

АТЛАНТИЧЕСКИЙ МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС ТЕПЛА И ВОД ПО ДАННЫМ ОКЕАНСКИХ МОДЕЛЕЙ И НАБЛЮДЕНИЙ

В.Н. Степанов

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации;
vinst@mecom.ru*

Введение

Меридиональная циркуляция, ответственная за перенос тепла в океане, существенно влияет на климат Земли на разных временных масштабах. Океан является первичным источником декадной изменчивости, поскольку он может аккумулировать и перемещать тепло в течение длительных периодов времени [88]. Особый интерес представляют изменения в Северной Атлантике, поскольку изменчивость Атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ) существенно влияет на климат Европы. Ожидается, что существенное изменение АМЦ значительно повлияет на Атлантический меридиональный перенос тепла (МПТ) [43] с прямым воздействием на северо-атлантический и европейский климат. Например, изменчивость меридионального переноса тепла может привести к изменению температуры поверхности моря в Северной Атлантике, что может непосредственно влиять на климат Северной Америки и Европы [1, 3, 21, 49, 84]. Изменчивость АМЦ может также влиять на африканский и индийский муссонные ливни и ураганную активность в Северо-Атлантическом секторе [89, 96]. Как было показано в [48], АМЦ также является основным источником предсказуемости декадной изменчивости климата. Важно лучше понимать климатическую и океанскую изменчивость, и то, как она может изменяться по мере изменения климата, что, несомненно, приведет к перспективе улучшения прогноза климата на декадных временных масштабах.

АМЦ играет важную роль в глобальном океаническом бюджете тепла, например, АМЦ на 26° N переносит до 25 % от величины общего теплообмена между океаном и атмосферой на данной широте [30]. Несмотря на свой небольшой размер относительно Мирового океана, Атлантический океан доставляет на север более половины от суммарного переноса тепла, переносимого Мировым океаном. Оценки среднего Атлантического

меридионального переноса тепла через 24–26° N, полученные от индивидуальных гидрографических разрезов или модельных расчетов с усвоением данных наблюдений, варьируются примерно от 1,1 до 1,4 ПВт (1 ПВт = 10¹⁵ Вт), с типичной неопределенностью 0,3 ПВт [30, 38, 54]. Оценки МПТ, полученные из радиационных потоков на поверхности океана или на верхней границе атмосферы, дают аналогичные значения (0,85–1,15 ПВт), но с большими неопределенностями [15, 87].

Считается, что долгопериодная изменчивость АМЦ в основном обусловлена изменчивостью процессов формирования североатлантических глубинных вод (САГВ) (например, см. [81, 82, 90]), поэтому большинство наблюдений АМЦ сосредоточено в Северной Атлантике. Оценки АМЦ, полученные на основе данных наблюдений, существуют только для отдельных широт и ограничены во времени. В настоящее время имеются два непрерывных ряда данных АМЦ и связанного с ней МПТ, основанных на данных наблюдений в Северной Атлантике: на 26,5° N (программа RAPID [17, 60]) и на 41° N, полученных на основе альтиметрических данных и данных, собранных дрейфтерами АРГО [39, 92].

Однако многие исследования показали, что изменчивость АМЦ и МПТ в Северном полушарии может быть обусловлена изменениями переноса АМЦ в южной части Атлантического бассейна (например, см. [9, 10, 47, 74, 75, и т. д.]). Таким образом, АМЦ в Южной Атлантике может быть важным фактором для прогноза изменчивости климатической системы Земли.

Атлантический океан является единственным океанским бассейном, который в обоих полушариях переносит тепло на север [2], поскольку Южная Атлантика является основным каналом, поддерживающим баланс массы, компенсирующим экспорт САГВ [32, 35]. В [85, 91] показано, что Южная Атлантика является важным регионом, где происходит обмен и перераспределение океанских водных масс между различными океанскими бассейнами, которые могут существенно влиять на долгопериодную изменчивость АМЦ. Авторы [32] представили обзор ключевых характеристик циркуляции в Южной Атлантике, тесно связанных с АМЦ. Они проанализировали результаты численного моделирования и данные наблюдений и пришли к выводу, что Южная Атлантика не является пассивным каналом для прохождения водных масс, формирующихся в других регионах Мирового океана, а активно влияет на эти водные трансформации. Это происходит во всем океанском бассейне, но трансформации водных масс усиливаются в областях с высокой мезомасштабной изменчивостью, особенно в регионах Бразильско-Мальвинского слияния и Агульяского возвратного течения.

Чтобы улучшить наше понимание АМЦ и ее влияния на климатические последствия, существующие системы наблюдений следует

распространить и в Южную Атлантику, что может повысить способность прогнозировать изменчивость АМЦ [32]. Теперь, используя данные, полученные с помощью дрейфтеров АРГО [25] и обрывных термозондов вдоль разрезов вблизи $\sim 35^\circ \text{S}$ [23], можно определить оценки средних значений и изменчивости АМЦ и МПТ на $34\text{--}35^\circ \text{S}$.

Верхнюю ветвь АМЦ можно разложить на экмановский и геострофический переносы, и оба эти компонента влияют на сезонный цикл АМЦ. Модельные исследования [97] показали, что изменчивость экмановского переноса доминирует в сезонной изменчивости АМЦ (эффект ветра доминирует на коротких периодах через изменчивость экмановского переноса и прибрежного апвеллинга). Тем не менее наблюдения показывают, что геострофический перенос также вносит значительный вклад в сезонную изменчивость АМЦ. Временные ряды АМЦ на $26,5^\circ \text{N}$, полученные в ходе реализации проекта RAPID, указывают, что на сезонную изменчивость АМЦ существенно влияют расход Гольфстрима и геострофический перенос открытого океана [46]. Геострофический вклад в сезонную изменчивость АМЦ также подтверждается для 41°N и $\sim 35^\circ \text{S}$ [7, 25, 92]. Поэтому правильное воспроизведение геострофического переноса имеет решающее значение для понимания сезонной изменчивости АМЦ.

Изменения АМЦ без учета экмановского переноса (далее АМЦ-Ек) на внутригодовых временных масштабах в значительной степени обусловлены действием ротора напряжения трения ветра как на западных, так и на восточных границах [28, 70]. В частности, авторы [28] показали, что эффект экмановской накачки, обусловленной пространственным распределением напряжения трения ветра к югу от Канарских островов, приводит к глубинным флуктуациям плотности на восточной границе 26°N .

Авторы [97] продемонстрировали, что геострофический перенос включает в себя сложное приспособление к изменчивости ветра и что сезонный цикл АМЦ во внетропической области в основном управляется локальными прибрежными эффектами. На разных широтах либо западная, либо восточная граница может быть доминирующим фактором, влияющим на сезонную изменчивость АМЦ. Изменчивость ветра возбуждает волны Россби (первую бароклинную моду) в центральной части Атлантического океана, которые распространяются на запад и, достигнув западной границы, изменяют профили плотности, что также может оказывать воздействие на межгодовую изменчивость АМЦ [70, 97, 98]. Бароклинный сигнал на западной границе может также возникать из-за сигналов, распространяющихся в меридиональном направлении вдоль западной границы [80].

Сезонная изменчивость АМЦ существенно влияет как на сезонную температуру поверхности моря, так и на теплообмен между океаном

и атмосферой, которые на разных временных масштабах могут влиять на различные климатические явления (например, см. [16, 69, 96]). Поэтому глубокое понимание АМЦ и ее естественной изменчивости имеет решающее значение для определения механизмов климатической изменчивости и прогнозирования климата как на ближайшую (сезон), так и долгосрочную (декада) перспективу.

Процессы, происходящие вблизи океанских границ, имеют важное значение для сезонной и межгодовой изменчивости АМЦ. В [11] показано, что на временных масштабах более одного года можно восстановить более 90 % изменчивости АМЦ на 42°N , используя только данные о давлении на западной океанской границе (после вычета осредненной по глубине величины данной характеристики). Таким образом, вклад переноса на западной границе может быть существенным для изменчивости АМЦ также и на 41°N . Поскольку дрейтеры АРГО не могут функционировать на континентальных шельфах и склонах (они дрейфуют вдали от берега на глубине 1000–2000 м), то данные дрейтеров АРГО не могут адекватно представлять узкие течения и гидрографические профили на океанских границах. Как будет показано позже, отсутствие измерений на океанских границах может приводить к систематической ошибке в оценке сезонной изменчивости АМЦ на 41°N , полученной из данных АРГО.

Хотя оценки для АМЦ на 26°N и 41°N из данных наблюдений дают беспрецедентное представление о временной изменчивости АМЦ, но до сих пор неясно, могут ли эти данные дать представление об изменчивости АМЦ для всей Атлантики. На протяжении многих лет многие модельные исследования были сосредоточены на изменчивости АМЦ и ее широтной зависимости. Анализируя численные результаты, полученные из разных моделей, авторы [5] продемонстрировали, что временной ряд модельной АМЦ на $26,5^\circ \text{N}$ после последующего применения низкочастотного полосового фильтра (с периодами длиннее, чем 10 лет) показывает очень высокую корреляцию с модельными АМЦ на других широтах. Поэтому авторы предположили, что АМЦ на 26°N может представлять меридиональную циркуляцию для всей Северной Атлантики. Но в то же время другие работы свидетельствуют о том, что изменчивости АМЦ на разных широтах в значительной степени не согласуются между собой как на межгодовых [12, 95], так и на декадных временных масштабах [53].

