Вклады климатических изменений температуры и солености в формирование трендов термохалинной циркуляции Северной Атлантики в 1951-2017 гг.

В. А. Багатинский, ^{1,2, а} Н. А. Дианский^{1,3,4,6}

 ¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики моря и вод суши. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д.1, стр. 2
 ² Институт океанологии имени П.П. Шириюва РАН. Россия, 117218, Москва, Нахимовский пр., 36

³ Институт вычислительной математики им. Г.И.Марчука РАН Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, 8

⁴ Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова

Россия, 119034, Москва, Кропоткинский пер., 6

Поступила в редакцию 04.03.2022, после доработки 19.04.2022, принята к публикации 12.05.2022.

Для выяснения роли термохалинных факторов в формирование климатической трендов термохалинной циркуляции в Северной Атлантике (СА) были определены вклады изменений потенциальной температуры и солености в тренды функции тока Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ). Для этого с с помощью модели INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) и данных электронного атласа EN4 (MetOffice, Beликобритания) методом диагноза-адаптации восстанавливалась циркуляция СА за характерные периоды 1951–2017 гг., 1951–1990 гг. и 1991–2017 гг. В двух выбранных периодах 1951–2017 гг. и 1951–1990 гг. все основные особенности изменений в АМОЦ объясняются главным образом температурными изменениями, которые превалируют над соленостными. При это наблюдаемый тренд на ослабление основного ядра функции тока АМОЦ с 1991 по 2017 гг., вызывается изменениями солености, а на усиление основного ядра функции тока АМОЦ с 1951 по 1990 гг. вызывается изменениями потенциальной температуры. Обнаружена связь между трендами максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N и разностями между зонально–осредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N, которые, возможно, могут использоваться в качестве индекса изменчивости функции тока АМОЦ.

Ключевые слова: климат, циркуляция, АМОЦ, Северная Атлантика, АМО, объективный анализ, EN4, JRA55-do, моделирование, INMOM. УДК: 551.465. PACS: 92.70.Kb; 92.10.ab.

введение

В циркуляции вод Северной Атлантики (СА) на значимом уровне выделяются естественные долгопериодные квазициклические колебания с характерными периодами 50-70 лет. Это явление получило название Атлантической мультидекадной¹ осцилляции (АМО) [1, 2]. Временной ход индекса АМО определяется как временной ход осредненной по акватории СА от экватора до 70°N аномалии температуры поверхности океана (ТПО), отсчитываемой относительно климатического линейного тренда [3]. Предполагается, что АМО отражает собственные моды климатической изменчивости в системе океан-атмосфера, а линейный тренд климатические изменения, вызванные внешними факторами (антропогенные и природные выбросы парниковых газов, извержения вулканов, изменение солнечной активности и др.).

АМО представляет собой ярко выраженный климатический сигнал мультидекадного (60–70 лет) и декадного (10–15 лет) масштабов, проявляющийся в ряде климатических характеристик системы океан-атмосфера. Воздействие АМО может оказывать влияние на изменения температуры воздуха, осадков и, следовательно, стока рек в Северной Америке, Европе и Арктике [3, 4], на активность ураганов [5, 6] в СА, а также на атмосферные переносы тепла и влаги в Атлантико-Европейском регионе [4]. Однако единая точка зрения на природу формирования АМО пока еще не выработана.

В настоящее время предложено несколько возможных механизмов для объяснения естественных мультидекадных колебаний климата в Арктике и СА. В одном из них предполагается [7], что колебания АМО тесно связаны с колебаниями интенсивности меридиональной циркуляции в СА — так называемой Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции² (АМОЦ).

При повышении интенсивности меридиональной циркуляции в верхних слоях СА происходит интенсификация переноса более теплых тропических вод и непосредственно связанного с ним меридионального потока тепла (МПТ) в высокие широты СА. Это, в свою очередь, приводит к усилению

^a E-mail: vladbag38@gmail.com

⁶ E-mail: nikolay.diansky@gmail.com

¹ Мы будем использовать термин «декадный» для обозначения десятилетних масштабов, как это принято в зарубежной научной литературе.

² В то время как была опубликована работа [7] еще не было введено понятие АМОЦ, и в ней использовался более общий термин — термохалинная циркуляция (ТХЦ) [8–10]. Главной особенностью ТХЦ является меридиональная опрокидывающаяся циркуляции (МОЦ) [11, 12], которая также включает меридиональный перенос водных масс, приводимых в движение ветром.

циркуляции в Северном Ледовитом океане (СЛО) и к усилению выноса льда из СЛО в СА [13]. Усиление выноса льда из СЛО приводит к распреснению и охлаждению поверхностных вод в Северной Атлантике, следствием чего является «остывание» Северо-Атлантического течения, ослабление АМОЦ и уменьшение МПТ из умеренных широт в полярные. В результате этого циркуляция в СЛО океане замедляется, что приводит к ослаблению выноса льда из океана, потеплению в Северной Атлантике и интенсификации МПТ, после чего цикл повторяется [13]. Именно этого механизма АМО мы и будем придерживаться в настоящей статье.

Изменчивость АМОЦ может влиять не только на климат, но и на погоду в Европе [14]. Холодная погода в приполярной Атлантике коррелирует с высокими летними температурами в Европе, а волна жары в Европе в 2015 году была связана с рекордным «холодным пятном» («cold blob») в Атлантике [14]. По сути, было обнаружено, что низкая субарктическая ТПО способствует распределению давления воздуха, которое направляет теплый воздух на север и в Европу. Моделирование также предполагает, что ослабление АМОЦ может стать «основной причиной будущих изменений атмосферной циркуляции в Западной Европе летом» [15], а также потенциально может привести к усилению штормов в Европе [16]. Ослабление АМОЦ также было связано с повышением уровня моря выше среднего на восточном побережье США [17, 18] и усилением засухи в Сахеле [19].

Авторы [20, 21] считают, что продолжающееся глобальное потепление, вероятно, еще больше ослабит АМОЦ в долгосрочной перспективе за счет изменений гидрологического цикла, таяния морского льда и ледяного щита Гренландии, что вызовет дальнейшее опреснение северной части Атлантического океана. Последнее является прямым механизмом, ослабевающим АМОЦ [22]. Учитывая, что АМОЦ является одним из хорошо задокументированных бифуркационном механизме климатической системы с определенным порогом коллапса [23], вызывает серьезную озабоченность то, что близость климатических условий в Атлантике к этому порогу все еще малоизвестна [24–27].

Ранее проведенные нами исследования [28, 38] изменчивости функции тока АМОЦ, рассчитанной по данным двух океанских объективных анализов EN4 [29] и WOA13 [30, 31] с помощью модели INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) [32] и четырех океанских реанализов GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) [33], ESTOC (Estimated state of ocean for climate research) [34], ORA-S4 (Ocean ReAnalysis System 4) [35] и GECCO2 (German partner of the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean 2) [36], позволило обнаружить характерные особенности долгопериодной изменчивости в термохалинной циркуляции в CA за 1951–2017 гг. (в зависимости от временного охвата).

Выявлены рассогласования в знаках как климатических трендов, так и разностей композитов (разность между теплой и холодной фазами АМО) [28, 37, 38] функции тока АМОЦ из реанализов. Причем эти тренды и разности композитов отличаются как между собой, так и от данных объективных анализов EN4, WOA13. Так данные объективных анализов EN4 и WOA13 и реанализов ESTOC и GECCO2 демонстрируют в основном положительные тренды функции тока АМОЦ, что говорит о ее интенсификации в 1951-2017 гг. (в зависимости от временного охвата данных). Но тренды по данным реанализов GFDL и ORA-S4 показывают главным образом отрицательные значения, что сигнализирует об ослаблении АМОЦ при наблюдаемых климатических изменениях. Этому противоречию должно быть дано объяснение, т.к. тренды функции тока АМОЦ во многом определяют глобальные климатические изменения.

В настоящей работе была поставлена задача изучения обнаруженной выше особенности изменчивости трендов функции тока АМОЦ в СА за 1951– 2017 гг. Вышеотмеченные значительные различия в океанских объективных анализах и реанализах в функции тока АМОЦ (см., также, [28]) свидетельствуют о том, что реконструкция океанических полей с помощью синтеза данных наблюдений и моделирования еще далека от завершения.

Поэтому для решения поставленной задачи были использованы только данные объективного анализа EN4, поскольку они охватывают период с 1900 года по настоящее время для каждого месяца, а WOA13 содержит только усредненные данные для следующих 6 периодов: с 1955 по 1964 гг., с 1965 по 1974 гг., с 1975 по 1984 гг., с 1985 по 1994 гг., с 1995 по 2004 гг., с 2005 по 2012 гг. При этом особенности термохалинной изменчивости СА по данным EN4 и WOA13 практически полностью согласованы между собой [28, 38, 39], т.к. основой для EN4 и WOA13 является одна и та же база данных World Ocean Database (WOD13) [40], собранная в NOAA. Для восстановления циркуляции по данным о температуре и солености из EN4 использовались численные расчеты по российской сигма-модели общей циркуляции океана INMOM методом диагноза-адаптации. Для исследования формирования термохалинной циркуляции использовалась, разработанная нами техника, оценивающая вклады потенциальной температуры и солености в формирование функции тока АМОЦ.

1. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И КОНФИГУРАЦИЯ МОДЕЛИ ОКЕАНА INMOM

В качестве данных о 3D термохалинном состоянии CA использовалась открытая база данных электронный атлас EN4(2.1) [29], разработанный в MetOffice (Великобритания). Эти данные по температуре и солености, представленые на регулярной 1°сетке, получены путем объективного анализа («objective analysis») [41] имеющихся данных наблюдений из WOD13 [40] с использованием только пространственно-временной оптимальной интерполяции данных наблюдений без учета динамики океана.

По данным EN4 были рассчитаны средние состояния по температуре и солености для всего Мирового океана для лета и зимы отдельно, для теплых, промежуточных и холодных фаз АМО, как в наших предыдущих работах [28, 38], выполненных только для СА:

- трех «теплых» периодов, когда наблюдаются значительные (по модулю больше 0.1°С) положительные состояния индекса АМО – с 1951 по 1959 г., с 2000 по 2008 г. и с 2009 по 2017 г.;
- переходного периода от «теплой» к «холодной» фазе — с 1961 по 1969 г.;
- двух «холодных» периодов, когда наблюдаются значительные отрицательные состояния индекса AMO – с 1973 по 1981 г. и с 1982 по 1990 г.;
- переходного периода от «холодной» к «теплой» фазе — с 1991 по 1999 г.

Таким образом всего было подготовлено 14 полей по температуре и солености из EN4, характерных для всех основных фаз AMO для летних и зимних периодов. Приблизительно десятилетние интервалы осреднения практически полностью удаляют декадные (десятилетние) колебания, оставляя только долгопериодную изменчивость — тренды и мультидекадную изменчивость — квази-шестидесятилетние колебания.

Для восстановления динамики океана по подготовленным вышеописанным данным о температуре и солености для 7-ми климатических фаз АМО использовался метод диагноза-адаптации, предложенного А.С. Саркисяном с соавторами [42, 43], а в качестве океанской модели, необходимой для этого метода, использовалась хорошо апробированная сигма-модель океана INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) [32]. INMOM уже на протяжении более чем двух десятилетий используется в качестве океанического блока российской модели земной системы (МЗС) INMCM (Institute of Numerical Mathematic Climate Model) различных версий [44-50]. МЗС INMCM различных версий участвовала в 4-м, 5-м 6-м международном проекте по расчетам и прогнозам климатических изменений CMIP (Coupled Model Intercomparison Project, http://cmip-pcmdi.llnl.gov), результаты которых вошли, соотвесвенно, в AR-4, AR-5 и AR-6 оценочные доклады Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК)) (см., например, [51, 52]). Кроме того, глобальная версия INMOM участвовала в международном проекте CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment) [53], вторая фаза которого была посвящена изучению изменчивости циркуляции в СА [54, 55].

Для целей настоящей работы модель INMOM была реализована для акватории Атлантического океана (AO) от 100°W до 25°E и от Антарктиды до 82°N с пространственным разрешением 0.5°по долготе и широте и 33 неравномерно заданными уровнями по глубине со сгущением к поверхности океана. Батиметрия для этой версии модели задавалась по данным ЕТОРО5 [56]. Следует отметить, что в наших предыдущих работах [28, 38] использовалась версия INMOM для CA от 100°W до 15°E и от экватора до 80°N Было выявлено, что в приэкваториальной области метод диагноза-адаптации для этой акватории работает недостаточно корректно, в первую очередь из-за влияния граничных условий, задаваемых на экваторе, как жидкой границе. Чтобы избежать этой проблемы и была выбрана область всего АО. Расчет циркуляции в АО проводился по методу диагноза-адаптации по подготовленным термохалинным состояниям по данным EN4. Эти данные интерполировались на сеточную область модели и выступали в качестве начальных условий по температуре и солености. Причем температура пересчитывалась из *in situ* в потенциальную по методике UNESCO88 [57], т.к. в INMOM, как и в практически всех современных моделях океана, именно потенциальная температура используется в качестве прогностической переменной [32]. Для задания условий на жидких границах, в полосах шириной 3 узла сетки, так называемым методом «ватных стенок» («sponge boundary condition») [32, 58] в Тихом океане вдоль 100°W, между Антарктидой и Африкой и в Средиземном море вдоль 25°Е и на северной границе вдоль круга широты 82°N использовались те же подготовленные данные для температуры и солености EN4.

Для расчета, необоходимого нам среднего с 1951 по 2017 гг. напряжения трения ветра, использовались две базы данных о приводном ветре. Из базы данных атмосферного воздействия CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) Bepсии 2, охватывающего период 1951-2009 гг., специально предназначенной для автономных расчетов моделей общей циркуляции океана [54, 59], были использованы зональная и меридиональная компоненты скорости ветра для периода с 1951 по 1959 гг. А по данным JRA55-do [60], являющимися дальнейшим развитием базы данных CORE, с 1959 по 2017 гг. И как указывают авторы базы данных JRA55-do [60]: «глобально усредненные характеристики аналогичны между наборами данных JRA55-do и CORE, что означает, что JRA55-do может подходящим образом заменить набор данных CORE для использования в создании глобальных моделей океана и морского льда», а также граничных условий.

При решении уравнений для температуры и солености в краевые условия второго рода на поверхности океана делались релаксационные добавки, представляющие собой разности наблюденных из EN4 и модельных величин ТПО и солености поверхности океана (СПО), умноженных на 0.01 см/с и 0.02 см/с, соответственно, что означает релаксацию модельных температуры и солености, осредненных по 10метровому верхнему слою к данным наблюдений с временным масштабом чуть более 1 и 1/2 суток, соответственно.

Были проведены расчеты циркуляции АО для зимы и лета для всех выделенных фаз АМО (сценарии экспериментов описаны ниже). Каждый из расчетов проводился на 75 сут., из которых первые 30 сут. проводился разгон модели в режиме диагноза при предписанных полях потенциальной температуры и солености. В последующие 45 суток эксперимент проводился в режиме адаптации, при котором рассчитывались итоговые поля термохалинного состояния и циркуляции вод для всех летних и зимних выделенных периодов индекса АМО. Для анализа среднегодового состояния этих периодов результаты расчета осреднялись для зимы и лета и за последние 30 суток расчетов. При таком подходе роль модели вторична, поскольку она, главным образом, используется только для восстановления квази-геострофической циркуляции океана исходя из его термохалинного состояния по данным наблюдений, а также устранения на этапе адаптации заведомых ошибок в 3D полях потенциальной температуры и солености. Таким образом, динамика океана, восстановленная по методу диагноза-адаптации, определяется, в первую очередь, используемыми данными. Расчеты показали, что эта версия INMOM по предложенному сценарию диагноз-адаптация адекватно воспроизводит среднеклиматическую наблюдаемую структуру основных гидрофизических полей.

Функция тока АМОЦ определялась по рассчитанной с помощью INMOM меридиональной скорости по общепринятой методике, хорошо описанной в [61].

2. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для оценки вкладов изменений потенциальной температуры и солености в формирование изменчивости функции тока АМОЦ с помощью модели INMOM методом диагноза-адаптации проводилось 4 отдельных эксперимента для каждого из вышеописанных 14-ти состояний АО (для 7 периодов, лето и зима отдельно):

- 1. Динамические характеристики океана для каждого рассматриваемого периода рассчитывалась в зависимости от потенциальной температуры и солености, которые условно можно записать как $F_1 = F_1(T, S, (\overline{\tau_x}, \overline{\tau_y}))$, где F — какая-либо динамическая характеристика (функция тока, уровень океана и др.), T — потенциальная температура, S — соленость, (τ_x , τ_y) — зональная и меридиональная компоненты напряжения трения ветра, где черта здесь и ниже означает осреднение за 1951–2017 гг.
- 2. Динамические характеристики океана рассчитывалась в зависимости только от потенциальной температуры $F_2 = F_2(T, \overline{S}, (\overline{\tau_x}, \overline{\tau_y}))$ для каждого рассматриваемого периода.
- 3. Динамические характеристики океана рассчитывалась только в зависимости от солености $F_3 = F_3(S, \overline{T}, (\overline{\tau_x}, \overline{\tau_y}))$ для каждого рассматриваемого периода.
- 4. Динамические характеристики океана рассчитывалась в зависимости от потенциальной температуры и солености для каждого рассматриваемого периода из которых были удалены линейные тренды за 1951–2017 гг. $F_4 = F_4(T - T_{trend} + \overline{T}, S - S_{trend} + \overline{S}, (\overline{\tau_x}, \overline{\tau_y})).$

Таким образом во всех экспериментах напряжение трения ветра задавалось одним и тем же, как среднее за 1951–2017 гг. Это сделано для того, чтобы выявить именно термохалинный фактор в формирование изменчивости и изменений АМОЦ.

