

## ОЦЕНКА АДЕКВАТНОСТИ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД РАЗЛИЧНЫМИ МОДЕЛЯМИ CMIP6 В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

В. М. Кукушкин, С. К. Гулев

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,  
Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,  
e-mail: vovakuk@sail.msk.ru*

В настоящей статье обсуждается корректность воспроизведения потоков плотности и трансформации поверхностных вод в Северной Атлантике моделями из проекта CMIP6. Трансформация поверхностных вод в Северной Атлантике тесно связана с конвективными процессами и образованием модальных вод. Эти процессы являются частью Атлантической меридиональной ячейки циркуляции и глобального конвейера в целом. В настоящем исследовании использованы данные реанализа NCEP CFSR/CFSv2, как наиболее достоверно воспроизводящие взаимодействие океана и атмосферы. Для сравнения были взяты данные исторического эксперимента моделей INM-CM-5.0, MPI-ESM1.2 и MIROC6 с 1979 по 2014 гг. Все модели в общем виде воспроизводят сезонную динамику потоков плотности и трансформации, которая зависит преимущественно от потоков тепла. В моделях воспроизводится положительный поток плотности в зимнее время в Северной Атлантике с максимумом у течения Гольфстрим. Далее на основе *TS*-анализа были выделены отдельные поверхностные водные массы, у которых анализировалась климатическая динамика величины трансформации. Величину трансформации отдельных водных масс наиболее приближенно к значениям CFSR воспроизводит модель MPI, менее близко MIROC6, наибольшие различия с реанализом CFSR у модели INM.

**Ключевые слова:** Северная Атлантика, водные массы, потоки плотности, трансформация, конвекция, модальные воды

### Введение

Поверхностные воды в океане формируются под влиянием процессов обмена теплом и влагой с атмосферой. Стоит отметить, что интенсивность этих процессов определяет толщину верхнего перемешанного слоя океана. Помимо потоков тепла и пресной воды на толщину верхнего перемешанного слоя влияет речной сток, процессы образования и таяния льда, ветер, вихревая динамика океана. Этот слой, в свою очередь, влияет на обмен массой, импульсом, энергией и теплом между океаном и атмосферой, что играет важную роль в погоде и климате.

Один из главных факторов, определяющих глубину перемешанного слоя, – это поток плотности на поверхности океана, который обратно пропорционален потоку плавучести. Величина этого потока зависит от интенсивности обмена теплом между океаном и атмосферой, разницы между осадками и испарением, солёности

и температуры воды, а также от речного стока. Начиная с 1980-х годов, данный термин начал использоваться в качестве величины, характеризующей трансформацию водных масс (Walín, 1982). При исследовании водных масс в Северной Атлантике, как правило, используются различные источники данных (данные судовых наблюдений VOS, базы данных о потоках между океаном и атмосферой, данные буев ARGO) (Large, Nurser, 2001; Lazier et al., 2002; Marsh, 2000; Pickart, Spall, 2003). За последние десятилетия увеличилось количество измерений потоков на границе «океан–атмосфера», кроме того, эти данные стали усваиваться в атмосферных реанализах (NCEP NCAR, ERA-15, ERA Interim), что сделало возможным исследование трансформации водных масс на поверхности океана с помощью численного моделирования (модели CLIPPER, OCCAM) (Gulev et al., 2003; Häkkinen, 1999; Marsh et al., 2005). Модельные эксперименты показали, что характеристики трансформации водных масс можно использовать для описания межгодовой и декадной изменчивости циркуляции океана (Sarafanov et al., 2008; Sarafanov et al., 2007; Våge et al., 2011). Было установлено, что трансформация поверхностных вод тесно связана с индексом Североатлантического колебания (Haines, Old, 2005). Хотя сначала модельные эксперименты проводились на сетках с грубым разрешением, порядка  $1^\circ$  (Speer, Tziperman, 1992), позже появилась возможность моделирования процессов трансформации водных масс на сетках порядка  $1/15^\circ$ . Величина потока плотности использовалась для определения характера трансформации различных водных масс в Северной Атлантике (Gulev, 2007). Исследование потока плотности важно для понимания атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляции (АМОЦ). Доказана связь между потоком плавучести и АМОЦ в декадном временном разрешении (Grist et al., 2009, 2012). Установлено, что происходит это с некоторой временной задержкой (Josey et al., 2009). Таким образом, величина потока плотности является характеристикой взаимодействия океана и атмосферы. В величине потока плотности наибольшую роль играют характеристики потоков тепла, радиации и пресной воды. Комплексные оценки этих поверхностных потоков, моделируемых с помощью СМIP в глобальном масштабе, относительно ограничены из-за отсутствия контрольных наблюдений. Установлены неточности в воспроизведении потоков «океан–атмосфера» для моделей СМIP6 (Li et al., 2021). Таким образом, возникает необходимость в оценке воспроизведения потоков плотности и величины трансформации поверхностных водных масс моделями СМIP6. Проводились аналогичные исследования на корректность воспроизведения трансформации водных масс разными моделями СМIP6 в различных регионах Северной Атлантики (Jackson et al., 2023). В настоящей работе рассмотрено воспроизведение трансформации моделями СМIP6 для отдельных водных масс Северной Атлантики.

Цель настоящей работы – определить достоверность воспроизведения долгосрочных изменений характеристик взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике в моделях СМIP6.

## Методы

Поток плотности в настоящей работе рассчитывается за период с 1979 по 2014 гг. на основе данных реанализа NCEP CFSR/CFSv2, моделей MPI, INM и MIROC из проекта CMIP6. Данные на основе реанализа NCEP CFSR/CFSv2 считаются в настоящем исследовании наиболее достоверными (Goswami et al., 2017). Достоверность воспроизведения характеристик трансформации моделями CMIP6 будет оцениваться как наиболее приближенное к CFSR. Для изучения интенсивности взаимодействия океана и атмосферы по данным разных моделей необходимо произвести расчет величины потока плотности на основе 11 переменных. Количество моделей проекта CMIP6, которые предоставляют необходимые данные для расчета, ограничено 10 модельными экспериментами. Так как данные для расчета достаточно объемные, было принято решение ограничиться расчетом на основе трех моделей. Первая – модель института вычислительной математики INM-CM 5 (Volodin et al., 2017), которая отличается высоким разрешением модели океана ( $0.25^\circ \times 0.5^\circ$ ), по сравнению с другими моделями CMIP6. Модель MPI-ESM-LR как модель с наименьшим разрешением ( $1.9^\circ \times 1.9^\circ$ ) пространственных данных. MPI ESM-LR обеспечивает хорошее сочетание точности и вычислительной эффективности, что делает ее подходящей для длительных симуляций, не требуя значительных ресурсов. Модель MIROC6 позиционируется как модель с усовершенствованной симуляцией взаимодействия океана и атмосферы: отображение процессов обмена тепла и влаги между океаном и атмосферой представлено как наиболее достоверное и улучшает качество климатического моделирования в целом. Модель учитывает сложные взаимодействия между аэрозолями и облачной влагой, что влияет на отражательную способность облаков, потоки тепла и, следовательно, на величины потоков плотности. Это подтверждается высокими показателями достоверности потоков радиации в сравнении с данными наблюдений (Lange, 2021). В результате расчетов были выявлены характерные особенности сезонного хода и межгодовой изменчивости потоков плотности. Для анализа интенсивности обмена теплом и влагой у различных водных масс была рассчитана величина трансформации. Эта величина представляет собой интеграл по изопикне величины потока плотности и характеризует изменения плотности вод.

В настоящей работе для периода 1979–2014 гг. рассматривается межсезонная изменчивость потоков плотности, которая является отражением интенсивности атмосферных процессов, влияющих на формирование поверхностных вод океана.

