—— ФИЗИКА МОРЯ —

УДК 551.583.1: 551.46.06 (221)

ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ СОЛЕНОСТИ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЯХ ЮЖНОГО ОКЕАНА В 2005—2023 гг. В УСЛОВИЯХ УСИЛЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ЦИКЛА

© 2025 г. И. Д. Ростов^{1, *}, Е. В. Дмитриева¹

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения *Российской академии наук, Владивосток, Россия* **e-mail: rostov@poi.dvo.ru* Поступила в редакцию 28.06.2024 г. После доработки 02.10.2024 г. Принята к публикации 03.10.2024 г.

С использованием данных климатических массивов Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) США, а также атмосферного реанализа осадков и испарения Европейского центра прогнозов погоды ERA5 определены тенденции и региональные особенности межгодовых изменения солености и солесодержания на акватории Индийского океана в период с 2005 по 2023 г. На приповерхностном горизонте 5 м большей части акватории выражены линейные тренды среднегодовой солености с величинами от -0.44 enc/10 лет до 0.20 enc/10 лет, а в среднем преобладают значимые тренды уменьшения солености величиной 0.01 enc/10 лет. С глубиной схема горизонтального распределения трендов солености существенно перестраивается, что находят свое отражение в характеристиках солесодержания верхнего, промежуточного и глубинного слоев. В целом по региону солесодержание верхнего 1000-метрового слоя увеличивалось на ~9 кг/м² за 10 лет, т.е. примерно на 0.03%. Дан анализ статистической значимости тенденций и возможных причинно-следственных связей изменений поля солености с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в условиях интенсификации гидрологического цикла.

Ключевые слова: Индийский океан, климатические изменения, соленость, солесодержание, тренды, осадки, испарение, климатические индексы, крупномасштабные процессы, корреляционные связи, региональные особенности

DOI: 10.31857/S0030157425010026, EDN: DRKPYT

введение

Индийский океан играет ключевую роль в глобальных климатических процессах благодаря своему уникальному географическому положению и климатическим условиям [3, 22, 25, 26]. За десятилетие 2003—2015 гг. в толще вод Индийского океана произошло более 70% глобального прироста теплосодержания в слое вод 5—700 м, что подчеркивает его значимость в регулировании глобальной климатической изменчивости [3, 22]. Антропогенное воздействие и усиливающееся глобальное потепление океана сопровождаются быстрыми изменениями в атмосфере, криосфере и биосфере [16].

В таких условиях наблюдаются ускоренные изменения солености морской поверхности (СМП) как на бассейновом, так и на региональном уровнях Мирового океана, обусловленные интенсификацией глобального водного (гидрологическо-

го) цикла [1, 5, 12, 13, 28]. С изменением климата круговорот воды усиливается, увеличивая общее испарение с поверхности суши и океана, что сопровождается увеличением осадков и стока с материков. Региональные изменения в солености отражают реакцию на изменения температурных условий и гидрологического цикла, проявляясь через значительную пространственно-временную изменчивость [16], контрасты поля средней СМП, крупномасштабные аномалии и тренды солености различной величины и знака как на поверхности, так и в толще вод океанов и морей [12, 28]. Их пространственно-временные характеристики определяются особенностями внутренней динамики океана и поверхностным воздействием. Эти вариации включают сезонные колебания, десятилетние и междесятилетние изменения, а также согласованные когерентные флуктуации солености на различных глубинах от поверхности и, по крайней мере, до 2000 м [12]. Они накладываются на монотонные тенденции в условиях меняющихся климатических режимов и фаз глобального потепления [12, 16].

Воды различных климатических зон Мирового океана подвержены процессам опреснения в условиях доминирования осадков, тогда как в регионах с преобладанием испарения над осалками отмечается увеличение солености и солесодержания [9, 12, 28], что способствует усилению контраста пространственного распределения СМП. В пространственной структуре изменчивости величин разности испарения с подстилающей поверхности и атмосферных осадков (E-P)преобладает увеличение количества осадков над сушей и испарения над океаном, однако данные различных исследований расходятся относительно знака долгосрочных изменений глобального среднего значения разности этих величин [16].

Существенное значение в формировании пресноводного баланса, крупномасштабных аномалий и временных трендов солености Индийского океана имеют географическое положение, атмосферные процессы, взаимодействие океана и атмосферы, океанические течения и процессы перемешивания, а также материковый сток и ледовые явления в окрестных приполярных акваториях Южного океана. Большая часть Индийского океана находится в Южном полушарии (ЮП). Здесь формируется поясной океанический климат с различными широтными климатическими поясами и несколькими районами, характеризующимися различными режимами межгодовых и сезонных изменений солености, а также заметными контрастами СПМ между этими поясами [5, 10, 11, 15, 18, 22, 27].

Четыре основных процесса, регулирующих соленость в Индийском океане, включают [22]: суммарные потоки пресной воды в атмосферу и обратно (E-P), приток пресной воды из крупных рек Бенгальского залива, поступление относительно пресных вод из Тихого океана через Индонезийский сквозной поток (ИСП – Indonesian Throughflow [14, 15]) и поступление более соленых вод из Красного моря и Персидского залива. В приповерхностной циркуляции Индийского океана северные районы подвержены сезонным изменениям течений, начиная примерно с 10° ю.ш., в то время как в остальной части бассейна преобладают устойчивые течения. Распространение вод ИСП на акватории океана в основном связано с Южным экваториальным течением. Эти факторы создают уникальный характер распределения солености в Индийском

океане: сильный градиент от востока к западу в северной части и выраженные меридиональные градиенты между различными широтными поясами на юге [22].

Погодно-климатические условия Индийского океана значительно зависят от муссонного режима атмосферной циркуляции и взаимодействия барических образований, таких как перманентные или сезонные центры действия атмосферы [3, 22, 26]. Изменения в муссонных ветрах в северной части океана приводят к значительным изменениям в режиме осадков, испарения, солености и поверхностной циркуляции с полугодовой периодичностью [20, 26]. Юго-западный, зимний муссон ЮП наблюдается с июня по сентябрь и соответствует сезону дождей в Индии с максимумом осадков в Бенгальском заливе, в то время как северо-восточный, летний муссон ЮП происходит с ноября по февраль с максимальными осадками в западной и центральной частях экваториальной зоны [20]. Влияние муссонов быстро ослабевает во внетропической зоне океана, где круглый год преобладают юго-восточные ветры.