3. ТРЕНДЫ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМОХАЛИННОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ С 1951 ПО 2017 ГГ.

Несмотря на то, что расчеты проводились для всей области АО, мы здесь будем, как и в работах [38] и [28], анализировать состояние только СА, поскольку именно она оказывает наибольшее влияние на изменчивость климата в Европейской части Евразии.

Для изучения характеристик термохалинной циркуляции, период с 1951 по 2017 гг. был разбит на два с 1951 по 1990 и с 1991 по 2017 гг., как в работе [62]. Эти периоды связаны с усилением с 1951 по 1990 и ослаблением с 1991 по 2020 АМОЦ усредненной по ансамблю моделей участвующих в проекте СМІР [62]. Тренд с 1951 по 1990 гг. рассчитывался используя подготовленные периоды 1951–1959 гг., 1961–1969 гг., 1973–1981 гг. и 1982– 1990 гг., а тренд с 1991 по 2017 гг. — используя периоды 1991–1999 гг., 2000–2008 гг. и 2009–2017 гг.

Методом наименьших квадратов для трендов динамических характеристик определялись коэффициенты множественной регрессии (с точностью до второго знака после запятой) линейной модели [80]:

$$F_{1,trend}(T,S) = aF_{2,trend}(T) + bF_{3,trend}(S), \quad (1)$$

где $F_{i,trend}$ — тренд динамической характеристики (потенциальной плотности ρ , функции тока АМОЦ ψ или уровня моря ζ) в i (1–3) эксперименте. aи b — коэффициенты множественной регрессии. По коэффициентам a и b определялись коэффициенты множественной корреляции [80].

3.1. Тренды потенциальной температуры и солености и их вклады в тренды потенциальной плотности СА с 1951 по 2017 гг.

За период с 1951 по 2017 гг. потенциальная температура (рис. 1, a) и соленость (рис. 1, c) в верхнем 400 м слое демонстрируют положительные тренды по всей области СА, кроме области субарктического круговорота, где тренды отрицательны. Это согласуется с результатами работы [80]. При этом тренды потенциальной плотности в верхнем 400 м слое (рис. 1,ж) за период с 1951 по 2017 гг. в 1-м эксперименте, в котором задаются изменения потенциальной температуры и солености, принимают отрицательные значения почти по всей области СА. С точки зрения влияния на тредны плотности, тренды температуры и солености оказывают противоположное влияние. При этом реальный тренд в поле плотности в СА за исследуемый период практически полностью определяется температурным трендом. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (рис. 1, а), тренды потенциальной плотности (рис. 2, к, 2 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают в основном отрицательные значения, поскольку они определяются только трендами в температуре, которые уже не компенсируются противополжным влиянием со стороны солености. Из-за прогрева верхнего слоя океана тренды в плотности принимают отрицательные значения почти по всей СА, кроме области субарктического круговорота, где они положительны (рис. 1, к) из-за отрицательных здесь трендов в потенциальной температуре (рис. 1, a). Эта область называется «холодное пятно» («cold blob»), см., например, [64]. Когда задаются только изменения солености (рис. 1, a) при отсутствии компенсации со стороны температурных трендов, тренды потенциальной плотности (рис. 1, μ , 3 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают положительные значения почти по всей СА, кроме области субарктического круговорота, где тренды потенциальной плотности отрицательны (рис. 1, μ), что хорошо согласуется с трендом солености (рис. 1, a).

Таким образом, главный вклад в формирование трендов в поле плотности (рис. 1, ж) за период с 1951 по 2017 гг. в верхнем 400 м слое дают тренды температуры, а в области «холодного пятна» вклады потенциальной температуры и солености компенсируются. Следует отметить, что поле трендов потенциальной плотности за весь исследуемый период с 1951 по 2017 гг. формируются по линейному закону, как простая сумма трендов потенциальной плотности, формируемых за счет трендов в температуре и солености. Это подтверждают рассчитанные коэффициенты множественной регрессии (1) для трендов потенциальной плотности в верхнем 400-м слое (рис. 1, *ж*, рис. 1, *к* и рис. 1, *н*) равные a = 1.00 и b = 1.00, а коэффициент множественной корреляции также равен 1.00, т.е $\rho_{1,trend}(T,S) = \rho_{2,trend}(T) + \rho_{3,trend}(S).$

За период с 1951 по 1990 гг. в верхнем 400 м слое наблюдаются в основном положительные тренды потенциальной температуры (рис. 1, б) от экватора до 45°N и солености (рис. 1, ∂) от экватора до 25°N, при этом в остальных областях и в области субарктического круговорота наблюдается значительная область отрицательных трендов как температуры, так и солености. Отрицательный тренд солености за период с 1951 по 1990 гг., по-видимому, вызван влиянием Великой соленостной аномалии (ВСА), адвективным событием [65], наблюдавшимся в течении 14 лет с 1968 по 1982. В 1968 г. к северу от Исландии наблюдался большой объем распресненных вод, распространяющийся против часовой стрелки вокруг субарктического круговорота в Северной Атлантике и вернувшийся в Гренландское море в 1981-1982 гг. Этот объем распресненных вод ослабил конвекцию в северной части СА [66], тем самым вызвав ослабление АМОЦ в области субарктического круговорота (как будет показано ниже), что, по-видимому, и привело к дальнейшему распреснению и похолоданию (рис. 1, б) северной части СА. Авторы [66] считают, что ВСА в 1968 г. возникла из-за резонанса между временными колебаниями выноса морского льда из Гренландского моря в Северную Атлантику с периодами 70 лет, 14 лет и 20 лет, связанных с известными климатическими циклами [67-69].

В работе [70] показано, что ВСА произошла после большого речного стока из канадской Арктики в СЛО в 1964–1966 гг. Тренды потенциальной плотности (рис. 1,3) в верхнем 400 м слое за период с 1951 по 1990 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают отрицательные значения от 100°W до 40°W и в основном положительные значения от 40°W. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (рис. 1, б), тренды потенциальной плотности (рис. 1, л, 2 эксперимент, с 1951 по 1990 гг.) практически полностью определяются трендами в температуре при отсутствии компенсации со стороны солености, принимая отрицательные значения почти по всей области субтропического круговорота, кроме области от 40°W до 0 меридиана и от 25°N, и положительные значения в области субарктического круговорота (рис. $1, \lambda$) из-за отрицательного здесь тренда в потенциальной температуре (рис. 1, б). Когда задаются только изменения солености (рис. 1, д) при отсутствии компенсации со стороны температурных трендов, тренды потенциальной плотности за 1951-1990 гг. (рис. 1, о 3 эксперимент, с 1951 по 1990 гг.) принимают положительные значения от экватора до 20°N, а после 20°N в основном отрицательные значения, что хорошо согласуются с трендами солености (рис. 1, ∂).

Таким образом, главный вклад в формирование трендов в поле плотности (рис. 1,*з*) за период с 1951 по 1990 гг. в верхнем 400 м слое практически по всей области СА дают тренды температуры, кроме области ближе к Гренландии, где вклад от изменений солености превалирует. В этот период с 1951 по 1990 гг. поле трендов потенциальной плотности также формируются по линейному закону. Однако вклад солености незначительно меньше температурного. Коэффициенты множественной регрессии (1) для трендов потенциальной плотности в верхнем 400-м слое за период с 1951 по 1990 гг. (рис. 1, *з*, *л* и *о*) равны a = 1.00 и b = 0.99, а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е $\rho_{1,trend}(T,S) \approx \rho_{2,trend}(T) + \rho_{3,trend}(S)$.

За период с 1991 по 2017 гг. в верхнем 400 м слое потенциальная температура (рис. 1, в) и соленость (рис. 1,*e*) демонстрируют в основном положительные тренды, кроме области протекания Северо-Атлантического течения, где наблюдаются отрицательные тренды. При этом тренды потенциальной плотности (рис. 1, и) в верхнем 400 м слое за период с 1991 по 2017 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают в СА во основном отрицательные значения, кроме областей протекания Гольфстрима, Северо-Атлантического течения, Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений, где тренды положительны. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (рис. 1, в), тренды потенциальной плотности (рис. 1, м, 2 эксперимент, с 1991 по 2017 гг.) полностью определяются трендами в температуре при отсутствии компенсации со стороны солености, принимая отрицательные значения почти по всей области СА, кроме области протекания Гольфстрима и Северо-Атлантического течений, где тренд положителен из-за отрицательного здесь тренда в потенциальной температуре (рис. 1, в). Когда задаются только изменения солености (рис. 1, е) при отсутствии компенсации со стороны температурных трендов, тренды потенциальной плотности (рис. 1, *n*,



Рис. 1. Цветом показаны тренды в верхнем 400 м слое СА за 1951–2017, 1951–1991 и 1991–2017 гг., соответственно, а изолиниями показаны средние за период состояния в верхнем 400 м слое: *а*, *б*, *в* — потенциальной температуры, используемой в экспериментах 1 и 2, °С/10 лет и °С; *е*, *д*, (*e* — солености, используемой в экспериментах 1 и 3, ПЕС/10 лет и ПЕС; потенциальной плотности в величинах *σ*_T = *ρ* – 1000, кг/(м³ × 10 лет) и кг/м³: *ж*, *з*, *u* — по результатам 1 эксперимента, *к*, *л*, *м* — по результатам 2 эксперимента и *н*, *о*, *n* — по результатам 3 эксперимента

З эксперимент, с 1991 по 2017 гг.) имеют противоположные знаки, чем на рис. 1,*м* (2 эксперимент) и принимают в основном положительные значения, кроме областей у экватора и протекания Северо-Атлантического течения, что хорошо согласуется с трендом солености (рис. 1, *e*).