Связь между моделируемыми переносами АМЦ и их изменчивостью на $26,5^\circ \text{N}$ и 41°N по-прежнему является предметом анализа. Авторы [64] показали, что АМЦ-Ек, наблюдаемые на этих двух широтах, имеют противоположные годовые циклы. Фактически данные АМЦ-Ек из RAPID (АРГО) показывают максимальный (минимальный) перенос осенью

и минимальный (максимальный) весной. Однако модельные АМЦ-Ек из [64] на этих широтах имеют ту же самую сезонную изменчивость, с максимумом переноса осенью и минимумом весной. Предварительный анализ $1/4^\circ$ океанского реанализа [36], результаты [93], полученные с помощью $1/12^\circ$ модели океанской циркуляции, и используемые в данной работе результаты моделирования [77, 78] дают результаты, аналогичные [64]. До публикации [78] было неясно, почему модельные и наблюдаемые АМЦ-Ек хорошо согласуются на 26° N , но не на 41° N .

Правильное представление сезонной изменчивости АМЦ является отправной точкой для моделей океана и климата. Модели являются единственным средством прогноза будущих климатических изменений, но они должны согласовываться с текущими и прошлыми данными наблюдений. Таким образом, сравнение результатов моделирования с имеющимися данными наблюдений показывает способность модели воспроизводить океан с изменяющимся во времени состоянием, в частности, такую ключевую климатическую характеристику, как АМЦ. Однако данное сравнение должно проводиться с критическим отношением к данным наблюдения, поскольку множество допущений принимается при вычислении АМЦ, использующих данные наблюдений.

В недавних публикациях [77–79] анализировались АМЦ и МПТ через $26,5^\circ \text{ N}$, 41° N и 34° S , полученные с помощью глобальной вихререзающей модели океанской циркуляции [41, 42] (далее GLOB16). В данной работе сконцентрируемся на сравнении этих модельных значений АМЦ и МПТ и их изменчивости на этих широтах с данными, полученными из наблюдений.

В данной статье будет дано краткое описание существующих систем наблюдений на $26,5^\circ \text{ N}$, 41° N и $\sim 34^\circ \text{ S}$. Чтобы получить некоторое представление о возможных источниках расхождения между GLOB16 и наблюдениями, будет рассмотрено, как влияют на модельные расчеты АМЦ допущения, принимаемые при вычислении АМЦ из данных наблюдений. Будут сравнены различные методы расчета АМЦ применительно к численным результатам из GLOB16. Возможные причины, объясняющие различия между модельными АМЦ и МПТ и их оценками из наблюдений, будут также обсуждены.

1. Методы расчета АМЦ и МПТ

Моделируемый суммарный МПТ на данной широте можно легко вычислить, используя модельные поля температуры и меридиональных скоростей. Такой расчет включает в себя вклад как от АМЦ, так и теплоперенос, обусловленный океанским круговоротом и океанскими вихрями,

которые могут быть вычислены в соответствии с методологией, подробно описанной в [45].

Моделируемая функция тока АМЦ на данной широте вычисляется, используя модельное поле меридиональных скоростей. Значение АМЦ определяется как вертикальный максимум функции тока. Этот расчет далее будем называть МОСmod или "истинным" АМЦ. Однако сравнивая численные результаты с наблюдениями, мы должны попытаться вычислить моделируемый перенос, используя те же самые приближения, которые применяются при выводе оценок АМЦ из данных наблюдений. АМЦ, получаемая из наблюдений, представляется как сумма геострофического и экмановского компонентов, и экмановский перенос рассчитывается из зонального напряжения ветра. Для расчета меридиональной геострофической скорости и затем геострофического переноса обычно используются геострофическое и гидростатическое соотношения. Комбинирование этих уравнений позволяет рассчитать меридиональную геострофическую составляющую скорости относительно выбранного отсчетного уровня (далее будем называть методом МОСref).

Авторы [72] показали, что выбор отсчетного уровня может влиять на функцию тока АМЦ на 26° N, внося потенциальную неопределенность в ее глубинную структуру. Чтобы избежать таких неопределенностей, они предложили (по аналогии с [4]) использовать зонально-изменяющую величину отсчетного уровня вдоль сечения 26° N. Но в [77–79] был предложен другой подход для вычисления АМЦ (далее метод МОСbar), учитывающий эффект нелинейных членов, когда расчет геострофического переноса производится относительно баротропной циркуляции. В тех регионах, где нелинейные члены имеют существенное влияние на океанскую динамику (например, в регионах с интенсивным вихреобразованием), расчет геострофического переноса относительно баротропной циркуляции является более адекватным, чем расчет относительно скорости на определенном отсчетном уровне [77–79]. Будет также рассмотрен дополнительный расчет АМЦ и МПТ на $26,5^\circ$ N (далее метод МОСcap), следующий методологии RAPID, описанной в [45].

В дальнейшем будем использовать аббревиатуры МОСmod, МОСref и МОСbar (МОСmod-Ek, МОСref-Ek и МОСbar-Ek) для определения суммарных значений АМЦ (АМЦ без учета экмановского переноса), рассчитанных тремя способами, описанными выше.

GLOB16 МПТ на $26,5^\circ$ N, 41° N и 34° S, осредненные за 2004–2013 гг. (вместе с соответствующими АМЦ и стандартными отклонениями, рассчитанными из среднемесячных модельных временных рядов), даны в таблице.

Таблица. Осредненные за 2004–2013 гг. АМЦ и МПТ на трех широтах, вычисленные разными методами, со своими стандартными отклонениями и оценками, полученными из наблюдений

	26,5° N		41° N		34° S	
	АМЦ, Sv	МПТ, ПВТ	АМЦ, Sv	МПТ, ПВТ	АМЦ, Sv	МПТ, ПВТ
МОСmod	20,2±2,9	1,10(0,97*)±0,22	16,8±3,3	0,87±0,15	14,0±3,4	0,35±0,17
МОСref	20,2±2,9	1,21±0,23*	15,1±2,8		13,6±2,9	
МОСbar	20,7±2,9	1,21±0,23*	15,9±3,5		14,2±3,4	
МОСrap	20,7±3,0	1,27±0,23*				
GLOB16-p25 (МОСref/МОСbar)					17,2±3,7/ 15,4±3,4	
GLOB16-p5 (МОСref/МОСbar)					19,4±4,4/ 15,6±3,4	
Наблюдения	17,2±3,7	1,25±0,31	13,4±3,0	0,50±0,10	17,9±2,2/ 18,8±3,5	0,55±0,14

Примечание. * – МПТ без учета вклада океанских вихрей и круговорота.

Модель GLOB16

Модель GLOB16, на анализе результатов которой мы сфокусируемся в данной работе, является глобальной, вихреразрешающей совместной моделью океана и морского льда с горизонтальным разрешением $1/16^\circ$, основанной на версии 3.4 модели океана NEMO [56]. Океанский компонент представляет собой модель общей циркуляции океана с примитивными уравнениями в приближении гидростатики и линейной свободной морской поверхности. Морской лед описывается с помощью модели LIM2 [86], использующей упруговязкопластичную реологию.

GLOB16 использует неравномерную трехполюсную сетку, разработанную в CMCC (Италия), с горизонтальным разрешением $1/16^\circ$ (6,9 км) на экваторе, которое увеличивается к полюсам как косинус широты.

Сетка состоит из изотропной меркаторской сетки от $60^\circ S$ до $20^\circ N$ и не географической квазиизотропной сетки к северу от нее. Расчетная область простирается на юг до $78^\circ S$. Меридиональное разрешение подерживается постоянным (3 км) от $60^\circ S$ до южной границы области на $78^\circ S$. К северу от $20^\circ N$ расчетная сетка состоит также из квазиизотропной сетки. Расположение особенностей расчетной сетки таково, что минимальное горизонтальное разрешение составляет около 2 км вокруг острова Виктория (Канада). GLOB16 имеет 98 вертикальных уровней

с шагом сетки, увеличивающимся примерно с 1 м вблизи поверхности до 160 м на глубине. Батиметрия GLOB16 представляет собой комбинацию набора данных Etopo2 [67] в открытом океане, GEBCO [40] в прибрежных районах и Bedmap2 [29] в Антарктическом регионе.

GLOB16 использует линейную формулировку свободной поверхности, а для уравнений движения применяется схема адвекции, сохраняющая энергию и энтропию. На боковых границах задаются условия свободного скольжения и отсутствия потоков тепла и соли. В уравнениях переноса импульса, потенциальной температуры и солёности, соответственно, для горизонтальной вязкости и диффузии используются бигармонические операторы. Схема адвекции [94] используется в уравнениях переноса температуры и солёности. Вертикальное турбулентное перемешивание параметризуется по схеме [13]. Вертикальное перемешивание, как для импульса, так и для температуры и солёности усиливается в случае статической неустойчивости.

Для расчета океанской циркуляции за 2003–2013 гг. на поверхности задавались граничные условия ERA-interim [20] с использованием расчетных формул [51]. Расчет начинался с состояния покоя с начальными полями температуры и солёности из Атласа Мирового океана [52, 100]. Среднемесячные климатические значения стока рек задаются согласно [18].

