

УДК 551.465

## ИССЛЕДОВАНИЕ РОЛИ СОЛЕННОСТИ В ГЛОБАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПОТОКА ПЛОТНОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В МИРОВОМ ОКЕАНЕ НА ПРИМЕРЕ 2014 ГОДА

© 2021 г. В. М. Кукушкин<sup>1,2,\*</sup>, М. Ю. Маркина<sup>1</sup>, С. К. Гулев<sup>1,2</sup>, С. А. Добролюбов<sup>1,2</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

\*e-mail: vovakuk@sail.msk.ru

Поступила в редакцию 27.08.2019 г.

После доработки 20.05.2020 г.

Принята к публикации 18.03.2021 г.

В работе проведен анализ влияния использования различных источников данных о солёности на воспроизведение потока плотности на поверхности океана на примере 2014 г. В частности, использован реанализ NCEP CFSv2, спутниковые данные Aquarius и продукт интерполяции дрейфующих буев ARGO ISAS-15. В зимний период реанализ NCEP CFSv2 показывает наибольшие значения солёности среди всех источников данных в субэкваториальных и тропических широтах, а также в восточной части Индийского и западной части Тихого океана, в то время как в летний период NCEP CFSv2 показывает наименьшие значения солёности в Бенгальском заливе. Значительные различия солёности между NCEP CFSv2 и продуктом интерполяции буев ARGO также наблюдаются в субполярных широтах Северного/Южного полушария в январе/июле. Отрицательные разности солёности между различными источниками данных соответствуют областям положительных разностей в значениях потоков плотности (величины, обратной потоку плавучести) в субполярных широтах, в то время как в остальных районах данная закономерность не всегда проявляется. Показано, что учет короткопериодной изменчивости солёности на мезомасштабе оказывает незначительное влияние на рассчитанный поток плотности (до 1% от средней величины) в сравнении с эффектом использования различных массивов данных о солёности (до 10% от средней величины), причем наибольшие различия наблюдаются в основном в низких и средних широтах, где сильно влияние осадков. Полученные методические результаты по оценке роли нелинейных эффектов, связанных с мезомасштабной изменчивостью солёности, позволяют провести расчеты для длительных промежутков времени и оценить межгодовую изменчивость потоков плотности и поверхностной трансформации вод океана на основе среднемесячных данных о солёности.

**Ключевые слова:** трансформация, потоки тепла, потоки пресной воды, солёность, реанализ CFSR, взаимодействие океана и атмосферы

**DOI:** 10.31857/S0030157421040079

### ВВЕДЕНИЕ

Формирование поверхностных вод в океане происходит под влиянием процессов тепло- и влагообмена с атмосферой. В частности, интенсивность данных процессов важна для определения глубины перемешанного слоя, которая, в свою очередь, влияет на обмен массой, импульсом, энергией и теплом между атмосферой и океаном и, таким образом, играет важную роль для погоды и климата.

Одним из важнейших факторов, определяющих глубину перемешанного слоя, является поток плавучести на поверхности океана, величина которого определяется интенсивностью потоков тепла между океаном и атмосферой, разностью

между осадками и испарением, солёностью и температурой воды, а также пресным стоком [26]. Для различных районов Мирового океана преобладающие факторы, определяющие величину потока плавучести, могут меняться. Так, в полярных районах, где поверхностные воды имеют низкие температуры, главным компонентом, определяющим изменение плотности поверхностных вод океана, является изменение солёности в результате адвекции вод из средних и низких широт, а также осолонение при льдообразовании и опреснение при таянии льда. Северная Атлантика также является одним из регионов с наиболее высокими потоками плотности, вызванными выхолаживанием вод при зимней конвекции в море Лабра-

дор, влияние которой распространяется также на промежуточные и глубинные воды. Во внутритропических регионах, где изменчивость температуры незначительна, изменение плотности в наибольшей степени зависит от разности между осадками и испарением.

Среди всех компонентов, определяющих величину потока плавучести, баланс пресной воды на поверхности океана связан с наибольшей неопределенностью. В частности, измерения солёности на поверхности океана связаны с множественностью неточностей [4], и в ряде работ подчеркивается несогласованность между различными источниками данных. Так, в работе [21] установлено, что спутниковые данные SMOS систематически занижают значения солёности по сравнению с данными дрейфующих буев ARGO на величины до 2 ЕПС, в особенности в районах интенсивного выпадения осадков. В работе [20] показано, что учет в модели GECCO эффектов таяния льда приводит к улучшению воспроизведения потоков пресной воды в сравнении с реанализом NCEP/NCAR. Наличие подобных систематических различий в данных о солёности поверхности океана обуславливает необходимость определения наиболее достоверного источника данных о солёности, на основе которого возможно наиболее точно рассчитать величину потока плотности.

Наиболее широко используемые спутниковые измерения солёности представлены данными SMOS и Aquarius [14, 15]. Измерения солёности со спутника имеют практически глобальное покрытие и высокое пространственное разрешение, однако, как и в случае буев, представляют собой среднемесячные характеристики. В отличие от буев ARGO, где верхний горизонт соответствует глубине 5 м, спутниковые данные предоставляют информацию на поверхности океана, под которой обычно подразумеваются первые сантиметры глубины. Помимо спутников и дрейфующих буев, данные о солёности также представлены в реанализах, где происходит усвоение данных различных натуральных измерений. Помимо физических факторов, величина и точность воспроизведения потоков плотности поверхностных вод (величины, обратной потоку плавучести) зависит от разрешения используемых численных моделей. Так, увеличение пространственного разрешения может приводить к увеличению потоков плотности в субтропических и субполярных широтах и в то же время к их уменьшению в экваториальных районах [11].

