

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОДООБМЕНА МЕЖДУ ТИХИМ И ИНДИЙСКИМ ОКЕАНАМИ ПО ДАННЫМ АРГО И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

К. В. Лебедев¹, А. С. Савин²

¹ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, 36,
e-mail: KLebedev@ocean.ru;*

² *Московский физико-технический институт,
Россия, 141700, Московская область, г. Долгопрудный, Институтский переулок, 9*

В работе исследован водообмен между Тихим и Индийским океанами на основе данных, собранных буйковыми станциями Argo за 2005–2014 гг. и обработанных Argo-Моделью Исследования Глобального океана (АМИГО). По результатам проведенных расчетов получены среднеклиматические для периода 2005–2014 гг. оценки расхода и переноса тепла и солей из Тихого в Индийский Океан. На разрезе по 3.5° ю. ш. среднегодовой расход составляет 15.2±2.3 Св воды, переносится 1.49±0.42 ПВт тепла и 535±81 кт/с солей. Исследование сезонной изменчивости показало, что максимальные значения переносов приходятся на август и составляют, соответственно, 18.8±1.4 Св, 2.09±0.17 ПВт тепла и 667±49 кт/с солей. Минимальные значения переносов приходятся на январь – 11.8±2.1 Св, 0.79±0.25 ПВт тепла и 412±75 кт/с солей в южном направлении. Исследование пространственной структуры водообмена позволяет сделать вывод, что основная часть переносов приходится на Макасарский пролив, где максимальные значения достигают в августе 22.1±1.2 Св, падая затем в январе более, чем в два раза, до 9.8±2.1 Св. Анализ сезонной изменчивости течений на разрезе 3.5° ю. ш. показал наличие перемены направления и силы течений. Основной поток воды в южном направлении, то есть из Тихого океана в Индийский, идет через Макасарский пролив в среднем на глубине примерно до 150 м. Однако в приповерхностном, примерно 50-метровом слое, наблюдается заметная сезонная изменчивость направления течений, связанная со значительной сезонной изменчивостью поля ветра, имеющего в этом районе муссонный характер. В январе наблюдается отчетливо выраженное движение водных масс из Южно-Китайского в Яванское море, то есть с севера на юг по проливу Каримата. При этом в приповерхностном слое в Макасарском проливе в январе возникает слабое противотечение со скоростями до 5 см/с. Анализ приповерхностных полей температуры и солёности позволил сделать вывод о том, что появление в Макасарском проливе реверсивного приповерхностного течения в период действия зимнего северо-западного муссона является следствием затока в Макасарский пролив легких вод пониженной солёности из Яванского моря. Эти воды, обладая высокой плавучестью, создают в приповерхностном слое Макасарского пролива направленный на север меридиональный градиент давления, препятствующий движению приповерхностных вод в южном направлении. Сделанные по результатам расчетов оценки расходов и структуры течений хорошо согласуются с данными, полученными на основе прямых многолетних измерений течений в исследуемом районе, а возможность появления зимнего реверсивного приповерхностного течения в Макасарском проливе подтверждается натурными измерениями скоростей течений на заякоренных буйковых станциях в 1997 г.

Ключевые слова: Индонезийские проливы, моделирование, течения, изменчивость, переносы, Argo

Введение

Индонезийские моря играют ключевую роль в климатической системе. Именно через них происходит водообмен Тихого и Индийского океанов, который является частью верхней ветви Глобального океанского конвейера (Broecker, 1991). В англоязычной литературе этот водообмен принято называть Indonesian Throughflow (ITF), что можно перевести как Индонезийский поток, под которым понимается совокупность разнонаправленных океанских течений, перемещающих водные массы из Тихого и Индийского океанов через проливы Зондского архипелага.

Индонезийские проливы являются единственным тропическим путем, соединяющим мировые океаны и регулирующим обмен потоками тепла и пресной воды между ними (рисунок 1), что, в свою очередь, оказывает влияние как на состояние самих Тихого и Индийского океанов, так и на их тепло- и влажно-обмен с атмосферой, что сказывается на климатической изменчивости различных временных масштабов (Godfrey, 1996; Potemra, Schneider, 2007; McCreary et al., 2007). Теплые воды Тихого океана, проходя через индонезийские проливы, охлаждаются воздушными и морскими потоками и образуют уникальную водную массу, которую потом можно отслеживать по всему бассейну Индийского океана и за его пределами (Gordon et al., 2010).

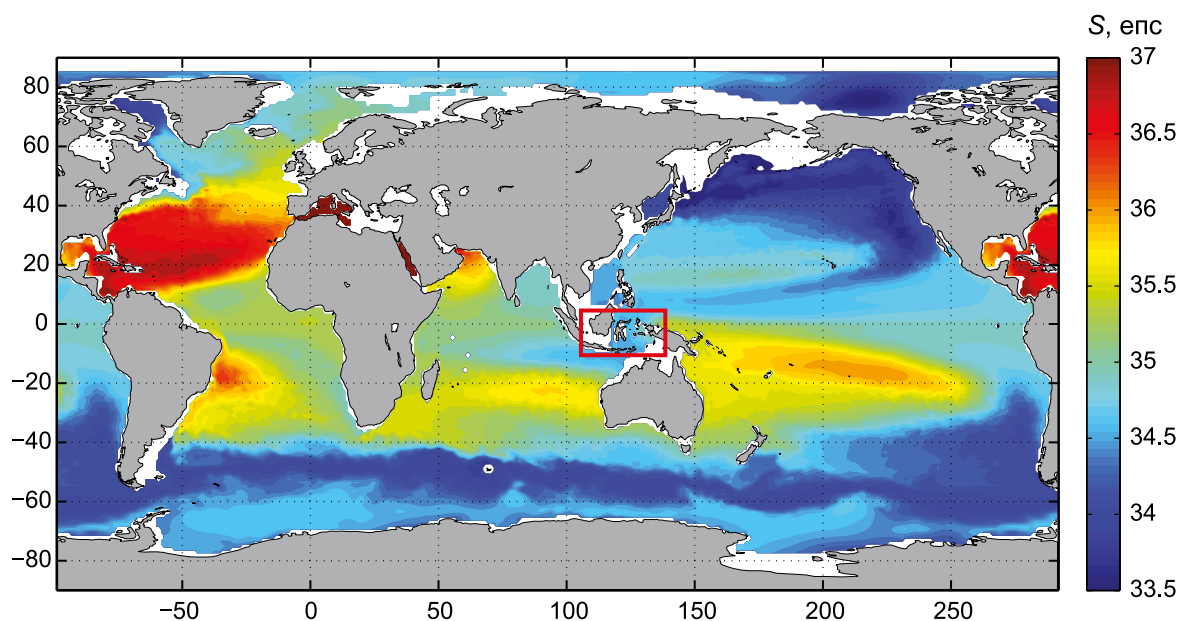


Рис. 1 – Среднегодовое поле солёности Мирового океана на глубине 200 м для сетки $1^\circ \times 1^\circ$, полученное на основе данных измерений Арго за 2005–2014 гг. в работе (Лебедев, 2017).

Район индонезийских проливов выделен красной рамкой

Индонезийский поток (ИП) состоит из нескольких потоков, имеющих разные глубины и проходящих различными путями внутри сложной системы проливов архипелага Зондских островов. ИП, являясь частью верхней ветви Глобального океанского конвейера (ГОК), представляет собой течения поверхностных и верхних

термоклинных вод, поступающих из северной (в основном) и южной (в меньшей степени) частей Тихого океана. Основное течение идет в западной части региона (рисунок 2) через море Сулавеси (Целебесское) (3) и Макасарский пролив (5). Другая, меньшая часть потока, проходит в восточной части региона через море Банда (8). Этим же путем идут и водные массы южной части Тихого океана, которые, будучи более плотными и солеными, чем воды, идущие из северной части, перемешиваются с ними в море Банда. Общий поток затем выходит в юго-восточную часть Индийского океана (Sprintall et al., 2019).

Индонезийские моря находятся в центре глубокой атмосферной конвекции, связанной с восходящей ветвью циркуляции Уокера, возникающей в результате наличия области высокого давления в восточной части Тихого океана и области низкого давления над Индонезией. Из-за этого они играют важную роль во всей климатической системе. Именно в индонезийских морях осуществляется связь между западным узлом аномалий температуры поверхности моря, связанным с Эль-Ниньо, и восточным, связанным с Индоокеанским диполем. Региональные изменения температур в этих важных климатических узлах оказывают влияние на поверхностные ветра, что может приводить к смещению положения центра глубокой атмосферной конвекции, находящегося, как отмечалось выше, в индонезийских морях.

Таким образом, изменения региональных характеристик, таких как уровень моря, температура морской поверхности, количество осадков или характер ветра, в индонезийских морях могут вызвать изменения поверхностных ветров, которые, в свою очередь, могут изменить процессы конвекции в атмосфере и впоследствии повлиять на характер осадков и океанической циркуляции во всем Индо-Тихоокеанском регионе. Процессы в индонезийских морях, благодаря океанической циркуляции, влияют как на местный, так и на весь глобальный климат, поэтому данные из этого региона имеют важное значение для прогнозов в других частях земного шара. Изменения региональных свойств влияют на региональные модели осадков и засухи других районов побережья Индийского океана, уязвимых к изменениям климата. Поэтому наблюдение как долгосрочного, так и сезонного, изменения переносов массы, солей и тепла в индонезийских морях имеет ключевое значение для понимания изменчивости и предсказания поведения общей глобальной климатической системы (Sprintall et al., 2019).