Для оценки интенсивности процесса формирования поверхностных вод в настоящем исследовании используется величина потока плотности, впервые предложенная в работе (Tziperman, 1986). Данная величина отражает изменение плотности вод в поверхностном слое океана в зависимости от потоков тепла и пресной воды на границе «океан–атмосфера» и является обратной величиной потока плавучести. В классической океанологической литературе критерием выделения поверхностных водных масс являются глубины до 150–200 м (Добровольский, 1961). В настоящем исследовании проводится анализ поверхностных вод, под которыми понимаются воды на глубинах

до 5 м, поскольку данный слой наиболее подвержен трансформации вследствие тепло- и влагообмена с атмосферой.

Положительные значения потока плотности характеризуют увеличение плотности поверхностных вод, и соответственно отрицательные являются индикатором уменьшения плотности на поверхности океана. Данная величина определяется следующим соотношением (Tziperman, 1986):

$$f = \frac{-\alpha}{C_p} Q_{net} + \rho_0 \beta \frac{(E - P)S}{(1 - s)}, \quad (1)$$

где  $Q_{net}$  – результирующий поток тепла между океаном и атмосферой [Вт/м<sup>2</sup>],  $C_p$  – удельная теплоемкость воды при постоянном давлении [Дж/(кг·К)],  $\rho_0$  – плотность воды [кг/м<sup>3</sup>],  $E$  – испарение [мм/час],  $P$  – осадки [мм/час],  $S$  – соленость в единицах практической солености [εps],  $(1 - s)$  – аномалия солености, где  $s$  – соленость в долях единицы,  $\alpha$  и  $\beta$  – коэффициенты термического расширения [1/К] и соленостного сжатия [кг/г], которые равны соответственно (McDougall, 1987):

$$\alpha = \frac{\partial \rho}{\rho \partial T}, \quad \beta = \frac{\partial \rho}{\rho \partial S}, \quad (2)$$

где  $\rho$  – плотность,  $S$  – соленость,  $T$  – температура.

Результирующий поток тепла между океаном и атмосферой ( $Q_{net}$ ) определяется следующим отношением (Bunker, 1976):

$$Q_{net} = (DS - US) + (DL - UL) - LH - SH, \quad (3)$$

где  $DS$  – плотность потока нисходящий коротковолновой радиации,  $US$  – плотность потока отраженной коротковолновой радиации,  $DL$  – плотность потока нисходящей длинноволновой радиации,  $UL$  – плотность потока исходящей от поверхности океан длинноволновой радиации,  $LH$  – плотность потока скрытого тепла,  $SH$  – поток явного тепла.

Для перехода от потока плотности к величине трансформации поверхностных вод необходимо дополнительно учесть площадь поверхности и плотность морской воды. Данная величина характеризует, какой объем воды той или иной плотности трансформировался на данной площади за единицу времени и определяется следующим соотношением (Speer, Tziperman, 1992; Howe, Czaja, 2009):

$$F(\rho) = \lim_{\Delta\rho \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta\rho} \left( \frac{1}{T} \int dt \iint_{\Sigma} f d\Sigma \right), \quad (4)$$

где  $T$  – временной период,  $f$  – поток плотности, формула (1),  $\Sigma$  – площадь поверхности вод со значениями потенциальной плотности в определенном диапазоне.

Размерность величины трансформации определяется как [м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup>]. Следовательно, данную величину можно также представить в свердрупах (1 Св = 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup>) – данная единица измерения традиционно используется в океанологии при анализе переноса океанских течений.

В настоящем исследовании изучаются воды моря Лабрадор (ВМЛ). ВМЛ являются продуктом преобразования субполярных модальных вод в циклонической ветви циркуляции Северной Атлантики. ВМЛ распространяются на средних глубинах и встречаются по всей северной части Атлантического океана к северу от 40° с. ш. и вдоль ее западной границы до 18° с. ш. Они характеризуются температурами от 0 до 5 °С и соленостью от 34 до 35 ‰. Температура и соленость образующихся конвективно субполярных модальных вод (СПМВ) составляет диапазон от 14.7 °С и 36.08 ‰ до 3.4 °С до 34.88 ‰. Такой разброс обусловлен совместным воздействием избыточных осадков и похолодания. СПМВ представлены потенциальной плотностью  $\sigma_0$  27.3–27.5, присутствуют в восточной части субполярного круговорота (Tooth et al., 2023), характеризуются температурами 7–14 °С и соленостью 35–36 ‰. Субтропические модальные воды формируются из поверхностных вод с потенциальной плотностью  $\sigma_0$  26.5, температурой 19–23 °С и соленостью 36–37 ‰ (Gulev et al., 2003).

Ледовый покров в субполярных и полярных областях Мирового океана является важным компонентом формирования климата и погоды. Наличие ледяного покрова значительно уменьшает величину теплообмена между океаном и атмосферой. По этой причине расчет потоков плотности и величины трансформации проводился только для тех областей, где сплоченность льда составляет менее 15 %. Порог в 15 % отделяет акватории с полным и частичным покрытием от открытого моря (Heil et al., 1996). В регионах с частичным покрытием действуют процессы осолонения при льдообразовании. Эффект от испарения в таких условиях смещается от охлаждения в сторону осолонения. При полном покрытии льда проводить данные расчеты нецелесообразно.

## Используемые источники данных

### *Реанализ NCEP CFSv2*

Расчет потоков плотности поверхностных вод для регионального анализа среднесезонных характеристик и внутригодовой изменчивости осуществлялся на основе реанализа NCEP CFSv2 (Saha et al., 2014), предоставляемого Национальным центром США предсказаний окружающей среды (NCEP). Данный реанализ охватывает временной период с 2011 г. по настоящее время и является новым поколением реанализа NCEP CFSR (Saha et al., 2006), в котором содержится информация для 1979–2011 гг. В отличие от первого поколения реанализа, NCEP CFSv2 имеет глобальный охват (ранее область расчета составляла от 75° ю. ш. до 65° с. ш.), используется модель циркуляции океана MOM4 (ранее использовалась модель MOM3 (Griffies et al., 2004)), и пространственное разрешение данных в океане составляет 0.5° (ранее оно составляло 1°). В модели океанской циркуляции учитывается термодинамика льда и уравнение состояния морской воды, описанное в работе (McDougall et al., 2002). Временная дискретность предоставляемых данных составляет 6 часов. В реанализе NCEP CFSv2 реализовано циклическое усвоение данных натуральных наблюдений (Derber, Rosati, 1989)

и используется совместная модель атмосферы NCEP GFS (Han, Pan, 2011) с моделью поверхности суши NOAA (Ek et al., 2003) и моделью океана GFDL MOM4, что наряду с высоким пространственным разрешением и временной дискретностью является преимуществом использования NCEP CFSv2 для целей настоящего исследования. Пространственное разрешение атмосферной модели составляет T126, что соответствует около 100 км, но данные на поверхности океана и земли могут предоставляться с разрешением  $0.205^\circ$ . Для получения значений солености на поверхности океана в NCEP CFSv2 происходит усвоение данных прямых наблюдений буев TAO, TRITON (McPhaden, 1995), PIRATA (Bourlès et al., 2008), в то время как на больших глубинах соленость в реанализе представляет собой синтетическую характеристику, рассчитанную на основе данных профилей ARGO (Argo, 2000) и локальных климатологических соотношений между потенциальной температурой и соленостью, содержащихся во Всемирной Океанологической базе данных (Conkright et al., 2002).

В работе использованы данные трех моделей исторического эксперимента CMIP6. Ключевым элементом CMIP6 (Eyring et al., 2016) является моделирование изменения климата, наблюдаемого в течение так называемого исторического периода с 1850 по 2014 гг. Сравнение наблюдаемых изменений с моделируемыми тенденциями, обусловленными изменениями состава атмосферы и другими климатическими факторами, является полезным тестом чувствительности модельного климата к внешним воздействиям, который важен при оценке вероятности будущих изменений в прогностических экспериментах моделей.