В модели применяется релаксация солёности на морской поверхности, осредненной по 50-метровому верхнему слою, к среднемесячным полям EN4 [34] с временным масштабом 300 сут; для температуры поверхности моря также применяется релаксация, но к суточным данным [71] с временным масштабом 12 сут. Более подробное описание GLOB16 дано в [41, 42].

Аналогичный анализ для АМЦ и МПТ на 41°N и 34°S был применен для второго численного эксперимента, полученного с помощью $1/4^\circ$ модели океанской циркуляции (далее GLOB4), описание которой было дано в [79]. Конфигурация GLOB4 с более грубым пространственным разрешением эквивалентна GLOB16: GLOB4 использует те же начальные и граничные условия (включая атмосферное воздействие), что и GLOB16.

2. Проект RAPID

Система наблюдения RAPID (The Rapid Climate Change Programme) на $26,5^\circ \text{N}$ [17], действующая с апреля 2004 года, включает в себя данные измерений температуры и солёности на фиксированных глубинах, получаемых от заякоренных буйковых станций, установленных примерно вдоль $26,5^\circ \text{N}$ между Багамами и Африкой. Эти станции расположены

близко к западной и восточной окраинам, а также на западном и восточном флангах Срединно-Атлантического хребта. Временные ряды температуры и солёности фильтруются для устранения флуктуаций с периодами короче одних суток и интерполируются на уровни с шагом 20 дбар (подробности см. в [17]).

Также используются данные измерителей скоростей течения, установленных на шельфе вдоль западного континентального склона между поверхностью моря и глубиной 2000 Дбар (Abaco shelf, [44, 61]), позволяющих получить наблюдаемый перенос вдоль западной океанской границы (WB).

В RAPID регионе АМЦ представляется в виде суммы трех наблюдаемых компонентов: 1) направленного на север потока через Флоридский пролив, расход которого определяется по величине индуцированного напряжения, измеряемого с помощью подводного телефонного кабеля, проложенного по дну Флоридского пролива [8]; 2) экмановского переноса, полученного из напряжения трения ветра ERA-Interim (отметим, что ERA-Interim данные использовались также и в качестве ветрового воздействия на модель GLOB16/GLOB4) и 3) переноса открытого океана, состоящего из переноса во внутренней области (далее МО) и WB переноса. Наблюдаемый МО перенос рассчитывается, используя профили температуры и солёности, полученные в результате трансатлантического зондирования водных масс вдоль $26,5^{\circ}$ N.

Условие сохранения массы требует, чтобы интегральный поток через атлантическое сечение вдоль $26,5^{\circ}$ N включал сумму расхода через Берингов пролив и количества осадков к северу от $26,5^{\circ}$ N, однако RAPID методология полагает этот интегральный поток нулевым, применяя к сечению внутренней океанской области компенсирующий поток гипсометрически и равномерно по глубине [46, 59]. Таким образом, предполагается, что любая флуктуация или Гольфстрима, или западного пограничного переноса вместе с изменениями экмановского переноса и МО переноса балансируется баротропным потоком через сечение открытого океана [14]. Считается, что RAPID данные обеспечивают точный мониторинг и сбор данных о МПТ, с первой оценкой $1,35 \pm 0,40$ ПВт за период с апреля 2004 г. по октябрь 2007 г. [45] и $1,25 \pm 0,31$ ПВт за период 2004–2013 гг. [60].

3. Модельные АМЦ и МПТ на $26,5^{\circ}$ N в сравнении с RAPID

Результаты многих численных экспериментов, полученные с помощью океанских и климатических моделей, использующих грубую расчетную сетку [6, 19, 66, 70, 76], моделей, позволяющих частично разрешать

океанские вихри [36, 58, 72] и разрешающих океанские вихри [28, 64, 65, 77, 93, 97], были сравнены с RAPID данными. Как правило, численные модели даже с грубым пространственным разрешением дают значения АМЦ на $26,5^\circ$ N, сравнимые с RAPID, и способны воспроизвести основные физические механизмы, влияющие на изменчивость АМЦ (например, см. [19, 28, 70, 76, 97, 98]). Тем не менее, несмотря на хорошую воспроизводимость АМЦ, большинство численных моделей недооценивают значения МПТ по сравнению с RAPID [37, 65, 66, 77, 99].

Чтобы сравнивать результаты численного моделирования с RAPID, авторы [77] рассчитали модельные переносы, используя те же приближения, что и в наблюдениях (т. е. метод МОС_{top}). Для того чтобы определить больше возможных причин, ведущих к различиям между GLOB16 and RAPID оценками для АМЦ и МПТ, авторы [77] использовали дополнительный геострофический расчет МОС_{ref} для модельных данных GLOB16. Аналогично методу МОС_{top} перенос открытого океана представляется как сумма МО геострофического переноса (далее GEO_{ref}) и WB. Здесь, чтобы вычислить GEO_{ref}, авторы [77] использовали данные плотности вдоль всего сечения на $26,5^\circ$ N вместо разности между вертикальными профилями плотности на восточной и западной границах Атлантики: GEO_{ref} перенос в каждом расчетном узле сетки вычисляется методом МОС_{ref}, где в качестве отсчетного уровня принимается океанское дно, с последующим выполнением баротропной коррекции к каждой колонке морской воды. Аналогично RAPID методологии для метода МОС_{ref} во внутренней области океана применяется гипсометрически равномерная по глубине компенсация потока массы.

Для того, чтобы избежать зависящей от глубины неопределенности в структуре АМЦ, отмеченной в [72], которая обусловлена выбором отсчетного уровня (даже с использованием известной скорости на нем), авторы [77] протестировали третий метод МОС_{bag}. Для расчета геострофического переноса GEO_{bag} также использовалось поле плотности вдоль $26,5^\circ$ N, но для каждого расчетного узла сетки расчетное уравнение интегрировалось относительно модельной баротропной скорости. Поскольку метод МОС_{bag} использует известные баротропные компоненты скорости, он не требует какой-либо компенсации массы через сечение.

"Истинный" модельный МОС_{mod} МПТ для RAPID региона вычисляется используя поля скорости и температуры из модельных данных. Теплоперенос, обусловленный океанским круговоротом и океанскими вихрями, рассчитанный по методологии [45], составляет $\sim 0,13$ ПВт для GLOB16 и вычитался из суммарной величины "истинного" МПТ, если сравнивались величины МПТ, ассоциированные с АМЦ, полученные с помощью других расчетных методов.

Расчеты МПТ, имитирующие наблюдения (МОС_{bar}, МОС_{ref} и МОС_{rap}), следуют [45]. Во всех этих расчетах вклад теплопереноса, обусловленного океанским круговоротом и океанскими вихрями, не учитывался.

Подробный анализ АМЦ на 26,5° N из GLOB16 вместе с ее компонентами и соответствующим переносом тепла в сравнении с RAPID оценками был представлен в [77]. Здесь мы сосредоточимся на расхождениях между наблюдаемыми и смоделированными МПТ и АМЦ, рассчитанными разными методами.

"Истинная" модельная величина АМЦ, осредненная за 2004–2013 гг., выше, чем RAPID (20,2 и 17,2 Sv соответственно ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$)). За рассматриваемый период средний МОС_{bar}/МОС_{rap} перенос $\sim 20 \text{ Sv}$ хорошо согласуется с "истинной" величиной АМЦ. Из таблицы следует, что хотя "истинная" модельная величина АМЦ выше, чем RAPID перенос, "истинный" модельный МПТ существенно ниже, чем наблюдаемый. Средний суммарный GLOB16 перенос тепла через 26,5° N составляет 1,10 ПВт против 1,25 ПВт согласно RAPID. Экмановский перенос (использующий в расчетах температуру поверхности, как в [45]) может объяснить разницу в $\sim 0,05 \text{ ПВт}$ между модельным и наблюдаемым МПТ. Суммарный южный перенос океанских вод через данное сечение уменьшает перенос тепла, осредненный за 2004–2013 гг., только на $\sim 0,01 \text{ ПВт}$, что меньше, чем оценки, полученные в [37, 45]. Остальную разность (0,09 ПВт) можно отнести только к различиям между МО геострофическими переносами (GEO_{bar} и GEO_{ref}) и МО переносом, рассчитанным МОС_{mod} (см. [77]).

Анализ, представленный в работе [77], показывает, что максимальная разность между МПТ, полученными GLOB16 и RAPID/МОС_{rap}, доминирует весной и в начале лета и связана с зависящими от времени процессами, обусловленными рециркуляцией субтропического круговорота на западной границе океана. Самая большая разница между значениями МПТ из GLOB16 и RAPID, осредненная за весь RAPID период, наблюдается в марте-августе. Разница между МОС_{mod} и МОС_{rap} МПТ существенна в феврале-августе, в то время как она мала в течение остальной части года, и это, вероятно, из-за более сильной весенней антициклонической рециркуляции (например, см. [57]), которая неправильно учитывается RAPID методологией. Различие между МОС_{bar} и МОС_{mod} не показывает какой-либо значительной сезонной изменчивости, поскольку геострофические расчеты, использующие баротропную составляющую скорости и поле плотности (вместо разности плотностей между восточной и западной границами на 26,5° N в методе МОС_{rap}), позволяют лучше воспроизвести рециркуляцию субтропического круговорота.