Северная часть Индийского океана проявляет уникальную дипольную структуру поля солености, разделяясь между более солеными водами Аравийского моря (АМ) и более пресным Бенгальским заливом (БЗ) [10]. Несмотря на схожее географическое положение и воздействие полугодовых муссонных ветров, характеристики солености обоих бассейнов сильно различаются. В АМ преобладают условия с высоким испарением и низким количеством осадков, что делает его основным регионом оттока вод с высокой соленостью из Красного моря и Персидского залива [23]. В БЗ, напротив, наблюдается значительно больший уровень осадков, превышающий испарение, а также значительный вклад пресной воды из крупнейших рек мира. Ветровые режимы и океаническая динамика играют ключевую роль в формировании аномалий солености в этом бассейне [11, 15].

В восточной части Индийского океана межгодовая изменчивость поля солености в значительной степени находится под влиянием цикла Эль-Ниньо — Южного колебания (ЭНЮК) и зависит от ИСП [14, 15, 18]. Она также связана с зональными аномалиями ветра в тропической части Тихого океана, вызванными воздействием ЭНЮК через атмосферные межбассейновые телесвязи, а также через океанические экваториальные и прибрежные волноводы в Индонезийском архипелаге [14]. Исследования показывают, что ветровые системы, колебания теплосодержания и влагообмен в атмосфере тропической зоны Индийского и Тихого океанов тесно взаимосвязаны на межгодовых временных масштабах [1, 3, 26]. Важные аспекты, связанные с ЭНЮК в этом регионе, включают реакцию конвективных процессов, режим осадков, экваториальные ветры и облачность, оказывающие влияние на аномалии температуры поверхности океана и поля солености, а также на изменения в верхних слоях океана, включая западный перенос вод, распространение экваториальных планетарных волн, изменение термоклина и экваториальный апвеллинг [1, 15, 22, 26]. Важным аспектом внутренней межгодовой изменчивости климатических характеристик Индийского океана является дипольная мода Индийского океана (DIO), аналогичная изменениям ЭНЮК в тропической части Тихого океана, которая также влияет на осадки в этом регионе [22].

Южнее субтропической зоны располагаются умеренный и субантарктический климатические пояса, а также приполярные районы Южного океана, прилегающие к Антарктиле. В этих регионах преобладают определенные типы термохалинной структуры и режимы изменчивости солености [3, 5]. На широтах примерно от 50° до 60° ю.ш. размещаются Субантарктическая и Полярная фронтальные зоны [22]. Они играют важную роль в вертикальном перемешивании и формировании характеристик водных масс южной части Индийского океана. В этих климатических поясах заметно влияние южной кольцевой моды на термические условия и гидрологический цикл [3, 6, 26], отражаемое в индексе антарктического колебания (ААО). В условиях современного глобального потепления индекс ААО увеличивается [3], что связано с усилением и смещением к полюсу циркумполярных западных ветров и увеличением количества жидких атмосферных осадков в районе 55-65° ю.ш. Эти изменения способствуют таянию снега и льда, что, в свою очередь, снижает альбедо поверхности и увеличивает поглощение солнечной радиации [19]. Эти атмосферные процессы оказывают значительное влияние на эволюцию характеристик морского льда в ЮП и ледяного щита Антарктиды [19], а также на динамику Антарктического циркумполярного течения [6]. Они играют важную роль в пресном балансе Индийского океана и его приполярных областей. Согласно результатам моделирования за период 1970-2005 гг., увеличение притока пресной воды в Южном океане составило около 16% [13].

ОКЕАНОЛОГИЯ том 65 № 1 2025

В целом, изменения солености в регионах в условиях современного потепления климата демонстрируют сложную картину. Важные детали этого процесса в масштабах Индийского океана изучены недостаточно, главным образом из-за ограниченного количества данных. В последние два десятилетия были сделаны значительные усилия в исследованиях океана, связанные с развертыванием листаниионных автономных наблюдательных систем и буев Арго. Одновременно получили широкое применение такие системы усвоения данных, как SODA и GODAS [21], что позволило значительно увеличить объем доступной информации. В период с 2005 по 2023 гг. количество профилей, полученных из наблюдательной сети буев ARGO в Индийском океане, значительно возросло, достигнув приблизительно 592 тысяч [30]. К 2006 г. поплавковая система Арго достигла полного покрытия Индийского океана [22]. В настоящей работе использовались только данные за период 2005-2023 гг.

Цель текущего исследования заключается в выявлении тенденций и пространственных особенностей межгодовых изменений солености и солесодержания в верхнем 1000-метровом слое вод Индийского океана, а также их анализе в контексте возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в условиях усиления гидрологического цикла в период с 2005 по 2023 гг.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Использовались данные по солености (S), потокам соли на поверхности океана (Fs) и скорости течений (U и V компоненты) системы усвоения океанографических наблюдений GODAS [21] в узлах сетки 0.3×1° (https://www.esrl.noaa.gov/ psd/data/gridded/data.godas.html) с месячным разрешением за период 2005-2023 гг. (т. н. эпоха АРГО). Также были использованы среднемесячные данные по количеству осадков (P) реанализа ERA5 на сетке 0.25×0.25° (http://apdrc.soest.hawaii. edu/erddap/griddap/hawaii soest d124 2bb9 c935. html) и испарению (Е) с подстилающей поверхности WHOI OAFlux version3 на сетке 1×1° (http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii soest 6b5a df06 3eeb.html?page=1). По этим данным рассчитывалась величина разности Е-Р в узлах одноградусной сетки.

«Виртуальный поток соли" на поверхности океана (*Fs*) [17] — это поток соли с единицы площади, который имеет такое же влияние на соленость поверхности моря, как и поток пресной воды (https://cfconventions.org/Data/cf-standard-names/docs/guidelines.html).

Также были взяты данные реанализа полей давления и ряды климатических (циркуляционных) индексов с устоявшейся аббревиатурой: ААО, DMI, IPO, NINO 1.2, NINO 3, PTW, SOI, WHWP, WPWP и других климатических переменных за те же годы, рассматривавшихся ранее [3, 4]. Перечисленные данные были получены с сайтов NOAA https://psl.noaa.gov/data/gridded/index. html и https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/. По данным о величине атмосферного давления на уровне моря рассчитывались показатели выраженности Азиатской депрессии (AD) и региональных центров действия атмосферы в Индийском океане [3].