Ввиду важности роли ИП как для термохалинного баланса Индо-Тихоокеанского бассейна, так и для глобальной системы циркуляции водных и атмосферных масс, регион изучался в большом количестве работ. Первая очень условная и приблизительная оценка возможного среднего расхода ИП в 1.7 Св с была сделана еще в ставшей классической монографии известного океанолога Клауса Виртке, посвященной исследованиям в индонезийских морях (Wyrтки, 1961). Как следует из приведенной в этой работе на стр. 136 таблицы 12, максимальные значения в 2.5 Св приходятся на август, а минимальные в 1 Св на декабрь–февраль. Интересно отметить, что приведенный там же расход через Макасарский пролив имеет два максимума 1.5 Св в январе и августе при минимальном значении 0.5 Св в декабре (Wyrтки, 1961).

Позднее Виртке, основываясь в том числе на результатах, полученных в глобальных моделях океанской циркуляции, признал свою оценку ИП крайне заниженной и решил дождаться данных прямых измерений (Wyrтки, 1987). В этой работе Виртке предложил определять изменчивость расхода ИП через разность уровней между станциями Давао на Филиппинах и Дарвин в Австралии. Исследовав длительные ряды наблюдений этих величин, Виртке обратил внимание на то, что хотя сами значения уровней во время Эль-Ниньо снижаются, их разность в период Эль-Ниньо остается практически неизменной. Это позволило Виртке сделать оказавшееся впоследствии неверным предположение о том, что Эль-Ниньо не оказывает никакого значительного влияния на расход ИП, а значит, после измерения средней величины ИП можно будет отслеживать его низкочастотную изменчивость по измерениям перепада уровня Давао–Дарвин (Wyrтки, 1987). Забегая вперед, заметим, что накопленные в настоящее время многолетние прямые измерения ИП (Gordon et al., 2019) показали сильную зависимость расхода ИП от такого явления, как Эль-Ниньо, опровергнув, таким образом, предположения Виртке, изложенные им в работе 1987 г. Оценка расхода ИП, сделанная в работе (Godfrey, 1989) на основе баротропных расчетов с использованием полей напряжения трения ветра вокруг Австралии (так называемое «правило островов» (Godfrey's Island Rule)), дала значение 16 ± 4 Св. Первые расчеты по глобальным численным моделям с крайне упрощенной географией дали аналогичные результаты в 12–17 Св (Semtner, Chervin, 1988; Hirst, Godfrey, 1993). Выполненные в работе (Lebedev, Yaremchuk, 2000) расчеты с использованием двухградусной модели глобальной циркуляции с повышенным пространственным разрешением в районе ИП показали, что основные сезонные колебания расхода ИП происходят в верхних 175 метрах водной толщи с амплитудой сезонного цикла 8 Св. Особый интерес представляет работа (Sprintall et al., 2009), где описаны прямые измерения, проведенные в рассматриваемом районе. В рамках программы INSTANT в течение трехлетнего периода с 2004 по 2006 год измерялись характеристики морской воды по всей глубине основных проливов. Так, в частности, было выявлено, что общий средний за трехлетний период годовой расход ИП составляет 15 Св, из которых 7.5 Св приходится на Тиморское море, 4.9 Св – на пролив Омбай, 2.6 Св – на Ломбокский пролив. В работе было показано, что в сезонном цикле переноса в термоклине во всех трех проливах преобладает региональное муссонное воздействие с максимальными показателями расхода в период юго-восточного муссона. В период воздействия северо-западного муссона перенос водных масс значительно ослабевает (Sprintall et al., 2009).

Основным проливом, через который тихоокеанская вода поступает в индонезийские моря, является Макасарский. Имеется несколько многолетних рядов прямых измерений течений, которые велись в Макасарском проливе с ноября 1996 г. по начало июля 1998 г.; с января 2004 г. по август 2011 г.; а также с августа 2013 г. по август 2017 г. Среднемноголетний расход через Макасарский пролив по данным этих многолетних измерений составляет 13.3 Св или около 77 % всего расхода ИП (Gordon et al., 2019).

Целью настоящей работы является исследование водообмена между Тихим и Индийским океанами на основе модельных расчетов, выполненных с использованием данных измерений Argo. Рассматривается средняя сезонная изменчивость основных свойств морской воды на разрезах на входе в район (3.5° ю. ш.), в его центре (5.5° ю. ш.) и на выходе из него (8.5° ю. ш.). В работе исследуются особенности водных масс на разных глубинах и выделяются основные течения и противотечения в индонезийских морях. Рассматривается изменчивость среднего сезонного хода расходов, теплопереносов и переносов солей, а также их распределение по глубине и основным проливам исследуемого района.

Наблюдения и методы их обработки

Исследование базируется на результатах модельных расчетов АМИГО (Лебедев, 2016, 2017), выполненных с использованием данных измерений Argo (Argo, 2000) и полей напряжения трения ветра из реанализа ECMWF ERA-Interim (Dee et al., 2011). Модель состоит из блока вариационной интерполяции на регулярную сетку данных профилирования Argo и блока модельной гидродинамической адаптации вариационно проинтерполированных полей. Модель общей циркуляции океана, которая используется в режиме диагноза и гидродинамической адаптации (Иванов и др., 1997; Лебедев, 1999), позволяет рассчитать по данным поплавков Argo сбалансированные поля температуры, солёности, плотности и скорости течений. Расчетные поля отображены в ежемесячном, сезонном и годовом представлениях для сетки $1^\circ \times 1^\circ$. База данных АМИГО находится в свободном доступе в сети Интернет на официальном сервере ИО РАН по адресу <http://argo.ocean.ru/>.

Метод вариационной интерполяции данных минимизирует отклонение рассчитанных в узлах регулярной сетки полей от нерегулярно расположенных измерений Argo таким образом, что полученное оптимальное решение проходит максимально близко к данным измерений (Lebedev et al., 2010; Курносова, Лебедев, 2014; Лебедев, 2016, 2017). Для настройки весовых коэффициентов в процедуре вариационной интерполяции данных Argo, а также контроля поведения решения и выбора оптимальных параметров модели были использованы данные спутниковой альтиметрии Aviso (Ducet et al., 2000), осредненные за соответствующий расчетному периоду временной интервал (месяц, сезон, год и т. п.). В качестве примера на рисунке 1 показано поле среднемноголетней солёности для глубины 200 м, полученное по данным Argo с использованием описанной выше методики.

Для корректного описания водообмена при использовании одноградусной модельной сетки была проведена корректировка рельефа дна для ряда ключевых районов Мирового океана (Флоридский пролив, западная граница Гольфстрима, пролив Нэрса, Фарерско-Шетландский канал, Берингов пролив, район течения Куросио и другие). Неточности одноградусного описания рельефа в районе индонезийских проливов препятствуют нормальному переносу воды через Макасарский

пролив, существенно занижая ее расход. Отсутствие разделительного барьера между теплыми глубинными водами моря Сулу и окружающей его холодной глубинной водой приводит к возникновению численной неустойчивости из-за появления в этом районе нереально высоких градиентов давления. Заметим, что главной целью корректировки рельефа было не воссоздание «точной» географической карты, что просто невозможно в одноградусном разрешении, а устранение как основных препятствий для нормального водообмена в ключевых районах океанов, так и ложных градиентов давления, к появлению которых приводили неточности одноградусного осреднения рельефа. В результате корректировки удалось устранить многие несоответствия измеренных полей плотности модельному одноградусному рельефу дна и добиться хорошего соответствия между модельными и измеренными расходами в ключевых проливах Мирового океана: 0.63 Св в Беринговом проливе, 1.5 Св через пролив Дейвиса, 1.1 Св в придонном течении Гибралтарского пролива, 15.4 Св через индонезийские проливы (Лебедев, 2017). Для целей такого сравнения брались осредненные за 2005–2014 гг. модельные расходы, рассчитанные по ежемесячным полям. Хорошее соответствие модельных и измеренных среднесезонных значений глобального межконтинентального водообмена подтверждает обоснованность выбранного подхода к обработке данных дрейфующих измерителей Argo и адекватность одноградусного разрешения модельной сетки при решении задач исследования крупномасштабной океанской циркуляции и изучения ее межгодовой и межсезонной изменчивости.

Основные результаты

Исследуемая область индонезийских проливов ограничивается следующими координатами: по широте – от 20° ю. ш. до 20° с. ш. и по долготе – от 100° до 147° в. д. На рисунке 2 приведена карта полей температуры и течений на глубине 20 м в исследуемом районе для летнего сезона Северного полушария (здесь и далее зимний сезон представлен данными января, февраля и марта, весенний – апреля, мая и июня, летний – июля, августа и сентября, осенний – октября, ноября и декабря). На карте обозначены западная часть Северного пассатного течения (1), которое, доходя до Филиппинских островов, разделяется на два основных потока. Поток, идущий к северу, со временем переходит в течение Куроисио, а идущий к югу разделяется еще раз. Часть водных масс разворачивается на восток, образуя Экваториальное (Межпассатное) противотечение (2), а другая часть направляется в море Сулавеси (3), откуда, в свою очередь, частично проникает в Южно-Китайское море (4), а основная часть попадает в Макасарский пролив (5). Сюда же Южным пассатным течением (6) приносятся водные массы из южной части Тихого океана, где они смешиваются с водами, пришедшими с севера. Выходя из Макасарского пролива, основная часть водных масс напрямую попадает в Индийский океан через узкий Ломбокский пролив, который не разрешается на

модельной одноградусной сетке и условно показан на рисунке 2 как (7), однако небольшая часть потока поворачивает в море Банда (8), где смешивается с водами, приходящими из южной части Тихого океана и затем выходит в Индийский океан через пролив Омбай (9) (также не разрешается модельной сеткой) и широкий 160-километровый проход, соединяющий Арафурское море с морем Тимор, который мы, следуя англоязычной литературе, будем называть в статье «Тиморским проливом» (10). Также на рисунке 2 показаны три разреза, на которых исследовался процесс переноса вод в индонезийских морях: на входе (3.5° ю. ш.), в центре (5.5° ю. ш.) и на выходе (8.5° ю. ш.).