### ***Модель INM-CM5-0***

Семейство климатических моделей INM-CM5-0 (далее INM) состоит из двух основных блоков: модели общей циркуляции атмосферы и модели общей циркуляции океана. Атмосферная часть основана на стандартной системе гидротермодинамических уравнений с гидростатическим приближением, записанных в адвективной форме. Прогностическими переменными модели являются горизонтальные составляющие ветра, температура, удельная влажность и приземное давление. В аппроксимации методом конечных разностей второго порядка используется C-сетка Аракавы (пространственными координатами являются географическая широта, долгота и вертикальная сигма-координата). Схема чехарды с фильтрацией Асселина (1972) используется для временного шага. Гравитационные волны обрабатываются неявной временной схемой для улучшения численной устойчивости. Вблизи полюсов фильтр Фурье применяется вдоль продольного направления, чтобы избежать численной неустойчивости. Атмосферная модель имеет разрешение  $2^\circ$ – $1.5^\circ$  по долготе и широте и 73 вертикальных уровня. Океаническая модель имеет горизонтальное разрешение  $0.5^\circ$ – $0.25^\circ$  и 40 вертикальных уровней. Вертикальный обмен теплом, солью и импульсом описывается оператором второго порядка. Вертикальные операторы турбулентности вычисляются согласно выбранной параметризации Монина-Обухова и Пакановского-Филандера (Монин, Обухов, 1953; Pacanowsky, Philander, 1981). Процесс

глубокой конвекции при неустойчивой стратификации потенциальной плотности параметризуется увеличением коэффициентов вертикального обмена на несколько порядков (Zalesny, Gusev, 2009).

### *Модель MIROC6*

MIROC6 состоит из трех подмоделей: атмосфера, земля и морской лед–океан. Модель атмосферы основана на модели общей циркуляции атмосферы CCSR-NIES. Модель земной поверхности построена на минимальном расширенном анализе поверхностного взаимодействия и поверхностного стока, который включает модель маршрута рек, основанную на кинематическом уравнении волнового потока и озерный модуль, в котором рассматриваются одномерная тепловая диффузия и сохранение массы. Модель морской лед–океан основана на модели CCSR Ocean Component. Система сопряжения рассчитывает потоки тепла и пресной воды между подмоделями, чтобы обеспечить сохранение всех потоков, а затем обменивает потоки между подмоделями. В MIROC6 не используются корректировки потока (Tatebe et al., 2019). Горизонтальное разрешение данных об атмосфере представляет собой спектральное T85, что составляет приблизительно  $1.4^\circ$  как для широты, так и для долготы. Данные об океане представлены в гибридной системе координат  $\sigma$ – $z$ , в которой имеется 62 вертикальных уровня, 31 из которых находятся на глубинах до 500 м. Пространственные данные об океане представлены на трехполюсной сетке с разрешением от  $0.5^\circ$  до  $1^\circ$ , с крупным разрешением в высоких широтах и мелким – ближе к экватору. Параметризация поверхностного смешанного слоя (Noh, Kim, 1999) и параметризация для вихревой изопикнической диффузии (Gent et al., 1995), используемые в MIROC6, такие же, как и в MIROC5. Эмпирический профиль фоновой вертикальной диффузии, предложенный в работе (Tsujino et al., 2000), имеет отдельные значения для Арктического региона, изменяется на глубинах менее 50 м к северу от  $65^\circ$  с. ш.

### *Модель MPI-ESM1.2*

Модель MPI-ESM1.2 (далее MPI) состоит из четырех компонентов модели и ответителя, которые соединены так же, как это было сделано в предшественнике MPI-ESM (Giorgetta et al., 2013). Динамическая модель океана MPIOM1.6 напрямую использует трассеры модели биогеохимии океана HAMOCC6. Модель атмосферы ECHAM6.3 напрямую связана с моделью суши JSBACH3.2 за счет поверхностного обмена массой, импульсом и теплом. Затем эти два основных блока модели соединяются через библиотеку сопряжения OASIS3-MCT. Отдельные компоненты модели также могут работать в автономном режиме. Модель применяется к ряду научных и практических задач, каждая из которых предлагает свои собственные проблемы с точки зрения представления процессов или явлений и с точки зрения их вычислительных требований, которые, безусловно, в основном контролируются горизонтальным разрешением в атмосфере и океане. Данные об атмосфере имеют спектральное разрешение T63,

что равно примерно 200 км, в океане разрешение составляет около  $1.5^\circ$ . В океанской модели MRIOM 40 уровней, различающихся от 12 м до нескольких сотен. Вертикальное смешивание и диффузия основаны на формулировке Пакановски и Филандера, зависящей от числа Ричардсона (Raschowsky, Philander, 1981). Кроме того, предполагается, что турбулентное перемешивание в слое океана пропорционально кубу скорости ветра на высоте 10 м и экспоненциально затухает с глубиной и разностью потенциальной плотности относительно поверхности (Marsland et al., 2003). В работе использовалась LR (low resolution – низкое разрешение) конфигурация модели.

## Результаты

Для всех моделей была рассчитана величина потока плотности на поверхности океана. В моделях CMIP6 используется совмещенная модель океана и атмосферы, поэтому данные по температуре и солености предоставляются как данные с поверхности океана. Так же предоставляются данные о температуре воды CFSv2. Соленость поверхностного слоя океана, содержащаяся в данных реанализа NCEP CFSv2, соответствует глубине 5 м.

Данные были проинтерполированы на 1-градусную сетку и произведен расчет потоков плотности. Потоки плотности на основе различных данных изображены на рисунке 1.

Для иллюстрации был выбран март, так как в мартовском распределении потока плотности можно выразить акватории с большей или меньшей величиной потока плотности, в отличие от зимних распределений, где более однородная картина из-за повсеместного выхолаживания. Также в марте достигается наибольшая глубина перемешанного слоя. Для всех моделей воспроизводится характерное сезонное распределение потоков плотности для Северной Атлантики. Величина потока плотности в большей степени зависит от величин потока тепла, так как термическая часть потоков плотности на порядок выше соленостной. Наибольшие значения потоков плотности, достигающие  $1.5 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с), наблюдаются в акваториях течения Гольфстрим, так как воды этого течения в зимнее время теплее атмосферного воздуха, здесь идет интенсивная отдача тепла из океана в атмосферу за счет потоков скрытого и явного тепла. Вследствие этого воды становятся более плотными. Область минимальных значений термической составляющей в марте протянулась вдоль экваториальной области, где океан интенсивно нагревается, и из-за термического расширения плотность в поверхностном слое океана становится меньше. В данной акватории ближе к побережью Северной Америки во всех моделях, кроме INM, воспроизводится участок с отрицательным потоком плотности. В моделях CMIP6 воспроизводятся локальные максимумы потоков плотности в морях Лабрадор и Ирмингера, где формируются воды моря Лабрадор, и в северной части Норвежского моря. В модели INM, в отличие от остальных моделей, в области тропической Атлантики наблюдаются положительные значения потока плотности.