Проводился расчет статистик и разложение полей аномалий различных характеристик на главные компоненты (РС – временные коэффициенты первых мод ЭОФ) по единой методике [3, 4]. С учетом характера муссонов были выделены условно теплый, летний (ноябрь – март) и условно холодный, зимний (июнь – октябрь) сезоны (периоды) года ЮП. Аномалии солености ΔS и других климатических характеристик рассчитывались как отклонение от средней величины за период наблюдений. Также по данным GODAS на 31 горизонтах (с разрешением 10 м в верхнем 225-метровом слое, верхний горизонт – 5 м, а нижний – 950 м) в узлах регулярной сетки были рассчитаны среднемесячные, сезонные и среднегодовые величины солесодержания (Qs) и аномалий (ΔQs) в различных слоях: верхнем (5-205 м), промежуточном (205-460 м) и глубинном (460-950 м) согласно уравнению в работе [9, с. 3520], используя фиксированные горизонты GODAS.

Для анализа тенденций (линейных трендов) крупномасштабной пространственно-временной изменчивости солености, солесодержания, виртуальных потоков соли, пресного баланса Е-Р и компонентов U и V скорости течений рассчитывались осредненные значения этих характеристик по нескольким широтным зонам океана зональным (климатическим) полосам 20-6° с.ш., 6° с.ш. – 12° ю.ш., 12–28° ю.ш., 28–60° ю.ш. и 60-65° ю.ш., а также в отдельных секторах этих зон, лежащих к востоку и западу от меридиана 80.5° в.д. Кроме того, были рассмотрены тенденции изменений солености на трех трансокеанских зональных, трех меридиональных разрезах (рис. 1а) и в четырех районах акватории (рис. 1д).

Величины трендов среднегодовых аномалий рассматриваемых параметров рассчитывались методом наименьших квадратов. Уровень значимости 95% для трендов временных рядов, коэффициентов корреляции и регрессии оценивался по T критерию Стьюдента с N-2 степенями свободы, где N — длина ряда, в нашем случае равная 19. Ошибки расчета величин линейных трендов вычислялись как сумма квадратов разностей между значениями временного ряда и линейного тренда для всех членов ряда, деленная на количество степеней свободы. Средняя ошибка вычисления трендов рядов аномалий солености для рядов с 95% уровнем значимости по всему району в слое до 1000 метров составила 0.0018 епс/год.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности пространственной и межгодовой изменчивости солености

Пространственное распределение среднегодовой солености на глубине 5 метров (рис. 1а) согласуется с аналогичными распределениями, полученными из различных источников данных [11, 12] и др.]. В экваториальной зоне к северу от 20° ю.ш. наблюдаются два района с максимальными (северо-западная часть) и минимальными (на востоке и северо-востоке) значениями солености, что обусловлено различиями в гидрологических условиях [10, 23]. Основные контрасты в солености на востоке и западе связаны с повышенным испарением в Аравийском море и с избыточными осадками и речными стоками в Бенгальском заливе, а также влиянием ИСП в восточной части Индийского океана [10, 23]. В районе 20° ю.ш. располагается Южное Экваториальное (Пассатное) течение [22]. В южной половине океана, южнее 20° ю.ш., выделяются две области с высокими и низкими значениями солености, разделенные субтропическим фронтом [22], которые простираются зонально. Основные изменения в солености связаны с тропическими климатическими режимами, такими как ЭНЮК и диполь Индийского океана, и модулируются динамическими процессами [11]. Также в последние годы замечена тенденция к увеличению ИСП.

Схема распределения солености (рис. 1а) демонстрирует более гладкую картину по сравнению с распределением ее трендов (рис. 1в), отражая роль процессов адвекции, перемешивания и гомогенизации поля солености [28]. В различных районах акватории отмечаются статистически значимые линейные тренды (*b*) среднегодовой



Рис. 1. Среднегодовые величины солености на глубине 5 м (а) и тренды среднегодовой солености b(S) на горизонтах 5 м (в) и 950 м (д) за период 2005–2023 гг. Линейные тренды нормализованных аномалий солесодержания $b(\Delta Qs)$ в слоях 5–205 м (б), 205–460 м (г) и 460–950 м (е) за тот же период по данным GODAS. На рис. 1а показано расположение разрезов, а на рис. 1д – центров районов с характерными особенностями трендов *S* на различных горизонтах. Здесь и на других рисунках крестиками обозначены области, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

солености *S* на глубине 5 м, изменяющиеся от -0.44 епс/10 лет (на южной оконечности полуострова Индостан) до 0.20 епс/10 лет. На юге от экватора выявлены отдельные районы с трендами разного направления, простирающиеся в широтных полосах шириной около 20°. Характеристики схемы распределения трендов среднегодовой солености *b*(*S*) в южной половине океана (южнее 20° южной широты) схожи как для летних, так и зимних сезонов ЮП. В северной части океана эта схема изменяется в связи с изменениями режима осадков и пресного баланса в условиях муссонного климата.

Первая мода ЭОФ (главная компонента) PC1(S) поля флуктуаций аномалий среднегодовой солености ΔS на глубине 5 м объясняет 26% общей вариации солености. Межгодовые колебания временных коэффициентов PC1(S) и средней солености на всей акватории океана коррелируют с высоким коэффициентом R = 0.7, а пространственные схемы распределения трендов b(S) и главных компонент PC1(S) хорошо соотносятся между собой.

С увеличением глубины схема горизонтального распределения трендов солености b(S) значительно изменяется. Уже на глубинах свыше 65 м у побережья полуострова Индостан и Бенгальского залива значимые тренды отсутствуют, а в протяженных районах акватории глубже 200 м наблюдается изменение знака тренда (рис. 1д). Эти особенности изменений трендов солености с глубиной отражаются в характеристиках солесодержания верхнего, промежуточного и глубинного слоев (рис. 16, г, е), где заметны зонально протяженные структурные образования с явными тенденциями к опреснению и осолонению, особенно в слое 205-950 м к югу от 50° ю.ш. В таблице 1 приведены количественные оценки выявленных трендов.