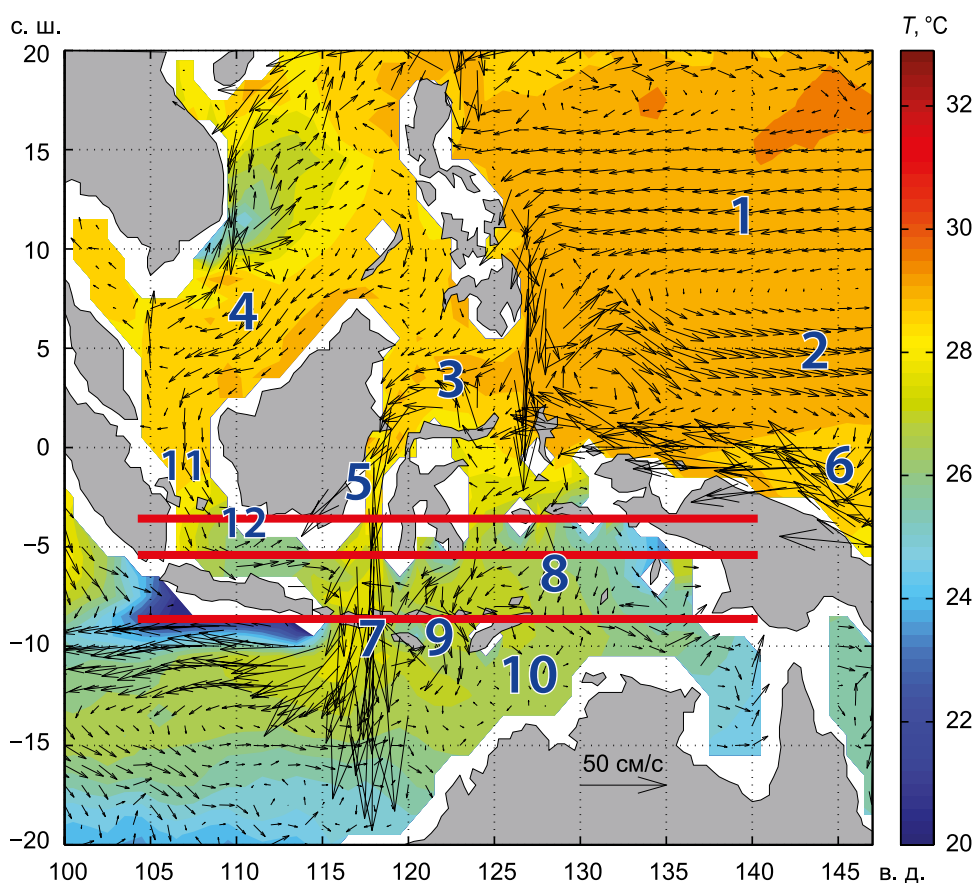


Рис. 2 – Летнее распределение температуры на глубине 20 м, полученное на основе данных измерений Арго за 2005–2014 гг. на фоне поля течений (обозначения см. в тексте)

На входном разрезе 3.5° ю. ш. (рисунок 3) водообмен осуществляется в четырех основных проливах. Это (с запада на восток) пролив Каримата (11), соединяющий Южно-Китайское и Яванское (12) моря (107°–109° в. д.), Макасарский пролив, соединяющий море Сулавеси с Яванским морем (118° в. д.), условный «Молуккский пролив» (124°–126° в. д.) и водообмен с морем Хальмахера (128°–129° в. д.).

Анализ сезонной изменчивости течений на разрезе 3.5° ю. ш. выявил наличие перемены направления и силы течений. Основной поток воды в южном направлении, то есть из Тихого океана в Индийский, идет через Макасарский пролив

в среднем на глубине примерно до 150 м. Однако в приповерхностном, примерно 50-метровом, слое прослеживается заметная сезонная изменчивость направления течений (рисунки 3а, б), связанная со значительной сезонной изменчивостью поля ветра, имеющего в этом районе муссонный характер. В январе наблюдается ярко выраженное движение водных масс из Южно-Китайского в Яванское море (рисунок 3в), то есть с севера на юг по проливу Каримата. При этом в приповерхностном слое в Макасарском проливе в январе возникает слабое противотечение со скоростями до 5 см/с (рисунок 3в). Глубже течение сохраняет южное направление с максимумом скорости 55 см/с на глубине около 150 м (рисунок 3в). Как видно из графиков сезонной изменчивости расходов и переносов тепла и солей через разрез 3.5° ю. ш., которые представлены на рисунке 4, в январе расход через Макасарский пролив падает до своего годового минимума, составляя 9.8 ± 2.1 Св. В этот месяц течением переносится 0.75 ± 0.21 ПВт тепла и 348 ± 73 кт/с солей (также годовое минимум). При этом максимальные значения расхода и переносов приходятся на август – 22.1 ± 1.2 Св, 2.03 ± 0.11 ПВт тепла и 782 ± 42 кт/с солей, а соответствующие среднегодовые значения этих величин составляют 16.5 ± 3.8 Св, 1.48 ± 0.40 ПВт тепла и 583 ± 135 кт/с солей.

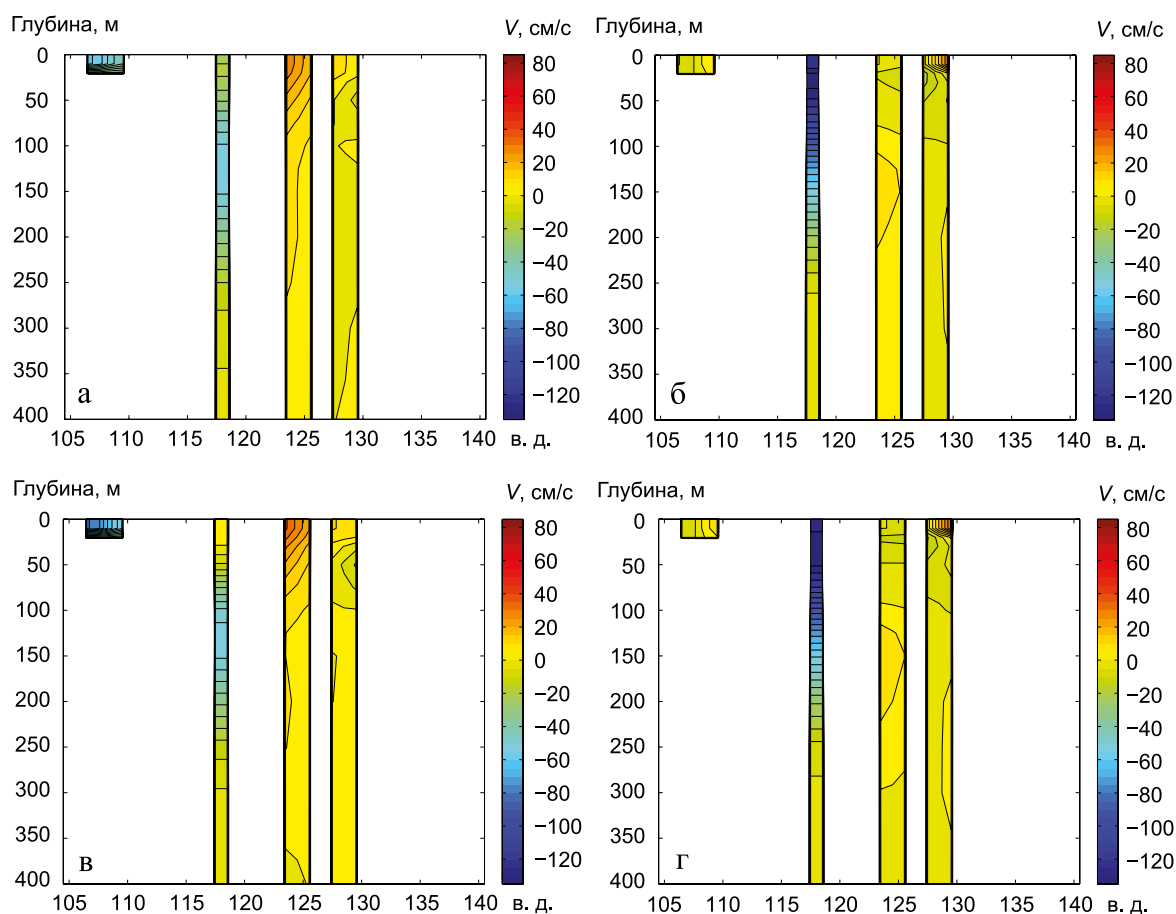


Рис. 3 – Меридиональная компонента скорости на разрезе 3.5° ю. ш. по данным расчетов АМИГО за 2005–2014 гг. а – в зимний и б – летний сезоны, в – в январе и г – августе

