

## ОБНАРУЖЕНИЕ ВОД КРАСНОГО МОРЯ И ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ПОПЛАВКОВ АРГО

Лебедев К.В., Филюшкин Б.Н., Кожелупова Н.Г.

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

Статья поступила в редакцию 20.09.2021, одобрена к печати 28.12.2021.

На основе данных измерений поплавков Арго за период с 2005 по 2014 гг. исследовано распространение вод Красного моря (КМВ) и Персидского залива (ПЗВ) в северо-западной части Индийского океана (ИО). Было принято 27128 профилей температуры и солености. Для обработки была использована Арго-Модель Исследования Глобального Океана (АМИГО), позволившая получить распределение всех океанографических характеристик для различных глубин и временных интервалов. В силу ограниченности числа наблюдений профилей температуры и солености в расчет были приняты средние значения океанологических сезонов для пространственной одноградусной сетки. Был получен полный набор полей распределения температуры, солености и скорости течений на 11-ти горизонтах от 30 до 1750 м для периодов зимнего и летнего муссонов. Совместный анализ изменчивости гидрологических характеристик в пределах глубин 0–500 м в период летнего муссона отчетливо показал влияние Сомалийского течения (СТ) на динамику вод этого района: формирование самого крупного антициклона в Мировом океане – Great Whirl (GW), прибрежных зон апвеллинга, перераспределения водных масс в Оманском заливе и Аравийском море. На этих же глубинах и летом, и зимой основное влияние на формирование полей температуры и солености оказывают ПЗВ. Такой же анализ изменчивости полей в пределах глубин 600–1000 м показал роль оттока КМВ из Аденского залива в формировании глубинных вод этого района в течение года. И, наконец, на глубинах 1000–1500 м происходит формирование глубинного антициклонического вихря, южная ветвь которого, двигаясь на запад, на 7°ю.ш. достигает Африки и поворачивает на юг узкой струей КМВ, а далее, пересекая экватор, достигает 15°ю.ш. Получен оригинальный результат по определению временных характеристик СТ: времени его формирования, величины расходов и продолжительности жизни (по модельным оценкам данных за 7 лет (1990–1996 гг.)).

**Ключевые слова:** Красное море, Персидский залив, Аравийское море, моделирование, Сомалийское течение, Арго

## Введение

На картах распределения температуры и солёности в Мировом океане, построенных на основе базы данных измерений Арго (Argo, 2000), на глубинах 500–1000 м отчетливо выделяются две области их аномальных значений. Это северо-восточная часть Атлантического океана (АО), прилегающая к Гибралтарскому проливу, и северо-западная часть Индийского океана (ИО) с Аденским и Оманским заливами (рис. 1а, б) (Лебедев, 2017).

В этой связи представляется важным кратко сравнить особенности гидрологических режимов этих областей, их общность и отличия процессов водообмена между бассейнами, источниками аномальных вод и водами прилегающих областей АО и ИО.

В Атлантический океан средиземноморские воды (СМВ) поступают с нижним гравитационным течением через Гибралтарский пролив. Расход течения 0.7 Св (Bryden et al., 1994). Солёность этих вод превышает 37.0 епс, а температура поднимается выше 13°C. Кроме квазинепрерывной компоненты в переносе СМВ имеется и дискретно-линзовая составляющая. Это внутритермоклинные вихри (ВТВ) и долгоживущие антициклонические линзы – Медди (Mediterranean eddies), которые формируются к югу и западу от Пиренейского полуострова и распространяются на значительные расстояния, поддерживая язык солёных СМВ далеко от Гибралтарского пролива (Егорихин и др., 1987; Richardson et al., 2000; Carton et al., 2002; Bashmachnikov et al., 2015; Филюшкин, Кожелупова, 2020). Антициклонические вихри представляют собой замкнутые эллипсоидные образования с горизонтальными осями от 40 до 100 км и вертикальными – от 0.4 до 0.9 км (то есть похожие на огромные двояковыпуклые линзы) – внутритермоклинные линзы – ВТЛ.

Несмотря на то, что СМВ поступают с придонным течением через узкий и не глубокий пролив (глубина порога 350 м), они занимают промежуточные горизонты 500–1500 м на огромных пространствах АО (до 21% площади) (Бубнов, 1971). Поскольку наблюдения поплавков Арго охватывают всю северную часть АО, стало возможным определить границы распространения СМВ по распределению температуры, солёности и рассчитанной скорости течения по модели АМИГО (Арго Модель Исследования Глобального Океана) в 3D измерениях для пространственной сетки 1°×1° на глубинах 600–1200 м. За 10-летний период, с 2005 по 2014 гг., в обработку было принято 75000 профилей с использованием измерителей Арго (Филюшкин и др., 2017, 2018). Кроме того, эти наблюдения позволили также проследить траектории отдельных ВТЛ и получить в их ядрах значения температуры и солёности (Демидов и др., 2012).

Эти исследования явились дополнительной мотивацией для написания данной работы. На базе этого 10-летнего массива наблюдений Арго с использованием оригинальной модели АМИГО для расчета поля течений (Лебедев, 2016, 2017) была сделана попытка проследить характер трехмерного распространения вод Красного моря (КМВ) и Персидского залива (ПЗВ) в северо-западной части ИО.

Можно считать, что интрузии СМВ и вод КМВ и ПЗВ являются постоянными поставщиками тепла и соли в открытую часть АО и ИО. При этом поступление вод с аномальными свойствами в ИО происходит из 2-х отдаленных источников через промежуточные водоемы. Воды КМВ поступают через Баб-эль-Мандебский пролив (БМП) (ширина – 26–90 км, максимальная глубина – 220 м) в Аденский залив (ширина – 300 км, длина – 890 км и глубина – до 4225 м) и только затем в ИО. К тому же все гидрофизические процессы в этом районе определяются чередованием летних и зимних муссонов. Расход через БМП в среднем равен 6.0 Св, но в период зимнего муссона может увеличиваться на 20%, а иногда даже на 50%

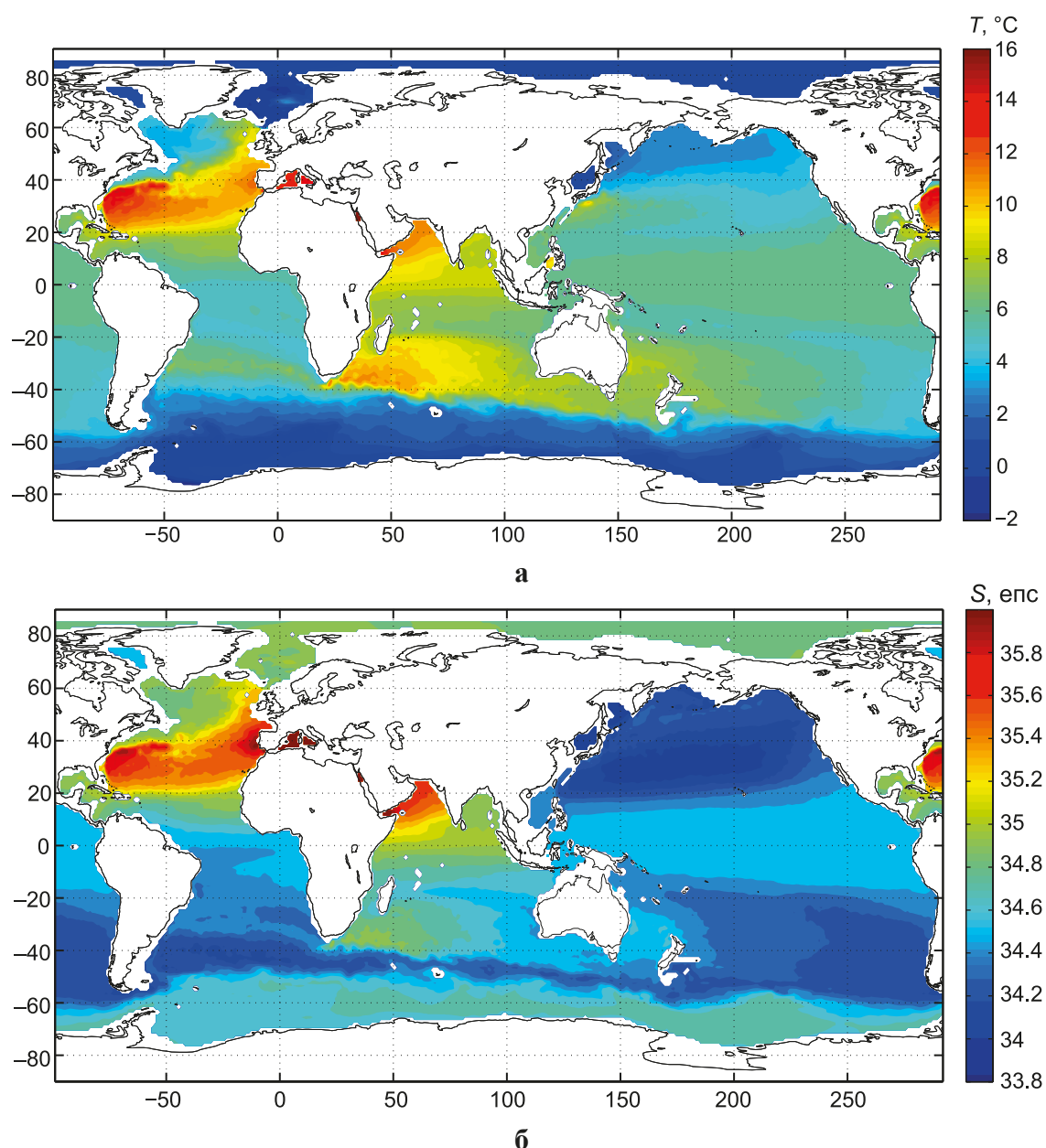


Рис. 1. Распределение средних многолетних значений температуры (а) и солёности (б) на глубине 700 м в Мировом океане для сетки  $1^\circ \times 1^\circ$ , полученные на основе данных измерений Арго за 2005–2014 гг. в работе (Лебедев, 2017)

(Bower et al., 2005; Bower, Furey, 2012). При этом соленость поступающих вод может быть выше 39.0 епс, а их температура достигать 29–30°C. Эти воды погружаются в придонные слои Аденского залива, а их характеристики заметно меняются от пролива до выхода в ИО, так соленость падает с 39.0 до 36.5 епс. Далее воды КМВ поступают в ИО по всей глубине залива двумя струями: северным и южным течениями (Bower et al., 2005; Bower, Furey, 2012). В период зимнего муссона в Аденском заливе формируется сложная динамическая циркуляция вод, состоящая из многочисленных, крупных (сравнимых с шириной залива), последовательных циклонических и антициклонических круговоротов. Эти вихри перемещаются в открытую часть ИО и взаимодействуют с вихрями Сомалийского течения. В период летнего муссона они вынуждены смещаться на запад, разрушаясь и образуя сложную систему мезомасштабных вихрей (Fratantoni et al., 2006; Trott et al., 2018).