Таким образом, главный вклад в формирование трендов в поле плотности за период с 1991 по 2017 гг. в верхнем 400 м слое практически по всей области СА дают тренды потенциальной температуры, кроме области протекания Гольфстрима, Восточно–Гренландского и Лабрадорского течений, где превалирует вклад от изменений солености. И в этот период с 1991 по 2017 гг. поле трендов потенциальной плотности также формируется практически по линейному закону. Коэффициенты множественной регрессии (1) для трендов потенциальной плотности в верхнем 400-м слое за период с 1991 по 2017 гг. (рис. 1, u, m, n) равны a = 0.99 и b = 0.99, а коэффициент множественной корреляции также равен 0.99, т.е $\rho_{1,trend}(T,S) \approx \rho_{2,trend}(T) + \rho_{3,trend}(S)$.

Как было обнаружено ранее [38] и [28] за период с 1951 по 2017 гг. в верхнем 1-км слое СА наблюдаются положительные зонально-осредненные тренды потенциальной температуры (рис. 2, *a*) и солености (рис. 2, г), т.е. происходит потепление и осолонение, а ниже 1-км слоя наблюдаются отрицательные тренды, происходит похолодание и распреснение. При этом зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, ж, 1 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают отрицательные значения по всей глубине. Также видно, что, когда задаются только изменения потенциальной температуры (рис. 2, a), зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, к, 2 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают отрицательные значения по всей глубине, что хорошо согласуется с трендом зонально-осредненной потенциальной температуры (рис. 2, а). Когда задаются только изменения солености (рис. 2, г), в верхнем 1-км слое зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, н, 3 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают положительные значения, а ниже 1-км слоя отрицательные значения, что хорошо согласуются с зонально-осредненными трендами солености (рис. 2, г).

Таким образом в верхнем 1-км слое зональноосредненные тренды потенциальной плотности формируются в основном за счет потенциальной температуры, а ниже за счет солености. Коэффициенты множественной регрессии (1) для зональноосредненных трендов потенциальной плотности за период с 1951 по 2017 гг. (рис. 2, $\mathcal{K}, \mathcal{K}, \mathcal{H}$) равны a = 0.99 и b = 0.99, а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е $\rho_{1,trend}(T,S) \approx \rho_{2,trend}(T) + \rho_{3,trend}(S)$.

За период с 1951 по 1990 гг. в верхнем 1-км слое СА от экватора до 45°N наблюдаются в основном положительные зонально-осредненные тренды потенциальной температуры (рис. 2, б) и солености (рис. $2, \partial$), т.е. происходит потепление и осолонение, кроме области от 25°N до 40°N глубиной 1 км, где тренды солености отрицательны и происходит распреснение. После 45°N наблюдаются отрицательные тренды потенциальной температуры и солености, происходит похолодание и распреснение СА. При этом зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, з) за период с 1951 по 1990 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают отрицательные значения практически по всей глубине, кроме области от 40°N до 55°N в верхнем 500 м слое. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (рис. 2, б), зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, л, 2 эксперимент, с 1951 по 1990 гг.) принимают в основном отрицательные значения от экватора до 45°N и положительные после 45°N, что хорошо согласуется с трендом зонально-осредненной потенциальной температуры (рис. 2, б). Когда задаются только изменения солености (рис. 2, д), зонально-осредненные тренды

потенциальной плотности (рис. 2, o, 3 эксперимент, с 1951 по 1990 гг.) принимают в основном положительные значения от экватора до 45°N, кроме области от 25°N до 40°N глубиной 1 км, где тренды отрицательны, после 45°N тренды также отрицательны, что хорошо согласуется с зонально– осредненными трендами солености (рис. 2, ∂).

Таким образом, от экватора до 50°N зональноосредненные тренды потенциальной плотности формируются в основном за счет изменений потенциальной температуры, а в области от 25°N до 40°N в верхнем 1 км слое и после 50°N по всей глубине за счет изменений солености. Коэффициенты множественной регрессии (1) для зонально-осредненных трендов потенциальной плотности за период с 1951 по 1990 гг. (рис. 2, *з*, *л*, *о*) равны a = 0.99 и b = 0.99, а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е $\rho_{1,trend}(T,S) \approx \rho_{2,trend}(T) + \rho_{3,trend}(S)$.

За период с 1991 по 2017 гг. наблюдаются в основном положительные зонально-осредненные тренды потенциальной температуры (рис. 2, в) практически по всей глубине СА, кроме областей от 25°N до 40°N в слое 500-1500 м и от 45°N до 55°N в верхнем 500 м слое, зонально-осредненные тренды солености (рис. 2, е) также в основном положительны, кроме областей от экватора до 40°N ниже 500 м слоя и от 45°N до 55°N в верхнем 500 м слое, т.е. в основном в СА происходит потепление и осолонение. Зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, и) за период с 1991 по 2017 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают в основном отрицательные значения практически по всей глубине, кроме областей от 35°N до 45°N в верхнем 1 км слое и от 45°N до 55°N в слое 300-600 м, где тренды положительны. Также видно, что, когда задаются только изменения потенциальной температуры (рис. 2, в), зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, м, 2 эксперимент, с 1991 по 2017 гг.), принимают в основном отрицательные значения, кроме областей от 35°N до 40°N в слое 500-1500 м и от 45°N до 55°N в верхнем 500 м слое, где тренды положительны, что хорошо согласуется с трендом зонально-осредненной потенциальной температуры (рис. 2, в). Когда задаются только изменения солености (рис. 2, е), зонально-осредненные тренды потенциальной плотности (рис. 2, n, 3 эксперимент, с 1991 по 2017 гг.), принимают в основном положительные значения, кроме областей от экватора до $40^{\circ}N$ ниже 500 м слоя и от $45^{\circ}N$ до $55^{\circ}N$ в верхнем 500 м слое, где тренды отрицательны, что хорошо согласуется с зонально-осредненными трендами солености (рис. 2, е).

Таким образом, зонально-осредненные тренды потенциальной плотности формируются в основном за счет изменений потенциальной температуры практически по всей глубине CA, кроме областей от 35°N до 45°N и от 45°N до 55°N в верхнем 300 м слое, где вклад от изменений солености превалирует. Коэффициенты множественной регрессии (1) для зонально-осредненных трендов потенциальной плотности за период с 1991 по 2017 гг.



Рис. 2. То же, что и на рис. 1, но для зонально-осредненного состояния СА

(рис. 2, и, м, n) равны a = 0.98 b = 0.98, а коэффициент множественной корреляции равен 0.99, т.е $\rho_{1,trend}(T,S) \approx \rho_{2,trend}(T) + \rho_{3,trend}(S)$.

Рассчитанные коэффициенты множественной регрессии для трендов плотности для всех периодов также подтверждают их простую линейную зависимость от трендов плотности, формируемых за счет трендов в температуре и солености. Следует отметить, что поле трендов плотности за весь исследуемый период с 1951 по 2017 гг. формируется по линейному закону, когда оно формируется как простая сумма. Это подтвеждают рассчитанные коэффициенты множественной корреляции.

3.2. Вклады изменений потенциальной температуры и солености в тренды функции тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг.

Тренды функции тока АМОЦ за **1951–2017** гг. (рис. 3, *a*) по результатам 1 эксперимента, в котором

задавались изменения температуры и солености, принимают в основном положительные значения, что говорит об усилении меридиональной циркуляции за 1951-2017 гг., при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима в основном наблюдаются положительные тренды уровня моря за период с 1951 по 2017 гг. (рис. 4,а), а в области субарктического круговорота отрицательные тренды уровня моря. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (рис. 1, а, рис. 2, а), тренды функции тока АМОЦ (рис. 3, г, 2 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают положительные значения, что говорит об усилении меридиональной циркуляции, при этом в области субтропического круговорота наблюдаются положительные тренды уровня моря (рис. 4, г), а в области субарктического круговорота отрицательные тренды уровня моря. Когда задаются только изменения солености



Рис. 3. Цветом показаны тренды функции тока АМОЦ, Св/10лет за 1951–2017, 1951–1991 и 1991–2017 гг., соответственно, а изолиниями показаны средние за период состояния функции тока АМОЦ, Св: а, б, в — по результатам 1 эксперимента; е, д, е — по результатам 2 эксперимента; ж, з, и — по результатам 3 эксперимента

(рис. 1,*e*, рис. 2, *e*), тренды функции тока АМОЦ (рис. 3, \mathcal{H} , 3 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают в основном отрицательные значения, что говорит об ослаблении меридиональной циркуляции, при этом в области субтропического круговорота наблюдаются отрицательные тренды уровня моря (рис. 4, \mathcal{H}), а в области субарктического круговорота положительные тренды уровня моря.