Величина потока плотности на поверхности океана нелинейно зависит от солёности, поскольку при расчете данной характеристики солёность учитывается не только напрямую, но и в уравнении состояния и, следовательно, влияет

как на плотность, так и на коэффициент термического расширения морской воды [25]. Таким образом, различия в оценках солёности могут внести неопределенность в оценку потоков плотности. Основная цель данной работы — получить количественную оценку влияния использования различных источников данных о солёности на рассчитанную величину потока плотности по данным единственного на сегодняшний день реанализа (NCEP-CFSv2), сгенерированного объединенной моделью океана и атмосферы, в решении которой данные об океане являются согласованными с атмосферными данными. Степень, до которой океанские данные из реанализа NCEP-CFSv2 являются адекватными и достоверными для оценок состояния океана, до сих пор оценена недостаточно. В работе приводится сравнительная оценка солёности из трех принципиально различных источников данных — реанализа, спутниковых и буйковых наблюдений. Обсуждается влияние различий в солёности на глобальное пространственное распределение и сезонную изменчивость потоков плотности поверхностных вод. Установлено, что наибольшие различия в оценках общего потока плотности наблюдаются в основном в низких и средних широтах, где сильно влияние осадков. Кроме того, показано, что аномалии солёности между различными источниками данных могут соответствовать аномалиям результирующего потока плотности как того же, так и противоположного знака в зависимости от региона. Показано, что для результирующего потока плотности эффект от использования различных массивов данных о солёности выше эффекта учета короткопериодной изменчивости солёности в данных реанализа, имеющих наиболее высокую временную дискретность.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В данной работе расчет потоков на поверхности океана осуществляется на основе данных реанализа NCEP CFSv2 [23], предоставляемого Национальным центром Прогнозов Окружающей Среды США (NCEP). Данный реанализ охватывает временной период с 2011 г. по настоящее время и является новым поколением реанализа NCEP CFSR [22], покрывающего период 1979–2011 гг. Временная дискретность предоставляемых данных составляет 6 ч. NCEP CFSv2 основан на объединенных моделях атмосферы NCEP GFS, поверхности суши NOAA и океана GFDL MOM4 с циклическим усвоением данных натуральных наблюдений. Спектральное разрешение атмосферной модели GFSv2 и системы ассимиляции GODAS составляет T574, при пространственном разрешении соответствующей Гауссовой N-сетки, на которой рассчитываются величины потоков тепла и осадков, равным  $0.205^\circ$  ( $1760 \times 880$ ). Раз-

решение океанской модели составляет  $0.25^\circ$  в районе экватора ( $10^\circ$  с.ш.— $10^\circ$  ю.ш.) и  $0.5^\circ$  в остальных районах. В этом смысле конфигурация океанской модели MOM4, используемой в NCEP CFSv2, позволяет генерировать (в том числе и за счет усвоения) в низких и частично в средних широтах дополнительную кинетическую энергию, связанную с вихревыми движениями, однако не разрешает океанские вихри сами по себе. В этом смысле наше исследование не учитывает роль вихрей в формировании потоков плотности, что было исследовано в [11]. Однако мы были сконцентрированы на использовании NCEP CFSv2 как объединенной конфигурации, допускающей взаимовлияние океана и атмосферы. Использование объединенной конфигурации моделей, наряду с высокими пространственным разрешением и временной дискретностью, является преимуществом выбора реанализа NCEP CFSv2 для целей данного исследования, поскольку позволяет оценить вклад высокой временной и пространственной изменчивости солености поверхности океана в общий поток плотности, а также имеет данные на регулярной сетке, что недоступно для спутниковых и буйковых наблюдений, предоставляющих среднемесячные значения данной характеристики. В реанализе применяется спектральная релаксация солености на глубине 5 м к среднегодовым значениям из массива Всемирной Океанологической базы данных (World Ocean Database 1998 [8]), и известно, что неточности в установке коэффициентов релаксации значительно занижают ее сезонную и межгодовую динамику [27].

Помимо реанализа NCEP CFSv2, в работе использовались также другие источники данных о солености, потенциально более достоверно воспроизводящие внутригодовую изменчивость солености: продукт интерполяции контактных измерений дрейфующих буев ARGO, а также данные спутниковых измерений Aquarius. Соленость в буях ARGO определяется через измерение электропроводности в датчике буя [16] на глубине от 5 м. Поскольку буйковые измерения являются точечными, существует множество продуктов, например, таких как АМИГО [3] и ISAS-15 [9], в которых проведена интерполяция данных буев ARGO на регулярную сетку для среднемесячных данных. В работе используется массив ISAS-15 [9], основанный на оптимальной интерполяции данных дрейфующих буев ARGO, охватывающий период с 2002 по 2015 г. с пространственным разрешением  $0.5^\circ$  и предоставляющий поля среднемесячных характеристик. Кроме того, в работе использованы данные спутниковых измерений Aquarius [14], где значения солености получены с помощью установления диэлектрической проницаемости морской воды на основе измеренной яркостной температуры [19]. Они охватывают пе-

риод с 2011 по 2015 г. с пространственным разрешением  $1^\circ$  и заявленной точностью до 2 ЕПС. Для анализа различий между спутниками, буями и реанализом данные ISAS-15 и CFSv2 были интерполированы на сетку  $1^\circ$ , соответствующую пространственному разрешению спутниковых данных. Районы со значениями концентрации льда выше 15% по данным CFSv2 были исключены из дальнейшего анализа. В данной работе рассматривается межсезонная изменчивость потоков плотности на поверхности океана на примере 2014 г., который характеризуется аномальными значениями глубины конвекции в Северной Атлантике [1], что является отражением интенсивности потоков на поверхности океана, влияющих на формирование поверхностных вод.

Для оценки интенсивности процесса трансформации поверхностных вод в данном исследовании используется величина потока плотности, впервые предложенная в работе [25]. 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 лавучести. В классической океанологической литературе критерием выделения поверхностных водных масс являются глубины до 150–200 м [2]. В данном исследовании под поверхностными водами понимаются воды на глубинах до 5 м, поскольку данный слой наиболее подвержен трансформации вследствие тепло- и влагообмена с атмосферой. В дальнейшем, поверхностная трансформация обеспечивает формирование соответствующих водных масс океана. Соленость поверхностного слоя океана, по данным реанализа NCEP CFSv2 и продукта интерполяции дрейфующих буев ARGO ISAS-15, соответствует глубине 5 м, в то время как для спутниковых данных под поверхностным слоем понимаются первые сантиметры глубины. Данные различия необходимо учитывать при анализе солености поверхности океана по разным источникам данных, поскольку данная характеристика может значительно изменяться по вертикали в поверхностном слое океана.

Поток плотности на поверхности океана определяется следующим соотношением [22]:

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

где  $Q_{\text{net}}$  — результирующий поток тепла между океаном и атмосферой,  $C_p$  — удельная теплоемкость воды при постоянном давлении,  $\rho_0$  — плотность воды, рассчитываемая в соответствии с уравнением состояния [13], используемым в океанской модели NCEP CFSv2,  $E$  — осадки,  $S$  — соленость в единицах практической солености (ЕПС),  $(1 - s)$  — аномалия солености в долях единицы,  $s$  — соле-

ность в долях единицы,  $\alpha$  и  $\beta$  – коэффициенты термического расширения и солёностного сжатия, которые равны соответственно [18]:

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

где  $\rho$  – плотность,  $S$  – солёность,  $T$  – температура. Положительные/отрицательные значения потока плотности характеризуют увеличение/уменьшение плотности поверхностных вод. Как было сказано выше, значения температуры и солёности поверхностного слоя океана в NCEP CFSv2 и ISAS-15 соответствуют горизонту 5 м. Результирующий поток тепла между океаном и атмосферой  $Q_{\text{net}}(Q_{\text{net}})$  определяется следующим отношением [5]:

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

где  $DS$  – поток нисходящей коротковолновой радиации,  $US$  – поток отраженной коротковолновой радиации за счет альбедо,  $DL$  – поток нисходящей длинноволновой радиации,  $UL$  – поток исходящей от поверхности океана длинноволновой радиации,  $LH$  – поток скрытого тепла,  $SH$  – поток явного тепла.