В целом по исследуемой акватории наблюдаются статистически значимые тренды уменьшения солености на глубине 5 м со скоростью -0.01 епс/10 лет. Максимальное снижение солености отмечено на юге региона в широтном диапазоне $60^{\circ}-65^{\circ}$ ю.ш. (табл. 1, рис. 1в). В то же время, в верхнем, промежуточном и глубинном слоях (рис. 1д) этой зоны наблюдаются только значимые положительные изменения солености. Общее снижение солесодержания в приповерхностном слое составило приблизительно 0.05%, в то время как солесодержание в толще вод от 5 до 950 м увеличилось примерно на 9 кг/м² за последние 10 лет (с минимумом в 2008 г. и максимумом в 2014 г.), что эквивалентно приблизительно

Таблица 1. Линейные тренды межгодовых изменений среднегодовых величин солености (*S*) на горизонте 5 м (епс за 10 лет), солесодержания (*Qs*, кг/м²/10 лет) в слоях 5–205 м (*Qs*1), 205–460 м (*Qs*2), 460–950 м (*Qs*3) и осадков *P* (мм/сут/м²/10 лет) в различных широтных зонах за 2005–2023 гг.

Широтная зона	S	Qs1	Qs2	Qs3	Р
20° с.ш. –6° с.ш.	-0.04	-0.18	-1.65	-3.13	0.06
6° с.ш. −12° ю.ш.	-0.01	-0.73	1.18	-0.07	0.03
12°—28° ю.ш.	-0.01	-1.60	-2.22	-1.94	0.11
28°-60° ю.ш.	0.00	-0.31	2.24	3.01	-0.02
60°-65° ю.ш.	-0.05	3.96	13.80	19.69	0.08
Весь район 20°с.ш. –65° ю.ш.	-0.01	-0.15	2.23	2.89	0.02

Примечание. Во всех таблицах полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки.

0.03%. Наблюдается статистически значимый тренд увеличения осадков в широтном диапазоне 60°-65° ю.ш. (табл. 1), отражающий современные тенденции [5]. Коэффициент корреляции между изменениями солености на глубине 5 м и осадками по всему региону составил -0.52, а в широтном диапазоне 12-28° ю.ш. субтропиков равен -0.61. Также отмечается увеличение вклада процессов таяния шельфовых ледников в опреснение поверхности Южного океана и выноса морского льда в соседние регионы [16, 19]. За последние 4 десятилетия теплосодержание верхнего 1000-метрового слоя Индийского океана возросло примерно на 1%, с заметными колебаниями от района к району, причем наибольшая скорость потепления отмечается в западной части экваториальной зоны океана [3, 25]. В среднегодовой динамике солености на приповерхностном горизонте и солесодержания в слое 5-205 м в Индийском океане наблюдаются колебания с периодичностью от 2 до 7 лет. В последние десятилетия в восточной тропической зоне отмечены изменения: сначала происходило опреснение верхнего слоя в 2010-х годах, затем последовал рост солености в последующем десятилетии, связанный с воздействием Эль-Ниньо и ДИО на изменения переноса вод посредством ИСП и местных осадков [18].

Пространственно-временные характеристики межгодовой изменчивости солености в значительной степени определяются внутренней динамикой океана и воздействием атмосферы. Распределение солености и ее трендов в приповерхностном слое (рис. 1а, в) согласуется со схемами и тенденциями "виртуальных потоков соли" *Fs* (рис. 2а, в) и пресноводного баланса E-P(рис. 2б, г).



Рис. 2. Среднегодовые "виртуальные потоки соли" *Fs* $r/cm^2/c$ на поверхности океана по данным GODAS (а) и разности величин испарение минус осадки *E*–*P* по данным ERA5 (б). Линейные тренды этих величин за теплый сезон ЮП – *Fs* (в) $r/cm^2/c/10$ лет и *E*–*P* (г) мм/сут/м²/10 лет в 2005–2023 гг.

Эти схемы демонстрируют зональное распределение параметров *S*, *Fs* и E-P, соответствующее климатическим поясам и широтным тенденциям изменения испарения и осадков [24]. Положительные значения *Fs* и E-P соответствуют областям, где испарение *E* превышает осадки *P* и происходит вынос пресной воды из океана [22], что приводит к увеличению значений солености *S*. Схемы распределения *Fs* и E-P построены на различных наборах данных, однако они демонстрируют схожие величины баланса тепла и соли, что адекватно отражает режим увлажнения (осолонения) на поверхности океана. В зимний период ЮП наблюдаются некоторые расхождения схем к северу от экватора, хотя в теплые периоды схемы распределения данных величин более сходны. Как отмечалось ранее [8 и др.], по целому ряду причин количественная оценка изменений этих параметров в гидрологическом цикле сопряжена с существенной неопределенностью.

Корреляционные связи межгодовых изменений аномалий солености приповерхностного

слоя были детально изучены в различных широтных полосах восточной и западной частей Индийского океана (рис. 3).

Исследования показывают, что изменения в трендах приповерхностной солености в тропической зоне океана соответствуют результатам других исследований [11, 27], расширяя их понимание. В полосе широт от ~10° ю.ш. -20° с.ш. отмечаются контрастные тренды в ходе солености западного и восточного секторов. Южнее этой полосы пространственные изменения трендов во всех широтных зонах более согласованы (рис. 3а). При этом в западном секторе этого района также наблюдаются согласованные тренды изменений солености и потока *Fs*.

В северной части Индийского океана эти изменения в основном связаны с тропическими климатическими явлениями, такими как усиление циркуляции Уокера над Индо-Тихоокеанским регионом, события ЭНЮК и дипольной модой Индийского океана, которые влияют на атмосферную циркуляцию и пресный баланс [11]. Отрицательные тренды солености приповерхностного слоя к югу от 50° ю.ш. (рис. 3а) могут быть обусловлены увеличением талых вод с антарктических шельфовых ледников, что происходит вследствие продолжающегося потепления [19]. Также увеличение осадков в этом регионе (~0.01 мм/сут/м²/10 лет) приводит к усилению пресноводного потока в верхние слои океана в прилегающих к Антарктиде акваториях, что делает эти регионы более пресными и холодными [16]. Повышение скорости Антарктического циркумполярного течения и объемов переноса опресненных вод из Атлантики также играют роль в формировании этих отрицательных трендов [6].