Воды Персидского залива (ПЗВ) формируются в мелководном (средняя глубина – 50 м, а максимальная – 120 м) замкнутом бассейне (длиной 926 км и шириной 180–320 км) и через Ормузский пролив (шириной 54 км и глубиной до 229 м) проникают в Оманский залив (длина – 450 км, а ширина – 380 км и наибольшая глубина – 3694 м). В Ормузском проливе с помощью заякоренных буев были установлены акустические измерители скорости течения. Измерения проходили в период с декабря 1996 г. по март 1998 г. Был обнаружен устойчивый отток вод ПЗВ со средней скоростью переноса около 20 см/с в слое от 40 м до дна. Соленость глубинного оттока варьировалась от 39.3 до 40.8 епс с наибольшим расходом в зимние месяцы (декабрь–март). Средний расход оттока оценивается в  $0.15 \pm 0.03$  Св (Johns et al., 2003). Температура и соленость глубинного оттока в Ормузском проливе около 21°C и 40.8 епс зимой и 25°C и 39.3 епс – летом (L’Hegaret et al., 2013). Заметим, что величины расхода воды в проливе по наблюдениям других исследователей могут меняться от 0.09 до 0.50 Св (Prasad et al., 2001).

Подведем краткие итоги сравнительных характеристик двух районов: в АО аномальные СМВ поступают прямо в океан как склоновое течение, теряя устойчивость, и при пересечении каньонов формируют систему дипольных вихрей (Carton et al., 2002; Филюшкин, Плахин, 1995; L’Hegaret et al., 2014). Эти образования, заполненные оригинальными СМВ и Медди, длительное время сохраняют свою идентичность и, захваченные системами течений, переносятся на большие расстояния от Гибралтарского пролива, сохраняя при этом свойства трассера СМВ (Richardson et al., 1989; Armi et al., 1989; Егорихин и др., 1987). В этом случае понятия «внутри-термоклинный вихрь» (ВТВ) и «внутри-термоклинная линза» (ВТЛ) можно рассматривать как синонимы.

Другая картина наблюдается в северо-западной части ИО. Воды Красного моря и Персидского залива поступают также через узкие проливы, но первоначально их воды попадают не в океан, а в промежуточные водоемы, где существуют различные гидрологические режимы. При этом объем и характер поступления и распространения КМВ и ПЗВ также существенно различаются. КМВ в основном поступают зимой на глубинах 500–900 м в западную часть Аравийского моря, а ПЗВ – на глубинах

40–400 м в его восточную часть. Именно поэтому в Аравийском море выделены три водные массы: (1) поверхностная – на горизонтах 0–100 м, (2) ПЗВ – на глубинах 200–400 м и (3) КМВ – на глубинах 500–900 м (Prasad et al., 2001). Кроме того, все изменения происходят периодически под влиянием ярко выраженной ветровой изменчивости летнего и зимнего муссонов. А это, в свою очередь, приводит к кардинальным перестройкам полей течений и, соответственно, полей температуры и солености (L'Hegaret et al., 2013, 2016, 2021; Prasad et al., 2001; Johns et al., 2003; Bower et al., 2005; Carton et al., 2012; de Marez et al., 2019). Характер развития вихревой структуры выразительно представлен по результатам спутниковых наблюдений с 1993 по 2014 гг., а именно по изменению высоты аномалий уровня океана (SLA) в период развития летнего муссона (Trott et al., 2018). Эта область характеризуется динамической активностью, выражающейся формированием в сутки до 50 вихрей диаметром 50–70 км со средней амплитудой 2 см. Причем циклонических вихрей формируется на 10% больше, чем антициклонических. Поэтому  $T,S$ -индексы КМВ и ПЗВ просто являются случайными маркерами вихрей, возникающих в результате сезонной перестройки втекающих в океан вод, и отражают только динамику периодически меняющихся направление течений (Carton et al., 2012). В этом случае эти аномальные воды не являются объектом специальных механизмов формирования внутритермоклинных вихрей типа Медди в АО. Поэтому выше упомянутые исследователи этих двух районов называют их здесь обычно мезомасштабными вихрями и очень редко «линзами».

Приведем краткую историю изученности этого района российскими исследователями, а также отметим их участие в крупных международных проектах. Прежде всего, следует назвать специальный эксперимент «Полигон-67», выполненный Институтом океанологии РАН в Аравийском море в 1967 г., с января по март, в квадрате с координатами  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ с.ш. и  $63^{\circ}$ – $67^{\circ}$ в.д. (Штокман и др., 1969). Этот полигон был первым, на котором были обнаружены, правда косвенным путем, синоптические вихри открытого океана (Каменкович и др., 1982). Результаты этого эксперимента были проанализированы Сваллоу в работе «Вихри Индийского океана» (Swallow, 1983). Также был выполнен большой цикл работ по распространению КМВ в Аденском заливе (Федоров, Мещанов, 1988), в Аравийском море (Шапиро и др., 1994; Meschanov, Shapiro, 1998) и их сезонная изменчивость и перемещение (Гамсахурдия и др., 1991). Более подробную информацию об экспедиционных исследованиях и участии России в международных проектах можно найти в монографии «Динамика вод Индийского океана» (Нейман и др., 1997).

В этой работе на основе измерений Арго за 2005–2014 гг. построены карты полей температуры и солености на фоне течений, рассчитанных по модели АМИГО (Лебедев, 2016, 2017) для северо-западной части ИО для горизонтов на глубинах от 30 до 1750 м. Для всех горизонтов поля характеристик строились для двух сезонов – лето и зима. Для горизонтов 30, 300, 600 и 800 м поля строились для всех четырех сезонов. Была сделана попытка восстановить 3D картину изменения их гидрологических характеристик исследуемой области, а также показать,



как меняется распространение аномальных вод Красного моря и Персидского залива во времени и пространстве. При этом мы хотим сравнить карты этих полей основных характеристик на разных глубинах с уже имеющимися результатами по исследованию гидрологического режима северо-западной части ИО (Prasad et al., 2001; Carton et al., 2012; L'Hegaret et al., 2021), а также с отдельными наиболее важными результатами прямых экспериментальных наблюдений в Сомалийском бассейне (Swallow et al., 1983; Schott, 1983; Bruce, 1979; Wyrtki, 1971).

### Наблюдения и методы их обработки

Исследование базируется на результатах модельных расчетов АМИГО (Лебедев, 2016, 2017), выполненных с использованием измерений поплавков Арго за 2005–2014 гг. (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 Арго и блока модельной гидродинамической адаптации вариационно проинтерполированных полей. Для точной настройки коэффициентов в вариационной процедуре интерполяции данных, а также контроля поведения решения и выбора оптимальных параметров модели, были использованы данные спутниковой альтиметрии Aviso (Ducet et al., 2000), которые осреднялись за временной интервал, соответствующий расчетному месяцу или сезону. Модель общей циркуляции океана, которая используется в режиме диагноза и гидродинамической адаптации (Иванов и др., 1997; Лебедев, 1999; Иванов, Лебедев, 2000), позволяет рассчитать по данным поплавков Арго сбалансированные поля температуры, солёности, плотности и скорости течений для произвольных горизонтов в пределах глубины измерений. Расчетные поля отображены в ежемесячном, сезонном и годовом представлениях для сетки  $1^\circ \times 1^\circ$ . Модель общей циркуляции океана описывается полной системой уравнений гидротермодинамики, а в качестве «интегральной» функции используется уровень океана (Демин и др., 1990; Иванов, Лебедев, 1996; Ibrayev, 2001).

Рассматриваемая область ограничивается координатами: по широте – от  $0^\circ$  до  $30^\circ$  с.ш. и по долготе – от  $40^\circ$  до  $77^\circ$  в.д. Всего в расчет было принято 27128 профилей температуры и солёности, полученных по измерениям Арго за период 2005–2014 гг. На рисунке 2а показано их число в каждом одноградусном квадрате расчетной сетки. Затем на первом этапе были определены среднемесячные величины за 10 лет для одноградусных квадратов, и далее по ним рассчитывались средние значения для каждого из 4-х океанографических сезонов (Levitus et al., 1994), чтобы проследить характер и скорость перестройки для гидрологических полей. По сезонам эти наблюдения делятся следующим образом: зима (январь, февраль, март) – 6421, весна (апрель, май, июнь) – 6581, лето (июль, август, сентябрь) – 6606, осень (октябрь, ноябрь, декабрь) – 7520. Были построены карты распределения температуры и солёности на фоне течений для всей области на 11-ти

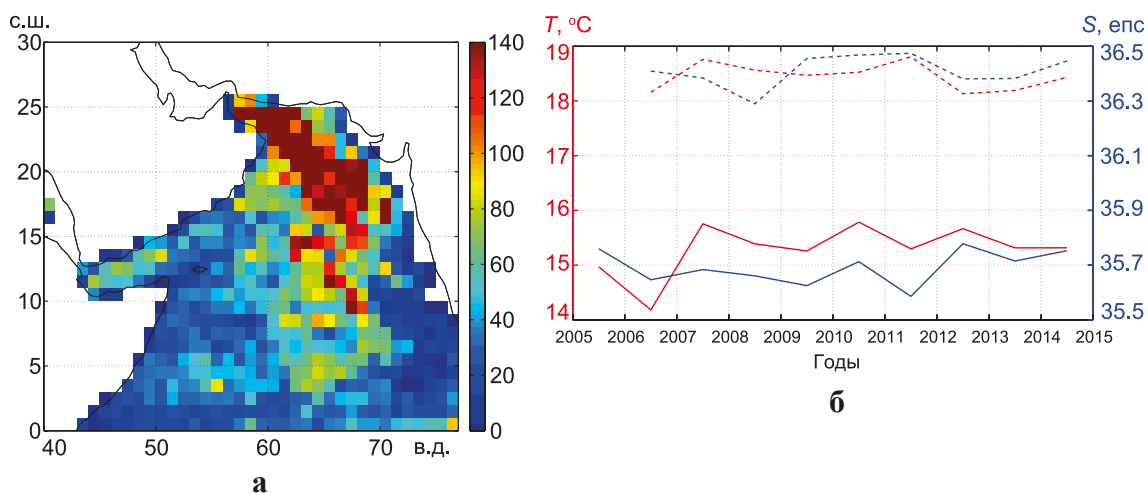


Рис. 2. Количество профилей температуры и солёности в одноградусных «квадратах» по измерениям Арго на глубине 75 м (а) и изменчивость средних по годам значений температуры (красная кривая) и солёности (синяя кривая) на глубинах 200 м для районов Аденского (сплошная линия) и Оманского (пунктир) заливов (б) за период 2005–2014 гг.