При расчетах по формулам (1)–(3) мы использовали 6-часовые значения температуры, солёности, осадков, испарения, потоков тепла и радиации, диагностированные реанализом. Величина прямого и косвенного влияния солёности на результирующий поток плотности может различаться в зависимости от сезона и региона. Вклад солёностной составляющей (второе слагаемое в (1)) в результирующий поток плотности на порядок меньше термической (первое слагаемое в (1)) [17]. В то же время, в исследовании на основе численных моделей [10] показано, что в отдельных районах, прежде всего в тропиках, вклад термического и солёностного компонентов может быть сопоставим. Отметим, что солёность оказывает влияние на рассчитанное значение коэффициента термического расширения, который определяет влияние общего потока тепла на величину термической составляющей потока плотности, определяющей пространственное распределение потока плотности. При высоких температурах солёность оказывает незначительное влияние на коэффициент термического расширения [18] и вносит вклад в общее значение потока плотности в основном напрямую – через солёностную составляющую, что в особенности справедливо для районов с большим количеством осадков. В высоких широтах при низких температурах коэффициент термического расширения подвержен сильному влиянию солёности, соответственно, в полярных и субполярных регионах солёность воздействует

на пространственное распределение потока плотности преимущественно за счет влияния на термическую составляющую.

Поскольку поток плотности нелинейно зависит от солёности, оценка влияния использования различных источников данных о солёности на результирующий поток плотности представляет собой нетривиальную задачу. При этом временная дискретность данных реанализа составляет 6 ч, в то время как спутники и различные продукты интерполяции буев ARGO предоставляют среднемесячные данные. Следовательно, при проведении такой оценки также необходимо выделить влияние временной дискретности данных о солёности на результирующий поток плотности. В данной работе для этих целей на основе реанализа NCEP CFSv2 проводился анализ следующей характеристики:  $\Delta f =$

$$= \frac{\sum_{i=1}^n f_i(t, \bar{S}, Q_{\text{net}}, E, P) - f_i(t, S, Q_{\text{net}}, E, P)}{n}$$

$$\Delta f = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f(T_i, \bar{S}, Q_{\text{net}_i}, E_i, P_i) - f(T_i, S_i, Q_{\text{net}_i}, E_i, P_i)), \quad (4)$$

где  $f$  – поток плотности  $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})$ ,  $\Delta f$  – разность потоков плотности  $[\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})]$ ,  $T_i$  – 6-часовые значения температуры  $[\text{°C}]$ ,  $S_i$  – солёности [ЕПС],  $\bar{S}$  – среднемесячные значения солёности [ЕПС],  $Q_{\text{net}_i}$  – поток тепла  $[\text{Вт}/\text{м}^2]$ ,  $E_i$  – 6-часовые значения испарения  $[\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})]$ ,  $P_i$  – 6-часовые значения осадков  $[\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})]$ ,  $n$  – количество измерений. Для солёности используются 6-часовые ( $S_i$ ) и среднемесячные ( $\bar{S}$ ) данные, в то время как остальные данные имеют временную дискретность 6 ч.

## СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОТОКОВ ПЛОТНОСТИ И СОЛЁНОСТИ

Для каждого месяца 2014 г. на основе данных реанализа NCEP CFSv2 нами была рассчитана величина потока плотности, представленная на рис. 1 для января и июля. В январе (рис. 1а) положительные значения потока плотности лежат в Северном полушарии, а в июле – в Южном, отражая тот факт, что в зимнем полушарии происходит отдача тепла океаном в атмосферу, а в летнем – преимущественно получение.

Повышение плотности вод (положительные значения потоков плотности) за счет высокой теплоотдачи из океана в атмосферу в январе в Северном полушарии, так же как и в июле в Южном полушарии, является следствием зимнего выхолаживания вод. Экстремумы в Северном полушарии наблюдаются в районе западных погранич-

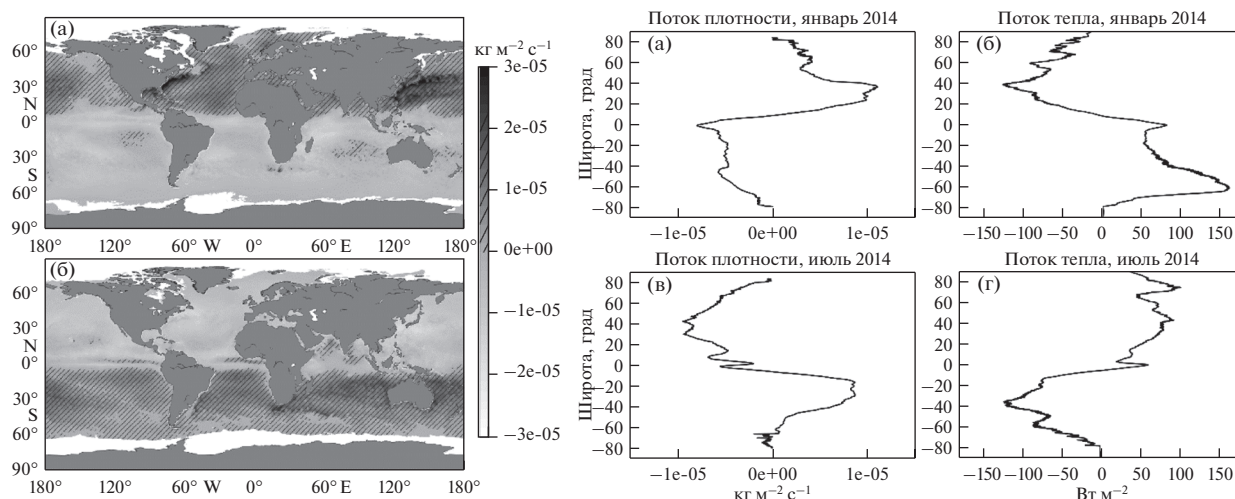


Рис. 1. Среднемесячные потоки плотности в январе (а) и июле (б) 2014 г., рассчитанные на основе реанализа NCEP CFSv2. Справа показаны меридиональные профили средних потоков плотности и потоков тепла.