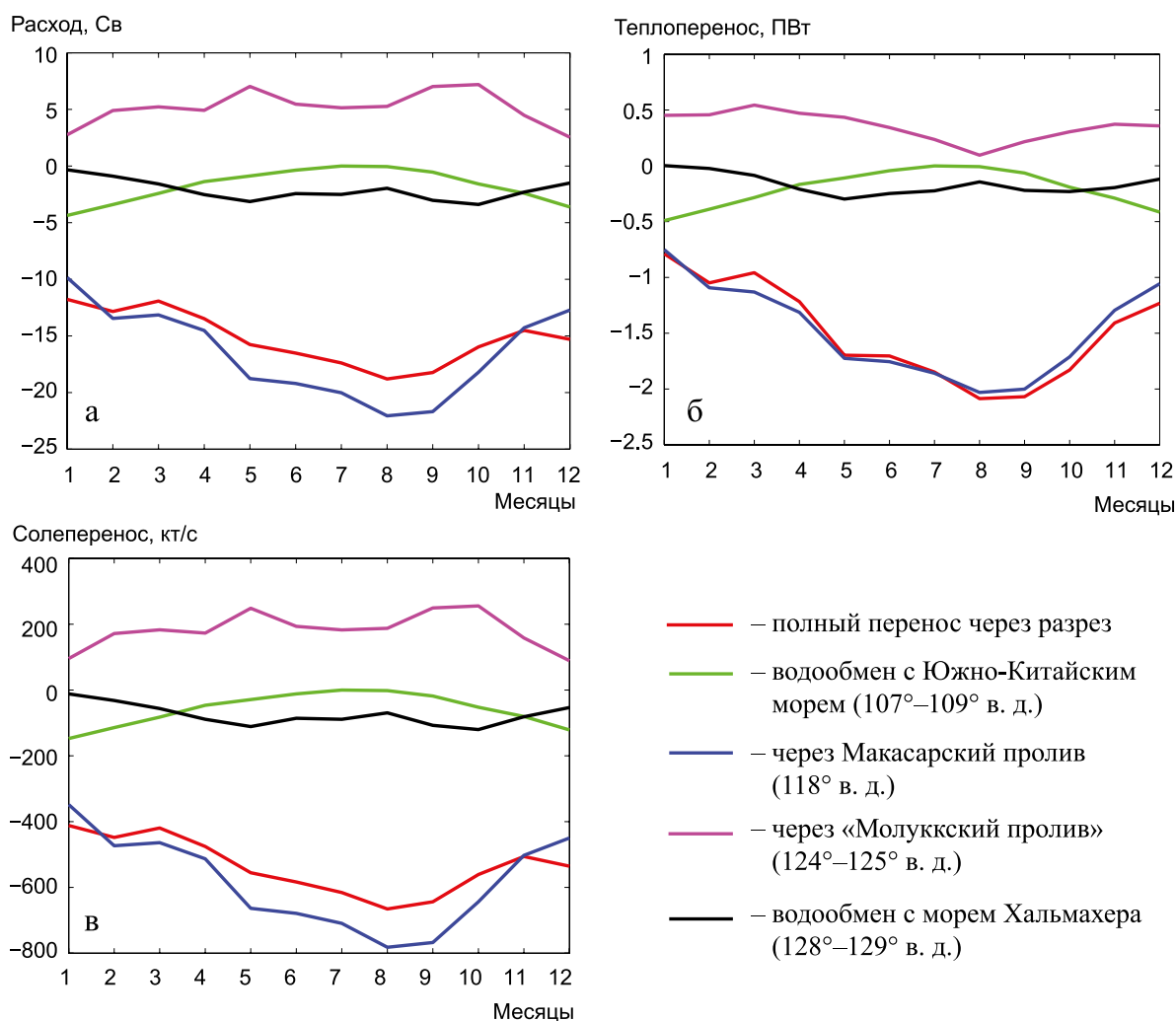


Рис. 4 – Сезонная изменчивость: **а** – расходов (Св), **б** – переносов тепла (ПВт) и **в** – солей (кт/с) на разрезе 3.5° ю. ш. по данным расчетов АМИГО за 2005–2014 гг.

Как видно из рисунка 3в, еще более сильное противотечение возникает в январе в приповерхностном слое Молуккского пролива. Там скорости достигают 30 см/с в северном направлении. Таким образом, в приповерхностном слое образуется «циклоническое» течение вокруг островов Калимантан (Борнео в англоязычной литературе) и Сулавеси. Отметим, что этот «циклон» в течение года затухает равномерно по всей своей «окружности».

В январе суммарный расход по всему разрезу 3.5° ю. ш. падает до своего минимального значения 11.8 ± 2.1 Св. До минимальных значений в январе падают и переносы тепла и соли – 0.79 ± 0.25 ПВт и 412 ± 75 кт/с соответственно. В дальнейшем, по мере изменения сезонных ветров, течения в приповерхностном слое также меняются. К августу (рисунок 3г) течение в проливе Каримата в среднем практически снижается до нуля, имея слабо выраженное южное направление у западного побережья и слабо выраженное северное направление у восточного. Значения скоростей составляют порядка 10 см/с. В Макасарском проливе к этому месяцу формируется

наиболее сильное в году течение в южном направлении (до 140 см/с), проникающее от поверхности на глубину примерно до 150 м. Суммарный расход по всему разрезу 3.5° ю. ш. в августе достигает своего пикового значения, составляя 18.8 ± 1.4 Св, причем 22.1 Св проходит через Макасарский пролив (расход увеличился более, чем в 2 раза, по сравнению с январем). Всего в августе через Макасарский пролив течением переносится 2.09 ± 0.17 ПВт тепла и 667 ± 49 кт/с солей, что также является годовым максимумом. Среднегодовые значения расхода составляют 15.2 ± 2.3 Св, переноса тепла – 1.49 ± 0.42 ПВт, переноса солей – 535 ± 81 кт/с.

Зимнее реверсивное приповерхностное противотечение в Макасарском проливе отмечалось во время проведения прямых измерений течений на заякоренных буйковых станциях в 1997 г. и детально описано в работе (Gordon et al., 2003). Появление в Макасарском проливе реверсивного приповерхностного противотечения в период действия зимнего северо-западного муссона является следствием затoka в Макасарский пролив легких вод пониженной солености из Яванского моря. Эти воды, обладая высокой плавучестью, создают в приповерхностном слое Макасарского пролива направленный на север меридиональный градиент давления, препятствующий движению приповерхностных вод в южном направлении.

Пониженная соленость вод Южно-Китайского и Яванского морей является следствием большого количества осадков и повышенного стока рек Юго-Восточной Азии в период действия зимнего муссона (Gordon et al., 2003). Во время зимнего северо-западного муссона значительно возрастает перенос воды через пролив Каримата из Южно-Китайского моря в Яванское (рисунок 4), достигая в январе своих пиковых значений (4.36 ± 0.56 Св, 0.491 ± 0.061 ПВт тепла и 147 ± 19 кт/с солей при среднегодовых значениях 1.75 ± 1.42 Св, 0.204 ± 0.161 ПВт тепла и 58.8 ± 47.8 кт/с солей). Зональный ветер восточного направления нагоняет легкую низкосоленую воду мелкого Яванского моря в поверхностный слой южной части Макасарского пролива, что отчетливо видно на рисунке ба, где представлена среднемноголетняя соленость для января. В переходные весенний (рисунки 5б, 6б) и осенний (рисунки 5г, 6г) сезоны ветер заметно ослабевает, а летом, в период действия юго-восточного муссона, имеет западное направление, перемещая в Яванское море соленую поверхностную воду морей Флорес и Банда (рисунок 6в) и освобождая южную часть Макасарского пролива от слабосоленых поверхностных вод. При этом перенос воды из Южно-Китайского моря в Яванское через пролив Каримата (рисунок 4) падает летом практически до нуля (0.004 ± 0.030 Св, 0.001 ± 0.007 ПВт тепла и 0.11 ± 0.70 кт/с солей в июле и 0.05 ± 0.45 Св, 0.007 ± 0.061 ПВт тепла и 1.8 ± 17.8 кт/с солей в августе). Это хорошо видно при анализе сезонной изменчивости солености на проходящем через Яванское море и юг Макасарского пролива зональном разрезе 5.5° ю. ш. (рисунок 7). Дополнительную устойчивость описанной выше зимней стратификации в Макасарском проливе придает то обстоятельство, что затекающие в пролив с юга зимние воды пониженной солености имеют повышенную, по сравнению с летом, температуру, что еще больше увеличивает их плавучесть (рисунки 5а, в).