горизонтах по глубине (30, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1500 и 1750 м) для лета и зимы. Для четырех ключевых горизонтов (30, 300, 600 и 800) они были построены для всех сезонов. Следует отметить, что в ИО сезоны определяются по преобладанию ветров зимнего (северо-восточного) и летнего (юго-западного) муссонов. Дата наступления этих муссонов сдвигается от года к году, и отдельные авторы за лето принимают периоды с июня по сентябрь (Prasad et al., 2001; Trott et al., 2018), а иногда даже с мая по сентябрь (Schott, 1983), а за зиму – периоды с ноября по март и даже с октября по апрель (Fratantoni et al., 2006). На рисунке 26 приведены среднегодовые значения температуры и солёности за 10 лет на глубине 200 м в двух точках исследуемой области: на западе около Аденского залива (13°с.ш. и 46°в.д.) и на востоке, вблизи Оманского залива (23°с.ш. и 60°в.д.). Характер изменчивости этих величин за 10 лет показывает незначительные колебания относительно средней многолетней величины. Это позволяет считать, что среднемноголетние величины температуры и солёности правильно отображают реальную гидрологию этого района.

### Анализ материалов наблюдений

Динамика вод в СЗ части ИО в значительной степени определяется скоростями муссонных ветров и их продолжительностью. Направления СВ и ЮЗ ветров прямо противоположны, длительность их действия приблизительно равна почти 4-м месяцам. Северо-восточные ветры зимнего муссона (далее «зима») имеют наибольшую скорость до 6–7 м/с, тогда как ЮЗ летний муссон (далее «лето») достигает скорости до 12–13 м/с (Fratantoni et al., 2006). Именно эти ветры формируют

квазистойчивую (до 3–4-х месяцев) циркуляцию, проникающую на большие глубины, особенно в СЗ части района (Schott, 1983; Swallow et al., 1983; Bruce, 1979). В дальнейшем при анализе будем использовать среднее значение всех параметров для трехмесячных сезонов. Это ограничение связано с малым числом Арго измерений для расчета среднемесячных величин, а также с тем фактом, что наблюдаемая периодичность изменчивости гидрологических ситуаций по времени жизни близка к этому периоду. К тому же, рассмотрение всех 4-х сезонов для верхнего слоя позволит оценить характер изменчивости распределений температуры и солености на фоне полей течений на разных горизонтах по глубине. Как правило, максимальные значения скоростей муссонов для лета и зимы сохраняются около 3-х месяцев, и максимум почти совпадает с океанографическими сезонами (Levitus et al., 1994). Исходя из того факта, что время возникновения и длительность существования Сомалийского течения являются основным импульсом формирования гидрологического режима этого района (Duing, Szekiolda, 1971), вернемся к обсуждению этого вопроса после анализа материалов наблюдений.

### **1. Распределение температуры и солености по глубине в Аравийском море между Аденским и Оманским заливами для зимы и лета**

Для оценки роли поступающих КМВ и ПЗВ в Аравийское море был построен квазиширотный разрез по средним многолетним данным для двух сезонов: лета (июль, август, сентябрь) и зимы (январь, февраль, март) (рис. 3а, б, в, г). Этот разрез (его положение показано на карте летнего распределения солености (рис. 4.1 б) на глубине 30 м) представляет собой как бы 3 секции: его левая часть находится в устье Аденского залива (12°30'с.ш. 45°30'в.д.); первая точка перегиба находится в центре Аравийского моря (14°30'с.ш. 55°30'в.д.); вторая точка перегиба – в центре Оманского залива (22°30'с.ш. 65°30'в.д.) и далее разрез идет к юго-востоку вдоль побережья Индостана до точки с координатами 15°30'с.ш. 69°30'в.д.

Разрез распределения температуры зимой (рис. 3а) показывает, что весь северный район, прилегающий к материку, выделяется хорошо прогретым (20°–28°C) верхним слоем толщиной 150–180 м на западе и 200–250 м на востоке около Оманского залива. В период летнего муссона (рис. 3б) картина заметно меняется: юго-восточные ветры согнали теплые поверхностные воды в восточную часть Аравийского моря, а в западной части теплый слой стал тоньше – 100 м, и в центре Аравийского моря, в прибрежной его части, отмечается апвеллинг. Разрезы средней многолетней солености для сезонов лета и зимы более выразительны (рис. 3в, г). Они показывают, что соленость является более показательной характеристикой, отображающей распространение аномальных КМВ и ПЗВ. При этом можно видеть, что зимой ПЗВ растекается, в основном, в верхнем 100-метровом слое большей части Аравийского моря, но в восточных районах (от 58°в.д.) ПЗВ занимает и глубины вплоть до 500 м (рис. 3в). В период летнего муссона ПЗВ почти полностью, сохраняя вихревую структуру по глубине, изолируется в восточной зоне, отступая еще дальше к востоку



(до 59° в.д.) и формируя при этом крупномасштабные вихри на глубинах 100 и 300 м (рис. 3г). Воды Аденского залива зимой и летом в верхний 200-метровый слой поступают слабо, в основном их приток наблюдается на глубинах 300–900 м (рис. 3в, г). Аналогичный характер наблюдений солености с глубиной для этих районов получен в работах (Намон, 1967; L’Hegaret et al., 2021). В последней работе на основе итогового массива 126000 наблюдений были построены медианные профили солености от 0 до 1400 м с оценками их стандартных отклонений. В Оманском заливе показан сложный характер изменения солености с наибольшими ее значениями, отмеченными в двух слоях: в верхнем 100 м (36.5–37.0 епс) и в слое 200–300 м (36.2–36.8 епс). Причем в последнем слое отмечались максимальные отклонения от средних значений, тогда как глубже 600 м они почти отсутствовали. В Аденском заливе максимальное значение солености наблюдается в верхнем 100-метровом слое (36.2–36.5 епс) и в слое 400–800 м с максимумом (36.1–36.4 епс) на глубине 600 м. Отмеченные выше особенности вертикального распределения солености в этих районах четко обнаруживаются по нашим данным на тех же глубинах (рис. 3в, г). При этом оказалось возможным оценить пространственные масштабы распространения плюма аномальных вод из заливов. К сожалению, довольно грубая сетка пространственного и временного осреднения не позволяет показать более тонкие струи распространения КМВ в океане.

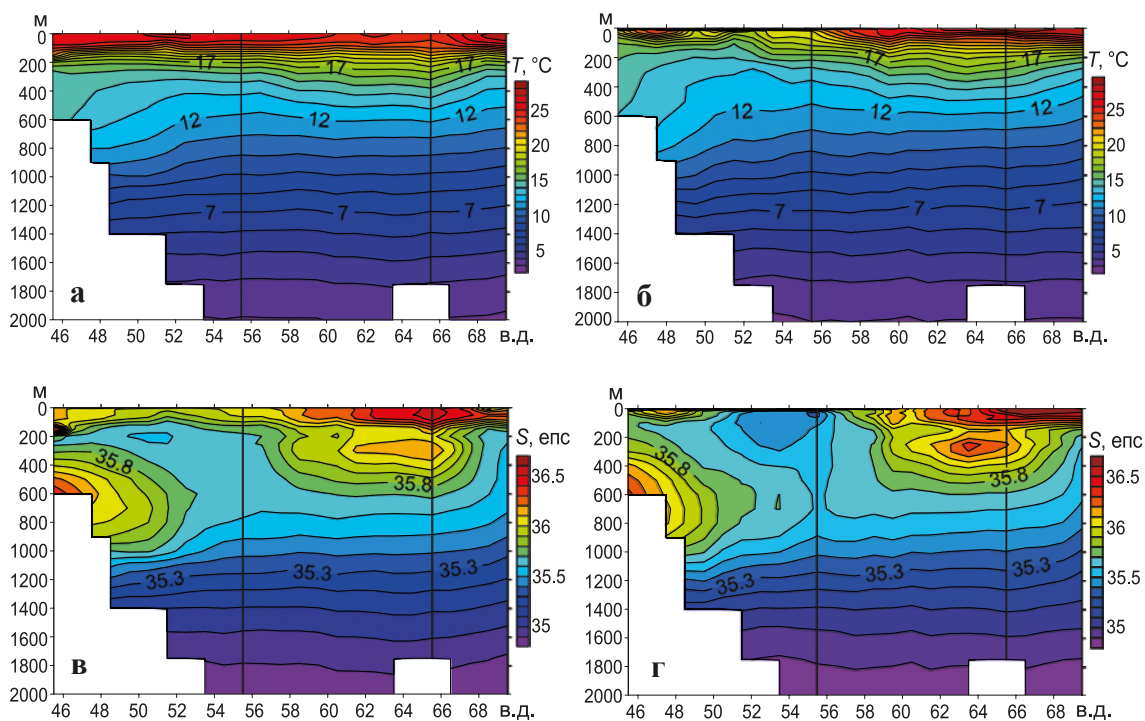


Рис. 3. Распределение средних значений температуры (а, б) и солености (в, г) по глубине в Аравийском море между Аденским и Оманским заливами для зимы (а, в) и лета (б, г), полученные на основе данных измерений Арго за 2005–2014 гг.

## 2. Сезонная изменчивость полей температуры и солености на фоне скоростей течений на глубинах от 30 до 1750 м (рисунки 4.1–4.11)

В этом разделе мы рассмотрим пространственную изменчивость основных гидрологических полей по глубине для разных сезонов. Для ключевых горизонтов, в частности, для горизонта 30 м (рис. 4.1), рассматриваемого как поверхностный слой, который наиболее подвержен воздействию муссонных ветров, а также на глубинах 300 м (рис. 4.4) и 600 м (рис. 4.7), где наблюдаются максимальные значения солености распространяющихся вод из Оманского и Аденского заливов (рис. 3в, г) (L'Heuret et al., 2021) соответственно, будут рассмотрены все 4 сезона. Для остальных горизонтов – только для двух сезонов зимы и лета.

### 2.1. Горизонт 30 м (рисунок 4.1 а, б, в, г, д, е, ж, з)

Для горизонта 30 м, который можно считать поверхностным, рассмотрим изменчивость гидрологических полей и в переходные сезоны – весна (рис. 4.1 д, ж) и осень (рис. 4.1 е, з).

Поскольку по гидрологии этого района имеется много научных публикаций и сложилась определенная номенклатура названий, то мы воспользуемся терминами, предложенными в работе (Prasad et al., 2001). Эта работа была выполнена по данным NODC с использованием 5500 профилей температуры и солености на пространственной сетке  $2^\circ \times 2^\circ$ . В этой работе только схематически выделены все основные динамические структуры исследуемой области для лета и зимы. В дальнейшем анализе подробно рассмотрим особенности гидрологических полей для всех 4-х сезонов.