Рециркуляция субтропического круговорота на западной границе океана может несомненно влиять на плотность воды на западной границе (см. [57]) и тем самым существенно воздействовать на теплоперенос на $26,5^\circ \text{N}$, рассчитываемый по RAPID методологии. Например, аномально низкая RAPID оценка МПТ в начале 2010 г. связана с заглублением термоклина на западной границе ([59]) и является результатом более слабой рециркуляции субтропического круговорота в зимний период [77]. Так как рециркуляция субтропического круговорота значительна только в зимне-весенний период, то АМЦ-Ек быстро восстанавливается после такого понижения.

Авторы [77] также показали, что океанские вихри тоже могут влиять на процессы переноса вблизи западной границы, что может приводить к зональной миграции течений вблизи западной границы и тем самым влиять на величину МПТ.

4. Модельные АМЦ и МПТ на 41°N в сравнении с наблюдениями

Оценки объемного переноса и теплопереноса на 41°N из наблюдений получены с использованием комбинации данных АРГО дрейфтеров и спутниковых данных о высотах морской поверхности (ВМП) [39, 92]. Данные представлены в виде рядов с трехмесячным скользящим осреднением с января 2002 г. по декабрь 2013 г. Перемещение дрейфтеров АРГО обеспечивает оценку скорости на отсчетном уровне 1000 м, а данные о поле плотности от поверхности до 2000 м, полученные из профилей температуры и солёности, измеряемых АРГО, позволяют оценить геострофическую компоненту сдвиговой скорости. Комбинация этих данных используется для получения геострофической скорости в верхнем 2000-метровом слое (на расчетной сетке с $1/4^\circ$ разрешением), а спутниковые данные с высоким разрешением ВМП используются для уменьшения ошибок, обусловленных выборкой данных, которые могут быть вызваны мезомасштабными океанскими вихрями. Сумма АМЦ-Ек переноса (согласно [92], проинтегрированного от поверхности до средней глубины известного движения, расположенной на 1130 м) и экмановского переноса (полученного из реанализа для напряжения трения ветра NCEP/NCAR) позволяет рассчитать АМЦ перенос. Автор [92] также предположил, что весь перенос, направленный на север в верхнем 1130-метровом слое, ниже этой глубины возвращается назад.

Дрейфтеры АРГО не могут должным образом измерять течения и гидрографические профили на континентальных шельфе и склоне, потому что они дрейфуют вдали от берега на глубине 1000–2000 м, а также потому, что быстрые баротропные течения быстро уносят их из приграничных областей. Поскольку нахождение АРГО ограничено регионами, где

глубина океана превышает 2000 м, то они могут использоваться для оценки переноса в регионах с относительно небольшим его значением на мелководном континентальном шельфе [92]. По этой причине в [92] была выбрана широта 41°N (отметим, что авторы [78] показали, что GLOB16 также воспроизводит корректное отделение Гольфстрима от берега на данной широте). В [92] на основе океанской модели ECCO2 [63] была определена ошибка, обусловленная отсутствием забора данных в мелководных районах ($< 2000 \text{ м}$) на 41°N . Оказалось, что среднеквадратическая ошибка составляет $\sim 1,1 \text{ Sv}$ в широтном диапазоне от 40 Sv до $41,5^\circ \text{N}$. Однако, как было показано в [78], отсутствие данных о скоростях на шельфе может приводить к неправильному представлению сезонного цикла АМЦ-Ек.

Для того чтобы сравнить модельную АМЦ с оценками наблюдений, авторы [78] рассчитали модельный перенос с помощью методов МОСmod (чтобы получить “истинный” перенос) и МОСref, используя те же приближения, применяемые к наблюдениям [92]. В частности, шельфовые участки вблизи западной/восточной границ (определяемые узлом сетки, ближайшим к изобате 2000 м) были исключены из расчетов. Для того чтобы избежать зависящей от глубины неопределенности в структуре АМЦ, которая обусловлена выбором отсчетного уровня, а также продемонстрировать важность влияния быстрых баротропных течений на АМЦ на 41°N , был протестирован метод МОСbar. В этом расчете шельфовые участки вблизи западной и восточной границ были также исключены из рассмотрения.

Осредненные за 2004–2013 гг. значения АМЦ-Ек на 41°N из GLOB16 ($19,2 \pm 2,3 \text{ Sv}$) выше, чем оценка из [92] ($16,1 \pm 2,2 \text{ Sv}$, которая сравнима с величиной АМЦ из GLOB4). Это различие может быть связано с более высокой разрешающей способностью модели (по сравнению с данными [92], имеющими $1/4^\circ$ разрешение), которое позволяет лучше разрешать модельную физику и воспроизводит более высокие горизонтальные градиенты поля плотности (см. [78]). Здесь мы сосредоточимся на сезонной изменчивости АМЦ-Ек из GLOB16 и наблюдений, которые аналогично другим модельным исследованиям, упомянутым ранее, меняются в противофазе.

Осредненные за 2004–2013 гг. максимумы функции АМЦ-Ек, рассчитанные тремя методами (после применения к АМЦ-Ек гипсометрически и равномерно по глубине компенсации потока массы для того, чтобы получить нулевой суммарный поток через все сечение), расположены примерно на одной и той же глубине ($\sim 1100 \text{ м}$). Наибольшее значение АМЦ-Ек ($18,9 \text{ Sv}$) получается при использовании модельного поля скорости (МОСmod метод); МОСbar-Ек и МОСref-Ек дают $18,3$ и $17,5 \text{ Sv}$ соответственно. Эти значения больше оценки $16,1 \text{ Sv}$ из [92].

Сезонные изменчивости МОС_{mod}-Ек (без учета шельфовых участков вблизи западной и восточной границ), МОС_{bar}-Ек и МОС_{ref}-Ек находятся в хорошем согласии [78], т. е. можно заключить, что замыкание баланса массы не может объяснить расхождение между сезонными циклами геострофических компонент АМЦ, рассчитанных этими различными методами. Однако включение переноса пограничных течений около западной и восточной границ в "истинный" расчет АМЦ-Ек приводит к большому несоответствию между АМЦ-Ек, полученных "истинным" и "наблюденными" методами: модельный и "наблюденный" сезонные циклы АМЦ-Ек теперь не совпадают по фазе.

Эти результаты свидетельствуют о том, что неучитывание изменчивости приграничного переноса (с малым суммарным приграничным переносом (0,26 Sv), хорошо согласующимся с величиной из [92], но с большой амплитудой сезонного цикла (~10 Sv) на западной границе) может привести к неправильному воспроизведению сезонного цикла АМЦ-Ек в оценках [92].

Авторы [78] также показали, что основным источником расхождения между сезонными циклами из [92] и модельными "наблюденными" расчетами может быть редкое распределение дрейфтеров АРГО у западной границы в 2007–2010 гг. Использование в [92] сглаживания с большим пространственным масштабом (объективный анализ, примененный в [92], использует величину 380 км как половину масштаба пространственной меридиональной ковариации, см. [39]), приводит к тому, что на оценку АМЦ на 41° N влияют данные, находящиеся на значительном расстоянии от данной широты.

При расчете наблюдаемых МПТ вклады баротропных компонентов и вихревой изменчивости в значительной степени были недооценены в [39], и поэтому существует разногласие между МПТ через 41° N, полученным из численных результатов GLOB16 и оценок [39]. Суммарный МПТ и теплоперенос, обусловленный АМЦ, рассчитанные из среднемесячных модельных (GLOB16) величин, равны, соответственно, 0,87±0,15 ПВт и 0,58±0,14 ПВт. Теплоперенос, обусловленный АМЦ, сравним с 0,50±0,1 ПВт, полученным в [39]. Однако модельный теплоперенос, обусловленный АМЦ, объясняет лишь около 67 % от суммарного МПТ через 41° N, в то время как более 30 % от суммарного модельного МПТ обусловлено теплопереносом за счет океанских круговорота и вихрей. Согласно величине коэффициента корреляции между суммарным GLOB16 МПТ и теплопереносом, обусловленным АМЦ, теплоперенос, связанный с АМЦ, объясняет около 72 % от общей изменчивости МПТ [78].

Хотя нет никакого соответствия между сезонными циклами АМЦ из GLOB16 и [92], существует хорошее соответствие между сезонными

циклами модельного и наблюдаемого МПТ, что в основном объясняется изменчивостью экмановского переноса и изменчивостью океанской температуры.

5. АМЦ и МПТ на 34° S

Для расчета АМЦ на ~34° S из данных наблюдений, полученных с помощью акустических эхолотов, оснащенных датчиками давления (CPIES), авторы [62] использовали подход, аналогичный [6] (т. е. RAPID методологию, которая согласно [77] более чем на 25 % завышает МПТ через 26° N). Однако, как следует из результатов, полученных в [68, 79], изменчивость переноса во внутренней океанской области существенно влияет на среднее значение АМЦ на 34° S (в [62] влияние этого региона совсем не рассматривалось). Поэтому только оценки АМЦ, полученные на основе данных обрывных термозондов (ХВТ) на трансокеанских разрезах [23] и дрейфтеров АРГО [25], используются для сравнения с GLOB16 АМЦ. Результаты, полученные на основе альтиметрических данных [26] и других модельных расчетов, также сравниваются с этими модельными оценками.

