранты № 17-77-30001 и 14-27-00126).

Литература

- Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Харланенкова Н.Е.* Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века // Вклад России в МПГ 2007/08. Первые результаты. Том “Метеорологические и геофизические исследования”. М.: Европейские издания, 2011. С. 6–28.
- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 448–466.
- Иванов Ю.А.* Крупномасштабная и синоптическая изменчивость полей в океане. М.: Наука, 1981. 168 с.
- Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Латиф М., Рекнер Э.* Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной

- циркуляции по долгопериодным модельным расчетам // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 5. С. 687–690.
- Мошонкин С.Н., Алексеев Г.В., Дианский Н.А., Гусев А.В., Залесный В.Б. Моделирование климатической изменчивости притока вод Атлантики в Северный Ледовитый океан и запаса пресных вод в круговороте Бофорта // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2011. Т. 47. № 5. С. 678–692.
- Мошонкин С.Н., Багно А.В., Гусев А.В., Филлюшкин Б.Н., Залесный В.Б. Физические особенности формирования обмена водами Атлантического и Северного Ледовитого океанов // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 242–253.
- Мошонкин С.Н., Гусев А.В., Залесный В.Б., Бышев В.И. Параметризации перемешивания для моделирования климата океана // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2016. Т. 52. № 2. С. 222–233.
- Сарафанов А.А. Механизмы воздействия САК на температуру и соленость промежуточных и глубинных вод субполярной Северной Атлантики // Метеорология и гидрология. 2009. № 3. С. 65–73.
- Семенов В.А. Долгопериодные климатические колебания в Арктике и их связь с глобальными изменениями климата. Дисс. докт. физ.-мат. наук. М.: 2010. 186 с.
- Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 383–398.
- “2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)”. U.S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006.
- Aksenov Y., Bacon S., Coward A.C., Nurser A.J.G. The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: High-resolution model study // J. Marine Sys. 2010. Vol. 79. P. 1–22.
- Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity (S. Levitus, Ed.). NOAA Atlas NESDIS 69. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 2010. 184 p.
- Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S. ‘Great salinity anomalies’ in the North Atlantic // Progress in Oceanography. 1998. Vol. 41. No. 1. P. 1–68.
- Dukhovskoy D.S., Johnson M.A., Proshutinsky A. Arctic decadal variability: An auto-oscillatory system of heat and fresh water exchange // Geophys. Res. Letters. 2004. Vol. 1. No. 3. L03302.
- Karcher M., Gerdes R., Kauker F., Koberle C., Yashayaev I. Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening // Geophys. Res. Letters. 2005. Vol. 32. No. 21. L21606.
- Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., Mann M.E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // Geophys. Res. Letters. 2005. Vol. 32. No. 20. L20708.
- Large W.G., Yeager S.G. The global climatology of an interannually varying air-sea flux // Clim. Dyn. 2009. Vol. 33. No. 2–3. P. 341–364.
- Locarnini, R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature (S. Levitus, Ed.). 2010. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Moshonkin S.N., Alekseev G.V., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A., Zalesny V.B. Numerical simulation of the North Atlantic-Arctic Ocean-Bering Sea circulation in the 20th century // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2011. Vol. 26. No. 2. P. 161–178.
- Moshonkin S., Zalesny V., Gusev A. Simulation of the Arctic – North Atlantic Ocean Circulation

- with a Two-Equation K-Omega Turbulence Parameterization // *J. Mar. Sci. Eng.* 2018. Vol. 6. No. 95.
- Østerhus S., Turrell W.R., Jónsson S., Hansen B. Measured volume, heat and salt fluxes from Atlantic to the Arctic Mediterranean // *Geophys. Res. Letters*. 2005. Vol. 32. No. 7. L07603.
- Raj R.P., Chafik L., Nilsen J.E.Ø., Eldevik T., Halo I. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas // *Deep-Sea Research Part I. Oceanogr. Res. Papers*. 2015. Vol. 96. P. 1–14.
- Steele M., Morley R., Ermold W. PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean // *J. Climate*. 2001. Vol. 14. No. 9. P. 2079–2087.
- Wallace J.M., Smith C., Bretherton C.S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies // *J. Clim.* 1992. Vol. 5. No. 6. P. 561–576.
- Wekerle C., Wang Q., Danilov S., Schourup-Kristensen V., von Appen W.-J., Jung T. Atlantic Water in the Nordic Seas: Locally eddy-permitting ocean simulation in a global setup // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2016. Vol. 122. P. 914–940.
- Yashayaev I., Seidov D. The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas // *Progress in Oceanography*. Vol. 132. P. 68–127.
- Zalesny V.B., Marchuk G.I., Agoshkov V.I., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A., Moshonkin S.N., Volodin E.M., Tamsalu R. Numerical modeling of the large-scale ocean circulation on the base of multicomponent splitting method // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. 2010. Vol. 25. No. 6. P. 581–609.
- Zhang R., Vallis G.K. Impact of Great Salinity Anomalies on the Low-Frequency Variability of the North Atlantic Climate // *J. Climate*. Vol. 19. No. 3. P. 470–482.