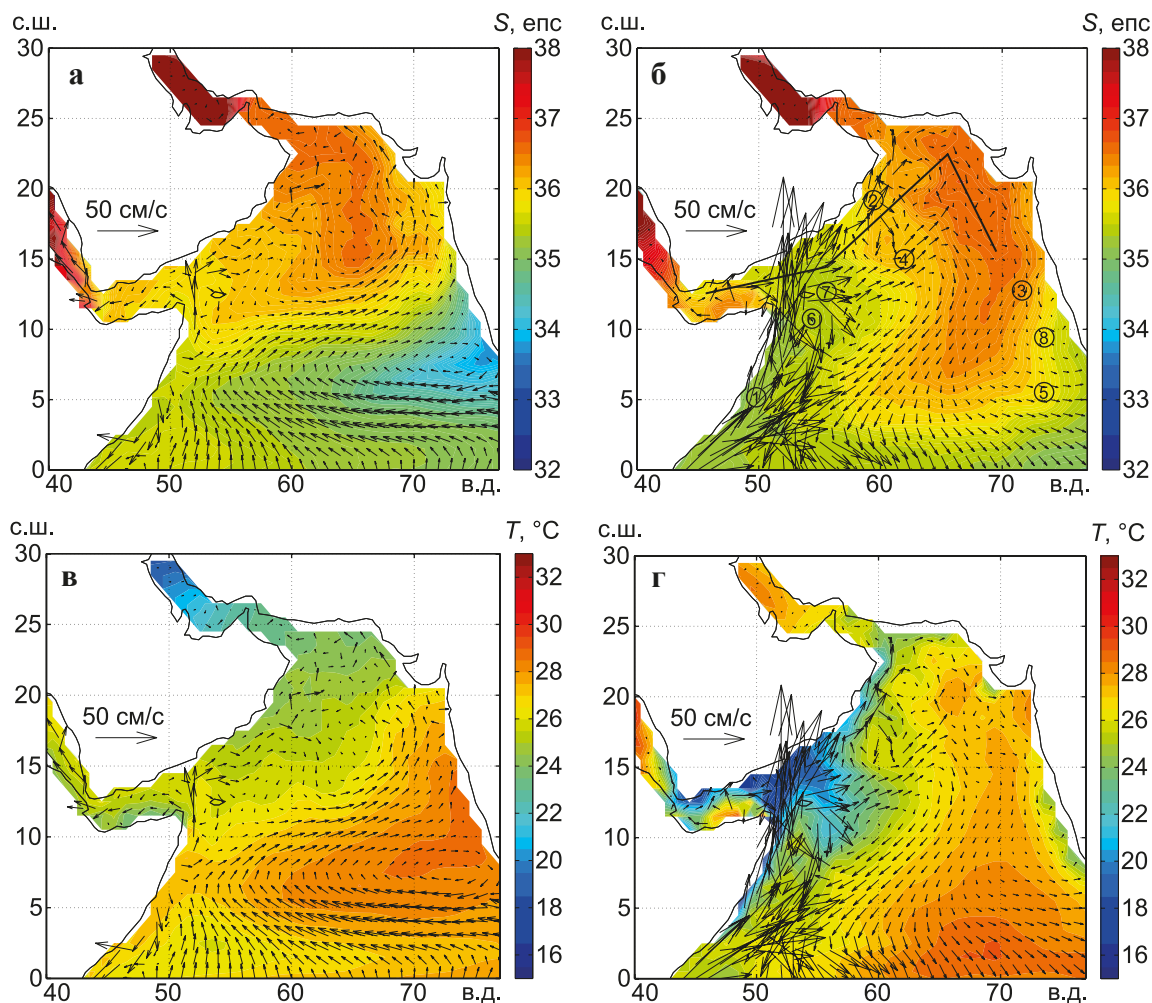
На рисунке 4.1 б, г показаны летние распределения солености и температуры на глубине 30 м на фоне соответствующего поля течений. Анализ этих карт позволяет выделить основные динамические структуры, отмеченные многими исследователями (Нейман и др., 1997; Prasad et al., 2001). Так, на летней карте выделяются следующие основные динамические структуры. Вдоль Африканского побережья существует сильное Сомалийское течение (СТ) (1),двигающееся на север со скоростью до 100 см/с на этом горизонте и переходящее на севере в Восточно-Аравийское течение (2), достигающее Оманского залива со скоростью около 10–30 см/с. В восточной части Аравийского моря возникает слабое, порядка 5 см/с, Западно-Индийское течение (3),двигающееся на юг. Южнее центральной части Восточно-Аравийского течения возникает летнее муссонное течение северо-восточного направления со скоростями до 10 см/с (4), связанное с атмосферным низкоуровневым струйным течением Финдлейтера, а также с обширной зоной прибрежного апвеллинга и с понижением поверхностной температуры на  $5^\circ\text{C}$  (Schott, 1983) (рис. 4.1 г).

Вся исследуемая область занята огромным антициклоническим круговоротом с очень большими скоростями в западной части (до 40 см/с) и слабыми – в восточной (меньше 10 см/с). Далее его южная часть на западе образует противотечение СТ, а на востоке южнее  $5^\circ\text{с.ш.}$  переходит в Индийское муссонное

течение (5). Наши материалы не позволяют выделить мезомасштабные вихри, но можно выделить антициклонический вихрь Great Whirl (GW) (6), вихрь Сокотра (7) и отдельные вихри средних масштабов в Аравийском море и Оманском заливе, и даже область динамического круговорота около южной оконечности Индостана (8).

Поля температуры (рис. 4.1 г) и солености (рис. 4.1 б) оказались под сильным влиянием летнего муссона: западная часть общего антициклонического круговорота стала более холодной и менее соленой, чем восточная. Так, вдоль африканского берега, начиная с 3°с.ш. до Аденского залива и захватывая западную часть Аравийского полуострова, наблюдается прибрежный апвеллинг с понижением температуры до 18°C и солености до 35.4 епс. Тогда как в восточной половине области отмечается температура до 27°C и соленость выше 36.5 епс (рис. 4.1 г, б).

В осенние месяцы, с октября по декабрь (рис. 4.1 е, з), практически исчезает ярко выраженная динамика течения в западной части исследуемой области и устанавливаются крупные круговороты разных знаков вращения с малыми скоростями (5–10 см/с), занимающие всю область. СТ наблюдается вдоль африканского берега, от 2° до 7°с.ш., воды двигаются в южном направлении со скоростями 10–25 см/с. В начальной стадии зимнего муссона наблюдается более сильное



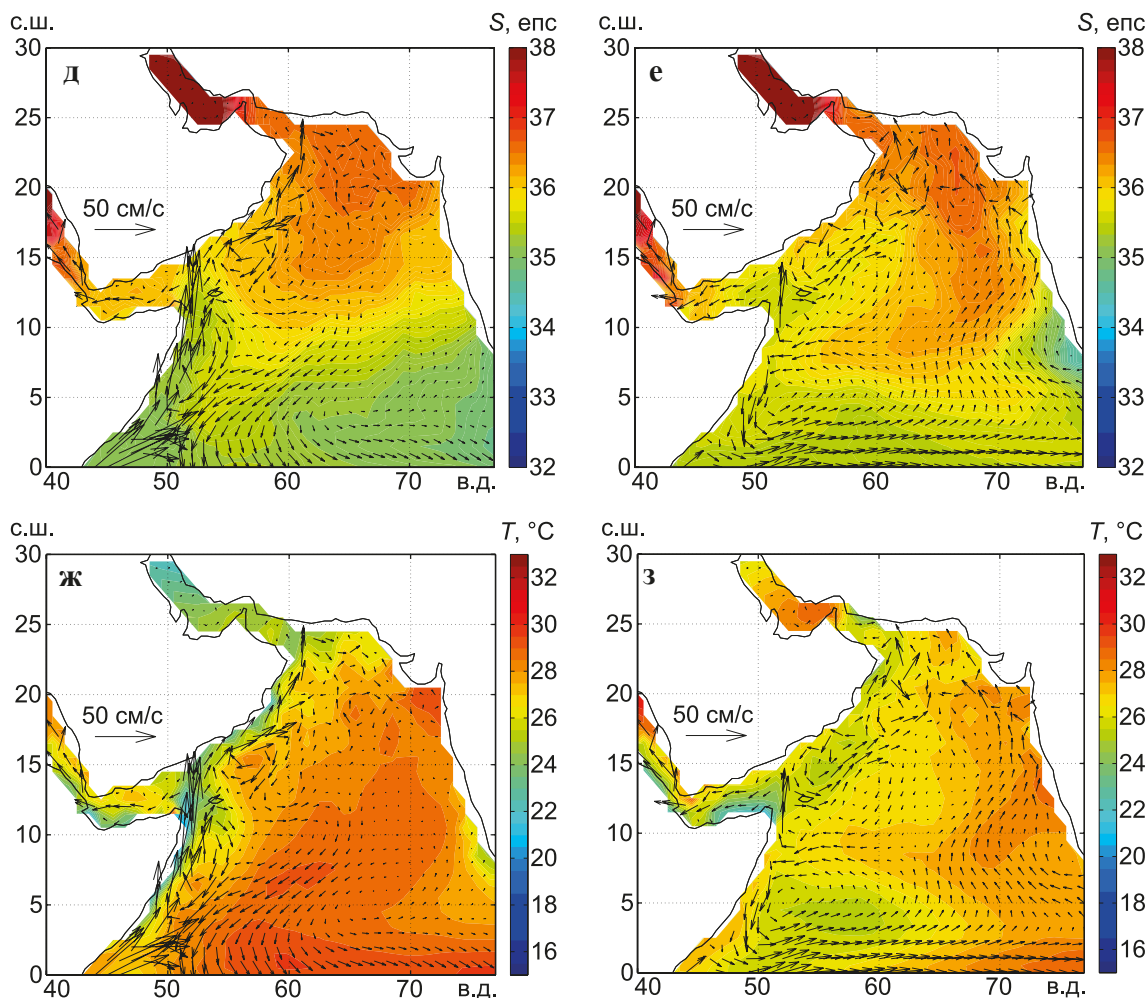


Рис. 4.1. Зимнее (а, в), летнее (б, г), весеннее (д, ж) и осеннее (е, з) распределения солености (а, б, д, е) и температуры (в, г, ж, з) на глубине 30 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений (обозначения на рис. б см. в тексте)

течение (10–20 см/с) в прибрежной зоне Аравийского полуострова, где отмечается апвеллинг с понижением солености и температуры (рис. 4.1 е, з). Скорость ветра зимнего муссона достигает своего максимума с января по март. Но именно в этот сезон происходит заток вод ИО менее соленых (35.5 eps) и с температурой около 27°C на север вдоль полуострова Индостан. Эти воды вступают в контакт с ПЗВ (рис. 4.1 е, з), заметно усиливающийся зимой (рис. 4.1 а, в).