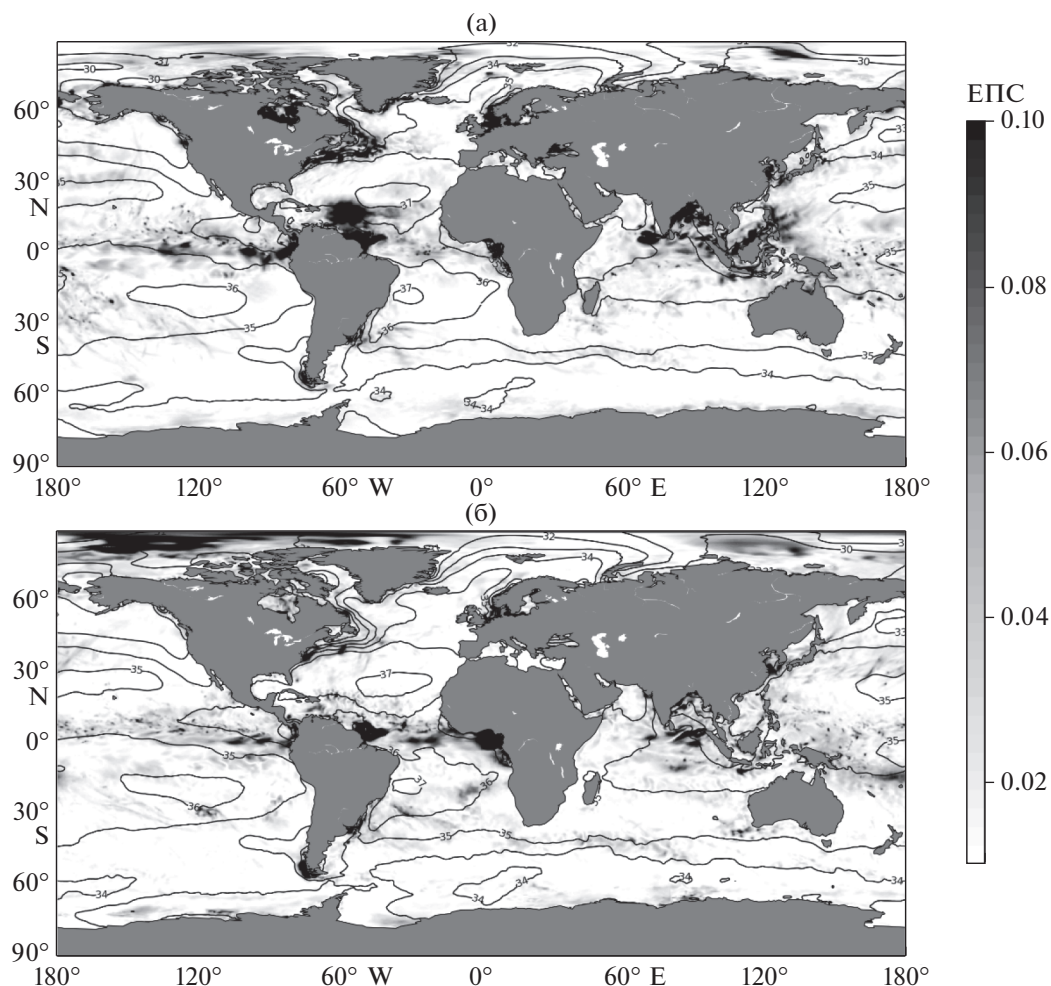
ных течений, где значения потоков плотности составляют около  $4.5 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup> с) в районе Гольфстрима и  $3.8 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup> с) в районе Куро-сио, в Южном полушарии — у течения мыса Игольного,  $1.6 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup> с), что обуславливается большими потоками явного тепла. Наибольшие отрицательные значения потоков плотности в январе (лето Южного полушария) лежат в областях преобладания осадков — в южной части Тихого и западной части Индийского океана абсолютные величины достигают  $1.5 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup> с). В июле максимальные положительные значения потоков плотности отмечаются в южных тропических областях Индийского, Тихого и Атлантического океанов (до  $1.7 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup> с)), в районе течения мыса Игольного ( $2.5 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup> с)). Наибольшие летние отрицательные значения потока плотности в Северном полушарии отмечаются в районе течения Куро-сио ( $-1.7 \times 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup> с)) и тропических областях. Потоки плотности в весенний и осенний периоды (не показаны) имеют зональное распределение с увеличением потока плотности в средних и высоких широтах и уменьшением в низких. Изменение знака потока плотности в зависимости от полушария в зимнее и летнее время (рис. 1) определяется термической составляющей, которая главным образом зависит от величины потока тепла [17].

Величина солёности на поверхности океана определяется главным образом разностью между осадками и испарением, а также влиянием речного стока и морского льда. Средние значения солёности поверхности океана и ее среднеквадратическое отклонение по данным реанализа NCEP CFSv2 показаны на рис. 2. Пространственное распределение солёности для января (рис. 2а) и июля (рис. 2б) 2014 г. в целом близки, причем

максимальные значения приурочены к тропическим областям, где благодаря низкой облачности и небольшому количеству осадков наблюдаются высокие величины разности между осадками и испарением. Максимальные значения солёности составляют около 37.3 ЕПС для тропических областей Атлантики, около 35.7 ЕПС для тропических областей Индийского океана и 36.4 ЕПС для южных тропиков Тихого океана. Минимумы солёности приурочены к внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), что связано с большим количеством осадков. Сильные локальные минимумы приурочены к областям впадения крупных рек (до 26 ЕПС в дельте Конго и до 30 ЕПС в дельте Амазонки) и полярным и субполярным широтам. Отметим здесь, что полная форма уравнения (1) также включает во втором члене правой части величину континентального пресноводного стока и таяние/замерзание льда, помимо осадков и испарения:

$$f = \frac{-\alpha}{C_p} Q_{\text{net}} + \rho_0 \beta \frac{(E - P - R - I)S}{(1 - s)}, \quad (5)$$

где  $R$  — континентальный сток,  $I$  — баланс таяния или замерзания льда. В данной работе эффект этих двух членов не учитывался ввиду существенных неопределенностей континентального стока и характеристик баланса льда в NCEP CFSv2. Имеющиеся оценки по сопоставлению реанализов (например, [24]) существенно меньше эффектов осадков и испарения. В этом смысле в данной работе учет эффектов опреснения в приустьевых областях ограничен учетом роли солёности и может быть занижен до 10%.