Авторы [23] использовали измерения на 17 трансатлантических разрезах вблизи 35° S (далее AX18 данные) с июля 2002 г. по март 2007 г., чтобы определить среднее значение и изменчивость АМЦ и МПТ на 35° S (соответственно, $17,9 \pm 2,2$ Sv и $0,55 \pm 0,14$ ПВт). Экмановский перенос рассчитывался из среднемесячных данных атмосферного реанализа NCEP/NCAR. В качестве начального отсчетного нулевого уровня они выбрали глубину, на которой условная плотность морской воды равнялась 37,09 кг/м³ (примерно на глубине ~3700 м – на границе раздела между северным и южным потоками). Затем глубина нулевого уровня подстраивалась таким образом, чтобы суммарный перенос соли через все сечение на 35° S соответствовал потоку соли через Берингов пролив ($26,7 \times 10^6$ кг·с⁻¹). Такое приспособление соответствует суммарному потоку ~0,5 Sv, направленному на юг.

Авторы [25] представили новые оценки АМЦ используя климатические данные температуры (T) и солёности (S) от поверхности моря до глубины ~2000 м с 2004 по 2013 г. на 1° долготной сетке вдоль 34° S, выведенные из среднемесячных данных T и S, полученных с помощью АРГО. Ниже глубины погружения дрейфтеров АРГО были использованы климатические данные среднемесячных T и S из Атласа Мирового океана [52], чтобы воссоздать полные профили T и S. Согласно [25], имеются только небольшие различия между модельными расчетами

АМЦ, в которых ниже 2000 м использовались "климатические" или зависящие от времени поля T и S . Геострофическая компонента АМЦ рассчитывалась методом $MOCref$ с использованием скорости на отсчетном уровне 1000 м, полученной из дрейфующих на этой глубине АРГО. Среднее значение АМЦ на $34^\circ S$ составляет приблизительно 18,4 Sv (аналогично средней величине данных AX18).

Для оценки АМЦ и МПТ на $34^\circ S$ авторы [26] использовали синтетические профили T и S , полученные с использованием альтиметрических данных между $20^\circ S$ и $34,5^\circ S$, и их оценки хорошо согласуются с результатами, полученными из измерений ХВТ и АРГО. Данные спутниковой альтиметрии о ВМП ([27]) и профили T и S из [83] являются основными в данном исследовании. Высокая корреляция к югу от $20^\circ S$ между ВМП и глубиной изотерм ниже океанской поверхности позволяет определить линейные соотношения между ними. Коэффициенты регрессии, выведенные из этих линейных соотношений, позволяют построить еженедельные синтетические профили T для каждого узла расчетной сетки, где определены альтиметрические данные. Профили S были получены с использованием синтетических профилей T и T - S соотношений, выведенных из данных [83]. Средние значения геострофической компоненты АМЦ, полученные в [26] ($16,6 \pm 4,0$ Sv) и из данных AX18 ($15,7 \pm 2,6$ Sv) сравнимы между собой. Оценка МПТ, полученная из синтетических профилей T и S ($0,49 \pm 0,23$ ПВт), также сравнима с величиной $0,55 \pm 0,14$ ПВт из данных AX18. Различное разрешение по времени данных AX18 и [26] может объяснить различие в изменчивости этих наблюдаемых оценок для АМЦ и МПТ.

"Истинная" модельная функция тока АМЦ на $34^\circ S$ рассчитывается с использованием поля скорости из модели GLOB16. Для сравнения модельных данных с наблюдениями модельный перенос $MOCref$ на $34^\circ S$ рассчитывается, используя те же приближения, что применялись в [25] (подробности см. в [79]). Для того чтобы избежать зависящей от глубины неопределенности в структуре АМЦ, обусловленной выбором отсчетного уровня, и продемонстрировать важность влияния нелинейных членов (через баротропные течения) на АМЦ на $34^\circ S$, также используется третий метод расчета АМЦ ($MOCbar$). Аналогичный анализ был применен как к модельным данным GLOB16, так и к результатам, полученным с помощью модели GLOB4.

Осредненная за 2004–2013 гг. величина GLOB16 $MOCmod$ ($14,0 \pm 3,4$ Sv) значительно меньше, чем наблюдаемые АМЦ из AX18 и [25, 26] (соответственно, $17,9 \pm 2,2$; 18,4 Sv и $19,5 \pm 3,5$ Sv). GLOB4 воспроизводит более высокое значение АМЦ ($15,8 \pm 3,4$ Sv), что выглядит

неожиданным, так как подобное сравнение АМЦ на 26° N [77] и 41°N [78] из GLOB4 и GLOB16 показывает противоположные результаты.

В обоих модельных расчетах (GLOB16 и GLOB4) изменчивость МОСmod обусловлена изменчивостью как экмановского, так и геострофического переносов. Оба модельных ряда АМЦ статистически значимо коррелируют с экмановским переносом (с коэффициентом, большим 0,8).

Авторы [79] также показали, что существует разница в динамике на 34° S между GLOB4 и GLOB16: хотя имеется высокая корреляция между суммарными АМЦ, но корреляции между GLOB4 и GLOB16 переносами в западной (к западу от региона, где течения изменяют направление с южного на северное, ~48° W), в восточной (к востоку от Китового хребта, 3° E) и внутренней области (48° W – 3° E) значительно меньше (а для внутренней области корреляция статистически не значима). Таким образом, максимальное отличие между океанской динамикой GLOB16 и GLOB4 наблюдается во внутренней области.

Значение геострофической компоненты GLOB4, рассчитанное МОСref (15,0±1,4 Sv), хорошо согласуется с наблюдениями, в то время как все методы расчета АМЦ для GLOB16 дают аналогичные значения АМЦ-Ек (12,1; 11,7 и 12,3 Sv, соответственно, для методов МОСmod, МОСref and МОСbar) и максимумы этих переносов расположены примерно на той же глубине (~1200 м для GLOB16, что очень близко к тому, что было обнаружено при анализе 27 гидрологических съемок, полученных с помощью ХВТ [31]). Эти величины значительно меньше, чем наблюдаемые (15,7 и ~16,5 Sv согласно AX18 и [25, 26]), но сравнимы с результатами, полученными с помощью вихреразрешающей модели [33] (12,6±3,2 Sv) и 1° климатической модели (12,9±2,1 Sv), усваивающей данные наблюдений [24].

Временные ряды GLOB4 и GLOB16 АМЦ-Ек, рассчитанные тремя различными методами, коррелируют между собой со значительно более низкими коэффициентами, чем суммарные АМЦ, и максимальное отличие между модельными динамиками GLOB16 и GLOB4 получается для метода МОСref.

Анализ сезонной изменчивости АМЦ и МПТ из GLOB16, GLOB4 и данных наблюдений был дан в [79]. Здесь только стоит отметить, что, в отличие от значительного сезонного цикла наблюдаемого геострофического переноса, модельная сезонная изменчивость геострофического переноса, полученная обеими моделями, значительно меньше (годовая модельная амплитуда составляет лишь около 30 % от величины, полученной в [25, 26]). Суммарная АМЦ из GLOB16(GLOB4) имеет тоже более слабый сезонный цикл (4,3 (4,8) Sv вместо 6–7 Sv наблюдаемых). В [79]

было также показано, что осредненные сезонные циклы суммарной АМЦ, полученные в экспериментах GLOB16 и GLOB4, хорошо согласуются с сезонными изменчивостями экмановского компонента и переноса в западном регионе. Различия для сезонной изменчивости переноса на 34° S между GLOB16 и GLOB4 в восточном и внутреннем районах существенно больше.

Авторы [79] показали, что отличие средних значений АМЦ и сезонной изменчивости геострофического переноса в модели GLOB16 от наблюдаемых обусловлено высокой изменчивостью во времени плотности GLOB16, видимой на всем разрезе, с пространственным масштабом около двух сотен километров, что может быть связано с мезомасштабной изменчивостью за счет "утечки" Агульяского течения [22]. В результате меандрирования Агульяского возвратного течения холодные вихри распространяются к экватору от $\sim 35^\circ$ S [55]. Поскольку поток из Индийского океана в Атлантический подвержен высокой временной изменчивости [10, 22], наблюдается высокая временная изменчивость в пространственной структуре поля плотности к северу от 35° S. Эта мезомасштабная изменчивость в поле плотности GLOB16 значительно сильнее (согласно [79], эффект этой изменчивости виден от поверхности до глубины ~ 3500 м), чем аналогичная изменчивость плотности в GLOB4.