На рисунке 4.1 а, в приведены поля солености и температуры на фоне течения для зимы. Зимний муссон полностью перестраивает динамическую картину, при этом ощутимо падают величины скоростей течений к северу от 7°с.ш. Сомалийское течение начинает проследиваться только с 6°с.ш. и направляется на юг узкой струей со скоростью 15 см/с. Однако только на севере в районе пролива между островом Сокотра и Африкой сохраняется остаточная струя этого течения северного направления. Вся южная часть района, от 2° до 7°с.ш., занята Североэкваториальным течением,двигающимся на запад. Огромный



слабовыраженный (4–10 см/с) циклон занимает северо-восточную часть северной половины области. Восточно-Аравийское течение (10–16 см/с) хорошо выражено только в западной половине. Северо-восточный муссон способствует обильному поступлению очень соленых ПЗВ (больше 36.7 епс) (рис. 4.1 а) и относительно прохладных температур (ниже 26°C) (рис. 4.1 в). Распространение КМВ на этом горизонте ограничено устьем Аденского залива. Основной объем теплых вод на север поступает с Североэкваториальным течением и струями прибрежного Западно-Индийского течения (рис. 4.1 в).

Весенний сезон в нашем случае продолжается с апреля по июнь и в некоторой степени напоминает летнюю ситуацию (рис. 4.1 д, ж). Начинает формироваться Сомалийское течение,двигающееся на север со скоростью 40 см/с, и образуется система антициклонических круговоротов в западной части области.

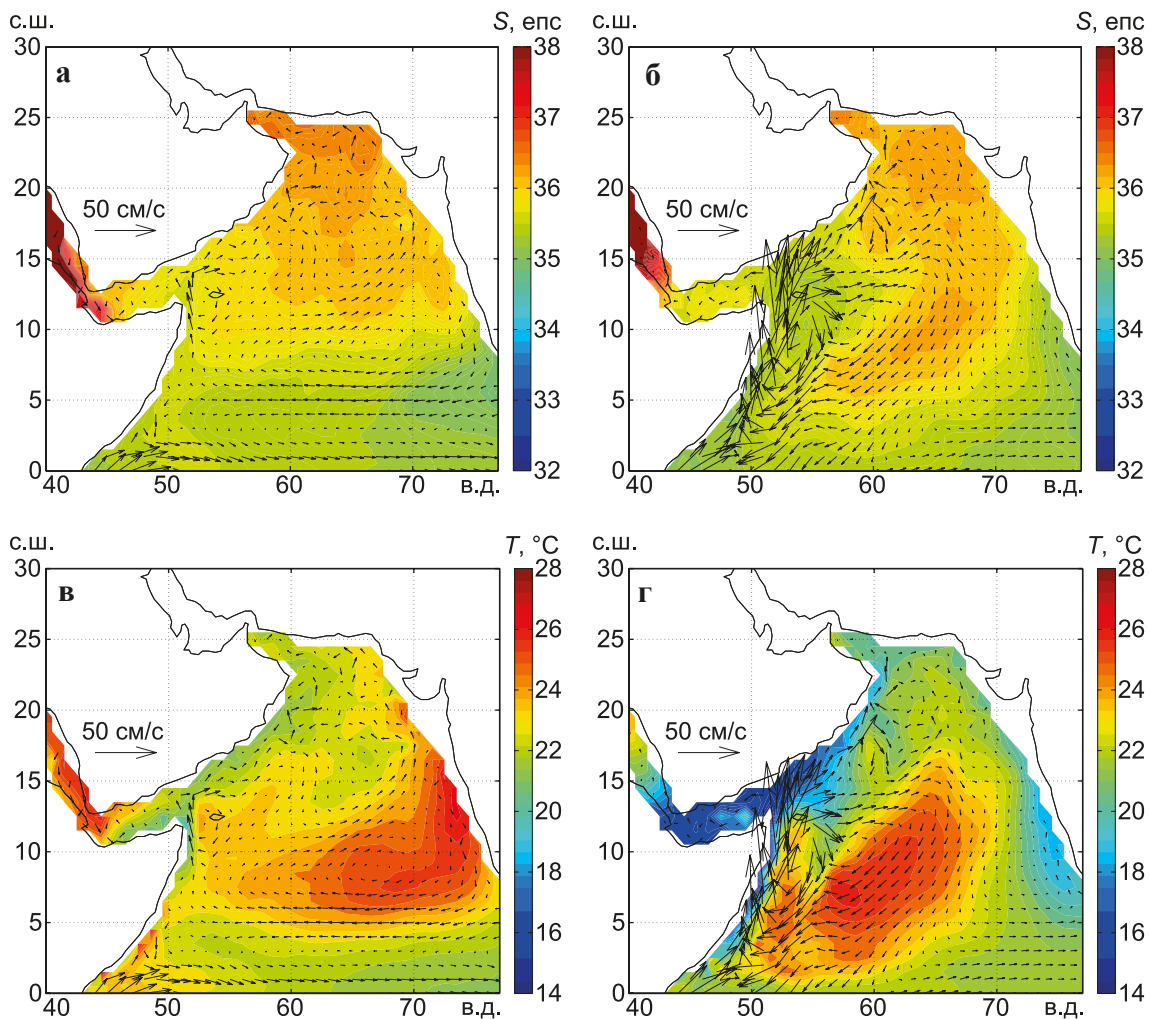


Рис. 4.2. Зимнее (а, в) и летнее (б, г) распределения солёности (а, б) и температуры (в, г) на глубине 100 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений



Увеличиваются скорости Восточно-Аравийского течения до 15–20 м/с. На западе вдоль побережья Африки начинает развиваться область апвеллинга (рис. 4.1 б, г).

Рассмотренные данные по изменчивости полей для верхнего слоя показали, что основой динамики формирования и перестройки этих полей является летний муссон. Он формирует в Сомалийском бассейне за ограниченное время (часть весны (рис. 4.1 д, ж), лето и начало октября (рис. 4.1 е, з)) мощное течение со значениями скоростей до 300 см/с (Swallow et al., 1983) и более 70 см/с на глубине 30 м (рис. 4.1 б), а также самый крупный антициклонический вихрь в Мировом океане Great Whirl (GW) и практически определяет вихревую структуру исследуемой области (Trott et al., 2018; Carton et al., 2012; Vic et al., 2014) до глубины 500–600 м (рис. 4.5–4.7 б, г).

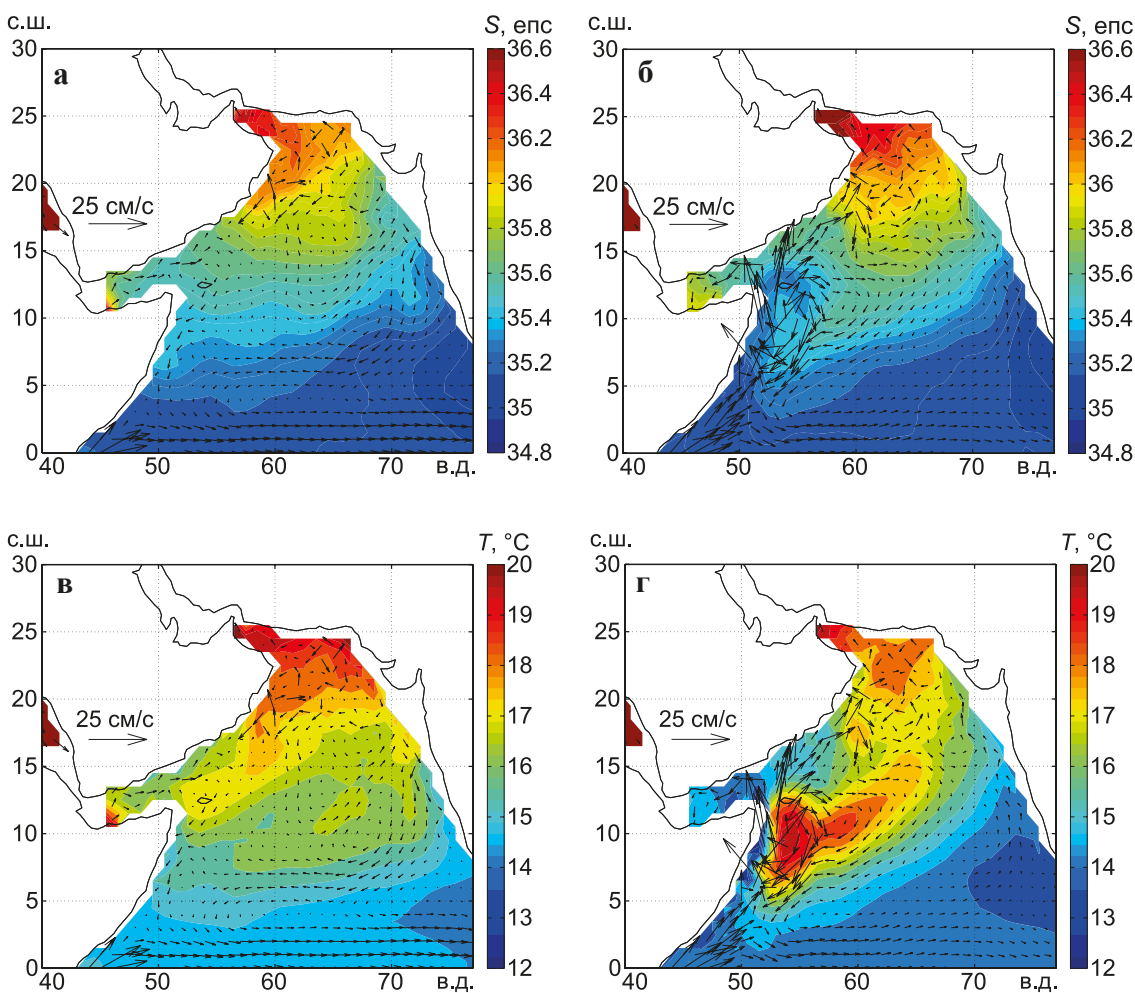
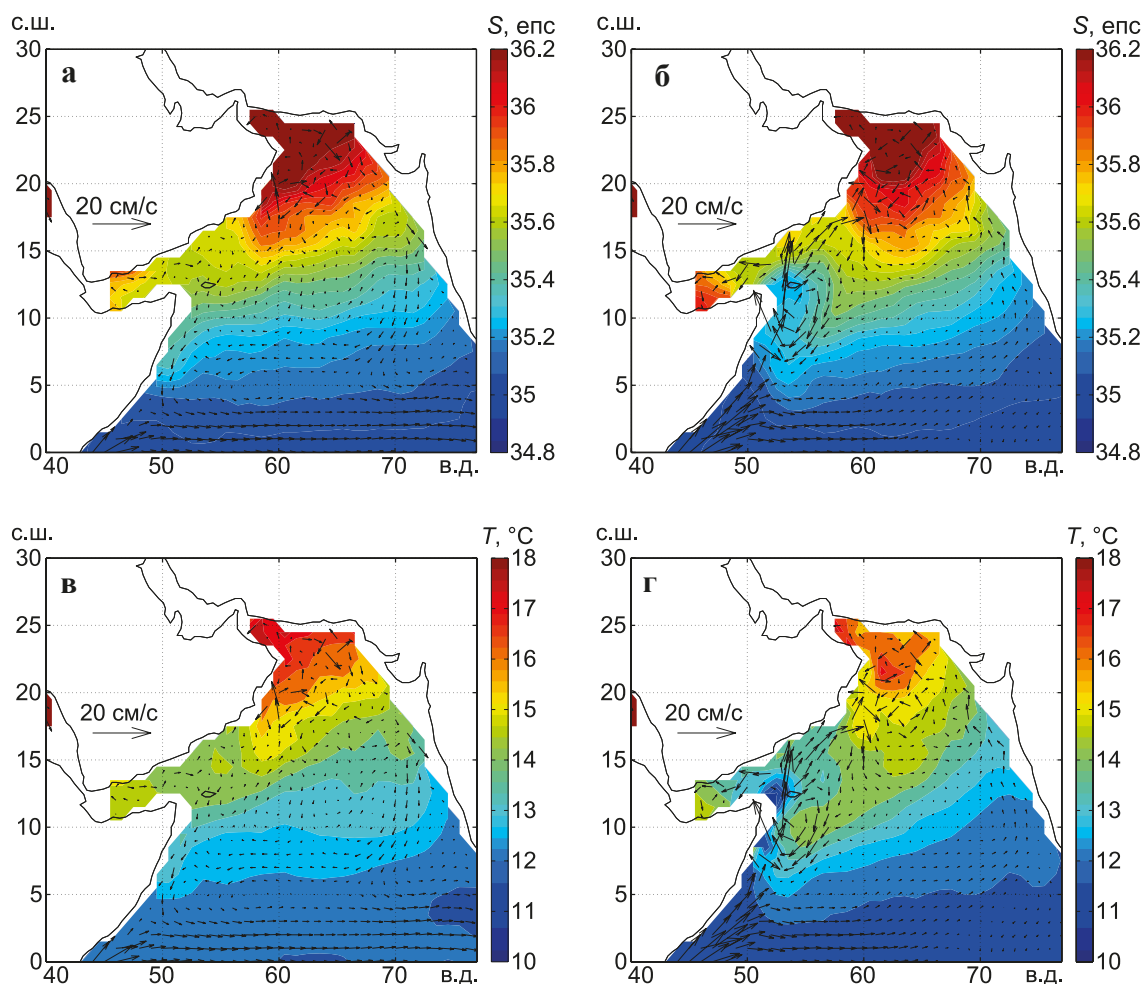