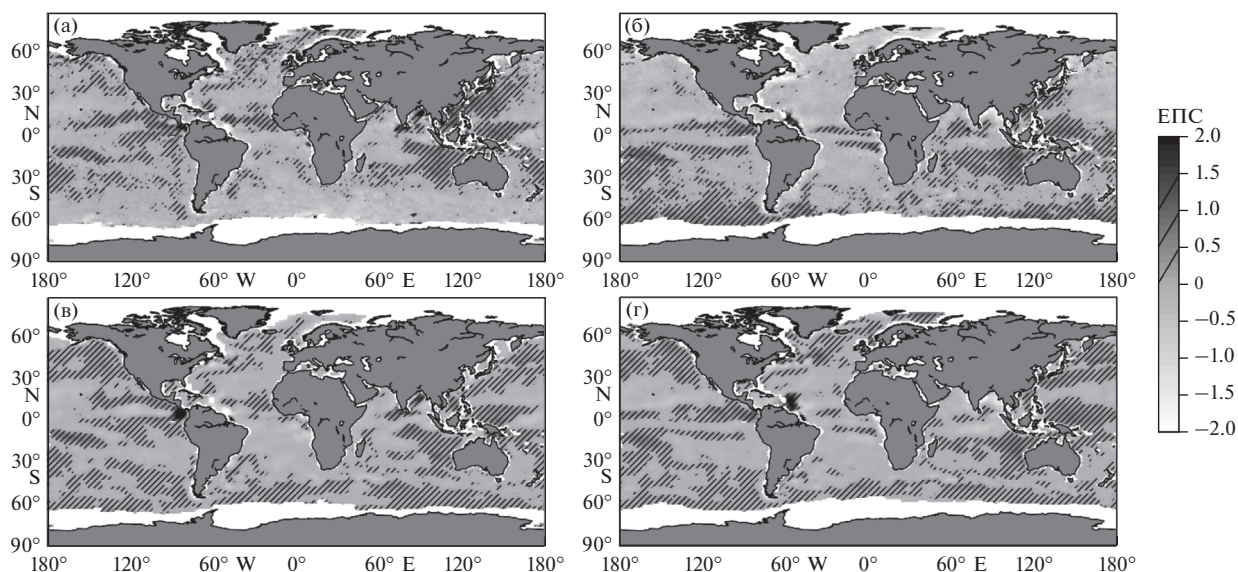


**Рис. 2.** Среднемесячные значения солёности на поверхности океана (показаны изолиниями) и ее среднеквадратичское отклонение (показано цветом) в январе (а) и июле (б) 2014 г. по данным реанализа NCEP CFSv2.

Солёность подвержена небольшой изменчивости в течение месяца: среднеквадратичское отклонение (СКО) в большинстве областей не превышает 0.1 ЕПС. Максимальные сезонные изменения солёности поверхности океана относятся к областям впадения крупных рек, а также наблюдаются в Северном море за счет влияния заливок из Балтики. Максимумы СКО достигают в этих областях 1.5 ЕПС. Таким образом, солёность по данным реанализа характеризуется невысокой изменчивостью внутри одного месяца как для зимнего, так и для летнего сезонов. Стоит упомянуть о некотором несоответствии внутрисезонной изменчивости солёности в реанализе NCEP CFSv2 имеющимся данным натурных измерений, которое также отмечается в работе [27]. Например, в районе впадения р. Ориноко значения СКО в январе несколько выше, чем значения в июле, в то время как в зимний период расход реки почти на порядок меньше летнего.

#### ВЛИЯНИЕ СОЛЁНОСТИ НА ВЕЛИЧИНУ ПОТОКА ПЛОТНОСТИ

На рис. 3 представлены разности между среднемесячной солёностью по данным CFSv2, спутниковым данным Aquarius (рис. 3а, 3б) и данным ISAS-15 (рис. 3в, 3г) для января (рис. 3а, 3в) и июля (рис. 3б, 3г) 2014 г. В целом данные разности не обнаруживают устойчивых региональных закономерностей, свидетельствуя о случайном характере различий между разными массивами данных, характеризующихся многими неопределенностями. В сравнении со спутниковыми данными (рис. 3а, 3б) реанализ в течение всех сезонов демонстрирует более высокие значения солёности в ВЗК (локально до 3 ЕПС), также наблюдаются значительно более высокие значения в летнее время у устья Амазонки (до 2.5 ЕПС). Умеренные значения разностей (до 0.8 ЕПС) в течение всех сезонов приурочены к морям Юго-Восточной Азии, восточной части Индийского океана и западным тропикам Тихого океана. Сезонные раз-



**Рис. 3.** Разности между среднемесячной соленостью по данным CFSv2 и Aquarius (а, б), CFSv2 и ISAS-15 (в, г) в январе (а, в) и июле (б, г) 2014 г.

личия наблюдаются в ВЗК в Тихом океане: в летний период соленость из реанализа выше солености по данным спутниковых наблюдений (до 0.8 ЕПС), в то время как в зимний период наблюдается небольшое превышение солености по спутниковым данным или очень близкие друг к другу значения. Также ярко проявляются сезонные различия в разностях соленостей по данным реанализа и спутниковых наблюдений в субполярных широтах в Северной Атлантике — в зимнее время соленость по данным реанализа превышает значения по спутнику (до 0.9 ЕПС), в летнее время наблюдается обратная картина с отрицательными разностями до  $-0.7$  ЕПС. Для сеточного массива, основанного на данных буев ARGO (рис. 3в, 3г), различия с реанализом на большей части акватории достигают не более 0.5 ЕПС, однако в районах впадения рек различие может достигать 2 ЕПС, что справедливо, например, для области опреснения у устья реки Ориноко (до 2 ЕПС), в Гвинейском и Бенгальском заливах (до 1.5 ЕПС) в летний период, а также у Панамского залива (до 2.5 ЕПС) в зимний период.