В теплый период Южного полушария, с ноября по февраль, когда действует северо-восточный муссон с максимальным количеством осадков в западной и центральной частях экваториальной зоны [20], наблюдаются значимые корреляционные связи между трендами изменений солености (см. рис. 3а) в западном и восточном секторах акватории океана (R = 0.41). В этот период также отмечаются наиболее значимые коэффициенты корреляции трендов b(S) с изменениями основных параметров пресноводного баланса на поверхности (рис. 3б) и динамикой вод (рис. 3в) в западном секторе акватории океана (табл. 2).

В холодный период юго-западного муссона ЮП, с максимальным количеством осадков в акватории Бенгальского залива, наблюдается некоторое ослабление корреляционных связей между трендами изменений солености b(S) в западном и восточном секторах, а также усиление связей b(S) с колебаниями потока *Fs* в восточном секторе акватории (табл. 2).

Межгодовая изменчивость вертикальной структуры солености верхнего 1000-метрового слоя

Характеристики вертикальной структуры поля солености формируются и изменяются в результате сложного взаимодействия разномасштабных процессов на поверхности океана, вертикального



Рис. 3. Значения трендов *b* нормализованных величин аномалий среднегодовой солености на горизонте 5 м (а), "виртуальных потоков солености" *Fs* на поверхности океана (б) и модуля скорости течений на горизонте 5 м (в) в различных секторах акватории Индийского океана, расположенных к западу (1) и к востоку (2) от меридиана 80.5° в.д., в теплый период ЮП в 2005–2023 гг.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции межгодовых изменений трендов солености на горизонте 5 м, потоков соли *Fs*, а также *U*, *V* компонентов и модуля скорости течений *UV* на горизонте 5 м в теплый (т) и холодный (х) периоды года ЮП в 2005–2023 гг. в западном (*R*1) и восточном (*R*2) секторах акватории Индийского океана (19° с.ш. -62° ю.ш., относительно 80.5° в.д. – рис. 3)

Параметр	Fs		U		V		UV	
Период года	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х
<i>R</i> 1	0.70	0.24	-0.37	0.17	-0.10	0.20	-0.52	0.20
<i>R</i> 2	0.16	0.31	0.0	-0.18	-0.23	0.07	-0.23	0.13

перемешивания и адвекции. На рисунке 4 представлены средние профили вертикального распределения солености S(z), трендов b(z) межгодовых изменений солености на различных горизонтах в теплые и холодные сезоны ЮП, а также коэффициенты регрессии колебаний солености на глубине 5 м и на нижележащих горизонтах 1000-метрового слоя с месячными временными лагами в четырех различных районах акватории океана.

В стратификации S(z) верхнего 1000-метрового слоя исследуемых районов можно выделить характерные поверхностные, промежуточные и глубинные водные массы [2, 7]. Межгодовые колебания солености прослеживаются на всех глубинах исследуемого слоя. В пределах верхнего 50-100-метрового слоя они изменяются от 0.21 епс (район 2) до 0.58 епс (район 3) и затухают с глубиной до 0.02-0.07 епс. В различном диапазоне глубин наблюдаются значимые корреляционные связи между изменениями солености на различных горизонтах – когерентные колебания. В районах 1 и 2 они охватывают в основном верхний 50-80-метровый слой, а в районах 3 и 4 – фронтальных зонах южной части Индийского океана – распространяются значительно ниже деятельного слоя, за пределы непосредственно атмосферного влияния.

Кривые вертикального распределения трендов солености b(z) на различных горизонтах (рис. 4б, д, з, л) отражают основные особенности вертикального распределения амплитуд колебаний солености на соответствующих глубинах, что подтверждается оценками коэффициентов корреляции ($R = 0.62 \div 0.98$). Во всех районах, за исключением второго (20° ю.ш.), знак тренда изменяется с увеличением глубины. В трех районах, расположенных южнее экваториальной зоны, тренды солености на различных глубинах меняются квазисинхронно летом и зимой ЮП (рис. 4д, з, л). В районе экватора (район 1) эти изменения происходят в противофазе (рис. 4б) из-за влияния муссонов. Однако в этом районе тренды солености на большей части глубин

статистически незначимы в оба сезона года. На юге, в районе 2 (20° ю.ш.), летом отрицательные тренды значимы на верхних 100 м в теплый сезон ЮП и на глубинах 400—600 м в оба сезона. В районах 3 и 4, расположенных в южной части океана (рис. 1д), статистически значимые тренды солености наблюдаются на глубинах почти во всем 1000-метровом слое как зимой, так и летом ЮП.

Рисунки 4в, е, и, м, построенные на основе лагового регрессионного анализа, отображают связь между колебаниями солености на поверхностных и глубоких слоях в каждом районе внутри годового цикла изменчивости. Они иллюстрируют эволюцию с глубиной корреляционных связей аномалий солености, формируемых под воздействием режима увлажнения (осолонения) на границе океан – атмосфера, поля ветра, горизонтальной и вертикальной циркуляции, а также других процессов, учитывая инерцию массообмена. Изменения солености в глубоких слоях происходят с запаздыванием относительно изменений на поверхности, что зависит от масштаба и длительности атмосферных воздействий на поверхность [4].

Результаты регрессионного анализа указывают на значительные региональные различия в динамике этих процессов. В районе 1 экваториальной зоны наблюдаются значимые положительные и отрицательные связи вертикальных колебаний, преимущественно в верхних 120 м, с лагом 2–3 месяца, в зависимости от смены ветрового режима и условий увлажнения поверхности в периоды летнего и зимнего муссонов (рис. 4б). Эти вертикально когерентные колебания могут быть вызваны стоячими градиентно-вихревыми волнами, типа волн Россби [11, 14, 18].

Во втором районе положительные коэффициенты регрессии наблюдаются в верхних 500 метрах толщи вод, а статистически значимые отмечаются на глубине до 70 м с временным лагом в 2 месяца (рис. 4е). Этот район характеризуется высокой вихревой активностью, которая способствует усилению вертикальных и горизонтальных потоков соли в субтропиках южной части



Рис. 4. Обобщенные кривые вертикального распределения солености *S* (а, г, ж, к), тренда солености *b* на различных горизонтах (б, д, з, л) и коэффициентов регрессии (*Reg*) межгодовых колебаний среднемесячной солености на горизонте 5 м и на 31 горизонтах 1000-метрового слоя с временными лагами в различных районах (в, е, и, м) за период 2005–2023 гг. Строки сверху вниз – районы: 1 - 3кватор; $2-20^{\circ}$ ю.ш.; $3-42^{\circ}$ ю.ш.; $4-61.5^{\circ}$ ю.ш. согласно рис. 1д. Обозначения: сплошные красные кривые – теплый период года ЮП, синие – холодный.