Эта изменчивость на $1/16^\circ$ долготной сетке вдоль 34° S изменяет как баротропную компоненту, так и знак градиента зональной плотности вдоль 34° S, что приводит к меньшим значениям средней меридиональной геострофической скорости и, соответственно, к более низким величинам АМЦ на 34° S; в то время как на более грубой расчетной сетке баротропная компонента и знак градиента зональной плотности менее изменчивы. Расчеты геострофических компонент АМЦ методом MOCref, использующие во внутренней области вдоль 34° S значения поля плотности из GLOB16 на $1/4^\circ$ и $1/2^\circ$ долготных модельных сетках (далее обозначим как расчеты GLOB16-p25 и GLOB16-p5), дают величины $15,3 \pm 1,6$ и $17,5 \pm 2,4$ Sv, что значительно выше, чем перенос, рассчитанный на $1/16^\circ$, и сопоставимы с наблюдаемыми значениями (см. таблицу). Метод MOCbar для аналогичных расчетов дает MOCbar-Ek перенос, незначительно отличающийся от MOCmod-Ek ($13,5 \pm 1,3$ и $13,7 \pm 1,7$ Sv, соответственно, на $1/4^\circ$ и $1/2^\circ$ долготной сетке). Сезонная изменчивость MOCref-Ek для GLOB16-p5 примерно вдвое больше, чем для GLOB16. Таким образом, годовая амплитуда сезонного цикла для переноса MOCref-Ek из GLOB16-p5 находится в лучшем согласии с наблюдаемой [25] (где использовались 1° данные), чем с GLOB16.

Осредненный за 2004–2013 гг. северный, обусловленный АМЦ, (суммарный) теплоперенос из GLOB16/GLOB4 составляет $0,52 \pm 0,14 / 0,58 \pm 0,15$

($0,35 \pm 0,17$ / $0,49 \pm 0,18$) ПВт, что меньше значений AX18 ($0,75 \pm 0,12$ и $0,55 \pm 0,14$ ПВт соответственно). Однако суммарный GLOB16 АМЦ сравним с [30] ($0,35 \pm 0,15$ ПВт), [24] ($0,31 \pm 0,25$ ПВт) и [32] ($0,33$ ПВт) (значение GLOB4 МПТ очень близко к $0,49 \pm 0,23$ ПВт из [26]). Теплоперенос, обусловленный АМЦ, объясняет около 97 % от суммарной изменчивости МПТ.

Теплоперенос, связанный с океанским круговоротом и океанскими вихрями, направлен на юг, и его среднее значение $-0,17 \pm 0,03$ ПВт хорошо согласуется с величинами из AX18 и [24] ($-0,20 \pm 0,10$ и $-0,21 \pm 0,06$ ПВт соответственно). Однако разница между этими потоками из GLOB4 ($0,09 \pm 0,04$ ПВт) и AX18 более чем в два раза больше. Теплоперенос, обусловленный АМЦ, из GLOB16 и GLOB4 сопоставим, в то время как поток тепла за счет влияния океанских круговорота и вихрей в GLOB16 примерно вдвое больше, чем из GLOB4, что подтверждает высокую мезомасштабную изменчивость в GLOB16 по сравнению с GLOB4.

Вышеупомянутая разница в океанской динамике между GLOB4 и GLOB16 на 34° S приводит к различной изменчивости МПТ в западной, внутренней и восточной областях [79], и максимальное расхождение между GLOB16 и GLOB4 МПТ наблюдается во внутренней области.

Заключение

Целью данной статьи была демонстрация влияния методов расчета, применяемых к результатам численных экспериментов, на величины переноса АМЦ на широтах $26,5^\circ$ N, 41° N и 34° S за период 2004–2013 гг., с попыткой объяснить существующие различия для величин/изменчивости АМЦ, полученных из моделей и наблюдений. Показано, что отличие между модельными и наблюдаемыми АМЦ и МПТ может быть в значительной степени обусловлено стратегией наблюдений.

Несмотря на хорошее согласие между модельными и наблюдаемыми величинами для верхней ветви АМЦ на $26,5^\circ$ N, GLOB16 недооценивает средний меридиональный перенос тепла через эту широту. Расчеты, аналогичные RAPID методологии, приводят к уменьшению МО переноса, ведущего к завышению МПТ (более чем на 25 %). Значения МПТ, рассчитанные методами МОСгар и МОСmod составляют $\sim 0,3$ ПВт. Эти различия в основном доминируют весной и в начале лета, и они могут быть отнесены к более сильному влиянию рециркуляции субтропического круговорота на западной границе, что приводит здесь к изменению (либо северного, либо южного) модельного теплопереноса. Очевидно, что как сезонная, так и межгодовая изменчивость рециркуляции субтропического

круговорота может влиять на плотность морской воды на западной границе, приводящей к значительной изменчивости АМЦ, рассчитанной с помощью RAPID методологии.

Средняя величина МПТ, обусловленная переносом АМЦ на 41°N , сравнима с данными [39], в то время как суммарный МПТ, моделируемый GLOB16, хорошо согласуется с предыдущими оценками, полученными в результате измерений вдоль сечения вблизи 41°N с использованием STD-зондов [50, 73, 85].

Показано, что модельный сезонный цикл на 41°N , не учитывающий экмановскую составляющую, совсем не коррелирует с наблюдаемой компонентой. Причиной такого отличия является то, что наблюдаемые оценки не учитывают транспортный вклад приграничных областей, в частности на западной границе, и поэтому недооценивают баротропную изменчивость. Это отличие может объяснить, почему оценки [92] не могут воспроизвести сезонный цикл с той же сезонной изменчивостью, что GLOB16 и другие модели (например, см. [64, 93] и т. д.). Отсутствие корреляции между “наблюденными” GLOB16 АМЦ и оценками [92] объясняется редким распределением дрейфтеров АРГО на западной границе в конце и в начале каждого года в 2007–2010 гг, ведущим к неизбежному использованию экстраполяции/осреднения имеющихся данных, что может быть источником значительных отличий между модельными и наблюдаемыми изменчивостями АМЦ-Ек.

Средние значения АМЦ и МПТ на 34°S из GLOB16 значительно меньше оценок, полученных из наблюдений, в то время как модельные значения, полученные с более грубым пространственным разрешением (GLOB4), сопоставимы с наблюдениями. Сравнения АМЦ и МПТ, вычисленных из данных GLOB16 и GLOB4, показывают, что максимальные различия в океанской динамике на 34°S между GLOB16 и GLOB4 наблюдаются во внутренней области ($48^\circ \text{W} - 3^\circ \text{E}$). Причиной этой разницы между моделями GLOB16 и GLOB4 (или наблюдениями) является высокая мезомасштабная изменчивость плотности GLOB16 вдоль 34°S по сравнению с GLOB4. Это приводит к меньшим значениям средней меридиональной геострофической скорости и, соответственно, к более низким значениям АМЦ и МПТ в GLOB16. Использование для расчетов геострофических компонент методом МОСref поля плотности GLOB16 вдоль 34°S на $1/4^\circ$ и $1/2^\circ$ долготной сетке (т. е. расчеты GLOB16-p25 и GLOB16-p5) дает значительно более высокие значения АМЦ-Ек, сравнимые с наблюдаемыми значениями, чем величины, вычисленные на $1/16^\circ$ сетке методом МОСmod.

Из сравнения расчетов, полученных методами МОСref и МОСbar, можно заключить, что лучшим методом для расчета АМЦ на численных

сетках как с мелким, так и с крупным шагом в регионах с высокой мезомасштабной изменчивостью (на 41°N и 34°S) является МОСbar, который учитывает влияние нелинейных членов через баротропный компонент. Пренебрежение нелинейными членами в таких регионах приводит или к занижению, или к завышению геострофического переноса в расчетах на грубых сетках. Например, разница между АМЦ на 34° S, рассчитанными методами МОСref и МОСbar, составляет ~20 и ~40 %, соответственно, для расчетов вдоль 34° S на 1/4° и 1/2° долготной сетке.

Список использованных источников

1. Гусев А.В., Дианский Н.А. Воспроизведение циркуляции Мирового океана и ее климатической изменчивости в 1948-2007 гг. // Известия РАН. ФАО. 2014. Т. 50, № 1. С. 3-15.
2. Ланно С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеоздат, 1984. С. 125-129.
3. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч. и др. 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.
4. Atkinson C.P., Bryden H.L., Cunningham S.A., King B.A. Atlantic transport variability at 25° N in six hydrographic sections // Ocean Sci. 2012. Vol. 8. P. 497-523. Available at: www.ocean-sci.net/8/497/2012/
5. Ba J., Keenlyside N.S., Latif M., Park W. et al. A multi-model comparison of Atlantic multidecadal variability // Climate Dynamics. 2014. Vol. 43. P. 2333-2348. DOI:10.1007/s00382-014-2056-1.
6. Baehr J., Cunningham S., Haak H., Heimbach P., Kanzow T., Marotzke J. Observed and simulated estimates of the meridional overturning circulation at 26.5° N in the Atlantic // Ocean Sci. 2009. Vol. 5. P. 575-589. DOI:10.5194/os-5-575-2009. Available at: www.ocean-sci.net/5/575/2009/
7. Baringer M.O., Garzoli S.L. Meridional heat transport determined with expendable bathythermographs. Part I: Error estimates from model and hydrographic data // Deep-Sea Res. Part I. 2007. Vol. 54(8). P. 1390-1401.
8. Baringer M.O., Larsen J.C. Sixteen years of Florida Current transport at 27° N // Geophys. Res. Lett. 2001. Vol. 28. P. 3179-3182.
9. Biastoch A., Lutjeharms J.R.E., Böning C.W., Scheinert M. Mesoscale perturbations control inter-ocean exchange south of Africa // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35, No. 20. L20602, DOI:10.1029/2008GL035132.
10. Biastoch A., Durgadoo J.V., Morrison A.K., van Sebille E., Weijer W., Griffies S.M. Atlantic multi-decadal oscillation covaries with Agulhas leakage // Nature Communications. 2015. Vol. 6. P. 10082.
11. Bingham R.J., Hughes C.W. The relationship between sea-level and bottom pressure variability in an eddy permitting ocean model // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. L03602. doi:10.1029/2007GL032662.