Таким образом, главный вклад в положительные тренды функции тока АМОЦ за период с 1951 ПО 2017 ΓГ. И положительные В области субтропического круговорота и отрицательные в области субарктического круговорота тренды уровня моря делают изменения потенциальной температуры, а изменения солености вносят противоположный ПО знаку вклад. Стоит отметить, что поля трендов функции тока АМОЦ и уровня моря также формируются по линейному закону, как простая сумма трендов, формируемых за счет трендов в температуре Коэффициенты множественной И солености. регрессии (1) для трендов функции тока АМОЦ за период с 1951 по 2017 гг. (рис. 3, *a*, *г*, *ж*) равны a = 1.01 b = 0.95, а коэффициент корреляции множественной равен 0.99, те $\psi_{1,trend}(T,S) = 1.01 \psi_{2,trend}(T) + 0.95 \psi_{3,trend}(S).$ Коэффициенты множественной регрессии (1)для трендов уровня моря за период с 1951 по 2017 гг.(рис. 4,*a*, *г*, *ж*) равны *a* = 1.00 *b* = 1.01, а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е $\zeta_{1,trend}(T,S) \approx \zeta_{2,trend}(T) + \zeta_{3,trend}(S)$.

По результатам 4 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености из которых были удалены тренды за 1951– 2017 гг., было получено, что, если из исходных данных удалить тренды, то также не будет трендов плотности, функции тока АМОЦ и уровня моря.

Тренды функции тока АМОЦ за 1951-1990 гг. (рис. 3, б) по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают отрицательные значения от экватора до 25°N, далее от 25°N до 45°N и в области ядра функции тока АМОЦ в основном положительные значения и от 45°N небольшие отрицательные значения, что говорит об усилении меридиональной циркуляции в области ядра, при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима в основном наблюдаются положительные тренды уровня моря за период с 1951 по 1990 гг. (рис. 4,*б*), а в области субарктического круговорота отрицательные тренды уровня моря. Во 2 эксперименте, вызванные изменениями потенциальной температуры (рис. 1, б, рис. 2, б) тренды функции тока АМОЦ (рис. 3, д) за период с 1951 по 1990 гг. принимают отрицательные значения от экватора до $25^{\circ}\mathrm{N}$ и положительные значения от 25°N и в области ядра функции тока АМОЦ, что говорит об усилении меридиональной циркуляции в области ядра за счет изменений от потенциальной температуры, при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима в основном наблюдаются положительные тренды уровня моря за период с 1951 по 1990 гг. (рис. $4, \partial$), а в области субарктического круговорота отрица-



Рис. 4. То же, что и на рис. 3, но для уровня моря, см/10 лет и см

тельные тренды уровня моря, вызванные изменениями температуры. Когда задаются только изменения солености (рис. 1,*д*, рис. 2, *д*) тренды функции тока AMOЦ (рис. 3, з, 3 эксперимент, с 1951–1990 гг.) принимают в основном отрицательные значения, что говорит об ослаблении меридиональной циркуляции за счет вклада от изменений солености, при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима наблюдаются в основном отрицательные тренды уровня моря (рис. 4,з), а в области субарктического круговорота положительные тренды уровня моря, вызванные изменениями солености.

Таким образом, основной вклад в тренды функции тока АМОЦ за период с 1951 по 1990 гг. от экватора до 45°N и в области ядра делают изменения потенциальной температуры, а после изменения 45°N солености, которые вносят отрицательный по знаку вклад практически по всей глубине СА, при этом тренды уровня моря также определяются в основном изменениями потенциальной температуры, а изменения солености вносят противоположныей ПО знаку вклад. Коэффициенты множественной регрессии (1) для трендов функции тока АМОЦ за период с 1951 по 1990 гг. (рис. 3, б, д, з) равны a = 0.87 и b = 0.86, а коэффициент корреляции множественной равен 0.98, те $\psi_{1,trend}(T,S) = 0.87\psi_{2,trend}(T) + 0.86\psi_{3,trend}(S).$ Коэффициенты множественной регрессии (1)

для трендов уровня моря за период с 1951 по 1990 гг. (рис. 4,6, ∂ , 3) равны a = 1.01 и b = 1.01, а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е $\zeta_{1,trend}(T,S) \approx \zeta_{2,trend}(T) + \zeta_{3,trend}(S)$.

Тренды функции тока АМОЦ (рис. 3, в) за 1991-2017 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают положительные значения от экватора до 30°N, отрицательные значения от 30°N до 45°N и в области ядра, а после 45°N снова небольшие положительные значения. При этом в областях протекания Гольфстрима и Северо-Атлантического течений в основном наблюдаются отрицательные тренды уровня моря (рис. 4, в) за период с 1991 по 2017 гг., а в области Лабрадорского течения в основном положительные тренды уровня моря. Во 2 эксперименте, вызванные изменениями потенциальной температуры (рис. 1, в, рис. 2, в) тренды функции тока АМОЦ (рис. 3, е) за период с 1991 по 2017 гг. принимают в основном положительные значения от экватора до 45°N и в области ядра, кроме верхнего 1-км слоя от 20°N, что говорит в основном об усилении циркуляции, а после 45°N тренды функции тока АМОЦ отрицательны, что говорит об ослаблении циркуляции. При этом в областях Гольфстрима и Северо-Атлантического течений в основном наблюдаются отрицательные тренды уровня моря за период с 1991 по 2017 гг. (рис. 4,е), а в области Лабрадорского и ВосточноГренландского течений положительные тренды. В 3 эксперименте, вызванные изменениями солености (рис. 1, е, рис. 2, е) тренды функции тока АМОЦ (рис. Зи) за период с 1991 по 2017 гг. принимают в основном отрицательные значения от экватора до 45°N и в области ядра, кроме верхнего 1-км слоя от 10°N. что говорит в основном об ослаблении циркуляции, после 45°N тренды функции тока АМОЦ положительны, что говорит об усилении циркуляции. При этом в областях Гольфстрима наблюдаются как отрицательные, так и положительные тренды уровня моря за период с 1991 по 2017 гг., в области Северо-Атлантического течения в основном положительные тренды уровня моря, а в области Лабрадорского и Восточно-Гренландского течений отрицательные тренды уровня моря.

Таким образом, основной вклад в тренды функции тока АМОЦ за период с 1991 по 2017 гг. от экватора до 30°N делают изменения потенциальной температуры, а от 30°N и в области ядра изменения солености. Причем по всей глубине СА вклады от изменений потенциальной температуры в тренды функции тока АМОЦ с 1991 по 2017 гг. противоположны по знаку вкладам от изменений солености. При этом главный вклад в тренды уровня моря вносят изменения потенциальной изменения солености температуры, а лают противоположный по знаку вклад. Коэффициенты множественной регрессии (1) для трендов функции тока АМОЦ за период с 1991 по 2017 (рис. 3, *в*, *е*, *u*) равны a = 0.94 и b = 0.90, а коэффициент множественной корреляции равен 0.93, т.е $\psi_{1,trend}(T,S) = 0.94 \psi_{2,trend}(T) + 0.90 \psi_{3,trend}(S).$

Коэффициенты множественной регрессии (1) для трендов уровня моря за период с 1991 по 2017 (рис. 4,*s*, *e*, *u*) равны a = 1.00 и b = 0.97, а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е $\zeta_{1,trend}(T,S) \approx \zeta_{2,trend}(T) + \zeta_{3,trend}(S)$.

Следует отметить, что коэффициенты регрессионных связей между трендами АМОЦ из 1 эксперимента с трендами АМОЦ из 2 и 3 экспериментов для всего периода 1951-2017 гг. близки к 1, а для других периодов 1951-1990 гг. и 1991-2017 гг. отличаются от 1, это может говорить о том, что не были учтены изменения напряжения трения ветра, которое во всех экспериментах задавалось как среднее за 1951-2017 гг. Т.е. в период с 1951 по 2017 гг. изменения температуры и солености получились согласованными с напряжением трения ветра, а в оставшихся экспериментах нет. То, что за период с 1951 по 1990 имеются наиболее сильные отличия коэффициентов множественной регрессии от единицы может говорить о том, что в этом эксперименте роль ветра в формирование АМОЦ несколько выше.