Индийского океана [22]. В третьем районе, расположенном в области фронта на 42° ю.ш., вертикально когерентные колебания наблюдаются на всей глубине водного столба с временным лагом до 12 месяцев (рис. 4и). Как было отмечено ранее [29], в районах умеренных широт области высокой корреляции простираются за пределы глубины прямого атмосферного влияния. Они могут быть связаны как с перемещениями субтропического фронта [22], так и с откликом на адвективные и других динамические факторы [29]. Действительно, в толще вод исследуемого района 3 увеличение солености (рис. 43) сопровождалось ростом температуры [3].

В четвертом районе связность флуктуаций солености прослеживается на протяжении всего года во всем 1000-метровом слое, однако они характеризуются дипольной структурой (рис. 4м). Это может быть обусловлено различиями в тенденциях изменений солености в тонком слое поверхностных вод Антарктики, где ярко выражено опреснение, и в более глубоких слоях циркумполярных глубинных вод, где наблюдаются значительные тренды увеличения солености (рис. 16, г, е; 4л, м) и температуры воды [3].

Пространственные особенности вертикальной структуры толщи вод с различными характеристиками трендов опреснения и осолонения отображены на зональных и меридиональных разрезах, пересекающих акваторию региона (рис. 5). В плоскости этих разрезов наблюдаются статистически значимые тренды солености различной величины и знака, отражающие основные особенности и изменчивость трехмерной пространственной структуры крупномасштабных аномалий поля солености. На протяжении зонального разреза I, проходящего вдоль экватора (рис. 1а), практически во всем верхнем 500-метровом слое (рисунок не приводится) выявлены области статистически значимых положительных трендов



Рис. 5. Совмещенное вертикальное распределение среднегодовой солености (сплошные линии) и трендов солености (выделены цветом) на зональных разрезах II (а) по 20° ю.ш., III (б) по 40° ю.ш. и меридиональных разрезах V (в) по 80.5° в.д., VI (г) по 110° в.д. в период 2005–2023 гг. Расположение разрезов показано на рис. 1а.

среднегодовой солености до 0.1 епс/10 лет, за исключением участка верхнего 100-метрового слоя восточнее 90° в.д., где отмечены незначительные отрицательные тренды. Эти воды с положительными трендами происходят из района Аравийского моря, представляя собой язык высокой солености (35.3–35.9 епс) [7].

Большую часть толши вод зонального разреза II вдоль 20° ю.ш. от 50° до 100° в.д. занимают слои с опреснением верхнего 150-метрового слоя и ниже 300 м (рис. 5а), что соответствует рисункам 16-е и 4д. Отдельные участки со значимыми положительными трендами солености расположены на западном и восточном участках периферии разреза на глубинах более 100-150 м. На зональном разрезе III вдоль 40° ю.ш. преобладают статистически значимые положительные тренды солености на всей глубине до 1000 м. В восточной части разреза наблюдается значительное обострение горизонтальных градиентов солености и высокая перемежаемость областей с различными знаками тренда (рис. 5б), что обусловлено сезонными циклами режима увлажнения, влиянием ЭНЮК. меридиональными градиентами солености и изменчивостью меридиональной адвекции в этом районе. На меридиональном разрезе V, проходящем вдоль 80.5° в.д., хорошо выражены области интенсивного опреснения вод верхнего 50-метрового слоя юго-восточной части Бенгальского залива (рис. 1в, 5в) с трендами снижения солености до -0.44 епс/10 лет. В районе субтропического фронта (40-45° ю.ш.) наблюдаются максимальные положительные тренды солености на глубинах до 900 м, достигающие 0.15-0.20 eпс/10 лет. К югу от 55° ю.ш. в области циркумполярных глубинных вод глубже 50 м также присутствуют слои с максимальными трендами 0.10-0.15 епс/10 лет. Аналогичные значимые положительные тренды также отмечены на меридиональном разрезе VI (рис. 5г; 1г, е). В других слоях толщи вод характеристики трендов солености на этом разрезе значительно изменчивы, так же как и распределение трендов солесодержания (рис. 1б, г, е).

Полученные результаты позволяют уточнить представления о трехмерной пространственной структуре трендов и текущих изменениях солено-

сти в толще вод Индийского океана, а также оценить их количественные значения.

Корреляционные связи межгодовых изменений характеристик поля солености с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере

Для анализа возможных причинно-следственных связей выявленных тенденций современных межгодовых изменений солености в Индийском океане был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ. Исследование охватывало временные ряды среднегодовой солености и солесодержания отдельных слоев бассейна, коррелируя их с климатическими индексами и другими параметрами, отражающими как динамику океана и атмосферы, так и режим увлажнения в исследуемом районе. Показано, что среди рассматриваемых климатических индексов, таких как AAO, AD, DMI, IPO, PTW, SOI, NINO 1.2, NINO 3, WHWP и WPWP [3, 4], особенно выражены умеренные (R = |0.3 - 0.5|) и заметные (R = |0.5 - 0.7|) корреляционные связи изменений солености со следующими характеристиками: индексы теплого тропического бассейна Тихого океана западного (WPWP) и восточного (WHWP) секторов ЭНЮК, восточных регионов ЭНЮК (NINO 3 и NINO 1.2), азиатской депрессии (AD), главные компоненты РС1 ЭОФ колебаний аномалий полей геопотенциала АТ₅₀₀ и величины пресного баланса (E-P), а также дипольной моды внутренней изменчивости Индийского океана (DMI) (табл. 3).

Корреляционные взаимосвязи колебаний солености с индексами ЭНЮК объясняются их воздействием на местные осадки через циркуляцию Уокера и модуляцию переноса вод ИСП через экваториальные и прибрежные волноводы в индонезийских морях [14]. Циркуляция Уокера представляет собой экваториальную зональную циркуляционную ячейку атмосферы, вызываемую глубокой атмосферной конвекцией над теплым бассейном Индо-Тихоокеанского региона. Нижняя ветвь циркуляции Уокера связана с восточными ветрами в Тихом океане и западными ветрами в Индийском океане, а интенсивность ЭНЮК, воздействующего на летний муссон

Таблица 3. Коэффициенты корреляции (*R*) межгодовых колебаний среднегодовой солености на горизонте 5 м с вариациями климатических индексов и других климатических переменных в 2005–2023 гг.