12. *Bingham R.J., Hughes C.W., Roussenov V., Williams R.G.* Meridional coherence of the North Atlantic meridional overturning circulation // *Geophys. Res. Lett.* 2007. Vol. 34. L23606. DOI:10.1029/2007GL031731.
13. *Blanke B., Delecluse P.* Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics // *J. Phys. Oceanogr.* 1993. Vol. 23. P. 1363–1388. Available at ir.unimas.my/id/eprint/1767/
14. *Bryden H.L. et al.* Adjustments of the basin-scale circulation at 26° N to variations in Gulf stream, deep western boundary current, and Ekman transport, as observed by the Rapid array // *Ocean Sci.* 2009. Vol. 5. P. 421–433.
15. *Bryden H.L., Imawaki S.* Ocean heat transport // In: *Ocean Circulation and Climate*. Siedler G., Church J., Gould J. (eds.). London: Academic Press, 2001. P. 455–474.
16. *Collins M. et al.* Interannual to decadal climate predictability in the North Atlantic: A multimodel-ensemble study // *J. Clim.* 2006. Vol. 19. P. 1195–1203.
17. *Cunningham S.A., Kanzow T., Rayner D. et al.* Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5° N // *Science.* 2007. Vol. 317. P. 935–938. DOI:10.1126/science.1141304.
18. *Dai A., Trenberth K.E.* Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // *J. Hydrometeorol.* 2002. Vol. 3. P. 660–687.
19. *Danabasoglu G. et al.* North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states // *Ocean Modelling.* 2014. Vol. 73. P. 76–107.
20. *Dee D.P. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 137. P. 553–597. DOI:10.1002/qj.828.
21. *Delworth T.L., Zhang R., Mann M.E.* Decadal to centennial variability of the Atlantic from observations and models // In: *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts*, Geophysical Monograph Series 173. Washington: DC, American Geophysical Union, 2007. P. 131–148.
22. *De Ruijter W.P.M., Biastoch A., Drijfhout S.S. et al.* Indian-Atlantic inter-ocean exchange: Dynamics, estimation and impact // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. P. 20885–20910.
23. *Dong S., Garzoli S.L., Baringer M.O., Meinen C.S., Goni G.J.* Interannual variations in the Atlantic Meridional Overturning Circulation and its relationship with the net northward heat transport in the South Atlantic // *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 36. L20606. DOI:10.1029/2009GL039356.
24. *Dong S., Baringer M., Goni G., Garzoli S.* Importance of the assimilation of Argo float measurements on the Meridional Overturning Circulation in the South Atlantic // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. L18603. DOI:10.1029/2011GL048982.
25. *Dong S., Baringer M.O., Goni G.J., Meinen C.S., Garzoli S.L.* Seasonal variations in the South Atlantic Meridional Overturning Circulation from observations and numerical models // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol. 41. P. 4611–4618.
26. *Dong S., Goni G., Bringas F.* Temporal variability of the South Atlantic Meridional Overturning Circulation between 20° S and 35° S // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. P. 7655–7662. DOI:10.1002/2015GL065603.

27. *Ducet N., Traon P.-Y. Le, Reverdin G.* Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/POSEIDON and ERS-1 and -2 // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2000. Vol. 105. P. 19477-19498.
28. *Duchez A., Frajka-Williams E., Castro1 N., Hirschi J., Coward A.* Seasonal to interannual variability in density around the Canary Islands and their influence on the Atlantic meridional overturning circulation at 26° N // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2014. Vol. 119. P. 1843-1860.
29. *Fretwell P. et al.* Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *Cryosphere.* 2013. Vol. 7. P. 375-393. DOI:10.5194/tc-7-375-2013.
30. *Ganachaud A. Wunsch C.* Large scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment // *J. Clim.* 2003. Vol. 16. P. 696-705.
31. *Garzoli S.L., Baringer M.O., Dong S., Perez R. C., Yao Q.* South Atlantic meridional fluxes // *Deep-Sea Res. Part I.* 2013. Vol. 71. P. 21-32.
32. *Garzoli S.L., Matano R.* The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Deep-Sea Res. II.* 2011. Vol. 58. P. 1837-1847.
33. *Goes M., Goni G., Dong S.* An optimal XBT-based monitoring system for the South Atlantic meridional overturning circulation at 34° S // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2015. Vol. 120. P. 161-181. DOI:10.1002/2014JC010202.
34. *Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A.* EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2013. Vol. 118. P. 6704-6716. DOI:10.1002/2013JC009067.
35. *Gordon A.L., Weiss R.F., Smethie Jr.W.M., Warner M.J.* Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans // *J. Geophys. Res. Oceans.* 1992. Vol. 97. P. 7223-7240.
36. *Haines K., Valdivieso M., Zuo H., Stepanov V.N.* Transports and budgets in a 1/4° global ocean reanalysis 1989-2010 // *Ocean Sci.* 2012. Vol. 8. P. 333-344.
37. *Haines K., Stepanov V.N., Valdivieso M., Zuo H.* Atlantic meridional transports in ocean reanalyses evaluated against the RAPID array // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. P. 343-348. doi:10.1029/2012GL054581.
38. *Hall M.M., Bryden H.L.* Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport // *Deep-Sea Research.* 1982. Vol. 29 (3A). P. 339-359.
39. *Hobbs W.R., Willis J.K.* Midlatitude North Atlantic heat transport: A time series based on satellite and drifter data // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2012. Vol. 117. C01008.
40. *IOC, IHO, BODC.* "Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas" published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, Liverpool: British Oceanographic Data Centre, 2003, U. K.
41. *Iovino D., Storto A., Masina S., Cipollone A., Stepanov V.* GLOB16, the CMCC global mesoscale-eddy ocean // *Research Papers Issue RP0247*, December 2014, available at: www.cmcc.it/publications/rp0247-glob16-the-cmcc-global-mesoscale-eddy-ocean.
42. *Iovino D., Masina S., Storto A., Cipollone A., Stepanov V.* A 1/16° eddy simulation of the global NEMOv3.4 sea ice-ocean system // *Geosci. Model Dev.* 2016. Vol. 9. P. 2665-2684. Available at: www.geosci-model-dev.net/9/2665/2016/.

43. *IPCC. Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Core Writing Team, Pachauri R.K. Meyer L.A. (eds.). Geneva, Switzerland: IPCC, 2014. 151 p.
44. *Johns W., Beal L., Baringer M. et al.* Variability of shallow and deep western boundary currents off the Bahamas during 2004–2005: results from the 26N RAPID-MOC array // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. Vol. 38. P. 605-623.
45. *Johns W.E., Baringer M.O., Beal L.M. et al.* Continuous, Array-Based Estimates of Atlantic Ocean Heat Transport at 26.5° N // *J. Clim.* 2011. Vol. 24, No. 10. P. 2429-2449. DOI:10.1175/2010JCLI3997.1.
46. *Kanzow T., Cunningham S.A., Johns W.E. et al.* Seasonal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5° N // *J. Clim.* 2010. Vol. 23. P. 5678-5698. DOI:10.1175/2010JCLI3389.1.
47. *Kelly K.A., Thompson L., Lyman J.* The coherence and impact of meridional heat transport anomalies in the Atlantic Ocean inferred from observations // *J. Clim.* 2014. Vol. 27. P. 1469-1487. DOI:10.1175/JCLI-D-12-00131.1.
48. *Kirtman B. et al.* Near-term Climate Change: Projections and Predictability. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Stocker T.F. et al. (eds.). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2013.
49. *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. Lett.* 2005. Vol. 32. L20708. DOI:10.1029/2005GL024233.
50. *Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P., Dobroliubov S.A., Lorbache K., Sy K.* Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // *Deep Sea Res. Part II*. 1999. Vol. 46. P. 109-138. DOI:10.1016/S0967-0645(98)00115-5.
51. *Large W.G., Yeager S.G.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies // *NCAR Technical Note NCAR/TN-460+STR*. 2004. 105 p. DOI:10.5065/D6KK98Q6.
52. *Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J. I. et al.* *World Ocean Atlas 2013 (WOA13)*. Vol. 1: Temperature / Levitus S. (ed.), Mishonov A. (tech. ed.), NOAA Atlas NESDIS 73. 40 p.
53. *Lozier M.S., Roussenov V., Reed M. S.C., Williams R.G.* Opposing decadal changes for the North Atlantic meridional overturning circulation // *Nat. Geosci.* 2010. Vol. 3. P. 728-734. DOI:10.1038/ngeo947.
54. *Lumpkin R., Speer K.* Global ocean meridional overturning // *J. Phys. Oceanogr.* 2007. Vol. 37. P. 2550-2562. DOI:10.1175/JPO3130.1
55. *Lutjeharms J.R.E., Valentine H.R.* Eddies at the Sub-Tropical Convergence south of Africa // *J. Phys. Oceanogr.* 1988. Vol. 18. P. 761-774,
56. *Madec G. and the NEMO team.* Nemo ocean engine – version 3.4 // *Technical Report ISSN 1288–1619*. Pôle de modélisation de l'Inst., Pierre-Simon Laplace (PSL), France, 2012.
57. *Marshall J., Nurser G.* On the recirculation of the subtropical gyre // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1988. Vol. 114. P. 1517-1534.