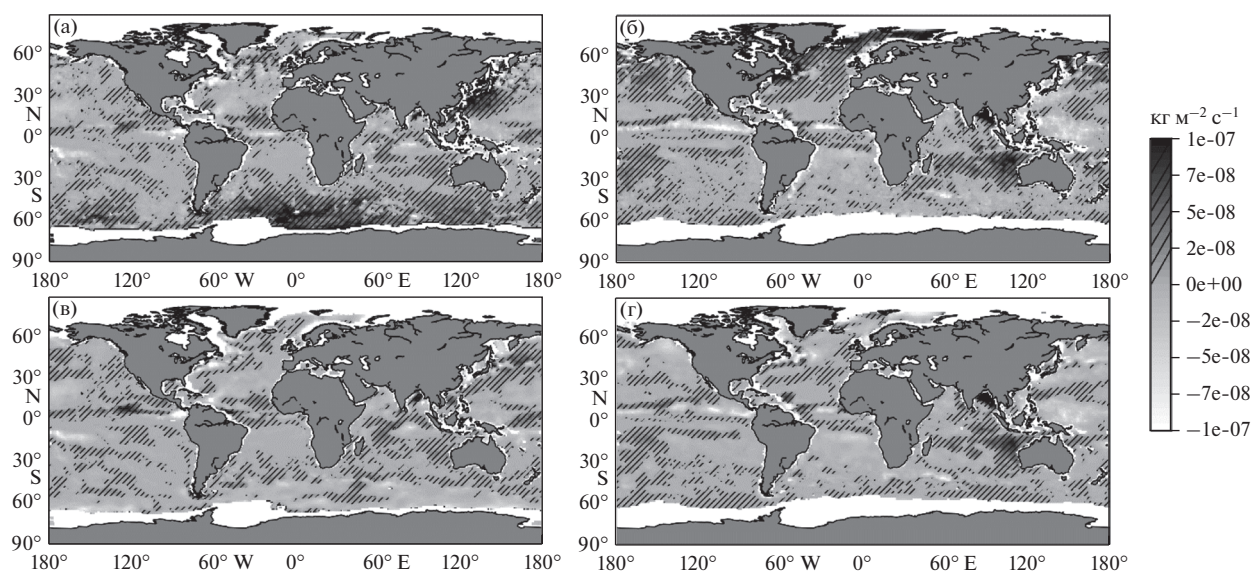
Для обоих источников данных наибольшие различия (до 2 ЕПС) наблюдаются в высоких широтах, что является значительной величиной, учитывая точность современных инструментальных измерений. Данные различия могут быть связаны с неточностями спутниковых наблюдений при наличии ледовых условий, а также с низкой температурой поверхности воды, которые обуславливают неточности в расчете солености [14, 21].

В отличие от наблюдаемых различий солености (рис. 3), распределение разностей потоков

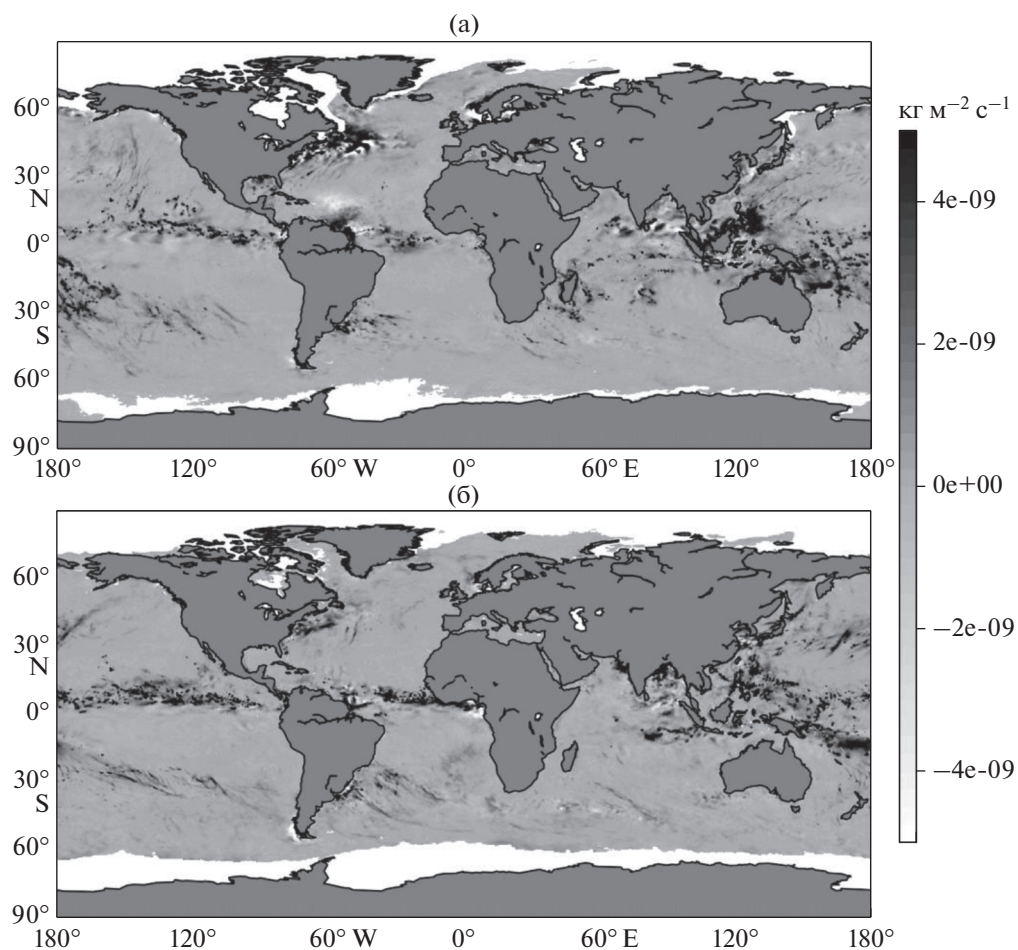
плотности (рис. 4) подвержено сезонной изменчивости, что особенно характерно для величин, рассчитанных по данным Aquarius (рис. 4а, 4б). Так, в зимнее время (рис. 4а) максимальные разности (до  $1 \times 10^{-7}$  кг/(м<sup>2</sup> с)) наблюдаются в субполярных районах Южного полушария, которые характеризуются отрицательными значениями потока плотности (рис. 1а). Поскольку для данного района не наблюдается больших различий в солености (рис. 3а), данные разности, вероятно, являются индикатором того, что соленость оказывает влияние на поток плотности через значение рассчитанного коэффициента термического расширения на термическую составляющую потока плотности, которая на порядок выше соленостной [6, 10, 11]. Большие значения разностей рассчитанных потоков плотности к югу от Японских островов ассоциируются с региональными аномалиями солености (рис. 3а) и свидетельствуют о роли соленостной составляющей в общем потоке плотности.

Наибольшие разности между потоками плотности по данным реанализа и данным ISAS-15 наблюдаются в летнее время в Бенгальском заливе, где отрицательные аномалии в поле солености соответствуют положительным аномалиям потока плотности, а также у западного побережья Австралии (рис. 4в, 4г).