Рис. 4.3. Зимнее (а, в) и летнее (б, г) распределения солёности (а, б) и температуры (в, г) на глубине 200 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений

## 2.2. Горизонт 300 м (рисунок 4.4)

Этот горизонт отмечается максимальным значением солености ПЗВ, поступающих в ИО из Оманского залива в летний и зимний сезоны (рис. 3в, г) (L'Heuret et al., 2021). В действительности плюм соленых и теплых вод существует в течение всего года. На юг эти воды распространяются до 15°с.ш. на западе, на востоке – до 20°с.ш. Особенно четко его границы выражены по солености – от значения 36.0 на севере и 35.6 епс на юге и, соответственно, по температуре – от 16 до 14°C. Фактически эта центральная часть водной массы ПЗВ, выделенная на глубинах 200–400 м с диапазоном температур 15–19°C и солености 35.1–37.9 епс (Prasad et al., 2001). В зоне плюма почти во все сезоны отмечается повышенная активность горизонтальных течений (около 3–5 см/с), особенно выделяющаяся в осенний сезон, когда горизонтальная скорость достигает 10 см/с. Это, возможно, связано с подъемом уровня вод в Оманском заливе в результате действия летнего муссона и увеличения поступления ПЗВ в начале действия зимнего муссона и развитием вертикальных движений в поверхностных слоях – даунвеллинг и конвекция (рис. 4.4 е, з). Воды Аденского залива на этом горизонте наблюдаются только в глубине залива. А вдоль Африканского побережья отмечается полоса более холодных вод (12–13°C), вызываемая процессами летнего апвеллинга (рис. 4.4 г).



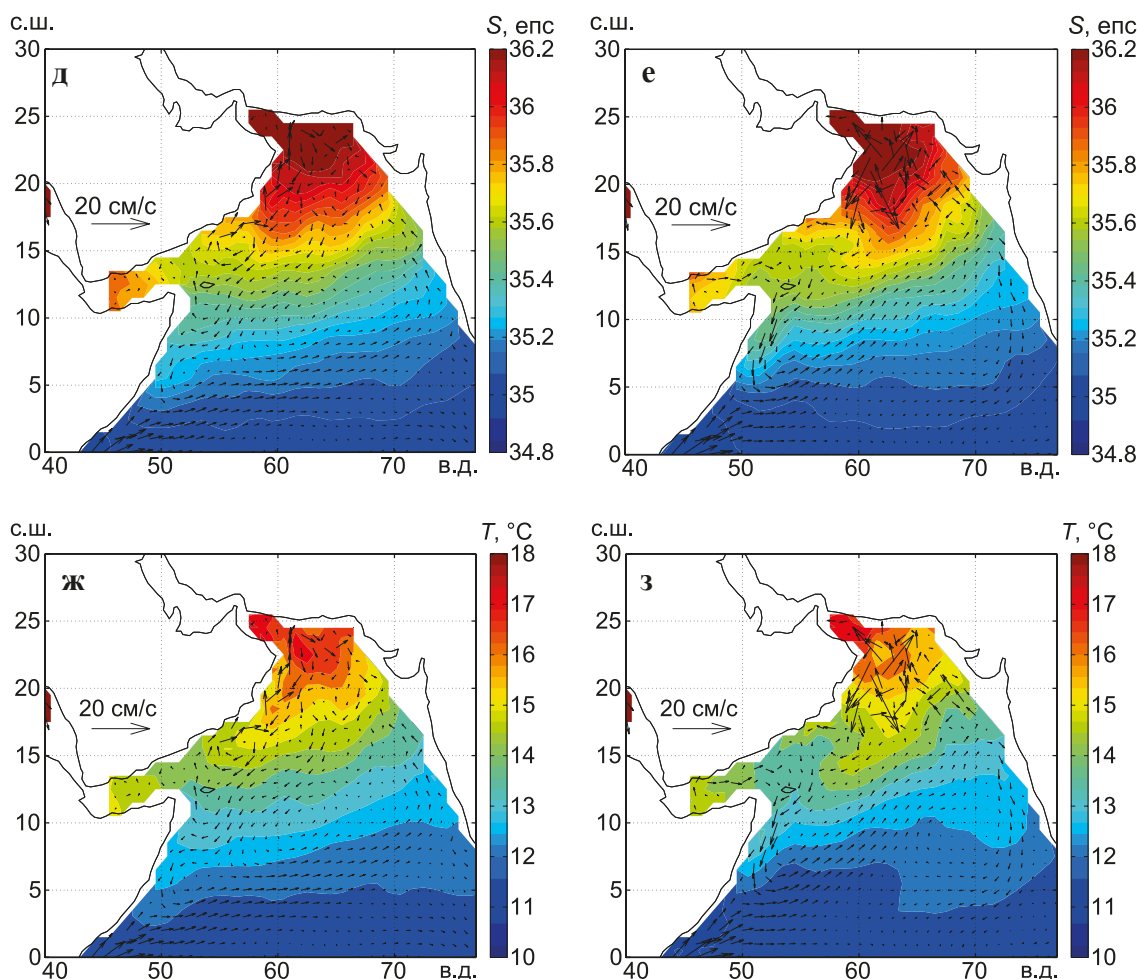


Рис. 4.4. Зимнее (а, в), летнее (б, г), весеннее (д, ж) и осеннее (е, з) распределения солености (а, б, д, е) и температуры (в, г, ж, з) на глубине 300 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений

### 2.3. Горизонт 600 м (рисунок 4.7)

На этом горизонте был отмечен максимум температуры и солености КМВ, вытекающих из Аденского залива (рис. 3а, б, в, г) (L’Hegaret et al., 2021). Отчетливо видно, что воды, поступающие из двух источников – Аденского и Оманского заливов, определяют гидрологию Аравийского моря. КМВ занимают глубины 500–800 м, и их температура меняется в диапазоне 9–11°C, а соленость – 35.1–35.7 eps. Это вторая основная водная масса, которая определяет гидрологию Аравийского моря (Prasad et al., 2001). Здесь следует заметить, что слой больших значений солености наблюдается на глубинах от 600–800 м (L’Hegaret et al., 2021). Начиная с этой глубины, заметно усиливается вынос КМВ из Аденского залива в течение всего года, но особенно зимой (температуры >13°C, солености >35.8 eps) (рис. 4.7 а, в).

Летом на этом горизонте на месте Сомалийского течения наблюдается слабый поток, направленный на юг (скорость 2 см/с), а в западной части

Аравийского моря отмечается антициклонический круговорот диаметром более 300 км с орбитальной скоростью около 4 см/с (рис. 4.7 б, г). Здесь следует заметить, что этот вихрь очень четко отмечается на горизонтах 800 и 1000 м и менее выражено даже и на больших глубинах. Именно на этих глубинах летом КМВ северной струей выносится в центральную часть Аравийского моря, занимая слой от 600 до 1750 м исследуемой области к северу от 10°с.ш. Зимой по всей акватории скорости течений падают, и в восточной половине области развивается обширный циклонический круговорот с очень маленькими скоростями (<2 см/с). Резюмируя, отметим, что наибольшая динамическая активность наблюдается в Аравийском море летом и осенью: скорость течений возрастает до 5 см/с, а осенью в Оманском заливе – возрастает до 10 см/с.