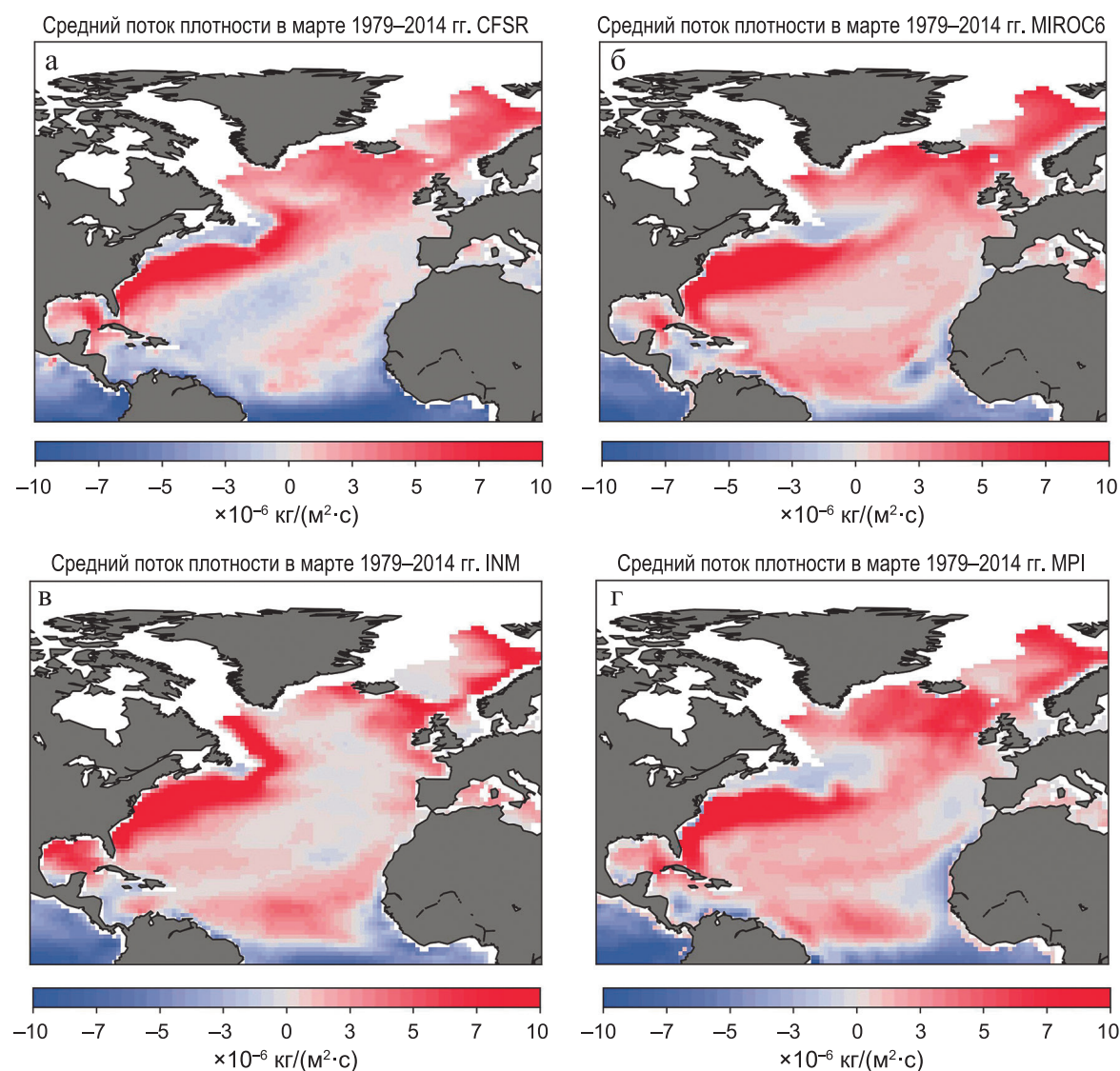


Рис. 1 – Средняя величина потока плотности в марте за период 1979–2014 гг. на основе данных: а – CFJR; б – MIROC6; в – INM; г – MPI

Был произведен расчет разниц потока плотности в марте между моделями CMIP6 и CFJR на основе данных за 1979–2014 годы. Карты разниц потоков плотности реанализов CFJR и моделей CMIP6 изображены на рисунке 2.

Заметно, что данные моделей CMIP6 в южных акваториях превосходят данные CFJR. Наибольшие различия наблюдаются в районе течения Гольфстрим и Североатлантического течения. Если рассматривать различия с моделью MIROC, то CFJR занижает данные в районе течения Гольфстрим, за Ньюфаундледской банкой значения реанализа становятся выше. В море Лабрадор и в акватории моря Ирмингера модель немного превышает реанализ. При сравнении с моделью INM высокие значения явно наблюдаются в районе течения Гольфстрим и море Лабрадор. Это происходит из-за превышения потоков скрытого тепла в INM над CFJR. В сравнении с реанализом CFJR, в акватории Гольфстрима до мыса Хаттерас данные MPI

превышают данные реанализа, далее в акваториях от мыса Хаттерас до моря Лабрадор данные модели ниже, и в море Лабрадор поток плотности по модели превышает реанализ.

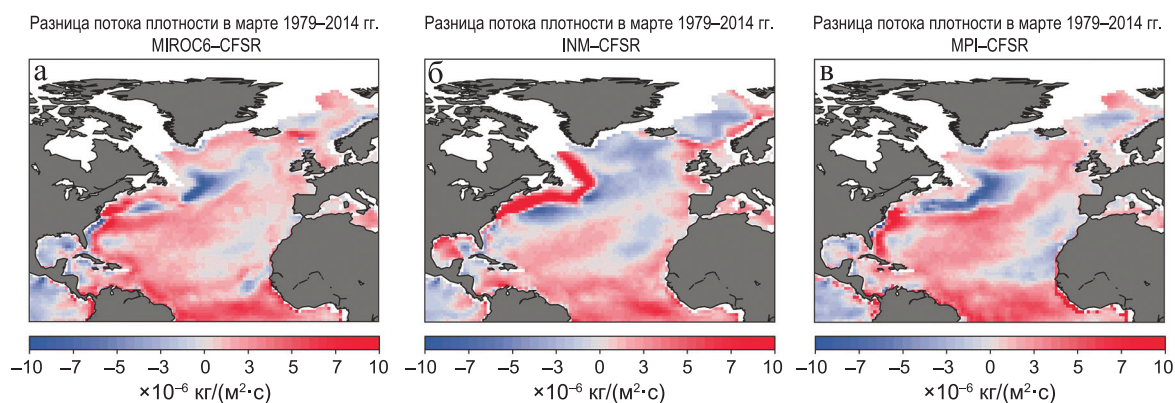


Рис. 2 – Разница потоков плотности CFSR и моделей CMIP6 в Северной Атлантике в марте за период 1979–2014 гг.: а – между MIROC6 и CFSR; б – между INM и CFSR; в – между MPI и CFSR

По данным о температуре и солёности поверхностных вод величина трансформации была нанесена на *TS*-плоскость. Это позволило выделить *TS*-характеристики, по которым определяются водные массы в этом исследовании. На основе приведенных ранее в тексте статьи характеристик на *TS*-плоскости были выделены соответствующие водные массы (рисунок 3).

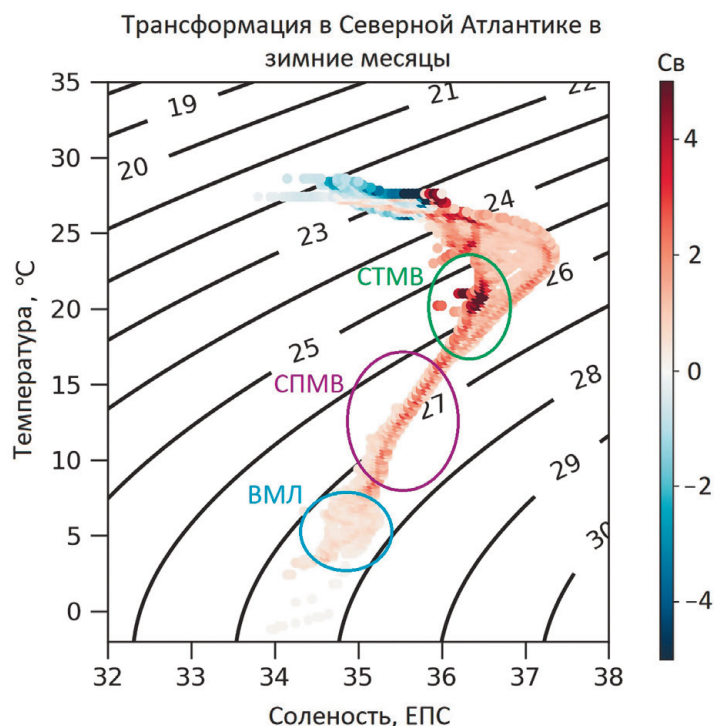


Рис. 3. – Величина трансформации поверхностных вод в Северной Атлантике в зимний период на *TS*-плоскости

Для каждой водной массы была рассчитана величина среднемесячной положительной трансформации. Это величина, равная средней трансформации с октября по март за период с 1979 по 2010 гг.