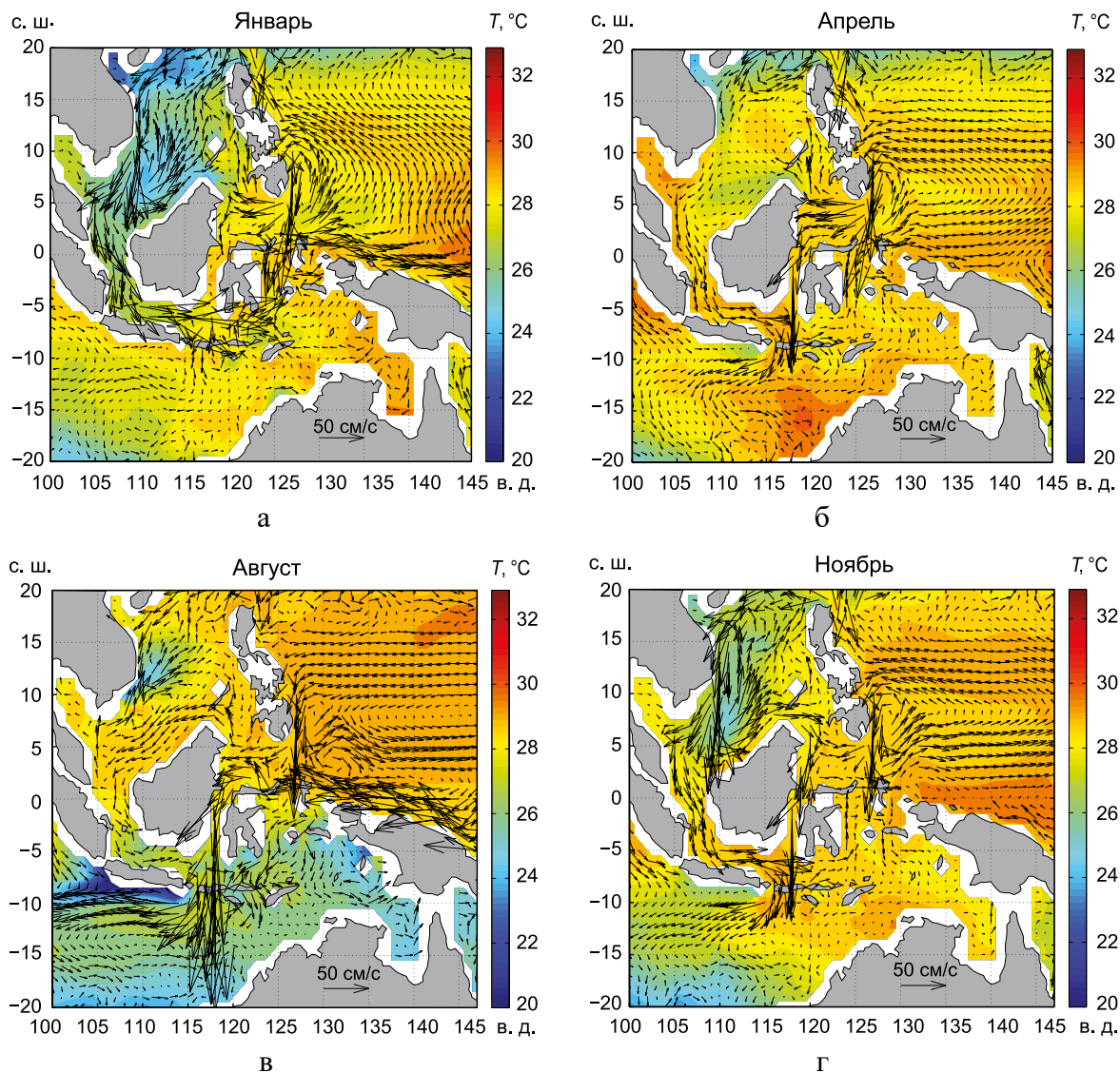


Рис. 5 – Распределения температуры на глубине 20 м в январе (а), апреле (б), августе (в) и ноябре (г) на фоне поля течений по данным расчетов АМИГО за 2005–2014 гг., основанных на измерениях Арго

Разрез 8.5° ю. ш. (рисунок 8) демонстрирует выход ИП из индонезийских морей в Индийский океан. Самое мощное течение на этой параллели располагается на 116° – 118° в. д. Это место, где географически находится узкий Ломбокский пролив, который не разрешается на модельной одноградусной сетке. Здесь выходящий из Макасарского пролива поток тихоокеанских вод напрямую попадает в Индийский океан. Отчетливо видно, что в зимний период поток ослабевает и заглубляется, максимальная скорость составляет 30 см/с, в то время как летом скорость достигает 80 см/с, а ядро потока располагается ближе к поверхности. Кроме того, в силу особенностей рельефа дна, основной поток поднимается до глубины около 100 м.

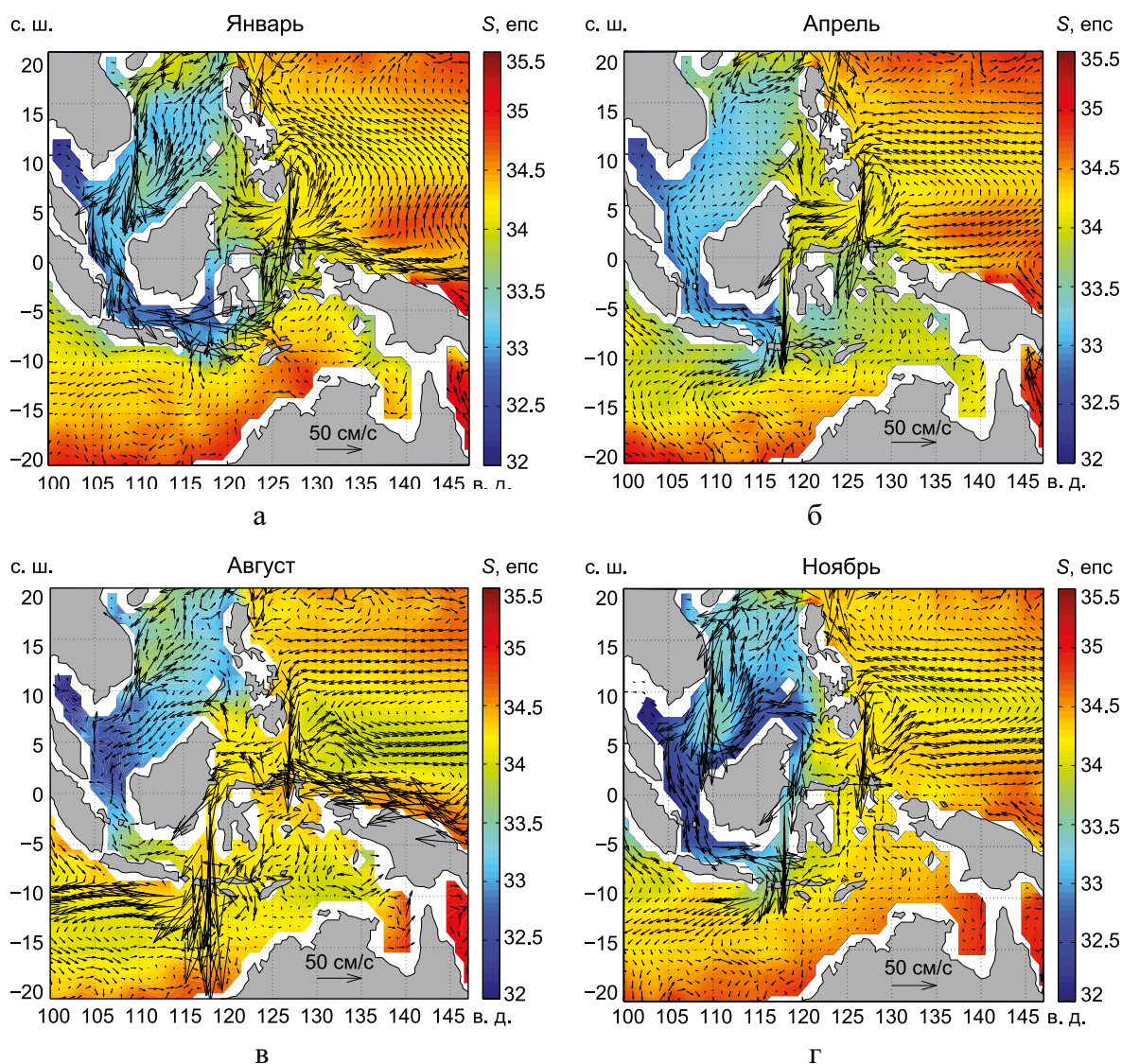


Рис. 6 – Распределения солёности на глубине 20 м в январе (а), апреле (б), августе (в) и ноябре (г) на фоне поля течений по данным расчетов АМИГО за 2005–2014 гг., основанных на измерениях Арго

Профили солёности (рисунки 8в, г) на разрезе 8.5° ю. ш. в целом повторяют профили течений (рисунки 8а, б). В зимний период, когда течение очень слабое, вода успевает сильно опресниться в основном за счет вод, поступающих из Южно-Китайского моря, которые, как указывалось выше, зимой в приповерхностном слое в основном текут с севера в южном направлении. Летом же течение Ломбокского пролива усиливается, поступление воды через пролив Каримата практически прекращается, что дает возможность наблюдать поток солей, расположение которого по глубине и широте соответствует области наибольших скоростей на рассматриваемой широте.