Индекс	WPWP	WHWP	NINO 3	NINO 1.2	AD	PC1(AT ₅₀₀)	PC1 (E-P)	DMI
R	-0.62	-0.38	-0.44	-0.57	-0.36	-0.51	0.52	-0.48

Примечание. Ряды индексов DMI, NINO 3, WHWP и NINO 1.2 взяты с временным сдвигом (заблаговременностью) 8 месяцев [14]. и DMI, оказывает существенное влияние на составляющие крупномасштабного влагообмена в тропиках Индийского океана [1].

Результаты анализа также подтверждают важное влияние атмосферной циркуляции, о чем свидетельствует изменчивость поля геопотенциала и показатели пресного баланса (табл. 3). Например, изменения PC1(AT₅₀₀), характеризующие внешнее воздействие атмосферной циркуляции, демонстрируют тесные связи как с изменениями солености, так и с климатическими индексами ЭНЮК(R = |0.7-0.9|). Общая объясненная дисперсия (R^2) множественной регрессии изменчивости солености приповерхностного слоя с использованием восьми климатических переменных (табл. 3) достигает 76%, что подтверждает адекватность регрессионной модели для объяснения наблюдаемых изменений солености.

На основе выявленных закономерностей были построены и проанализированы карты парной регрессии, отражающие пространственные особенности корреляционных связей между параметрами крупномасштабной изменчивости океана и атмосферы и изменениями солесодержания верхнего слоя океана. Эти карты показывают зональные области с различными статистически значимыми коэффициентами регрессии, подчеркивая широкий охват влияния климатических факторов на соленость в Индийском океане.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В нашем исследовании мы рассмотрели изменения солености на поверхности и на различных глубинах Индийского океана и их связь с климатическими процессами. В приповерхностном слое большей части акватории Индийского океана на глубине 5 м наблюдаются статистически значимые линейные тренды среднегодовой солености, варьирующиеся от -0.44 епс/10 лет до 0.20 епс/10 лет (среднее значение – -0.01 епс/10 лет). Максимальные скорости опреснения отмечаются в северной части океана у побережья полуострова Индостан и Бенгальского залива, а также в широтной зоне 60°-65° ю.ш., где наблюдается увеличение осадков и поступление талой воды с шельфовых ледников.

К югу от экватора выделяются отдельные районы с разнонаправленными трендами солености, простирающимися на протяжении около 20° по широте, что соответствует общим схемам климатического зонирования и характеристикам пресного баланса на поверхности. В южной половине океана (южнее 20° ю.ш.) особенности распределения трендов солености сохраняются как в летний, так и в зимний сезоны ЮП. В северной части океана схема изменяется в зависимости от изменений режима осадков и пресного баланса в условиях муссонного климата. Коэффициент корреляции между изменениями среднегодовой солености на глубине 5 м и осадками по всему региону составил -0.52.

С глубиной горизонтальное распределение трендов солености существенно меняется, что отражается в характеристиках солесодержания верхнего, промежуточного и глубинного слоев. В этих слоях также преобладают зонально протяженные структуры, где выражены как тренды к опреснению, так и к осолонению толщи вод Индийского и сопредельных районов Южного океана. В целом, тренд солесодержания верхнего 200-метрового слоя является отрицательным, однако его величина статистически не значима. В изменчивости солесодержания промежуточного и глубинного слоев наблюдается противоположная тенденция, а для толщи 1000-метрового слоя отмечается общая тенденция осолонения примерно на 0.03%.

Межгодовые колебания солености прослеживаются на всех исследуемых глубинах до 1000 м. В них наблюдаются значимые корреляционные связи между изменениями солености на различных глубинах - как синфазные, так и противофазные колебания. В целом по региону статистически значимые корреляционные связи изменений солености на поверхностном горизонте выражены относительно климатических характеристик, таких как индексы западного и восточного теплых тропических бассейнов, NINO 3 и NINO 1.2 восточных регионов Эль-Ниньо/Южная осцилляция, азиатская депрессия, главные компоненты РС1 ЭОФ колебаний аномалий поля геопотенциала на высоте 500 гПа и величины пресного баланса, а также дипольная мода внутренней изменчивости Инлийского океана.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН теме № 124022100079-4 "Исследование структуры и динамики вод Мирового океана в условиях современных климатических изменений". Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

Конфликт интересов. Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Вязилова Н.А. Крупномасштабный влагообмен в тропиках Индийского и Тихого океанов в годы с явлением Эль-Ниньо – южное колебание // Метеорология и гидрология. 2008. № 2. С. 20–33.
- 2. *Кукса В.И*. Атлас промежуточных и поверхностных вод Мирового океана. М.: Гидрометеоиздат, 1978. 83 с.
- 3. Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Рудых Н.И. Межгодовая изменчивость термических характеристик Индийского океана в условиях глобального потепления // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38. № 1. С. 53–72.
- 4. Ростов[•] И.Д., Дмитриева Е.В., Рудых Н.И. Тенденции изменений температуры воды в тропической зоне Тихого океана в 1982–2021 гг. // Океанология. 2023. Т. 63. № 6. С. 1–16.
- Akhoudas C.H., Sallée JB., Reverdin G. et al. Isotopic evidence for an intensified hydrological cycle in the Indian sector of the Southern Ocean // Nat. Commun. 2023. V. 14. № 2763. https://doi.org/10.1038/s41467-023-38425-5
- Böning C.W., Dispert A., Visbeck M. et al. The response of the Antarctic circumpolar current to recent climate change // Nat. Geosci. 2008. V. 1. P. 864–869. https://doi.org/10.1038/ngeo362
- Carvalho Junior, O. de O. Water masses at the surface of the Indian Ocean // Europ. J. Envir. and Earth Sci. 2023. V. 4. № 2. P. 11–21. https://doi.org/10.24018/ejgeo.2023.4.2.389
- 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. P. 10357–10381. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1
- Corbett C.M., Subrahmanyam B., Giese B.S. A comparison of sea surface salinity in the equatorial Pacific Ocean during the 1997–1998, 2012–2013, and 2014–2015 ENSO events. // Clim. Dyn. 2017. V. 49. P. 3513–3526.