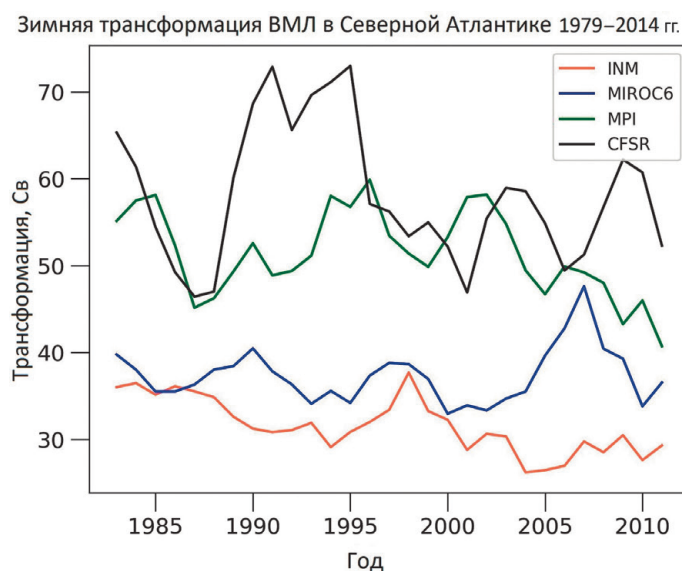


Рис. 4 – Трансформация ВМЛ в зимние месяцы

На рисунке 4 приведено сравнение величин трансформации ВМЛ для CFSR и моделей CMIP6. Практически для всего наблюдаемого периода с 1979 по 2011 гг. величина трансформации ВМЛ в моделях CMIP6 равна таковой в CFSR или ниже. Причем значения трансформации ВМЛ между моделями могут значительно различаться. Например, во время максимума величины трансформации в 70 Св в 1994–1995 гг. в CFSR, модель INM показывает значения трансформации около 32 Св, модель MIROC6 показывает значение 37 Св. Больше всего CFSR в это время соответствуют данные модели MPI, равные 60 Св трансформации. В целом величины трансформации в моделях INM и MIROC6 существенно ниже, чем у CFSR и MPI. Это связано с наибольшей площадью льда у модели INM в акваториях, занимаемых этими водами. Динамика величины трансформации ВМЛ в моделях CMIP6 не воспроизводит события максимальной трансформации 1994 г. и последующего резкого уменьшения величин трансформации. Наименьшая величина трансформации, согласно CFSR, наблюдалась в 2001 г. и составляла около 47 Св, в то время как остальные модели дают значение 25 Св. Столь большие значения трансформации обусловлены выбором месяцев для расчета. Расчет трансформации производился для месяцев с октября по март, это месяцы с самой интенсивной положительной зимней трансформацией. Если произвести аналогичный расчет для летних месяцев, то обратная летняя трансформация этих вод будет достигать значений  $-35$  Св. При расчете трансформации за 12 месяцев величина будет составлять в среднем около 12–14 Св, что соответствует оценкам (Speer, Tziperman, 1992; Buckley et al., 2023). То же самое касается величин трансформации СПМВ и СТМВ.

Зимняя трансформация СПМВ в Северной Атлантике 1979–2014 гг.

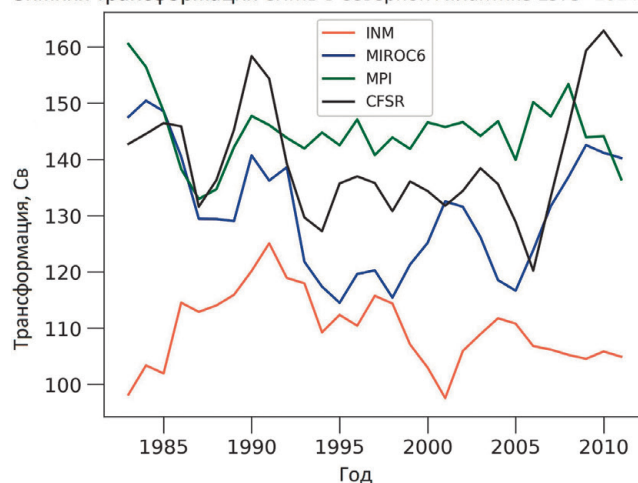


Рис. 5 – Величина трансформации СПМВ в зимние месяцы

Трансформация субполярных модальных вод существенно выше из-за большей площади, занимаемой этими водами (рисунок 5). Различия воспроизведения величины трансформации между разными моделями достигает 60 Св. По межгодовой изменчивости величины трансформации к CFSR наиболее близки данные модели MIROC6, хотя для некоторых событий существует различие во времени. Динамика величины трансформации обусловлена динамикой потоков тепла, данные реанализа CFSR больше всего соответствуют изменениям потоков тепла для СПМВ в рассматриваемый период. Наиболее близкая по величинам – модель MPI, различия составляют не более 35 Св.

Зимняя трансформация СТМВ в Северной Атлантике 1979–2014 гг.

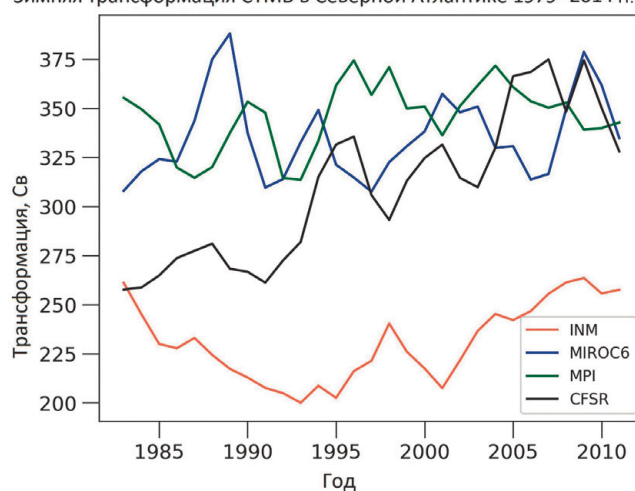


Рис. 6 – Трансформация СТМВ в зимние месяцы

Для субтропических модальных вод (рисунок 6) трансформация самая высокая, так как площадь занимаемой акватории наибольшая. Модели MIROC6 и MPI дают значения 380 Св, эти значения стоит считать завышенными. Более достоверно величину трансформации оценивает реанализ CFSR в 260–350 Св. Наименьшая оценка

у модели INM – до 200 Св. По данным реанализа CFSR трансформация субтропических модальных вод с 1979 по 2011 гг. повышается. Модели MIROC6 и MPI не воспроизводят какой-либо значимой динамики величины трансформации. Модель INM показывает рост величины трансформации с 1993 по 2010 гг. до величины 250 Св.

## Выводы

Большие величины потоков плотности для ВМЛ и СПМВ, возникающие при использовании данных моделей MPI и MIROC6, являются следствием высоких потоков тепла в атмосферу в указанных моделях (Hajjar, Salzmann, 2023). Расчет трансформации по данным CFSR за 12 месяцев показал, что величины трансформации ВМЛ составляют около 12–14 Св, что соответствует оценкам в зарубежной литературе (Speer, Tziperman 1992; Marshall et al., 1999; Langehaug et al., 2012). Наши результаты согласуются с исследованиями исторического эксперимента CMIP6, где изучались глубины перемешанного слоя: модель MPI показывает значения глубины перемешанного слоя и потоков тепла выше некоторых других моделей (Koenigk et al., 2021). Проведенное сравнение моделей показало, что MPI относится к так называемым моделям по воспроизведению меридиональной циркуляции Северной Атлантики, а модель INM относится к «холодным», поэтому трансформация ВМЛ в MPI существенно выше, чем INM (Reintges et al., 2024).