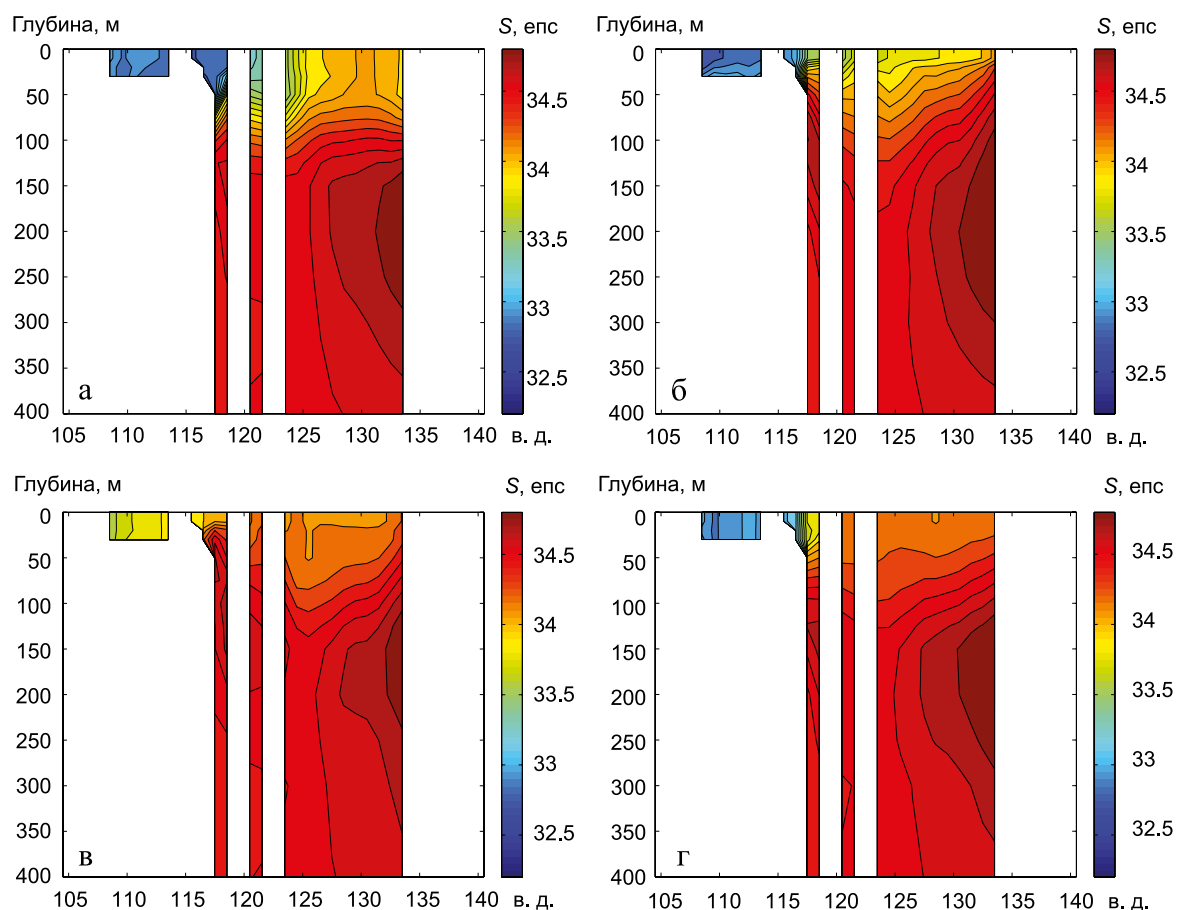


Рис. 7 – Соленость на разрезе 5.5° ю. ш. по данным расчетов АМИГО за сезоны 2005–2014 гг.: а – зимний, б – весенний, в – летний и г – осенний

Анализ вертикальных разрезов, представленных на рисунках 3, 7 и 8, показал, что перенос в основном осуществляется на глубинах от поверхности до 200 м. Сезонная изменчивость термохалинных характеристик морской воды также прослеживается на глубинах до 200 м. В этом же диапазоне глубин наблюдаются основные сезонные колебания расхода ИП, что находится в очень хорошем соответствии с прежними результатами авторов, опубликованными в работе (Lebedev, Yaremchuk, 2000). Стоит отметить, что в уже упоминавшейся работе известного океанолога Клауса Виртке (Wyrтки, 1987) указывается аналогичная глубина изменчивости градиента давления, а в его фундаментальной работе по индонезийским морям (Wyrтки, 1961) в левой половине рисунка 7.11 на стр. 132 приводится профиль скорости, измеренной в августе 1929 года на заякоренной станции 39а в Макасарском проливе (Lek, 1938) во время голландской океанографической экспедиции на исследовательском судне “Willebrord Snellius” (Van Riel, 1930; Van Everdingen, 1930). На измеренном профиле отчетливо видно, что основной поток сконцентрирован в верхнем 200-метровом слое, при этом максимум скорости 84 см/с находится на глубине 50 м (Wyrтки, 1961).

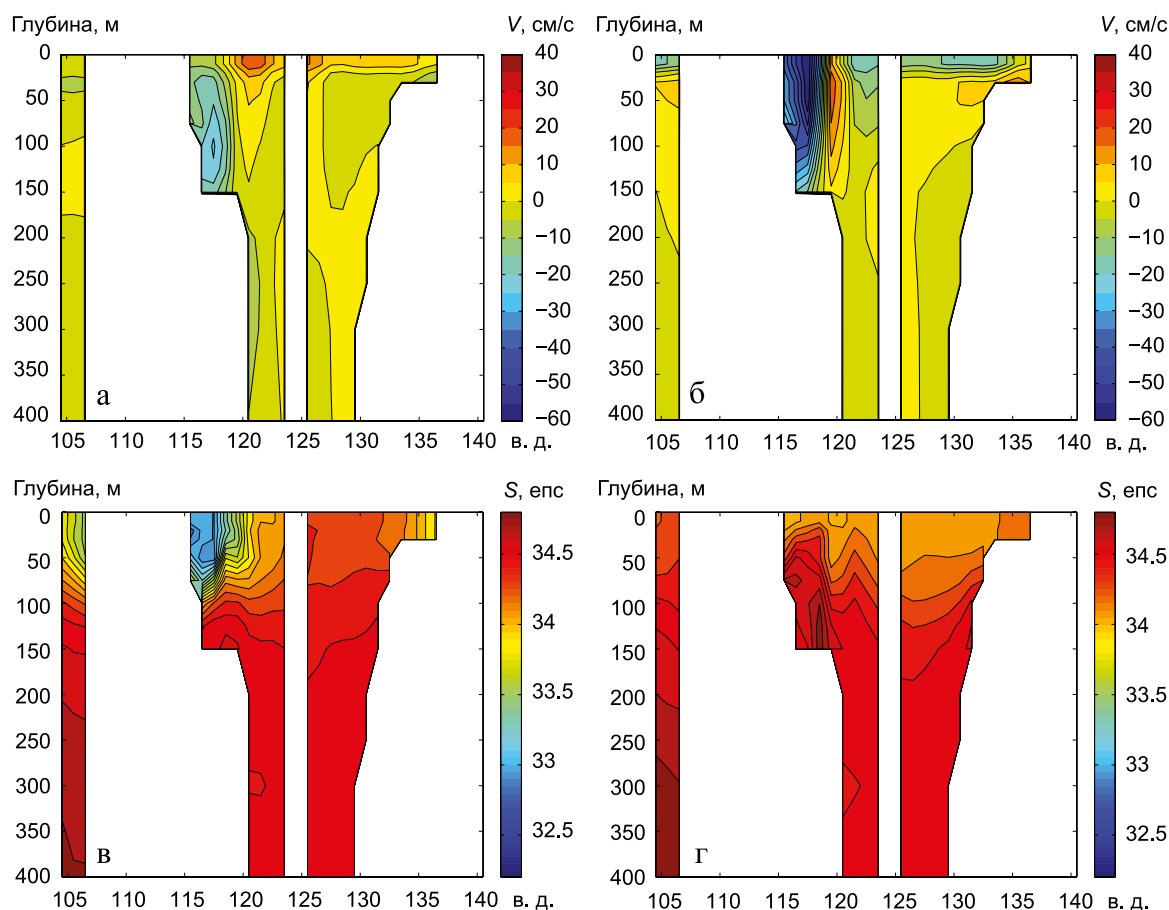


Рис. 8 – Меридиональная компонента скорости (а, б) и соленость (в, г) на разрезе 8.5° ю. ш. по данным расчетов АМИГО за 2005–2014 гг. для зимнего (а, в) и летнего (б, г) сезонов

Заключение

В работе исследован водообмен между Тихим и Индийским океанами на основе данных, собранных буйковыми станциями Argo за 2005–2014 гг. и обработанных Argo-Моделью Исследования Глобального океана (АМИГО). По результатам проведенных расчетов получены среднеклиматические для периода 2005–2014 гг. оценки расхода и переноса тепла и солей из Тихого в Индийский Океан. На разрезе по 3.5° ю. ш. среднегодовой расход составляет 15.2 ± 2.3 Св воды, переносится 1.49 ± 0.42 ПВт тепла и 535 ± 81 кт/с солей. Полученная оценка расхода хорошо согласуется с данными, полученными на основе прямых многолетних измерений течений в изучаемом районе (Sprintall et al., 2009; Gordon et al., 2010).

Исследование сезонной изменчивости показало, что максимальные значения переносов приходятся на август и составляют, соответственно, 18.8 ± 1.4 Св, 2.09 ± 0.17 ПВт тепла и 667 ± 49 кт/с солей. Минимальные значения переносов приходятся на январь – 11.8 ± 2.1 Св, 0.79 ± 0.25 ПВт тепла и 412 ± 75 кт/с солей в южном направлении.

Исследование пространственной структуры водообмена позволяет сделать вывод, что основная часть переносов приходится на Макасарский пролив, где в среднем за год расход составляет 16.5 ± 3.8 Св, переносится 1.48 ± 0.40 ПВт тепла и 583 ± 135 кт/с солей. Максимальные значения достигаются в августе (22.1 ± 1.2 Св, 2.03 ± 0.11 ПВт тепла и 782 ± 42 кт/с солей), минимальные – в январе (9.8 ± 2.1 Св, 0.75 ± 0.21 ПВт тепла и 348 ± 73 кт/с солей). Показано, что поток через Макасарский пролив из Тихого океана в Индийский в зимнее для Северного полушария время особенно сильно замедляется в приповерхностном, примерно 50-метровом слое, а в январе перенос вблизи поверхности даже меняет направление с южного на северное.