CIRCULATION MECHANISMS OF THE STABILIZATION OF THE OCEAN ACTIVE LAYER REGIONAL DYNAMICS

Moshonkin S.N.¹, Zalesny V.B.¹, Gusev A.V.^{1,2}, Byshev V.I.²

¹*Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119333, Russia e-mail: atarexm@himki.net*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia*

Submitted 15.03.2019, accepted 30.05.2019

Circulation patterns characterizing the variability of the dynamics of the active ocean layer describes in the regions of Greenland and Norwegian seas, in the Subpolar Gyre of the North Atlantic based on the analysis of numerical experiments for 1948–2009 with the model of the North Atlantic and the Arctic (step 0.25°, 40 levels). Density and current velocities anomalies were determined by subtracting the average annual cycle from the realizations for 0–300 m layer. Most covariant joint distributions (modes) for the spatiotemporal fields these anomalies defined by SVD analysis and investigated. An analysis of the structural, correlation, and dispersion characteristics of the main joint modes of variability of water density and current velocities anomalies is given. The second and third modes of circulation anomalies in the north of the Greenland Sea and in the Subpolar Gyre of the North Atlantic show the possibility of stabilizing the amplitude of the variability of heat and salt transport by currents and water exchange between the Atlantic and Arctic at a certain climatic level. These phenomena are characterized by the time scale from intra-monthly to six months in the north of the Greenland Sea. The change in the intensity of the anticyclonic water rotation in the Norwegian Basin balances the variability of the Atlantic Norwegian Current mass transport on a 2.5-year scale.

Keywords: numerical simulation, ocean general circulation, climatic variability

References

- “2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)”. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006.
- Aksenov Y., Bacon S., Coward A.C., and Nurser A.J.G. The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: High-resolution model study. *J. Marine Sys.*, 2010, Vol. 79, pp. 1–22.
- Alekseev G.V., Ivanov N.E., Pnyushkov A.V., and Kharlanenkova N.E. Klimaticheskie izmeneniya v morskoi Arktike v nachale XXI veka (Climate changes in the marine Arctic at the beginning of the 21st century). In: *Vklad Rossii v MPG 2007/08. Pervye rezul'taty. Tom “Meteorologicheskie i geofizicheskie issledovaniya”* (Contribution of Russia in IPY 2007/08. First results. Volume “Meteorological and geophysical research”), Moscow: Evropeiskie izdaniya, 2011, pp. 6–28.
- Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., and Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity, 2010, NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 p.
- Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., and Malmberg S. ‘Great salinity anomalies’ in the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 1998, Vol. 41, No. 1, pp. 1–68.
- Dukhovskoy D.S., Johnson M.A., and Proshutinsky A. Arctic decadal variability: An auto-oscillatory system of heat and fresh water exchange. *Geophys. Res. Letters*, 2004, Vol. 1, No. 3, L03302.
- Ivanov Yu.A. Krupnomasshtabnaya i sinopticheskaya izmenchivost' polei v okeane (Large-scale and synoptic variability of fields in the ocean). Moscow: Nauka, 1981, 168 p.
- Karcher M., Gerdes R., Kauker F., Koberle C., and Yashayaev I. Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening. *Geophys. Res. Letters*, 2005, Vol. 32, No. 21, L21606.
- Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., and Mann M.E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Letters*, 2005, Vol. 32, No. 20, L20708.
- Large W.G. and Yeager S.G. The global climatology of an interannually varying air-sea flux. *Clim. Dyn.*, 2009, Vol. 33, No. 2–3, pp. 341–364.
- Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., and Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. 2010, NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 p.
- Mokhov I.I., Semenov V.A., Khon V.Ch., Latif M., and Roeckner E. Connection between Eurasian and North Atlantic climate anomalies and natural variations in the Atlantic thermohaline circulation based on long-term model calculations. *Dokl. Earth Sc.*, 2008, Vol. 419, No. 2, pp. 502–505.
- Moshonkin S., Zalesny V., and Gusev A. Simulation of the Arctic – North Atlantic Ocean Circulation with a Two-Equation K-Omega Turbulence Parameterization. *J. Mar. Sci. Eng.*, 2018, Vol. 6, No. 95.
- Moshonkin S.N., Alekseev G.V., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A., and Zalesny V.B. Numerical simulation of the North Atlantic-Arctic Ocean-Bering Sea circulation in the 20th century. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*, 2011, Vol. 26, No. 2, pp. 161–178.
- Moshonkin S.N., Bagno A.V., Gusev A.V., Zalesny V.B., and Filyushkin B.N. Physical properties of the formation of water exchange between Atlantic and Arctic Ocean. *Izv. Atm. Oceanic Phys.*, 2017, Vol. 53, No. 2, pp. 213–223.
- Moshonkin S.N., Dianskii N.A., Gusev A.V., Zalesny V.B., and Alekseev G.V. Reproduction of the large-scale state of water and sea ice in the Arctic Ocean in 1948–2002: Part I. Numerical model. *Izv. Atm. Oceanic Phys.*, 2011, Vol. 47, No. 5, pp. 628–641.