В представленной работе проведен анализ характеристик трансформации поверхностных водных масс в Северной Атлантике для 1979–2010 гг. на основе данных реанализа NCEP CFSR и моделей MPI, INM и MIROC6, входящих в проект CMIP6. Трансформация каждой водной массы была оценена в отдельности, для чего была проведена классификация водных масс по их термохалинным характеристикам на TS-плоскости. Наибольшей трансформацией до 380 Св обладают субтропические модальные воды, которые занимают наибольшую акваторию в Северной Атлантике. Наименьшей зимней трансформацией обладают воды моря Лабрадор, порядка 30 Св. В моделях CMIP6 и CFSR максимумы и минимумы трансформации различных вод в данных реанализа и моделей не совпадают друг с другом. Наиболее близка к CFSR по абсолютным значениям модель MPI, а по динамике модель MIROC6. Вероятно, многие обсуждаемые особенности временного хода являются проявлением естественной изменчивости и не могут быть воспроизведены в климатических расчетах. В дальнейшем возможно использование разных членов ансамбля моделей CMIP6, которые различаются начальными данными, для оценки соответствия их межгодовой изменчивости данным реанализа.

**Благодарности.** Работы по обработке данных реанализов и моделей, а также расчетов потоков плотности были выполнены в рамках гос. задания № FMWE-2022-0002, анализ характеристик трансформаций водных масс Северной Атлантики произведен при поддержке гранта РФФ 23-77-30001.

### Список литературы

1. Добровольский А. Д. Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1.
2. Монин А. С., Обухов. А. М. Безразмерные характеристики в приземном слое атмосферы // Доклады АН СССР. 1953. Т. 93. № 2. С. 223–226.
3. Argo. Argo float data and metadata from Global Data Assembly Centre (Argo GDAC) // SEANOE. 2000.
4. Bourlès B. et al. The PIRATA program: History, accomplishments and future directions // Bulletin of the American Meteorological Society. 2008. Vol. 89. No. 8. P. 1111–1126.
5. Buckley M. et al. Buoyancy forcing and the subpolar Atlantic meridional overturning circulation // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2023. Vol. 381. No. 2262. P. 20220181.
6. Bunker A. F. Computations of surface energy flux and annual air–sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean // Monthly Weather Review. 1976. Vol. 104. No. 9. P. 1122–1140.
7. Conkright M. E. World Ocean Database. 2001. Vol. 1. Introduction. 2002.
8. Derber J., Rosati A. A global oceanic data assimilation system // Journal of Physical Oceanography. 1989. Vol. 19. No. 9. P. 1333–1347.
9. Ek M. B. et al. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2003. Vol. 108. No. D22.
10. Eyring V. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geoscientific Model Development. 2016. Vol. 9. No. 5. P. 1937–1958.
11. Gent P. R. et al. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models // Journal of physical oceanography. 1995. Vol. 25. No. 4. P. 463–474.
12. Giorgetta M. A. et al. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2013. Vol. 5. No. 3. P. 572–597.
13. Goswami T. et al. Assessment of simulation of radiation in NCEP Climate Forecasting System (CFS V2) // Atmospheric Research. 2017. Vol. 193. P. 94–106.
14. Griffies S. M. et al. A technical guide to MOM4 // GFDL Ocean Group Tech. Rep. 2004. Vol. 5. P. 342.
15. Grist J. P., Marsh R., Josey S. A. On the relationship between the North Atlantic meridional overturning circulation and the surface-forced overturning streamfunction // Journal of Climate. 2009. Vol. 22. No. 19. P. 4989–5002.
16. Grist J. P., Josey S. A., Marsh R. Surface estimates of the Atlantic overturning in density space in an eddy-permitting ocean model // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012. Vol. 117. No. C6.
17. Gulev S. K. et al. Water mass transformation in the North Atlantic and its impact on the meridional circulation: Insights from an ocean model forced by NCEP–NCAR reanalysis surface fluxes // Journal of climate. 2003. Vol. 16. No. 19. P. 3085–3110.
18. Gulev S. K., Barnier B., Molines J.-M., Penduff T. Impact of spatial resolution of simulated surface water mass transformation in the Atlantic // Ocean Modelling. 2007. Vol. 19. P. 138–160.
19. Haines K., Old C. Diagnosing natural variability of North Atlantic water masses in HadCM3 // Journal of climate. 2005. Vol. 18. No. 12. P. 1925–1941.
20. Hajjar K., Salzmann M. Relative contributions of local heat storage and ocean heat transport to cold-season Arctic Ocean surface energy fluxes in CMIP6 models // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2023. Vol. 149. No. 755. P. 2091–2106.

21. *Häkkinen S.* Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951–1993 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Vol. 104. No. C5. P. 10991–11007.
22. *Han J., Pan H. L.* Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System // *Weather and Forecasting*. 2011. Vol. 26. No. 4. P. 520–533.
23. *Howe N., Czaja A.* A new climatology of air–sea density fluxes and surface water mass transformation rates constrained by WOCE // *Journal of physical oceanography*. 2009. Vol. 39. No. 6. P. 1432–1447.
24. *Heil P., Allison I., Lytle V. I.* Seasonal and interannual variations of the oceanic heat flux under a landfast Antarctic sea ice cover // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. Vol. 101. No. C11. P. 25741–25752.
25. *Jackson L. C., Petit T.* North Atlantic overturning and water mass transformation in CMIP6 models // *Climate Dynamics*. 2023. Vol. 60. No. 9. P. 2871–2891.
26. *Josey S. A., Grist J. P., Marsh R.* Estimates of meridional overturning circulation variability in the North Atlantic from surface density flux fields // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009. Vol. 114. P. 9.
27. *Koenigk T. et al.* Deep mixed ocean volume in the Labrador Sea in HighResMIP models // *Climate Dynamics*. 2021. Vol. 57. No. 7. P. 1895–1918.
28. *Lange S.* ISIMIP3b bias adjustment fact sheet // Potsdam: Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project. 2021.
29. *Langehaug H. R. et al.* Water mass transformation and the North Atlantic Current in three multicentury climate model simulations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012. Vol. 117. P. 11.
30. *Large W. G., Nurser A. J. G.* Ocean surface water mass transformation // *International Geophysics*. Academic Press, 2001. Vol. 77. P. 317–336.
31. *Lazier J. et al.* Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000 // *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002. Vol. 49. No. 10. P. 1819–1835.
32. *Li J. et al.* Evaluation of CMIP6 global climate models for simulating land surface energy and water fluxes during 1979–2014 // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2021. Vol. 13. No. 6.
33. *Marsh R. et al.* Water mass transformation in the North Atlantic over 1985–2002 simulated in an eddy-permitting model // *Ocean Science*. 2005. Vol. 1. No. 2. P. 127–144.
34. *Marsh R.* Recent variability of the North Atlantic thermohaline circulation inferred from surface heat and freshwater fluxes // *Journal of climate*. 2000. Vol. 13. No. 18. P. 3239–3260.
35. *Marsland S. J. et al.* The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates // *Ocean modelling*. 2003. Vol. 5. No. 2. P. 91–127.
36. *Marshall J., Jamous D., Nilsson J.* Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates // *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. 1999. Vol. 46. No. 4. P. 545–572.
37. *McDougall T. J.* Neutral surfaces // *Journal of Physical Oceanography*. 1987. Vol. 17. No. 11. P. 1950–1964.
38. *McDougall T. J., Greatbatch R. J., Lu Y.* On conservation equations in oceanography: How accurate are Boussinesq ocean models? // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. Vol. 32. No. 5. P. 1574–1584.
39. *McPhaden M. J.* The tropical atmosphere ocean array is completed // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1995. Vol. 76. No. 5. P. 739–744.
40. *Noh Y., Kim Jin H.* Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Vol. 104. No. C7. P. 15621–15634.