Таким образом, различия между потоками плотности на основе солености из Aquarius и на основе данных CFSv2 в большей части Мирового океана довольно невелики: 1–3% на большей части открытых акваторий. Однако в областях с высокими значениями потока пресной воды в юго-восточной части Индийского океана, Бенгаль-



**Рис. 4.** Разности между средними потоками плотности, рассчитанными на основе данных CFSv2 и Aquarius (а, б), CFSv2 и ISAS-15 (в, г) в январе (а, в) и июле (б, г) 2014 г.



**Рис. 5.** Разности между потоками плотности, рассчитанными на основе 6-часовых и среднемесячных данных о солёности из реанализа NCEP CFSv2 в январе (а) и июле (б) 2014 г.



ском заливе, юго-восточной части Тихого океана, устьевом взморье Амазонки и в ВЗК различия локально достигают 10%. Поскольку временная дискретность данных реанализа составляет 6 ч, в то время как Aquarius и ISAS-15 предоставляют среднемесячные данные, нами была проведена оценка вклада временной дискретности данных о солёности в результирующий поток плотности, обусловленный нелинейностью уравнения (1). Пространственное распределение разности, рассчитанной на основе месячных и 6-часовых данных реанализа NCEP CFSv2 согласно соотношению (4), представлено на рис. 5.

Изменчивость солёности внутри одного месяца по данным реанализа (рис. 2) в большинстве акваторий не превышает 0.1 ЕПС, что меньше разности среднемесячных солёностей по разным источникам данных (рис. 3), которая в среднем составляет до 0.5 ЕПС. Таким образом, использование данных о солёности с 6-часовой дискретностью приводит к увеличению потоков плотности на величины до  $4 \times 10^{-9}$  кг/(м<sup>2</sup> с), причем пространственное распределение разностей ожидаемо соответствует областям максимальных значений СКО солёности в областях ВЗК и западных пограничных течений. Однако эти различия на несколько порядков меньше, чем различия, связанные с использованием разных данных о солёности. Влияние использования высокого временного разрешения данных о солёности крайне мало и не превышает 1% от общей величины полного потока плотности. Таким образом, роль источников данных о солёности в формировании потока плотности на порядок превосходит роль нелинейных эффектов, учитываемых использованием данных о солёности с высоким разрешением.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведен анализ роли солёности в формировании потока плотности на поверхности океана по различным данным. Пространственное распределение потока плотности определяется главным образом результирующим потоком тепла на поверхности океана. Роль солёности в формировании потоков плотности изменяется в зависимости от региона: в экваториальных широтах солёность напрямую влияет на расчетные значения потоков плотности, тогда как в средних и высоких широтах солёность оказывает влияние преимущественно через рассчитанную плотность и коэффициент термического расширения, которые влияют на масштабирование результирующего потока тепла.

Наибольшие различия между используемыми в работе источниками данных о солёности наблюдаются в ВЗК, а также в восточной части Индийского и западной части Тихого океана, где величины потока плотности, рассчитанные на

основе солёности из реанализа NCEP CFSv2, превышают на  $1 \times 10^{-7}$  кг/(м<sup>2</sup> с) потоки плотности, полученные на основе солёности из спутниковых данных Aquarius и данных ISAS-15, основанных на наблюдениях ARGO. Потоки плотности, оцененные на основе спутниковых данных Aquarius, превышают значения, полученные по данным реанализа NCEP CFSv2, на величины до  $1 \times 10^{-7}$  кг/(м<sup>2</sup> с) в субполярных широтах Южного океана и в северо-западной части Тихого океана в январе, а также в субполярных широтах в Северной Атлантике в июле 2014 г. Аналогичные разности между потоками плотности по данным реанализа и потоками, рассчитанными на основе солёности из ISAS-15, наблюдаются в Бенгальском заливе и у западного побережья Австралии. Нами показано, что учет короткопериодной изменчивости солёности на мезомасштабе оказывает очень небольшое влияние на рассчитанный поток плотности по сравнению с эффектом использования различных массивов данных о солёности, причем наибольшие различия наблюдаются в основном в низких и средних широтах, где сильно влияние осадков. В этой связи следует отметить, что синоптическая и мезомасштабная изменчивость солёности в реанализе NCEP CFSv2 может быть недооценена в силу упрощений используемой модели океана в относительно грубом разрешении и демпфирования магнитуд изменчивости поверхностных характеристик при объединении океанского и атмосферного блоков в реанализе. В этом смысле, крайне необходимым является проведение оценки изменчивости поверхностной солёности в данных моделирования океана с высоким разрешением.

Результаты данной работы открывают возможности для построения оценок поверхностной трансформации вод в зависимости от величин плотности, а также различных классов температуры и солёности, что позволит получить оценки характеристик водных масс, трансформированных и сформированных на поверхности океана для различных районов. Кроме того, полученные методические результаты по оценке роли нелинейных эффектов, связанных с мезомасштабной изменчивостью солёности, дают возможность провести расчеты за длительные промежутки времени, используя месячные данные о солёности, и оценить межгодовую изменчивость потоков плотности и поверхностной трансформации вод океана.

Проведенный анализ выявил существенные проблемы в репрезентативности поверхностной солёности в реанализе NCEP CFSv2, в первую очередь в части сезонного хода, и позволил впервые оценить влияние этих проблем на потоки плотности, сезонный ход которых, будучи оценен по данным реанализа NCEP CFSv2, в основном

формируется за счет разности “осадки – испарение”. Оценки этой неопределенности, а также других выявленных неопределенностей представления солёности в реанализе NCEP CFSv2, полученные в работе, являются важными, учитывая широкое использование данного реанализа для оценки измерений гидрологического цикла и других приложений.

В дальнейшем мы предполагаем выполнить анализ долговременных изменений потоков плотности и связанной с ними поверхностной трансформации водных масс с использованием долговременных массивов солёности по данным как прямых измерений, так и реконструкций, основанных на различных данных [7]. Это потребует оценки ошибок репрезентативности, которые будут сильно варьироваться в зависимости от района, и в этом смысле анализ результатов, основанных на реанализе, будет крайне полезен, поскольку позволит оценивать приблизительно эти ошибки на основе алгоритмов ре-сэмплинга, ранее использовавшихся для потоков тепла [12].

**Благодарности.** Мы крайне признательны двум рецензентам за полезные замечания, которые позволили улучшить первоначальный вариант статьи. Также выражаем благодарность Хингрена Бу (NCEP) за полезные консультации по характеристикам реанализа NCEP CFSv2.