- Moshonkin S.N., Gusev A.V., Zalesny V.B., and Byshev V.I. Mixing parameterizations in ocean climate modeling. *Izv. Atm. Oceanic Phys.*, 2016, Vol. 52, No. 2, pp. 196–206.
- Østerhus S., Turrell W.R., Jónsson S., and Hansen B. Measured volume, heat and salt fluxes from Atlantic to the Arctic Mediterranean. *Geophys. Res. Letters*, 2005, Vol. 32, No. 7, L07603.
- Raj R.P., Chafik L., Nilsen J.E.Ø., Eldevik T., and Halo I. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas. *Deep-Sea Research Part I. Oceanogr. Res. Papers*, 2015, Vol. 96, pp. 1–14.
- Sarafanov A.A. Mekhanizmy vozdeistviya SAK na temperaturu i solenost' promezhutochnykh i glubinykh vod subpolyarnoi Severnoi Atlantiki (Mechanisms of NAO influence on temperature and salinity of intermediate and abyssal waters of the subpolar North Atlantic). *Meteorologiya i gidrologiya*, 2009, Vol. 34, No. 3, pp. 65–73.
- Semenov V.A. Dolgoperiodnye klimaticheskie kolebaniya v Arktike i ikh svyaz' s global'nymi izmeneniyami klimata: Diss. dokt. fiz.-mat. nauk (Long-term climatic oscillations in the Arctic and their connection to the global climate changes. Doct. phys.-mat. sci. thesis), Moscow: 2010, 186 p.
- Steele M., Morley R., and Ermold W. PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean. *J. Climate*, 2001, Vol. 14, No. 9, pp. 2079–2087.
- Volodin E.M., Dianskii N.A., and Gusev A.V. Simulating Present-Day Climate with the INMCM4.0 Coupled Model of the Atmospheric and Oceanic General Circulations. *Izv. Atm. Oceanic Phys.*, 2010, Vol. 46, No. 4, pp. 414–431.
- Wallace J.M., Smith C., and Bretherton C.S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J. Clim.*, 1992, Vol. 5, No. 6, pp. 561–576.
- Wekerle C., Wang Q., Danilov S., Schourup-Kristensen V., von Appen W.-J., and Jung T. Atlantic Water in the Nordic Seas: Locally eddy-permitting ocean simulation in a global setup. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 2016, Vol. 122, pp. 914–940.
- Yakovlev N.G. Reproduction of the large-scale state of water and sea ice in the Arctic Ocean in 1948-2002: Part I. Numerical model. *Izv. Atm. Oceanic Phys.*, 2009, Vol. 45, No. 3, pp. 357–371.
- Yashayaev I. and Seidov D. The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas. *Progress in Oceanography*, Vol. 132, pp. 68–127.
- Zalesny V.B., Marchuk G.I., Agoshkov V.I., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A., Moshonkin S.N., Volodin E.M., and Tamsalu R. Numerical modeling of the large-scale ocean circulation on the base of multicomponent splitting method. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*, 2010, Vol. 25, No. 6, pp. 581–609.
- Zhang R. and Vallis G.K. Impact of Great Salinity Anomalies on the Low-Frequency Variability of the North Atlantic Climate. *J. Climate*, Vol. 19, No. 3, pp. 470–482.