4. РАЗНОСТЬ ЗОНАЛЬНО-ОСРЕДНЕННЫХ АНОМАЛИЙ УРОВНЯ МОРЯ КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЧИВОСТИ АМОЦ

Тренды в отклонениях уровня моря (рис. 4), как и следовало ожидать очень хорошо отражают тренды в плотности (рис. 1) согласно стерическому закону. Коэффициенты корреляции между трендами потенциальной плотности в верхнем 400м слое и трендами уровня моря для периодов с 1951 по 2017 гг., с 1951 по 1990 гг. и с 1991 по 2017 гг. по результатам 1 эксперимента (рис. 1,ж, з, и и рис. 4, а, б, в) равны -0.55, -0.69и -0.65, соответственно, по результатам 2 эксперимента (рис. 1,к, л, м и рис. 4, г, д, е) равны -0.84, -0.85 и -0.76, соответственно и по результатам 3 эксперимента (рис. 1, н, о, п и рис. 4, ж, з, и) равны -0.52, -0.55 и -0.74, соответственно. При этом уровень моря хорошо отражает динамику течений [43], поскольку является одним из движущих факторов термохалинной циркуляции. Была обнаружена связь между трендами в АМОЦ и зонально-осредненных градиентов уровня моря.

В таблице показаны тренды максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N (в области ядра) и тренды разности между зонально-осредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N, по результатам 4-х экспериментов.

Было получено, что с 1951 по 2017 гг. наблюдается тренд на усиление максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N, равный 0.85 Св/10лет, вызванный в основном изменениями потенциальной температуры, вклад которой составляет 1.13 Св/10лет, а изменения солености дают противоположный по знаку вклад, т.е. отрицательный тренд, равный –0.34 Св/10лет.

Если разделить период с 1951 по 2017 гг. на два с 1951 по 1990 и с 1991 по 2017 гг., то получим, что с 1951 по 1990 гг. также наблюдается тренд на усиление максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N на 1.01 Св/10лет, вызванный в основном изменениями потенциальной температуры, вклад которой составляет 1.37 Св/10лет, а изменения солености дают противоположный по знаку вклад, равный -0.47 Св/10лет.

При этом с 1991 по 2017 гг. наблюдается уже тренд на ослабление максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N, равный –1.84 Св/10лет, вызванный в основном изменениями солености и вклад которой составляет –2.07 Св/10лет, а изменения потенциальной температуры дают вклад близкий к нулю, равный –0.01 Св/10лет.

Таким образом показано, что тренды на потепление и осолонение действуют с точки зрения интенсивности ядра АМОЦ в разных направлениях, причем с 1951 по 1990 гг. превалирует потепление, а с 1991 по 2017 гг. осолонение.

Было обнаружено, что тренды максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N и их фаза хорошо согласуются с трендами разности между зональноосредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N

С 1951 по 2017 гг. наблюдается тренд на увеличение разности между зонально-осредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N, равный 0.54 см/10лет, вызванный в основном изменениями потенциальной температуры и вклад которой составляет 1.03 см/10лет, изменения солености дают противоположный по знаку вклад, т.е. отрицательный тренд, равный -0.47 см/10лет.

Если разделить период с 1951 по 2017 гг. на два с 1951 по 1990 и с 1991 по 2017 гг. то

Таблица.	Тренды	максимума	функции	тока	АМОЦ	на	38.5°N,	Св/1	Олет в 4	4э	экспериментах и	тренды	разности	между
		зона	льно-осре	еднені	ными ур	овн	ями мор	я на 3	34.5°N i	и 5	57.5°N, см/10лет	ſ		

V		Периоды						
Характеристика	№ эксперимента	1951-2017	1951-1990	1991-2017				
	1. T, S	0.85	1.01	-1.84				
Тренд максимума	2. T	1.13	1.37	-0.01				
АМОЦ на	3. S	-0.34	-0.47	-2.07				
38.5°N,	2. + 3.	0.79	0.90	-2.08				
Св/10лет	4. T, S	-0.01	-	-				
	(минус тренды)							
Тренд разности между	1. T, S	0.54	0.60	-1.40				
зонально-осредненными	2. T	1.03	1.49	-2.24				
аномалиями уровня моря	3. S	-0.47	-0.88	0.86				
на 34.5°N	2. + 3.	0.56	0.62	-1.38				
и 57.5°N,	4. T, S	-0.01	-	-				
см/10лет	(минус тренды)							

получим, что с 1951 по 1990 гг. также наблюдается тренд на увеличение разности между зональноосредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N, равный 0.60 см/10лет, вызванный в основном изменениями потенциальной температуры и вклад которой составляет 1.49 см/10лет, а изменения солености дают противоположный по знаку вклад, равный -0.88 см/10лет.

При этом с 1991 по 2017 гг. наблюдается уже тренд на уменьшение разности между зональноосредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N, равный -1.40 см/10лет, вызванный в основном изменениями потенциальной температуры и вклад которой составляет -2.24 см/10лет, а изменения солености дают противоположный по знаку вклад, равный 0.86 см/10лет.

Таким образом, по разности между зональноосредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N можно определять ускорение или замедление ядра функции тока АМОЦ и лучшее согласование получается для периодов с 1951 по 1990 и с 1951 по 2017 гг., где вклад от изменений потенциальной температуры превалирует, а также для 1 эксперимента с 1991 по 2017 гг. Несогласование для 2 и 3 экспериментов для периода с 1991 по 2017 гг. происходит, скорее всего, из-за усиления циркуляции в верхнем 500-м слое (рис. 3, в) и сильного за период с 1991 по 2017 гг. перегрева и осолонения в области субарктического круговорота и в Арктике (рис. 1, в, е, рис. 2, в, е), что привело к интесификации МПТ и усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из Северного Ледовитого океана [63], это, в свою очередь, привело к распреснению и похолоданию в области Северо-Атлантического течения и частично в области Гольфстрима (рис. 1, в, е), а также к похолоданию ниже 500 м слоя на 35°N и в слое от поверхности до 500м на 55°N (рис. 2, в) и распреснения ниже 500 м слоя от экватора до 40°N и в слое от поверхности до 500м на 55°N (рис. 2, е), что и повлияло на разности между зонально-осредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работах [63, 76] были предложены несколько индексов изменчивости АМОЦ, основанных на данных наблюдений за поверхностной температурой и соленостью по всему бассейну Атлантического океана. Как известно в последние десятилетия АМОЦ ослабевает, при этом АМОЦ демонстрирует два режима работы и переход от сегодняшнего сильного режима к слабому может привести к катастрофическим последствиям в изменении климата. Однако критическая точка, момент бифуркации, когда она вовсе остановится, пока не найдена [76].

В работе [77] используя упрощенные модели уровня моря, были изучены вклады тепла и ветра в уровень моря в Северной Атлантике за 1993-2012 гг. было показано, что в межгодовых и декадных временных масштабах модель волн Россби [81] воспроизводит сигналы уровня моря лучше всего. Термостерический уровень океана воспроизводит межгодовые и декадные вариации уровня моря в нескольких регионах за пределами тропиков. При этом изменения уровня моря нельзя просто отнести к какому-либо одному процессу, даже если исключить мезомасштабные водовороты. Напротив, изменчивость уровня моря представляет собой совместное влияние локального нагрева в сочетании с динамикой ветровых волн Россби и циркуляции Свердрупа [77-79].

Тренд на усиление АМОЦ с 1950-х по 2017 гг., скорее всего, в значительной степени является отражением потепления из-за антропогенного фактора, учитывая, что потепление предсказывается климатическими моделями в ответ на повышение уровня *CO*₂ [63]. На эту тенденцию к усилению АМОЦ накладывается тенденция к ослаблению из-за осолонения. Эта изменчивость АМОЦ хорошо отражается в разности между зонально-осредненными уровнями моря на 34.5°N (максимум уровня моря в субтропической области) и 57.5°N (минимум уровня моря в субарктической области).

По результатам проведенных экспериментов, подтверждается гипотеза Шулейкина В.В. [13]: из-за сильного потепления южной части СА (рис. 1,6, рис. 2, б) происходит усиление функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое, что приводит к усилению переноса перегретых и более соленых вод и интенсификациии МПТ на север, что в свою очередь приводит к усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА (до 1970х гг.) [63, 66], а затем к распреснению и охлаждению субарктического круговорота СА (рис. 1, в, е, рис. 2, в, е, с 1951 по 1990 гг.) и спустя какое-то время к усилению функции тока АМОЦ в области ядра (рис. 3, в, с 1951 по 1990 гг.). Это распреснение и охлаждение СА (рис. 1,д, рис. 2,д) приводит к замедлению функции тока АМОЦ в верхнем 500м слое и в области субарктического круговорота (рис. 3, б, с 1951-1990 гг.), а также к ослаблению МПТ на север и замедлению циркуляции СЛО, что, в свою очередь, приводит к образованию льда в СЛО и замедлению его выноса в СА (до 2000-х гг.) [66], и спустя какое-то время к замедлению функции тока АМОЦ в области ядра (рис. 3, в, с 1991 по 2017 гг.). При этом продолжающееся потепление и осолонение южной части СА, снова приводят к ускорению функции тока АМОЦ в верхнем 500м слое и в области субарктического круговорота (рис. 3, в, с 1991 по 2017 гг.), что, в свою очередь, приводит к потеплению и осолонению северной части СА и СЛО (рис. 1, в, е, рис. 2, в, е, с 1991 по 2017 гг.), интенсификации МПТ на север и снова к усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА (до 2030-х гг.), что в будущем должно снова привести к распреснению и охлаждению СА, ускорению функции тока АМОЦ в области ядра и замедлению функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое СА и в области субарктического круговорота.