41. Pacanowski R. C., Philander S. G. H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11. No. 11. P. 1443–1451.
42. Pickart R. S., Spall M. A. Deep Convection east of Greenland: atmospheric forcing and oceanic response // *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*. 2003. P. 4377.
43. Reintges A. et al. Subpolar North Atlantic mean state affects the response of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the North Atlantic Oscillation in CMIP6 models // *Journal of Climate*. 2024. Vol. 37. No. 21. P. 5543–5559.
44. Saha S. et al. The NCEP climate forecast system // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19. No. 15. P. 3483–3517.
45. Saha S. et al. The NCEP climate forecast system version 2 // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27. No. 6. P. 2185–2208.
46. Sarafanov A. et al. Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s to mid-2000s // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. Vol. 113. No. C12.
47. Sarafanov A. et al. Warming and salinification of intermediate and deep waters in the Irminger Sea and Iceland Basin in 1997–2006 // *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 34. No. 23.
48. Speer K., Tziperman E. Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean // *Journal of Physical Oceanography*. 1992. Vol. 22. No. 1. P. 93–104.
49. Tatebe H. et al. Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability and climate sensitivity in MIROC6 // *Geoscientific Model Development*. 2019. Vol. 12. No. 7. P. 2727–2765.
50. Tooth O. J. et al. Seasonal overturning variability in the eastern North Atlantic subpolar gyre: a Lagrangian perspective // *Ocean Science*. 2023. Vol. 19. No. 3. P. 769–791.
51. Tsujino H., Hasumi H., Sugimoto N. Deep Pacific circulation controlled by vertical diffusivity at the lower thermocline depths // *Journal of Physical Oceanography*. 2000. Vol. 30. No. 11. P. 2853–2865.
52. Tziperman E. On the role of interior mixing and air-sea fluxes in determining the stratification and circulation of the oceans // *Journal of Physical Oceanography*. 1986. Vol. 16. No. 4. P. 680–693.
53. Våge K. et al. The Irminger Gyre: Circulation, convection and interannual variability // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2011. Vol. 58. No. 5. P. 590–614.
54. Volodin E. M. et al. Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // *Climate dynamics*. 2017. Vol. 49. No. 11. P. 3715–3734.
55. Walin G. On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean // *Tellus*. 1982. Vol. 34. No. 2. P. 187–195.
56. Zalesny V. B., Gusev A. V. Mathematical model of the World Ocean dynamics with algorithms of variational assimilation of temperature and salinity fields // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*, 2009. Vol. 24. No. 2. P. 171–191.

Статья поступила в редакцию 04.06.2024, одобрена к печати 19.12.2024.

**Для цитирования:** Кукушкин В. М., Гулев С. К. Оценка адекватности воспроизведения процессов трансформации поверхностных вод различными моделями CMIP6 в Северной Атлантике // *Океанологические исследования*. 2024. № 52 (4). С. 108–127. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).7](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).7).



## ASSESSMENT OF THE ADEQUACY OF THE REPRODUCTION OF SURFACE WATER TRANSFORMATION BY DIFFERENT CMIP6 MODELS IN THE NORTH ATLANTIC

V. M. Kukushkin, S. K. Gulev

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,  
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,  
e-mail: vovakuk@sail.msk.ru*

This article discusses the correctness of the reproduction of density fluxes and transformation of surface waters in the North Atlantic by models from the CMIP6 project. The transformation of surface waters in the North Atlantic is closely related to convective processes and the formation of modal waters. These processes are part of the Atlantic Meridional Circulation Cell and the global conveyor belt as a whole. This study uses NCEP CFSR/CFSv2 reanalysis data as the most reliably reproducing the interaction between the ocean and the atmosphere. For comparison, data from the historical experiment of the INM-CM-5.0, MPI-ESM1.2 and MIROC6 models from 1979 to 2014 were taken. All models generally reproduce the seasonal dynamics of density and transformation flows, which depend primarily on heat flows. The models reproduce a positive density flux in winter in the North Atlantic with a maximum near the Gulf Stream. Next, based on *TS*-analysis, individual surface water masses were identified and the climatic dynamics of transformation rates were analyzed. The transformation rate of individual water masses is most near to CFSR values reproduced by the MPI model, less accurately by MIROC6; the greatest differences with the CFSR reanalysis are reproduced by the INM model.

**Keywords:** North Atlantic, water masses, density fluxes, transformation, convection, modal waters

**Acknowledgment:** Work on processing reanalysis data and models and calculations of density fluxes was carried out within the framework of the state assignment No. FMWE-2022-0002, analysis of the characteristics of transformations of water masses of the North Atlantic was carried out with the support of the Russian Science Foundation grant No. 23-77-30001.

### References

1. *Argo.*, 2000. Argo float data and metadata from Global Data Assembly Centre (Argo GDAC). SEANOE.
2. Bourlès, B., R. Lumpkin, M. J. McPhaden, F. Hernandez, P. Nobre, E. Campos, L. Lu, S. Planton, A. Busalacchi, A. D. Moura, J. Servain, and J. Trotte, 2008: The PIRATA program: History, accomplishments and future directions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89** (8), 1111–1126.
3. Bunker, A. F., 1976: Computations of surface energy flux and annual air–sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Monthly Weather Review*, **104** (9), 1122–1140.
4. Buckley, M. W., M. S. Lozier, D. Desbruyères, and D. G. Evans, 2023: Buoyancy forcing and the subpolar Atlantic meridional overturning circulation. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, **381** (2262), 20220181.
5. Conkright, M. E., 2002: *World Ocean Database, 2001*. Vol. 1, Introduction.

6. Derber, J. and A. Rosati, 1989: A global oceanic data assimilation system. *Journal of Physical Oceanography*, **19** (9), 1333–1347.
7. Dobrovolsky, A. D., 1961: Ob opredelenii vodnykh mass. *Oceanology*, **1** (1).
8. Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108** (D22).
9. Eyring V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison. Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, **9** (5), 1937–1958.
10. Gent, P. R., J. Willebrand, T. J. McDougall, and J. C. McWilliams, 1995: Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *Journal of physical oceanography*, **25** (4), 463–474.
11. Goswami, S., A. T. Rao, A. Hazra, H. S. Chaudhari, A. Dhakate, K. Salunke, and S. Mahapatra, 2017: Assessment of simulation of radiation in NCEP Climate Forecasting System (CFS V2). *Atmospheric Research*, **193**, 94–106.
12. Giorgetta, M. A., J. Jungclaus, C. H. Reick, S. Legutke, J. Bader, M. Bottinger, V. Brovkin, T. Crueger, M. Esch, K. Fieg, K. Glushak, V. Gayler, H. Haak, H.-D. Hollweg, T. Ilyina, S. Kinne, L. Kornbluh, D. Matei, T. Mauritsen, U. Mikolajewicz, W. Mueller, D. Notz, F. Pithan, T. Raddatz, S. Rast, R. Redler, E. Roeckner, H. Schmidt, R. Schnur, J. Segsneider, K. D. Six, M. Stockhause, C. Timmreck, J. Wegner, H. Widmann, K.-H. Wieners, M. Claussen, J. Marotzke, and B. Stevens., 2013: Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **5** (3), 572–597.
13. Griffies, S. M., M. J. Harrison, R. C. Pacanowski, and A. Rosati, 2004: A technical guide to MOM4. *GFDL Ocean Group Tech. Rep.*, **5**, 342.
14. Grist, J. P., R. Marsha, and S. A. Josey, 2009: On the relationship between the North Atlantic meridional overturning circulation and the surface-forced overturning streamfunction. *Journal of Climate*, **22** (19), 4989–5002.
15. Grist, J. P., S. A. Josey, and R. Marsh, 2012: Surface estimates of the Atlantic overturning in density space in an eddypermitting ocean model. *Journal of Geophysical Research*, **117** (C06).
16. Gulev, S. K., B. Barnier, H. Knochel, J. M. Molines, and M. Cottet, 2003: Water mass transformation in the North Atlantic and its impact on the meridional circulation: Insights from an ocean model forced by NCEP–NCAR reanalysis surface fluxes. *Journal of climate*, **16** (19), 3085–3110.
17. Gulev, S. K., B. Barnier, J.-M. Molines, and T. Penduff, 2007: Impact of spatial resolution of simulated surface water mass transformation in the Atlantic. *Ocean Modelling*, **19**, 138–160.
18. Haines, K. and C. Old, 2005: Diagnosing natural variability of North Atlantic water masses in HadCM3. *Journal of climate*, **18** (12), 1925–1941.
19. Hajjar, K. A. and M. Salzmann, 2023: Relative contributions of local heat storage and ocean heat transport to cold-season Arctic Ocean surface energy fluxes in CMIP6 models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **149** (755), 2091–2106.
20. Häkkinen, S., 1999: Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951–1993. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **104** (C5), 10991–11007.
21. Han, J. and H. L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System. *Weather and Forecasting*, **26** (4), 520–533.
22. Heil, P., I. Allison, and V. I. Lytle, 1996: Seasonal and interannual variations of the oceanic heat flux under a landfast Antarctic sea ice cover. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **101** (C11), 25741–25752.