58. Masina S., Storto A., Ferry N., Valdivieso M., Haines K., Balmaseda M., Zuo H., Drevillon M., Parent L. An ensemble of eddy-permitting global ocean reanalyses from the MyOcean project // *Climate Dynamics*. 2015. P 1-29. DOI:10.1007/s00382-015-2728-5.
59. McCarthy G., Frajka-Williams E., Johns W.E. et al. Observed Interannual variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5° N // *Geophys. Res. Lett.* 2012. Vol. 39. L19609. DOI: 10.1029/2012GL052933.
60. McCarthy G.D., Smeed D.A., Johns W.E. et al. Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26° N // *Progress in Oceanography*. 2015. Vol. 130. P. 91-111. DOI: 10.1016/j.pocean.2014.10.006.
61. Meinen C.S., Garzoli S.L., Johns W.E., Baringer M.O. Transport variability of the Deep Western Boundary Current and the Antilles Current off Abaco Island, Bahamas // *Deep-Sea-Res. Part I*. 2004. Vol. 51. P. 1397-1415.
62. Meinen C.S., Speich S., Perez R. C., Dong S., Piola A. R., Garzoli S.L., Baringer M., Gladyshev S., Campos E. Temporal variability of the meridional overturning circulation at 34.5° S: Preliminary results from two boundary arrays in the South Atlantic // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2013. Vol. 118. P. 6461-6478. DOI:10.1002/2013JC009228.
63. Menemenlis D., Campin J., Heimbach P., Hill C., Lee T., Nguyen A., Schodlok M., Zhang H. ECCO2: high resolution global ocean and sea ice data synthesis // *Mercurator Ocean Quarterly Newsletter*. 2008. Vol. 31. P. 13-21.
64. Mielke C., Frajka-Williams E., Baehr J. Observed and simulated variability of the AMOC at 26N and 41N // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2013. Vol. 40. P. 1159-1164.
65. Mo H-E, Yu Y-Q. Simulation of Volume and Heat Transport along 26.5° N in the Atlantic // *Atmos. Ocean. Sci. Lett.* 2012. Vol. 5, No. 5. P. 373-378.
66. Msadek R., Johns W.E., Yeager S.G., Danabasoglu G., Delworth T.L., Rosati A. The Atlantic Meridional Heat Transport at 26.5° N and Its Relationship with the MOC in the RAPID Array and the GFDL and NCAR Coupled Models // *J. Clim.* 2013. Vol. 26. P. 4335-4356.
67. National Geophysical Data Center. 2-Minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2), National Geophysical Data Center, NOAA, 2006.
68. Perez R.C., Garzoli S.L., Meinen C.S., Matano R.P. Geostrophic velocity measurement techniques for the meridional overturning circulation and meridional heat transport in the South Atlantic // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2011. Vol. 28. P. 1504-1521.
69. Pohlmann H., Jungclauss J.H., Köhl A., Stammer D., Marotzke J. Initializing decadal climate predictions with the GECCO oceanic synthesis: Effects on the North Atlantic // *J. Clim.* 2009. Vol. 22. P. 3926-3938.
70. Polo I., Robson J., Sutton R., Balmaseda M.A. The Importance of wind and buoyancy forcing for the boundary density variations and the geostrophic component of the AMOC at 26° N // *J. Phys. Oceanogr.* 2014. Vol. 44. P. 2387-2408.
71. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature // *J. Clim.* 2007. Vol. 20, No. 22. P. 5473-5496.
72. Roberts C.D., Waters J., Peterson K.A. et al. Atmosphere drives recent interannual variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5° N // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. P. 5164-5170. doi:10.1002/grl.50930.

73. Roemmich D., Wunsch C. Two transatlantic sections: Meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean // *Deep Sea Res.* 1985. Vol. 32(6). P. 619-664. DOI:10.1016/0198-0149(85)90070-6.
74. Sijp W.P., England M.H. The effect of a northward shift in the southern hemisphere westerlies on the global ocean // *Progress Oceanogr.* 2008. Vol. 79. P. 1-19.
75. Sijp W.P., England M.H. Southern hemisphere westerly wind control over the ocean's thermohaline circulation // *J. Clim.* 2009. Vol. 22. P. 1277-1286.
76. Stepanov V.N., Haines K., Smith G.C. Assimilation of RAPID observations into an ocean model // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2012. Vol. 138(669). P. 2105–2117.
77. Stepanov V., Iovino D., Storto A., Masina S., Cipollone A. Methods of calculation of the Atlantic meridional heat and volume transports from ocean models at 26.5° N // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. Vol. 121. P. 1459-1475.
78. Stepanov V., Iovino D., Storto A., Masina S., Cipollone A. Observed and simulated variability of the AMOC at 41° N // *J. Marine Syst.* 2016. Vol. 164. P. 42-52.
79. Stepanov V., Iovino D., Storto A., Masina S., Cipollone A. The impact of horizontal resolution of density field on the calculation of the Atlantic meridional overturning circulation at 34° S // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. Vol. 121. P. 4323-4340.
80. Stepanov V.N., Haines K. Mechanisms of AMOC variability simulated by NEMO model // *Ocean Sci.* 2014. Vol. 10. P. 645-656. doi:10.5194/os-10-645-2014. Available at: www.ocean-sci.net/10/645/2014/
81. Stommel H. Thermohaline convection with two stable regimes of flow // *Tellus.* 1961. Vol. 13. P. 224-230. DOI:10.1111/j.2153-3490.1961.tb00079.x.
82. Stouffer R.J., Yin J., Gregory J.M. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes // *J. Clim.* 2006. Vol. 19(8). P. 1365-1387.
83. Sun C. et al. The data management system for the global temperature and salinity profile programme // In *Proceedings of OceanObs.09: Sustained Ocean Observations and Information for Society.* (Vol. 2), Venice, Italy, 21-25 September 2009, ESA Publication WPP-306. 2010. P. 86. DOI:10.5270/OceanObs09.
84. Sutton R.T., Hodson D.L.R. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate // *Science.* 2005. Vol. 309. P. 115-118.
85. Talley L.D. Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget // *J. Phys. Oceanogr.* 2003. Vol. 33. P. 530-560.
86. Timmermann R., Goosse H., Madec G., Fichefet T., Ethé C., Dulière V. On the representation of high latitude processes in the ORCA-LIM global coupled sea ice-ocean model // *Ocean Modelling.* 2005. Vol. 8. P. 175-201.
87. Trenberth K.E., Fasullo J.T., Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // *J. Clim.* 2011. Vol. 24. P. 4907-4924. DOI:10.1175/2011JCLI4171.1.
88. Trenberth K.E., Stepaniak D.P. The flow of energy through the Earth's climate system // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2004. Vol. 130. P. 2677-2701.
89. Vellinga M., Wood R.A. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation // *Climate Change* 2002. Vol. 54(3). P. 251-267.
90. Weaver A.J., Hughes T.M.C. Stability and variability of the thermohaline circulation and its link to climate // *Trends Phys. Oceanogr.* 1992. Vol. 1. P. 15-70.

91. *Weijer W., de Ruijter W.P.M., Sterl A., Drijfhout S.S.* Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy // *Global Planet. Change* 2002. Vol. 34. P. 293- 311. DOI:10.1016/S0921-8181(02)00121-2.
92. *Willis J.K.* Can in situ floats and satellite altimeters detect long term changes in Atlantic Ocean overturning? // *Geophys. Res. Lett.* 2010. Vol. 37. L06602. doi:10.1029/2010 GL042372.
93. *Xu X., Chassignet E.P., Johns W.E., Schmitz Jr W.J., Metzger E.J.* Intraseasonal to interannual variability of the Atlantic meridional overturning circulation from eddy-resolving simulations and observations // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2014. Vol. 119. P. 5140-5159. DOI: 10.1002/2014JC009994.
94. *Zalesak S.T.* Fully multidimensional flux corrected transport for fluids // *J. Comput. Phys.* 1979. Vol. 31. P. 335-362.
95. *Zhang R.* Latitudinal dependence of Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) variations // *Geophys. Res. Lett.* 2010. Vol. 37. L16703. DOI:10.1029/2010GL044474.
96. *Zhang R., Delworth T.L.* Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. L17712. DOI: 10.1029/2006GL026267.
97. *Zhao J., Johns W.* Wind-driven seasonal cycle of the Atlantic meridional overturning circulation // *J. Phys. Oceanogr.* 2014. Vol. 44. P. 1541-1562.
98. *Zhao J., Johns W.* Wind-Forced interannual variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5° N // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2014. Vol. 119. P. 2403-2419. doi: 10.1002/2013JC009407.
99. *Zheng Y., Giese B.S.* Ocean heat transport in simple ocean data assimilation: Structure and mechanisms // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2009. Vol. 114. C11009. DOI:10.1029/ 2008JC005190.
100. *Zweng M.M. et al.* World Ocean Atlas 2013 (WOA13). Vol. 2: Salinity // *Levitus S., Mishonov A. (ed.), NOAA Atlas NESDIS 74.* 39 p.

Поступила в редакцию 14.04.2017 г.