https://doi.org/10.1007/s00382-017-3527-y

- D'Addezio J.M., Subrahmanyam B., Nyadjro E.S., Murty V.S.N. Seasonal variability of salinity and salt transport in the Northern Indian Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2015. V. 45. № 7. P. 1947–1966. https://doi.org/10.1175/jpo-d-14-0210.1
- Du Y., Zhang Y. Satellite and Argo observed surface salinity variations in the tropical Indian Ocean and their association with the Indian Ocean dipole mode // J. Clim. 2015. V. 28. P. 695–713. https://doi.org/10.1175/jcli-d-14-00435.1
- Durack P.J., Wijffels S.E. Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // J. Clim. 2010. V. 23. P. 4342–4362. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1

- Helm K.P., Bindoff N.L., Church J.A. Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L18701. https://doi.org/10.1029/2010GL044222
- Hu S., Sprintall J. Interannual variability of the Indonesian throughflow: the salinity effect // J. Geophys. Res. 2016. V. 121. P. 2596–2615.
- Hu S., Zhang Y., Feng M. et al. Interannual to decadal variability of upper-ocean salinity in the Southern Indian Ocean and the role of the Indonesian throughflow // J. Clim. 2019. V. 32. P. 6403–6421. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0056.1
- 16. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte [et al.] (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 p. https://doi.org/10.1017/9781009157896
- Josey S.A., Gulev S., Yu L. Exchanges through the ocean surface. In: Siedler, G., Griffies, S., Gould, J. and Church, J. (eds.). Ocean Circulation and Climate: A 21st Century Perspective. 2nd Ed. (International Geophysics, 103). 2013. Oxford, GB. Academic Press, P. 115–140. http://eprints.soton.ac.uk/id/eprint/358925
- Li J., Li Y., Guo Y. et al. Decadal variability of sea surface salinity in the Southeastern Indian Ocean: roles of local rainfall and the Indonesian throughflow // Front. Mar. Sci. 2023. V. 9. P. 1097634. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.1097634
- Liu J., Zhu Z., Chen D. Lowest Antarctic sea ice record broken for the second year in a row // Ocean-Land-Atmos Res. 2023. V. 2. P. 0007. https://doi.org/10.34133/olar.0007
- Nyadjro E.S., Subrahmanyam B., Shriver J F. Seasonal variability of salt transport during the Indian Ocean monsoons // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C08036. https://doi.org/10.1029/2011JC006993
- Penny S.G., Behringer D.W., Carton J.A. et al. Hybrid global ocean data assimilation system at NCEP // Monthly Weather Rev. 2015. V. 143. № 11. P. 4660–4677. https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00376.1
- Phillips H.E., Tandon A., Furue R. et al. Progress in understanding of Indian Ocean circulation, variability, air-sea exchange, and impacts on biogeochemistry // Ocean Sci. 2021. V. 17. P. 1677–1751. https://doi.org/10.5194/os-17-1677-2021
- Rao R.R., Sivakumar R. Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. Iss. C1. P. 9–1–9–14. https://doi.org/10.1029/2001JC000907
- 24. Ren L., Arkin P., Smith T.M., Shen S.S.P. Global precipitation trends in 1900–2005 from a reconstruction and

coupled model simulations // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. Iss. 4. P. 1679–1689. https://doi.org/10.1002/jgrd.50212

- Roxy M.K., Ritika K., Terray P., Masson S. The curious case of Indian Ocean warming // J. Clim. 2014. V. 27. P. 8501–8509. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00471.1
- Schott F.A., Shang-Ping X., McCreary J.P. Indian Ocean circulation and climate variability // Rev. Geophys. 2009. V. 47. P. 1–46. https://doi.org/10.1029/2007RG000245
- Shee A., Sil S., Gangopadhyay A. Recent changes in the upper oceanic water masses over the Indian Ocean using Argo data // Sci. Rep. 2023. V. 13. P. 20252. https://doi.org/10.1038/s41598-023-47658-9

 Skliris N., Marsh R., Josey S.A. et al. Salinity changes in the World Ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes // Clim. Dyn. 2014. V. 42. P. 709–736.

https://doi.org/10.1007/s00382-014-2131-7

- Sokolov S., Rintoul S.R. Subsurface structure of interannual temperature anomalies in the Australian sector of the Southern Ocean // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. Iss. C9. P. 3285. https://doi.org/10.1029/2002JC001494
- World Ocean Database 2018. Eds. Boyer T.P. et al. NOAA Atlas. Techn. ed. Mishonov A.V., NESDIS87. 2018. 207 p. https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database

TRENDS OF CHANGES IN SALINITY IN THE INDIAN OCEAN AND ADJACENT AREAS OF THE SOUTH OCEAN IN 2005–2023 IN CONDITIONS OF STRENGTHENING THE HYDROLOGICAL CYCLE

I. D. Rostov^{*a*, *}, E. V. Dmitrieva^{*a*}

^a V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute. Far Eastern Branch. Russian Academy of Sciences *e-mail: rostov@poi.dvo.ru

Using climate data from the USA National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), as well as atmospheric reanalysis of precipitation and evaporation from the European Weather Forecast Center ERA5, trends and regional features of changes in salinity and salt content in the extratropical zone of the Indian Ocean were determined from 2005 to 2023. At the near-surface level 5 m in most of the water area, linear trends in the average annual salinity of both signs ranging from -0.44 psu/10 years to 0.20 psu/10 years were expressed, and on average, significant trends in decreasing salinity with a value of 0.01 psu/10 years prevailed. With depth, the pattern of horizontal distribution of salinity trends changes significantly, which is reflected in the characteristics of the salt content of the upper, intermediate and deep layers. In the whole region, the salt content of the upper 1000-meter layer increased by ~5 kg/m2 over 10 years, i. e. by approximately 0.03%. An analysis is given of the statistical significance of trends and possible cause-and-effect relationships of changes in the salinity field with large-scale and regional processes in the ocean and atmosphere under conditions of intensification of the hydrological cycle.

Keywords: Indian Ocean, climate change, salinity, salt content, trends, precipitation, evaporation, climate indices, correlations, regional features