Значительная сезонная изменчивость выявлена при анализе водообмена Южно-Китайского и Яванского морей через пролив Каримата. Среднегодовые значения расхода и переносов тепла и солей составляют здесь 1.75 ± 1.42 Св, 0.204 ± 0.161 ПВт и 58.8 ± 47.8 кт/с в южном направлении. При этом в период действия зимнего северо-западного муссона их величины значительно возрастают, достигая в январе пиковых значений 4.36 ± 0.56 Св, 0.491 ± 0.061 ПВт тепла и 147 ± 19 кт/с солей. А летом, во время действия юго-восточного муссона, падают практически до нуля (0.004 ± 0.030 Св, 0.001 ± 0.007 ПВт тепла и 0.11 ± 0.70 кт/с солей в июле и немного растут в августе до значений 0.05 ± 0.45 Св, 0.007 ± 0.061 ПВт тепла и 1.8 ± 17.8 кт/с солей).

Анализ приповерхностных полей температуры и солёности позволил сделать вывод о том, что появление в Макасарском проливе реверсивного приповерхностного течения в период действия зимнего северо-западного муссона является следствием затока в Макасарский пролив легких вод пониженной солёности из Яванского моря. Эти воды, обладая высокой плавучестью, создают в приповерхностном слое Макасарского пролива направленный на север меридиональный градиент давления, препятствующий движению приповерхностных вод в южном направлении. Дополнительную устойчивость описанной выше зимней стратификации в Макасарском проливе придает то обстоятельство, что затекающие в пролив с юга зимние воды пониженной солёности имеют повышенную, по сравнению с летом, температуру, что еще больше увеличивает их плавучесть. Наличие зимнего реверсивного приповерхностного противотечения в Макасарском проливе подтверждается проводившимися долговременными измерениями течений на заякоренных буйковых станциях (Gordon et al., 2003).

Исследование вертикальной структуры переноса показало, что осуществляется этот перенос в основном на глубинах до 200 м. На этой же глубине происходит заток в индонезийские моря более соленых вод южной части Тихого океана. Сезонная изменчивость свойств морской воды наблюдалась также на глубинах до 200 м.

Благодарности. Данные Арго были собраны и выложены в свободный доступ международной программой Арго при участии национальных программ (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>). Программа Арго является частью Глобальной инструментальной системы наблюдений за состоянием океана. Альтиметрическая информация подготовлена при помощи системы обработки спутниковой альтиметрии Ssalto/Duacs и распространяется через Aviso при поддержке CNES (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>).

Работы по обработке данных Арго выполнены в рамках государственного задания Минобрнауки России FMWE-2021-0002. Работы по анализу трансэкваториального водообмена в Индийском океане выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-05-00878. База данных АМИГО находится в свободном доступе на сервере ИО РАН по адресу <http://argo.ocean.ru/>.

Список литературы

1. Иванов Ю. А., Лебедев К. В., Саркисян А. С. Обобщенный метод гидродинамической адаптации (ОМЕГА) // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 1997. Т. 33. № 6. С. 812–818.
2. Курносова М. О., Лебедев К. В. Исследование изменчивости переносов в системе Курошио на 35° с. ш., 147° в. д. по данным поплавков Argo и спутниковой альтиметрии // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 2. С. 225–228.
3. Лебедев К. В. Среднегодовой климат океана. Интегральные характеристики климата Мирового океана (переносы массы, тепла, солей) // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 1999. Т. 35. № 1. С. 96–106.
4. Лебедев К. В. Арго-Модель Исследования Глобального Океана (АМИГО) // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 186–196.
5. Лебедев К. В. Арго-Модель Исследования Глобального Океана: синтез наблюдений и численного моделирования // Океанологические исследования. 2017. Т. 45. № 1. С. 53–69. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45\(1\).6](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).6).
6. Argo. Argo float data and metadata from Global Data Assembly Center (Argo GDAC) // SEANO. 2000. <http://doi.org/10.17882/42182>.
7. Broecker W. S. The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. Vol. 4. No. 2. P. 79–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1991.07>.
8. Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. R. Meteorol. Soc. 2011. Vol. 137. No. 656. P. 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
9. Ducet N., Le Traon P. Y., Reverdin G. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2 // J. Geophys. Res. Oceans. 2000. Vol. 105. No. C8. P. 19477–19498. <https://doi.org/10.1029/2000JC900063>.
10. Godfrey J. S. A sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations // Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1989. Vol. 45. No. 1–2. P. 89–112. <https://doi.org/10.1080/03091928908208894>.
11. Godfrey J. S. The effect of the Indonesian Throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review // J. Geophys. Res. Oceans. 1996. Vol. 101. No. C5. P. 12217–12237. <https://doi.org/10.1029/95JC03860>.
12. Gordon A. L., Napitu A., Huber B. A., Gruenburg L. K., Pujiana K., Agustyadi T., Kuswardani A., Mbay N., Setiawan A. Makassar Strait throughflow seasonal and interannual variability: An overview // J. Geophys. Res. Oceans. 2019. Vol. 124. No. 6. P. 3724–3736. <https://doi.org/10.1029/2018JC014502>.

13. *Gordon A. L., Sprintall J., Van Aken H. M., Susanto D., Wijffels S., Molcard R., Field A., Pranowo W., Wirasantosa S.* The Indonesian throughflow during 2004–2006 as observed by the INSTANT program // *Dyn. Atmos. Oceans.* 2010. Vol. 50. No. 2. P. 115–128. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2009.12.002>.
14. *Gordon A. L., Susanto R. D., Vranes K.* Cool Indonesian throughflow is a consequence of restricted surface layer flow // *Nature.* 2003. Vol. 425. P. 824–828. <https://doi.org/10.1038/nature02038>.
15. *Hirst A. C., Godfrey J. S.* The Role of Indonesian Throughflow in a Global Ocean GCM // *J. Phys. Oceanogr.* 1993. Vol. 23. No. 6. P. 1057–1086. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1057:TROI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1057:TROI>2.0.CO;2).
16. *Lebedev K. V., DeCarlo S., Hacker P. W., Maximenko N. A., Potemra J. T., Shen Y.* Argo Products at the Asia-Pacific Data-Research Center // *Eos Trans. AGU.* 2010. Vol. 91. No. 26. Ocean Sci. Meet. Suppl., Abstract IT25A-01.
17. *Lebedev K. V., Yaremchuk M. I.* A diagnostic study of the Indonesian Throughflow // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2000. Vol. 105. No. C5. P. 11243–11258. <https://doi.org/10.1029/2000JC900015>.
18. *Lek L.* Die ergebnisse der strom- und serienmessungen // *The Snellius expedition in the Eastern part of the Netherlands East-Indies 1929–1930.* Vol. II. Part 3. Brill. Leiden. 1938. 169 p.
19. *McCreary J. P., Miyama T., Furue R., Jensen T., Kang H.-W., Bang B., Qu T.* Interactions between the Indonesian Throughflow and circulations in the Indian and Pacific Oceans // *Prog. Oceanogr.* 2007. Vol. 75. No. 1. P. 70–114. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.05.004>.
20. *Potemra J. T., Schneider N.* Influence of Low-Frequency Indonesian Throughflow Transport on Temperatures in the Indian Ocean in a Coupled Model // *J. Clim.* 2007. Vol. 20. No. 7. P. 1339–1352. <https://doi.org/10.1175/JCLI4146.1>.
21. *Semtner A. J., Chervin R. M.* A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies // *J. Geophys. Res. Oceans.* 1988. Vol. 93. No. C2. P. 15502–15522. <https://doi.org/10.1029/JC093iC12p15502>.
22. *Sprintall J., Gordon A. L., Wijffels S. E., Feng M., Hu S., Koch-Larrouy A., Phillips H., Nugroho D., Napitu A., Pujiana K., Susanto R. D., Sloyan B., Peca-Molino B., Yuan D., Riama N. F., Siswanto S., Kuswardani A., Arifin Z., Wahyudi A. J., Zhou H., Nagai T., Ansong J. K., Bourdalle-Badiü R., Chanut J., Lyard F., Arbic B. K., Ramdhani A., Setiawan A.* Detecting Change in the Indonesian Seas // *Front. Mar. Sci.* 2019. Vol. 6. 257. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00257>.
23. *Sprintall J., Wijffels S. E., Molcard R., Jaya I.* Direct estimates of the Indonesian Throughflow entering the Indian Ocean: 2004–2006 // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2009. Vol. 114. No. C7. C07001. <https://doi.org/10.1029/2008JC005257>.
24. *Van Everdingen E.* The Snellius Expedition // *ICES Journal of Marine Science.* 1930. Vol. 5. No. 3. P. 320–328. <https://doi.org/10.1093/icesjms/5.3.320>.
25. *Van Riel P. M.* The Snellius Expedition // *Nature.* 1930. Vol. 125. P. 761–762. <https://doi.org/10.1038/125761a0>.
26. *Wyrtki K.* Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters // Scripps Institution of Oceanography. The University of California. La Jolla, California, 1961. 195 p.
27. *Wyrtki K.* Indonesian through flow and the associated pressure gradient // *J. Geophys. Res. Oceans.* 1987. Vol. 92. No. C12. P. 12941–12946. <https://doi.org/10.1029/JC092iC12p12941>.

Статья поступила в редакцию 22.11.2022, одобрена к печати 28.12.2022.