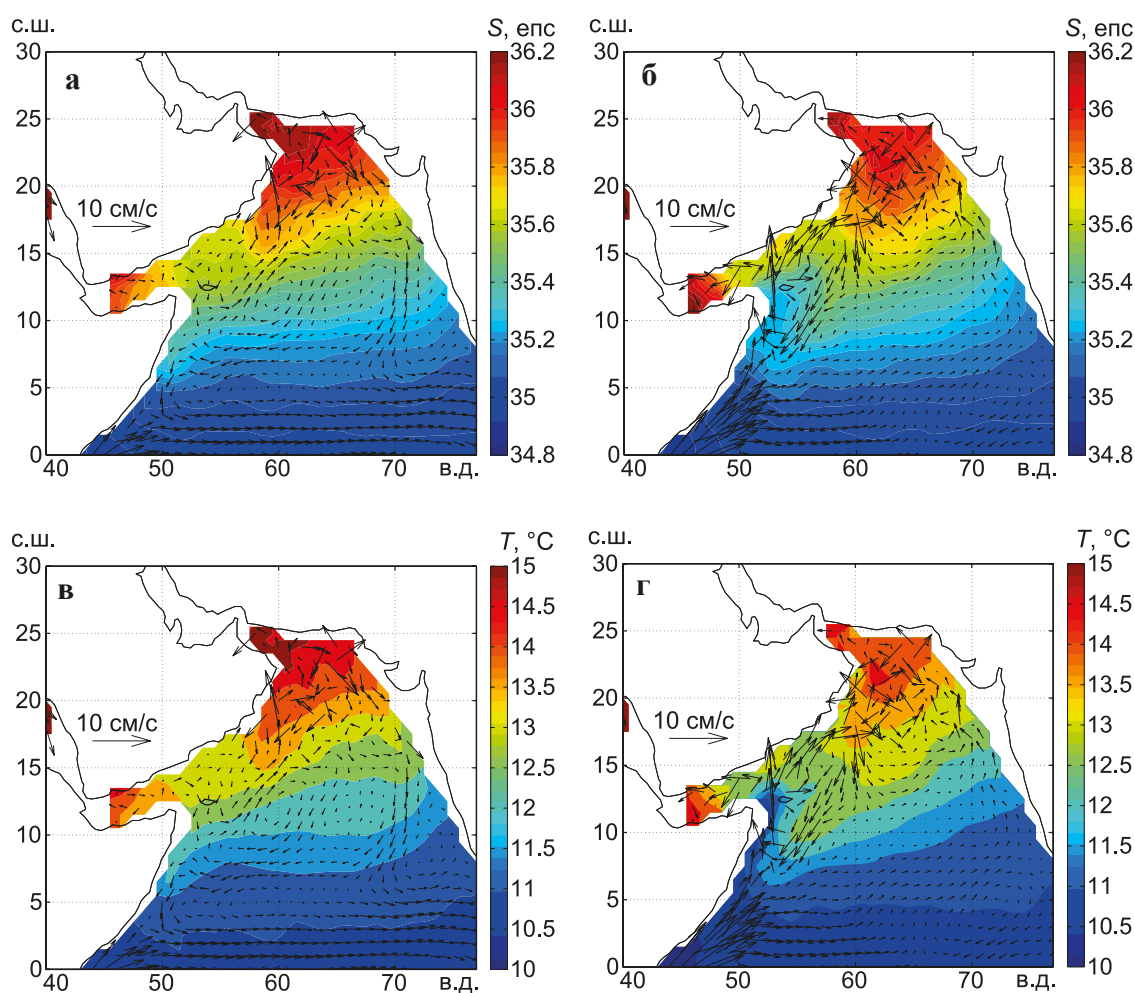


Рис. 4.5. Зимнее (а, в) и летнее (б, г) распределения солёности (а, б) и температуры (в, г) на глубине 400 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений

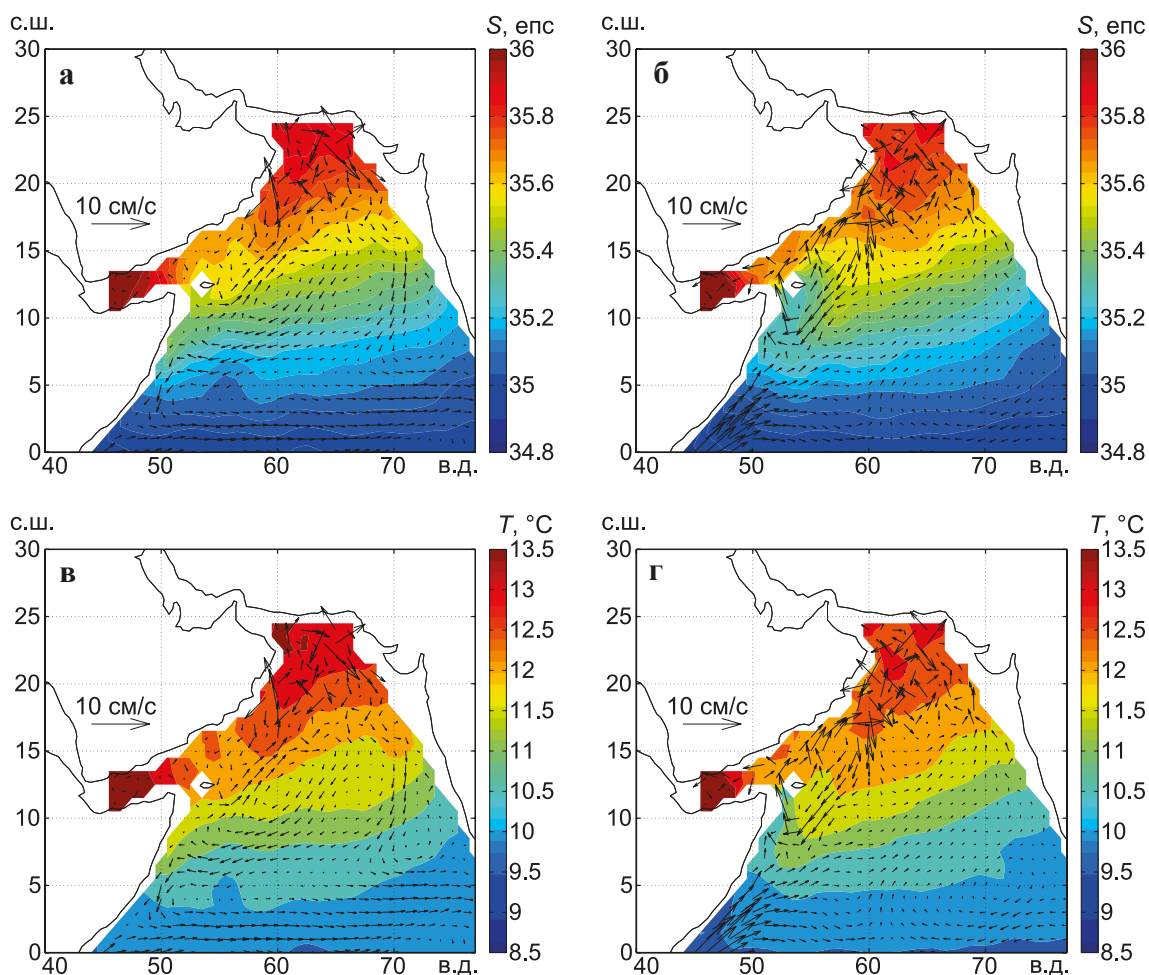


Рис. 4.6. Зимнее (а, в) и летнее (б, г) распределения солёности (а, б) и температуры (в, г) на глубине 500 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений.

### Обсуждение результатов

#### 1. Общие закономерности изменчивости вертикальной структуры гидрологических полей по глубине от 30 до 1750 м

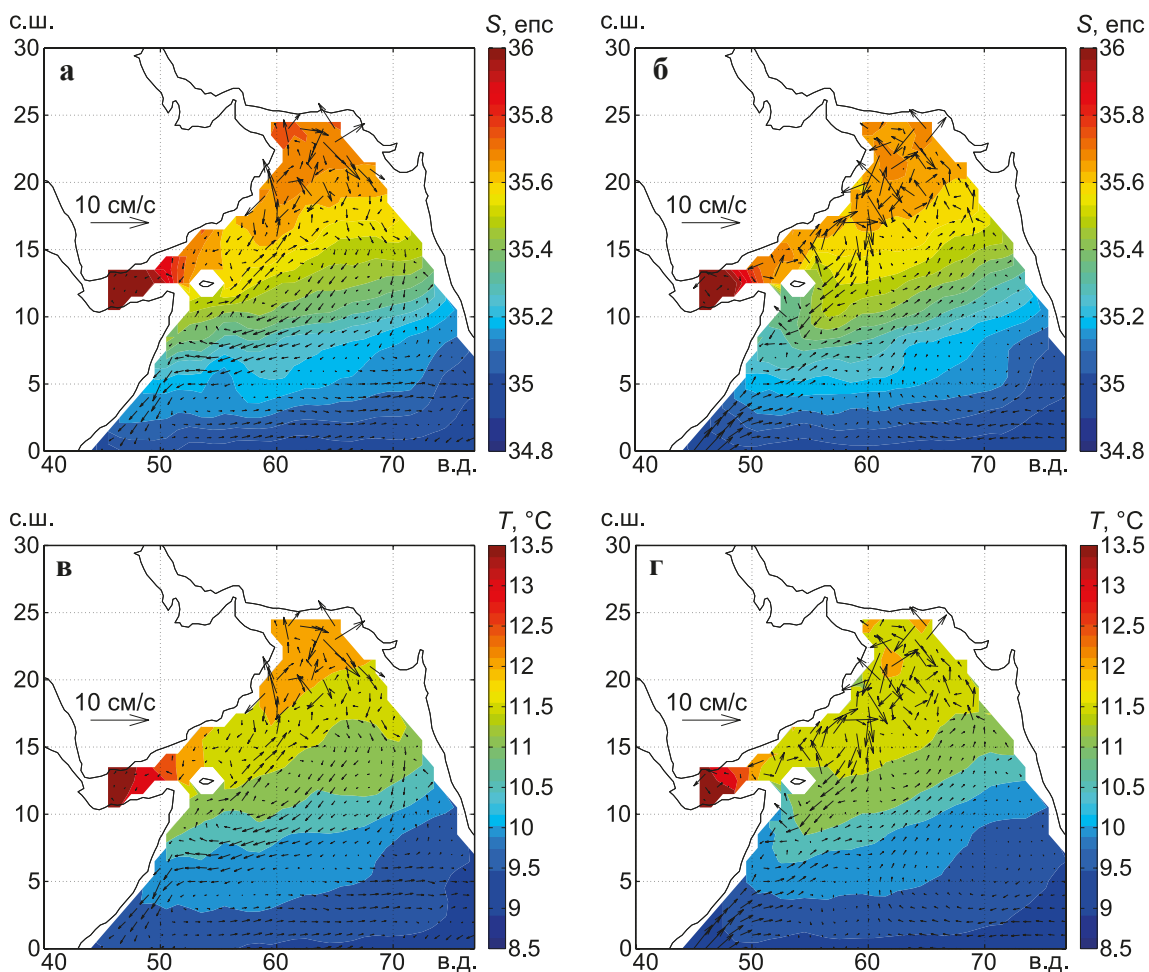
В разделе 1 анализа материалов наблюдений уже рассматривалось распределение температуры и солёности по глубине для лета и зимы на широтном разрезе через центральную часть Аравийского моря между Аденским и Оманским заливами (рис. 3а, б, в, г). Этот разрез подтвердил, что существуют два независимых источника аномальных вод: ПЗВ, поступающие в слой 30–400 м, и КМВ, поступающие, в основном, в слой 400–900 м (рис. 3в, г). В этом разделе будет проведен совместный анализ изменчивости гидрологических полей для слоев: верхнего – 30–500 м и глубинного – 600–1750 м (рис. 4.1–4.11 а, б, в, г).