23. Howe, N. and A. Czaja, 2009: A new climatology of air–sea density fluxes and surface water mass transformation rates constrained by WOCE. *Journal of physical oceanography*, **39** (6), 1432–1447.
24. Jackson, L. C. and T. Petit, 2023: North Atlantic overturning and water mass transformation in CMIP6 models. *Climate Dynamics*, **60** (9), 2871–2891.
25. Josey, S. A., J. P. Grist, and R. Marsh, 2009: Estimates of meridional overturning circulation variability in the North Atlantic from surface density flux fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **114** (C9).
26. Koenigk, T., R. Fuentes-Franco, V. L. Meccia, O. Gutjahr, A. L. New, P. Ortega, C. D. Roberts, D. Iovino, M.-P. Moine, and D. V. Sein, 2021: Deep mixed ocean volume in the Labrador Sea in HighResMIP models. *Climate Dynamics*, **57** (7), 1895–1918.
27. Lange, S., 2021: ISIMIP3b bias adjustment fact sheet. *Potsdam: Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project*.
28. Langehaug, H. R., P. B. Rhines, T. Eldevik, J. Mignot, and K. Lohmann, 2012: Water mass transformation and the North Atlantic Current in three multicentury climate model simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **117** (C11).
29. Large, W. G. and A. J. G. Nurser, 2001: Ocean surface water mass transformation. *International Geophysics*, **77**, 317–336.
30. Lazier, J., R. Hendry, A. Clarke, I. Yashayaev, and P. Rhines, 2002: Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000. Deep Sea Research Part I: *Oceanographic Research Papers*, **49** (10), 1819–1835.
31. Li, J., C. Miao, W. Wei, Zhang, L. Hua, Y. Chen, and X. Wang, 2021: Evaluation of CMIP6 global climate models for simulating land surface energy and water fluxes during 1979–2014. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **13** (6).
32. Marsh, R., S. A. Josey, A. J. G. De Nurser, B. A. Cuevas, and A. C. Coward, 2005: Water mass transformation in the North Atlantic over 1985–2002 simulated in an eddy-permitting model. *Ocean Science*, **1** (2), 127–144.
33. Marsh, R., 2000: Recent variability of the North Atlantic thermohaline circulation inferred from surface heat and freshwater fluxes. *Journal of climate*, **13** (18), 3239–3260.
34. Marshall, J., D. Jamous, and J. Nilsson, 1999: Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates. *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*, **46** (4), 545–572.
35. Marsland, S. J., H. Haak, J. H. Jungclaus, M. Latif, and F. Röske, 2003: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean modelling*, **5** (2), 91–127.
36. McDougall, T. J., 1987: Neutral surfaces. *Journal of Physical Oceanography*, **17** (11), 1950–1964.
37. McDougall, T. J., R. J. Greatbatch, and Y. Lu, 2002: On conservation equations in oceanography: How accurate are Boussinesq ocean models? *Journal of Physical Oceanography*, **32** (5), 1574–1584.
38. McPhaden, M. J., 1995: The tropical atmosphere ocean array is completed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76** (5), 739–744.
39. Noh, Y. and H. Jin Kim, 1999: Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **104** (C7), 15621–15634.
40. Monin, A. S. and A. M. Obukhov, 1953: Dimensionless characteristics of turbulence in the atmospheric surface layer. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **93**, (1), 223–226.
41. Pacanovsky, R. C. and G. Philander, 1981: Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 1442–1451.
42. Pickart, R. S. and M. A. Spall, 2003: Deep Convection east of Greenland: atmospheric forcing and oceanic response. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 4377.

43. Reintges, A., J. I. Robson, R. Sutton, and S. G. Yeager, 2024: Subpolar North Atlantic mean state affects the response of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the North Atlantic Oscillation in CMIP6 models. *Journal of Climate*, **37** (21), 5543–5559.
44. Saha, S., S. Nadiga, C. Thiaw, J. Wang, W. Wang, Q. Zhang, H. M. Van den Dool, H.-L. Pan, S. Moorthi, D. Behringer, D. Stokes, M. Peña, S. Lord, G. White, W. Ebisuzaki, P. Peng, and P. Xie, 2006: The NCEP climate forecast system. *Journal of Climate*, **19** (15), 3483–3517.
45. Saha, S., S. Moorthi, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, D. Behringer, Y.-T. Hou, H.-Y. Chuang, M. Iredell, M. Ek, J. Meng, R. Yang, M. Peña Mendez, H. van den Dool, Q. Zhang, W. Wang, M. Chen, and E. Becker, 2014: The NCEP climate forecast system version 2. *Journal of Climate*, **27** (6), 2185–2208.
46. Sarafanov, A., A. Falina, A. Sokov, and A. Demidov, 2008: Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s to mid-2000s. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **113** (C12).
47. Sarafanov, A., A. Sokov, A. Demidov, and A. Falina, 2007: Warming and salinification of intermediate and deep waters in the Irminger Sea and Iceland Basin in 1997–2006. *Geophysical Research Letters*, **34** (23).
48. Speer, K. and E. Tziperman, 1992: Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **22** (1), 93–104.
49. Tatebe, H., T. Ogura, T. Nitta, Y. Komuro, K. Ogochi, T. Takemura, K. Sudo, M. Sekiguchi, M. Abe, F. Saito, M. Chikira, S. Watanabe, M. Mori, N. Hirota, Y. Kawatani, T. Mochizuki, K. Yoshimura, K. Takata, R. Oishi, D. Yamazaki, T. Suzuki, M. Kurogi, T. Kataoka, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2019: Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, **12** (7), 2727–2765.
50. Tooth, O. J., H. L. Johnson, C. Wilson, and D. G. Evans, 2023: Seasonal overturning variability in the eastern North Atlantic subpolar gyre: a Lagrangian perspective. *Ocean Science*, **19** (3), 769–791.
51. Tsujino, H., H. Hasumi, and N. Sugimoto, 2000: Deep Pacific circulation controlled by vertical diffusivity at the lower thermocline depths. *Journal of Physical Oceanography*, **30** (11), 2853–2865.
52. Tziperman, E., 1986: On the role of interior mixing and air-sea fluxes in determining the stratification and circulation of the oceans. *Journal of Physical Oceanography*, **16** (4), 680–693.
53. Våge, K., R. S. Pickart, A. Sarafanov, Ø. Knutsen, H. Mercier, P. Lherminier, H. M. van Aken, J. Meincke, D. Quadfasel, and S. Bacon et al., 2011: The Irminger Gyre: Circulation, convection and interannual variability. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **58** (5), 590–614.
54. Volodin, E. M., E. V. Mortikov, S. V. Kostykin, V. Ya. Galin, V. N. Lykossov, A. S. Gritsun, N. A. Diansky, A. V. Gusev, and N. G. Iakovlev, 2017: Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5. *Climate Dynamics*, **49** (11), 3715–3734.
55. Walin, G., 1982: On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean. *Tellus*, **34** (2), 187–195.
56. Zalesny, V. B. and A. V. Gusev, 2009: Mathematical model of the World Ocean dynamics with algorithms of variational assimilation of temperature and salinity fields. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling* **24** (2), 171–191.

Submitted 04.06.2024, accepted 19.12.2024.

**For citation:** Kukushkin, V. M. and S. K. Gulev, 2024: Assessment of the adequacy of the reproduction of surface water transformation by different CMIP6 models in the North Atlantic. *Journal of Oceanological Research*, **52** (4), 108–127, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).7](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).7).