Таким образом, функция тока АМОЦ в области ядра усиливается (ослабляется) с задержкой 30-35 лет после усиления (ослабления) функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое СА и в области субарктического круговорота.

Описанная выше гипотеза [13], также объясняет формирование и смену фаз индекса АМО [38]. Как было обнаружено в нашей работе [38] положительные и отрицательные зонально-осредненные аномалии потенциальной температуры и солености попарно перемещаются по ходу движения вод в АМОЦ сменяя друг друга с периодом около 60-70 лет. В начале холодной фазы АМО (1963-1995 гг.), во-первых, происходит подъем отрицательных аномалий потенциальной температуры и солености на 25°N и затягивание на глубину положительных аномалий на 60°N, а, во-вторых, вынос льда и распрененных вод из СЛО в СА максимален в 1960-х гг. [66] и, по-видимому, вызван усилением циркуляции СЛО в прошедшей теплой фазе АМО с 1927 по 1963 гг., эти два эффекта приводят к ослаблению функции тока АМОЦ в верхнем 500м слое и в области субарктического круговорота, ослаблению МПТ на север [66] и еще большему формированию отрицательных аномалий потенциальной температуры и солености в верхнем 1-км слое СА и их дальнейшему переносу на север, что приводит к ослаблению циркуляции СЛО и уменьшению выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА с 1963 по 1995 гг. Затем наступает теплая фаза АМО (1996-настоящее время (возможно до 2029 гг.)), где все наоборот, во-первых, происходит подъем положительных аномалий потенциальной температуры и солености на 25°N и затягивание на глубину отрицательных аномалий на 60° N, а, вовторых, вынос льда и распрененных вод из СЛО в СА минимален в 2000-х гг. [66] и, по-видимому, вызван ослаблением циркуляции СЛО в прошедшей холодной фазе АМО с 1963 по 1995 гг., эти два эффекта приводят к усилению функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое и в области субарктического круговорота, интенсификации МПТ на север и еще большему формированию положительных аномалий потенциальной температуры в верхнем 1-км слое, что приводит к усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА с 1996 по настоящее время. Затем цикл повторяется и следующая холодная фаза АМО должна наступить примерно в 2029 году.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено изучение вкладов изменений потенциальной температуры и солености в формирование трендов функции тока АМОЦ путем восстановления динамики СА с помощью модели INMOM по данным EN4.

Показано, что поля трендов потенциальной плотности, функции тока АМОЦ и уровня моря формируются по линейному закону, как простая сумма их трендов, формируемых за счет изменений в потенциальной температуре и солености. Это подтвеждают рассчитанные коэффициенты множественной регрессии.

Обнаружено, что вклады в тренды функции тока АМОЦ от изменений потенциальной температуры в основном противоположны и противодействуют вкладам от изменений солености.

Показано, что основной вклад в формирование трендов функции тока АМОЦ, рассчитанных за период с 1951 по 2017, вносят изменения потенциальной температуры и функция тока АМОЦ усиливается по всей глубине. С 1951 по 1990 гг. до 40°N тренды функции тока АМОЦ определяются в основном вкладами от изменений потенциальной температуры, при этом от 30°N до 40°N и в области ядра функция тока АМОЦ усиливается, а от 40°N вкладами от изменений солености, где функция тока АМОЦ ослабевает. Для периода с 1991 по 2017 гг. до 30°N тренды функции тока АМОЦ определяеются вкладами от изменений потенциальной температуры, но после 30°N и в области ядра вкладами от изменений солености, при этом функция тока АМОЦ в области ядра замедляется, а в верхнем 500-м слое СА и после 40°N по всей глубине усиливается.

Результаты проведенных экспериментов подтвердили базовые положения гипотезы, сформулированные В.В. Шулейкиным в 1953 г., о взаимосвязи выноса льдов и поступлением Атлантических вод в СЛО.

За период с 1951 по 1990 гг. максимум функции тока АМОЦ на 38.5°N (в области ядра) усиливается примерно на 5 Св и основной вклад в это усиление дают изменения в поле потенциальной температуры, а за период с 1991 по 2017 гг. ослабевает на 2 Св и основной вклад в это ослабление дают изменения в поле солености. При этом за весь период с 1951 по 2017 гг., наблюдается тренд на усиление функции тока АМОЦ, вызванный изменениями температуры.

Обнаружен индикатор изменчивости функции тока АМОЦ в области ядра — связь между трендами максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N и трендами разности между зонально-осредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N.

За 1951–1990 гг. разность между зональноосредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N увеличилась на 6 см, что, возможно, является сигналом того, что АМОЦ усилилась. При этом с 1991 по 2017 гг. разность между зонально-осредненными уровнями моря на 34.5° N и 57.5°N уменьшилась примерно на 3 см, что, возможно, является сигналом (индексом) того, что АМОЦ ослабилась. Причем за весь период с 1951 по 2017 гг. наблюдается тренд на увеличение разности между зональноосредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N и основной вклад вносят изменения потенциальной температуры, а вклад от изменений солености противоположен по знаку.

Таким образом разности между зональноосредненными уровнями моря на 34.5°N и 57.5°N хорошо согласуются с трендами максимума функции тока АМОЦ на 38.5°N, где превалируют вклады от изменений потенциальной температуры и, возможно, могут использоваться в качестве индекса по прогнозу изменчивости функции тока АМОЦ в области ядра.

Работа выполнена в рамках темы госзадания FMWE-2021-0002 и при финансовой поддержке РФФИ № 19-35-90132 (разработка методики проведения экспериментов, расчет и анализ трендов термохалинных характеристик СА) и РНФ № 19-17-00110-П (загрузка и обработка данных, расчет коэффициентов множественной регрессии, расчет и анализ трендов характеристик циркуляции СА). Расчеты по модели INMOM выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова [82] и МСЦ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Schlesinger M.E., Ramankutty N. // Nature. 1994. 367. P. 723.
- 2. Kerr R.A. // Science. 2000. 288. P. 1984.
- Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J. // Geophys. Res. Lett. 2001. 28. P. 2077.
- Панин Г.Н., Дианский Н.А. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. 50, №. 3. С. 304.

- 5. Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. // Geophys. Res. Lett. 2006. **33**. L17706.
- Панин Г.Н., Дианский Н.А., Соломонова И. В. и др. // Арктика: экология и экономика. 2017. 2, №. 26. С. 35.
- 7. Delworth T., Manabe S., Stouffer R.J. // J. Clim. 1993. **6**. P. 1993.
- Hall M.M., Bryden H.L. // Deep Sea Res. Part A. 1982. 29. P. 339.
- Dickson R., Brown J. // J. Geophys. Res. 1994. 99. P. 12319.
- Hirschi J., Baehr J., Marotzke J. et al. // Geophys. Res. Lett. 2003. 30, N 7. P. 1413.
- Lee T., Marotzke J. // J. Phys. Oceanogr. 1998.
 28. P. 923.
- Ganachaud A., Wunsch C. // Nature. 2000. 408. P. 453.
- 13. Шулейкин В.В. // Физика моря. М., 1968.
- Duchez A., Frajka-Williams E., Josey S.A. et al. // Environ. Res. Lett. 2016. 11. 074004.
- Haarsma R.J., Selten F.M., Drijfhout S.S. // Environ. Res. Lett. 2015. 10. 094007.
- Jackson L.C., Kahana R., Graham T. et al. // Clim. Dyn. 2015. 45. P. 3299.
- Sallenger A.H., Doran K.S., Howd P.A. // Nat. Clim. Change 2012. 2, N 12. P. 884.
- 18. Ezer T. // Global Planet. Change. 2015. 129. P. 23.
- Defrance D., Ramstein G., Charbit S. et al. // Proc. Natl Acad. Sci. USA 2017. P. 6533.
- Bakker P., Schmittner A., Lenaerts J.T.M. et al. // Geophys. Res. Lett. 2016. 43. P. 12252.
- Boning C.W., Behrens E., Biastoch A. et al. // Nat. Geosci. 2016. 9. P. 523.
- 22. Smith R.S., Gregory J.M. // Geophys. Res. Lett. 2009. **36**. L15701.
- Lenton T.M., Held H., Kriegler E. et al. // Proc. Natl. Acad. Sci. 2008. 105. P. 1786.
- 24. Liu W., Liu Z., Brady E.C. // J. Clim. 2014. 27. P. 2427.
- Liu W., Xie S.P., Liu Z., Zhu J. // Sci. Adv. 2017.
 3. e1601666.
- Hofmann M., Rahmstorf S. // Proc. Natl. Acad. Sci. 2009. 106, N 49. P. 20584.
- 27. Buckley M.W., Marshall J. // Rev. Geophys. 2016. 54, P. 5.
- 28. Багатинский В.А., Дианский Н.А. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. **57**, № 2. С. 1. (*Bagatinsky V.A., Diansky N.A. //* Isvestia, Atmospheric and Oceanic Physics. 2021. **57**, N 2. P. 231.)
- 29. Gouretski V., Reseghetti F. // Deep-Sea Research I. 2010. 57. P. 812. (https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/)
- Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I. et al. // NOAA Atlas NESDIS 73. 2013. 73.
- Zweng M.M, Reagan J.R., Antonov J.I. et al. // NOAA Atlas NESDIS 74. 2013. 74.
- 32. Дианский Н.А. // Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М., 2013.
- Zhang S., Harrison M.J., Rosati A., Wittenberg A.T. // Mon. Weather Rev. 2007. 135, N 10. P. 3541.
- 34. Osafune S., Masuda S., SugiuraN., Doi T. // Geophys. Res. Lett. 2015. 42, N12. P. 4903.
- 35. Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A. // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2013. 139. N. 674. P. 1132.
- 36. Kohl, A. // Q. J. R. Met. Soc. 2015. 141, N 686. P. 166.
- Diansky N.A., Sukhonos P.A. // Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. 2018. P. 125.