**Источник финансирования.** Данная работа выполнена при поддержке проекта Министерства науки и высшего образования РФ № 14.616.21.0102 (идентификатор RFMEFI61618X0102).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладышев С.В., Гладышев В.С., Гулев С.К., Соков А.В. Аномально глубокая конвекция в море Ирмингера зимой 2014–2015 // ДАН. 2016. Т. 469. № 3. С. 351–355.
2. Добровольский А.Д. Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 14–15.
3. Лебедев К.В. Арго-модель исследования глобального океана (АМИГО) // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 186–196.
4. Boutin J., Waldteufel P., Martin N. et al. Surface salinity retrieved from SMOS measurements over the global ocean: Imprecisions due to sea surface roughness and temperature uncertainties // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. 2004. V. 21. № 9. P. 1432–1447.
5. Bunker A.F. Computations of surface energy flux and annual air–sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean // Mon. Weather Rev. 1976. V. 104. № 9. P. 1122–1140.
6. Caniaux G., Brut A., Bourras D. et al. A 1 year sea surface heat budget in the northeastern Atlantic basin during the POMME experiment: 1. Flux estimates // J. Geophys. Res.: Oceans. 2005. V. 110. № C7. P. 1–18.
7. Cheng L., Trenberth K.E., Gruber N. et al. Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle // J. Clim. 2020. V. 33. № 23. P. 10357–10381.
8. Conkright M.E., Levitus S., O'Brien T. et al. World ocean database 1998, documentation and quality control version 2.0 // National oceanographic data center internal report. 1999. V. 14. P. 1–118.
9. Gaillard F., Reynaud T., Thierry V. et al. In-situ based reanalysis of the global ocean temperature and salinity with ISAS: variability of the heat content and steric height. // J. Clim. 2016. V. 29. № 4. P. 1305–1323.
10. Gulev S.K., Barnier B., Knochel H. 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 // J. Clim. 2003. V. 16. № 19. P. 3085–3110.
11. 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. V. 19. P. 138–160.
12. Gulev S., Jung T., Ruprecht E. Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air–sea fluxes. Part II: Impact on trends and interannual variability // J. Clim. 2007. V. 20. № 2. P. 302–315.
13. Jackett D.R., McDougall T.J. Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. 1995. V. 12. № 2. P. 381–389.
14. Lagerloef G., Colomb F.R., Le Vine D. et al. The Aquarius/SAC-D mission: Designed to meet the salinity remote-sensing challenge // Oceanography. 2008. V. 21. № 1. P. 68–81.
15. Le Vin D.M., Lagerloef G.S.E., Colomb F.R. et al. Aquarius: An instrument to monitor sea surface salinity from space // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2007. V. 45. № 7. P. 2040–2050.
16. Loaec G., Cortes N., Menzel M., Moliera J. PROVOR: a hydrographic profiler based on MARVOR technology // OCEANS'98 Conference Proceedings. IEEE. 1998. V. 1. P. 42–45.
17. Marshall J., Schott F. Open ocean convection: Observations, theory, and models // Rev. Geophys. 1999. V. 37. № 1. P. 1–64.
18. McDougall T. J. Neutral surfaces // J. of Physical Oceanography. 1987. V. 17. № 11. P. 1950–1964.
19. Meissner T., Wentz F. J. The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2004. V. 42. № 9. P. 1836–1849.
20. Romanova V., Köhl A., Stammer D. et al. Sea surface freshwater flux estimates from GECCO, HOAPS and NCEP // Tellus A. 2010. V. 62. № 4. P. 435–452.
21. Sabia R., Klockmann M., Fernández-Prieto D., Donlon C. A first estimation of SMOS-based ocean surface T-S diagrams // J. Geophys. Res.: Oceans. 2014. V. 119. № 10. P. 7357–7371.
22. Saha S., Moorthi S., Pan H.L. et al. The NCEP climate forecast system // J. Clim. 2006. V. 19. № 15. P. 3483–3517.
23. Saha S., Moorthi S., Wu X. et al. The NCEP climate forecast system version 2 // J. Clim. 2014. V. 27. № 6. P. 2185–2208.

24. *Trenberth K.E., Fasullo J.T., Mackaro J.* Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // *J. Clim.* 2011. V. 24. № 18. P. 4907–4924.
25. *Tziperman E.* On the role of interior mixing and air-sea fluxes in determining the stratification and circulation of the oceans // *J. of Physical Oceanography.* 1986. V. 16. № 4. P. 680–693.
26. *Walsh G.* On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean // *Tellus.* 1982. V. 34. № 2. P. 187–195.
27. *Xue Y., Huang B.B., Hu Z.Z. et al.* An assessment of oceanic variability in the NCEP climate forecast system reanalysis // *Climate dynamics.* 2011. V. 37. № 11–12. P. 2511–2539.

## The Role of Salinity in the Global Distribution of Surface Density Fluxes in 2014

V. M. Kukushkin<sup>a, b, #</sup>, M. Yu. Markina<sup>a</sup>, S. K. Gulev<sup>a, b</sup>, S. A. Dobrolyubov<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Lomonosov Moscow State University, faculty of geography, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: vovakuk@sail.msk.ru*

In this study, we analyse the impact from using various sources of information about salinity on the magnitudes of ocean surface buoyancy fluxes with the focus on 1 year (2014) with an anomalous convection in the Labrador Sea. In particular, we use NCEP CFSv2 reanalysis, Aquarius satellite data and ISAS-15 dataset based on the Argo network of profiling floats. In boreal winter, NCEP CFSv2 shows higher salinity than other datasets in subequatorial and tropical latitudes and in the eastern Indian and western Pacific Ocean. In boreal summer, NCEP CFSv2 shows the lowest salinity in the Bay of Bengal. The largest discrepancies between CFSv2 and ISAS-15 are attributed to the subpolar latitudes of the Northern/Southern Hemisphere in boreal/austral winter. Negative biases in salinity translate to positive biases in the density flux (which is opposite to the buoyancy flux) in subpolar latitudes, while in other regions this is not necessarily the case. We show that mesoscale variability of salinity has smaller effect on the density fluxes (up to 1% from mean values) compared to the effect from using salinity from various datasets (up to 10% from mean values), with the largest differences attributed to low and mid-latitudes, where the impact of precipitation is high. The obtained results on the role of nonlinear effects associated with mesoscale variability of salinity provide a methodological framework for studying the long-term variability of surface density fluxes and surface water transformation based on monthly mean salinity.

**Keywords:** transformation, heat fluxes, freshwater fluxes, salinity, CFSR reanalysis, sea-atmosphere interaction