Для цитирования: Лебедев К. В., Савин А. С. Сезонная изменчивость водообмена между Тихим и Индийским океанами по данным Арго и численного моделирования // *Океанологические исследования.* 2022. № 50 (4). С. 30–49. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50\(4\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(4).2)

A MODELING STUDY OF THE INDONESIAN THROUGHFLOW SEASONAL VARIABILITY BASED ON ARGO FLOATS DATA

K. V. Lebedev¹, A. S. Savin²

¹ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail: KLebedev@ocean.ru;*

² *Moscow Institute of Physics and Technology,
9, Institutsky lane, Dolgoprudny, Moscow region, 141700, Russia*

Circulation associated with the Indonesian Troughflow (ITF) is studied using the Argo-based Model for Investigation of the Global Ocean (AMIGO). The model consists of a block for variational interpolation to a regular grid of Argo floats data and a block for model hydrodynamic adjustment of variationally interpolated fields. The seasonal and monthly mean temperature, salinity and velocity fields were calculate for the period of 2005–2014 using such an approach. The mean ITF mass, heat, and salt transports over a period of 2005–2014 based on the AMIGO data is diagnosed as 15.2 ± 2.3 Sv. The maximum value of mass transport was diagnosed in August as 18.8 ± 1.4 Sv, the minimum value of 11.8 ± 2.1 Sv was found in January. The detailed analysis of seasonal variability of the mass transport through the Makassar Strait (Makassar throughflow or MT), the primary inflow path of Pacific water into the Indonesian Seas, were performed. The maximum and minimum values of MT were also diagnosed in August and January as 22.1 ± 1.2 Sv and 9.8 ± 2.1 Sv respectively. It was found significant changes in the MT surface layer flow during boreal winter (with total reverse in January) associated with the intrusion of the low surface salinity waters of the Java and South China Seas. These modeling results agree very well with the direct velocity measurements.

Keywords: Indonesian Seas, numerical modeling, currents, variability, transports, Argo floats

Acknowledgments: The Argo data were collected and made freely available by the International Argo Program and the national programs that contribute to it (<http://argo.ucsd.edu>, <http://argo.ocean-ops.org>). The Argo Program is part of the Global Ocean Observing System. The altimeter products were processed by SSALTO/DUACS and distributed by AVISO+ (<http://www.avisio.altimetry.fr>) with support from CNES.

The work was carried out within the State Task FMWE-2021-0002 of the Ministry of Education and Science of Russia. The transequatorial water exchange analysis was supported by the RFBR grant No. 19-05-00878. The AMIGO database is freely available on the IO RAS server at <http://argo.ocean.ru/>.

References

1. *Argo*, 2000: Argo float data and metadata from Global Data Assembly Center (Argo GDAC). SEANOE, <http://doi.org/10.17882/42182>.
2. Broecker, W. S., 1991: The great ocean conveyor. *Oceanography*, **4** (2), 79–89, <https://doi.org/10.5670/oceanog.1991.07>.
3. Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Holm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Kohler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thepaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis; Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **137** (656), 553–597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
4. Ducet, N., P. Y. Traon, and G. Reverdin, 2000: Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J. Geophys. Res. Oceans*, **105** (C8), 19477–19498, <https://doi.org/10.1029/2000JC900063>.
5. Godfrey, J. S., 1989: A sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **45** (1–2), 89–112, <https://doi.org/10.1080/03091928908208894>.
6. Godfrey, J. S., 1996: The effect of the Indonesian Throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review. *J. Geophys. Res. Oceans*, **101** (C5), 12217–12237, <https://doi.org/10.1029/95JC03860>.
7. Gordon, A. L., A. Napitu, B. A. Huber, L. K. Gruenburg, K. Pujiana, T. Agustyadi, A. Kuswardani, N. Mbay, and A. Setiawan, 2019: Makassar Strait throughflow seasonal and interannual variability: An overview. *J. Geophys. Res. Oceans*, **124** (6), 3724–3736, <https://doi.org/10.1029/2018JC014502>.
8. Gordon, A. L., J. Sprintall, H. M. Van Aken, D. Susanto, S. Wijffels, R. Molcard, A. Ffield, W. Pranowo, and S. Wirasantosa, 2010: The Indonesian throughflow during 2004–2006 as observed by the INSTANT program. *Dyn. Atmos. Oceans*, **50** (2), 115–128, <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2009.12.002>.
9. Gordon, A. L., R. D. Susanto, and K. Vranes, 2003: Cool Indonesian throughflow is a consequence of restricted surface layer flow. *Nature*, **425**, 824–828, <https://doi.org/10.1038/nature02038>.
10. Hirst, A. C. and J. S. Godfrey, 1993: The Role of Indonesian Throughflow in a Global Ocean GCM. *J. Phys. Oceanogr.*, **23** (6), 1057–1086, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1057:TROITI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1057:TROITI>2.0.CO;2).
11. Ivanov, Yu. A., K. V. Lebedev, and A. S. Sarkisyan, 1997: Generalized hydrodynamic adjustment method (GHDAM). *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **33** (6), 752–757.
12. Kurnosova, M. O. and K. V. Lebedev, 2014: Study of transport variations in the Kuroshio extension system at 35°N, 147°E based on the data of Argo floats and satellite altimetry. *Doklady Earth Sciences*, **458** (1), 1154–1157.
13. Lebedev, K. V., 1999: Average annual climate of the ocean. Part 2: Integral characteristics of the world ocean climate (mass, heat and salt transports). *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **35** (1), 87–96.
14. Lebedev, K. V., 2016: An Argo-Based Model for Investigation of the Global Ocean (AMIGO). *Oceanology*, **56** (2), 172–181, <https://doi.org/10.1134/S0001437016020144>.

15. Lebedev, K. V., 2017: An Argo-Based Model for Investigation of the Global Ocean: a synthesis of observations and numerical modeling. *Journal of Oceanological Research*, **45** (1), 53–69, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45\(1\).6](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).6).
16. Lebedev, K. V., S. DeCarlo, P. W. Hacker, N. A. Maximenko, J. T. Potemra, and Y. Shen, 2010: Argo Products at the Asia-Pacific Data-Research Center. *Eos Trans. AGU*, **91** (26), Ocean Sci. Meet. Suppl., Abstract IT25A-01.
17. Lebedev, K. V. and M. I. Yaremchuk, 2000: A diagnostic study of the Indonesian Throughflow. *J. Geophys. Res. Oceans*, **105** (C5), 11243–11258, <https://doi.org/10.1029/2000JC900015>.
18. Lek, L., 1938: *Die ergebnisse der strom- und serienmessungen*. The Snellius Expedition in the Eastern Part of the Netherlands East-Indies 1929–1930, **II** (3), Brill, Leiden, 169 p.
19. McCreary, J. P., T. Miyama, R. Furue, T. Jensen, H.-W. Kang, B. Bang, and T. Qu, 2007: Interactions between the Indonesian Throughflow and circulations in the Indian and Pacific Oceans. *Prog. Oceanogr.*, **75** (1), 70–114, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.05.004>.
20. Potemra, J. T. and N. Schneider, 2007: Influence of Low-Frequency Indonesian Throughflow Transport on Temperatures in the Indian Ocean in a Coupled Model. *J. Clim.*, **20** (7), 1339–1352, <https://doi.org/10.1175/JCLI4146.1>.
21. Semtner, A. J. and R. M. Chervin, 1988: A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies. *J. Geophys. Res. Oceans*, **93** (C2), 15502–15522, <https://doi.org/10.1029/JC093iC12p15502>.
22. Sprintall, J., A. L. Gordon, S. E. Wijffels, M. Feng, S. Hu, A. Koch-Larrouy, H. Phillips, D. Nugroho, A. Napitu, K. Pujiana, R. D. Susanto, B. Sloyan, B. Peca-Molino, D. Yuan, N. F. Riama, S. Siswanto, A. Kuswardani, Z. Arifin, A. J. Wahyudi, H. Zhou, T. Nagai, J. K. Ansong, R. Bourdalle-Badiй, J. Chanut, F. Lyard, B. K. Arbic, A. Ramdhani, and A. Setiawan, 2019: Detecting Change in the Indonesian Seas. *Front. Mar. Sci.*, **6**, 257, <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00257>.
23. Sprintall, J., S. E. Wijffels, R. Molcard, and I. Jaya, 2009: Direct estimates of the Indonesian Throughflow entering the Indian Ocean: 2004–2006. *J. Geophys. Res. Oceans*, **114** (C7), C07001, <https://doi.org/10.1029/2008JC005257>.
24. Van Everdingen, E., 1930: The Snellius Expedition. *ICES Journal of Marine Science*, **5** (3), 320–328, <https://doi.org/10.1093/icesjms/5.3.320>.
25. Van Riel, P. M., 1930: The Snellius Expedition. *Nature*, **125**, 761–762, <https://doi.org/10.1038/125761a0>.
26. Wyrtki, K., 1961: *Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters*. Scripps Institution of Oceanography, The University of California, La Jolla, California, 195 p.
27. Wyrtki, K., 1987: Indonesian through flow and the associated pressure gradient. *J. Geophys. Res. Oceans*, **92** (C12), 12941–12946, <https://doi.org/10.1029/JC092iC12p12941>.

Submitted 22.11.2022, accepted 28.12.2022.

For citation: Lebedev, K. V., and A. S. Savin, 2022: Seasonal variability of water exchange between the Pacific and Indian Oceans according to Argo data and numerical modeling. *Journal of Oceanological research*, **50** (4), 30–49, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50\(4\).2](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(4).2).