- Дианский Н.А., Багатинский В.А. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. 55, № 6. С. 157. (Diansky N.A., Bagatinsky V.A. // Isvestia, Atmospheric and Oceanic Physics. 2019. 55, N 6. P. 628.)
- Багатинский В.А., Багатинская В.В., Дианский Н.А. // Труды Государственного океанографического института. 2020. 221. С. 27. https://www.elibrary.ru/item.asp?id=46113391
- 40. Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al. // NOAA Atlas NESDIS 72. 2013.
- 41. Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A. // J. Geophys. Res. Oceans. 2013. 118. P. 6704.
- Демин Ю.Л., Ибраев Р.А., Саркисян А.С. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. 27, №. 10. С. 1054.
- 43. Sarkisyan A.S., Sundermann J.E. // Modelling ocean climate variability. Dordrecht, 2009.
- Дианский Н.А., Володин Е.М. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. 38, № 6. С. 824. (Diansky N.A., Volodin E.M. // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2002. 38, N 6. P. 732.)
- 45. Володин Е.М., Дианский Н.А. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. **39**, № 2. С. 193. (Volodin E.M. // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2003. **39**, N 2. P. 170.)
- Володин Е.М., Дианский Н.А. // Метеорология и гидрология. 2004, №. 12. С. 5. (Volodin E.M., Diansky N.A. // Russian Meteorology and Hydrology. 2004, N 4. C. 5.
- 47. Володин Е.М., Дианский Н.А. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. 42, № 3. С. 291. (Volodin Е.М., Diansky N.A. // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2006. 42, N 3. P. 267.)
- 48. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. 46, №.4. С. 448. (Volodin E.M., Diansky N.A., Gusev A.V. // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2010. 46, N 4. Р. 414.)
- 49. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. 49, №.4. С. 379. (Volodin E.M., Diansky N.A., Gusev A.V. // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2013. 49, N 4. Р. 347.)
- Болодин Е.М., Гусев А.В., Дианский Н.А. и др. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. 54, № 1. С. 97. (Volodin E.M., Gusev A.V., Diansky N.A. et al. // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2018. 54, N1. P. 86.)
- 51. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K. et al. // IPCC 5. 2013.
- Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. // IPCC
 6. 2021. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/
- Griffies S.M., Biastoch A., Boening C. et al. // Ocean Modelling. 2009. 26. P. 1.
- 54. Danabasoglu G., Yeager S.G., Bailey D. et al. // Ocean Modelling. 2014. **73**. P. 76.

- 55. Danabasoglu G., Yeager S.G., Kim W.M. et al. // Ocean Modelling. 2016. 97. P. 65.
- 56. National Geophysical Data Center // NOAA. ETOPO5. 1993.
- 57. Gill, A. // Atmosphere-ocean dynamics. NY. 1982.
- 58. Shin C. // Geophysics. 1995. 60. P. 1870.
- 59. Griffies S.M., Winton M., Samuels B. et al. // WCRP Report. 2012. 21.
- 60. Tsujino H., Urakawa S., Nakano H. et al. // Ocean Modelling. 2018. S146350031830235X-.
- 61. Stepanov V.N., Iovino D., Masina S. et al. // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. **121**. P. 1459.
- 62. Hassan T., Allen R.J., Liu W., Randles C.A. // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2021. **21**. P. 5821.
- 63. Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A. et al. // Nature. 2018. **556**. P. 191.
- 64. *Keil P., Mauritsen T., Jungclaus J.* et al. // Nature Climate Change. 2020. **10**. P. 667.
- Dickson R.R., Meinecke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. // Progress in Oceanography. 1988. 20, N 2. P. 103.
- Dima M., Lohmann G. // Planet Earth 2011– Global Warming Challenges and Opportunities for Policy and Practice 2011. 10. P. 213.
- 67. Enfield D.B., Mestas-Nunes A.M. // Journal of Climate. 1999. **12**. P. 2719.
- 68. Deser C., Blackmon M.L. // Journal of Climate. 1993. 6. P. 1743.
- White W.B., Cayan D.R. // J. of Geophys. Research. 1998. 103. P. 21335.
- 70. Mysak L.A., Manak D.K., Marsden R.F. // Climate Dynamics. 1990. 5. P. 111.
- Eyring V., Bony S., Meehl G.A. et al. // Geosci. Model Dev. 2016. 9. P. 1937.
- McCarthy G., Frajka-Williams E., Johns W.E. et al. // Geophysical Research Letters. 2012. 39. L19609.
- 73. Robson J., Hodson D., Hawkins E., Sutton R. // Nat. Geosci. 2014. 7, N 1. P. 2.
- 74. Jackson L.C., Peterson K.A., Roberts C.D., Wood R.A. // Nat. Geosci. 2016. 9. P. 518.
- Frajka-Williams E. // Geophys. Res. Lett. 2015. 42. P. 3458.
- 76. Boers N. // Nat. Clim. Chang. 2021. 11. P. 680.
- 77. Zhang J., Kelly K.A., Thompson L.A. // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. 121. P. 2887.
- 78. Sverdrup H.U. // Proc. Natl. Acad. Sci. 1947. 33. P. 318.
- 79. Schmitz W.J., Thompson J.D., Luyten J.R. // J. Geophys. Res. 1992. 97. P. 7251.
- Gromyko G., Vorobyev A., Ivanov Y. et al. // Theory of statistics. M. 2022.
- 81. Meyers G. // J. Phys. Oceanogr. 1979. 9. P. 663.
- Voevodin V.I., Antonov A., Nikitenko D. et al. // Supercomputing Frontiers and Innovations. 2019. 6, N 2. P. 4.

Contributions of Climate Changes in Temperature and Salinity to the Formation of North Atlantic Thermohaline Circulation Trends in 1951–2017

V. A. Bagatinsky^{1,2a}, N. A. Diansky^{1,3,4b}

¹Department of Marine and Inland Water Physics, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow 117218, Russia

³Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow 119333, Russia

⁴Zubov State Oceanographic Institute, Moscow 119034, Russia

E-mail: ^avladbag38@gmail.com, ^bnikolay.diansky@gmail.com

To clarify the role of thermohaline factors in the formation of climatic trends in the North Atlantic (NA) thermohaline circulation, the contributions of changes in potential temperature and salinity to trends of the

stream function of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) were determined. To do this, using the INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) and data of the EN4 electronic atlas (MetOffice, United Kingdom), the NA circulation was reconstructed by the diagnosis– adjustment method for the characteristic periods of 1951–2017, 1951–1990, and 1991–2017. In two selected periods of 1951–2017 and 1951–1990, all the main features of changes in the AMOC are explained mainly by temperature changes, which prevail over changes in salinity. At the same time, the observed trend towards weakening of the main core of the AMOC stream function from 1991 to 2017 is caused by changes in salinity, and the strengthening of the main core of the AMOC stream function from 1951 to 1990 is caused by changes in potential temperature. A relationship has been found between the trends of the AMOC stream function maximum at 38.5°N and differences between zonally–averaged sea levels at 34.5°N and 57.5°N, which can possibly be used as the variability index of the AMOC stream function.

Keywords: climate, circulation, AMOC, North Atlantic, AMO, objective analysis, EN4, JRA55-do, modeling, INMOM.

PACS: PACS: 92.70.Kb; 92.10.ab Received 04 March 2022.

English version: Moscow University Physics Bulletin. 2022. 77, No. 3. Pp. 564-580.

Сведения об авторах

- 1. Багатинский Владислав Андреевич аспирант; тел.: (495)939-16-77, e-mail: vladbag38@gmail.com.
- 2. Дианский Николай Ардальянович доктор физ.-мат. наук, гл. науч. сотрудник; тел.: (495)939-16-77, e-mail: nikolay.diansky@gmail.com.