Совместный анализ полей течений на горизонтах 30–500 м для всей северо-западной части ИО в период летнего муссона дает возможность проследить величину проникновения Сомалийского течения до горизонта около 500 м и оценить затухание его скорости с глубиной (от 100 см/с на 30 м до 20 см/с на 400 м) (рис. 4.1–4.6 б, г), а также определить положение центра антициклона (Great Whirl – GW), сформированного этим течением. Этот вихрь также прослеживается почти до глубины 500 м в районе с координатами 9–11°с.ш. и 54–55°в.д. Причем его положение меняется в разные годы: его максимальные радиусы – 370–380 км наблюдались в 1993, 2007 и 2011 гг., тогда как минимальные радиусы были 260–300 км – в 2002, 2009 и 2014 гг. (Trott et al., 2018; Bruce, 1979).

В начальной стадии формирования СТ на его западной границе в виде узкой прибрежной зоны вдоль африканского побережья возникает область апвеллинга (рис. 4.1 д, ж). Летом эта зона расширяется, продвигается на север и захватывает прибрежные районы Аравийского полуострова. В этих зонах температура падает ниже 20°С, а соленость – до 35.0 епс. Эта область простирается на восток до 63°в.д. и достигает глубин 200–300 м (рис. 4.2–4.3 б, г).

Однако, влияние СТ летом заметно ощущается и в верхнем двухсотметровом слое по всей акватории области. Теплые и соленые ПЗВ перемещаются в восточной



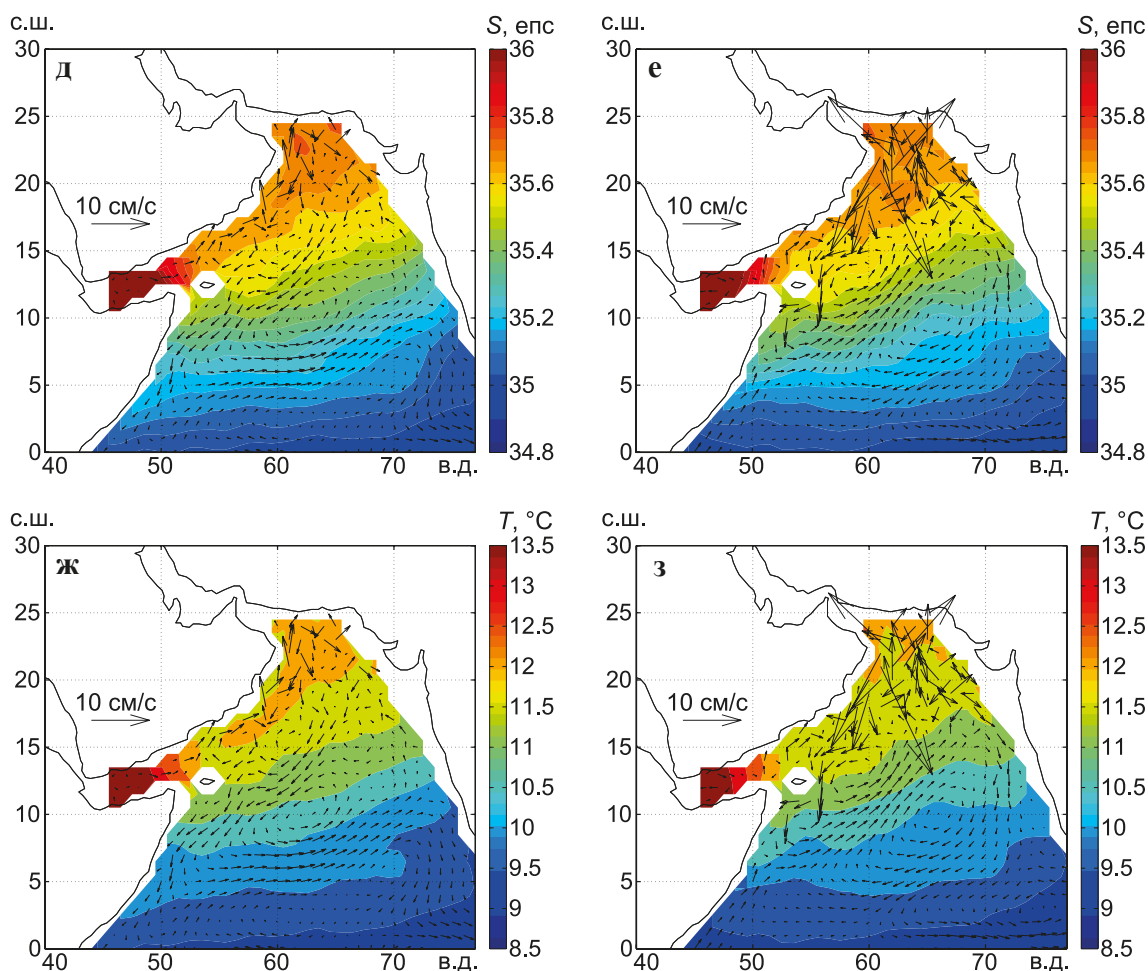


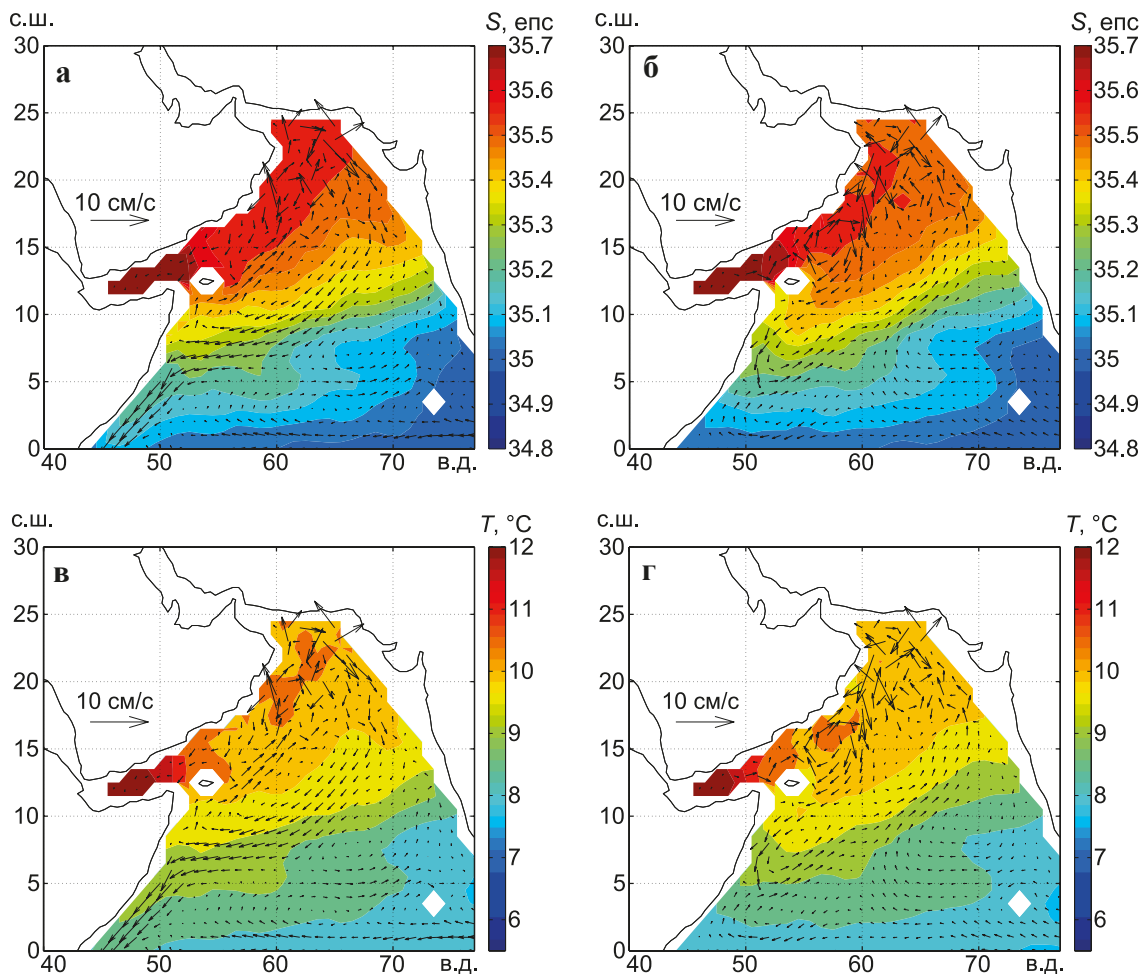
Рис. 4.7. Зимнее (а, в), летнее (б, г), весеннее (д, ж) и осеннее (е, з) распределения солености (а, б, д, е) и температуры (в, г, ж, з) на глубине 600 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений

части области южнее Оманского залива. На глубине 100 м они захватываются на широте острова Сокотра струей огромного по площади антициклона, занимающего всю область, и отдельно выделенной водной массой смещаются в юго-западную часть, где четко выделяются по распределению температуры на горизонте 200 м (рис. 4.2 г и 4.3 г). На горизонтах 200 и 300 м для лета и зимы начинает формироваться четко выраженный плюм ПЗВ. Температура летом и зимой превышает 19°C, а на 300 м – 17°C. Соленость, соответственно, – 36.4 и 36.0 eps (рис. 4.2, 4.3 а, б, в, г). Причем на этих картах виден и характер распространения ПЗВ: зимой на горизонте 200 м эти воды температурой 17°C достигают острова Сокотра (рис. 4.3 в). Начиная с глубины 300 м, на восточной периферии начинают формироваться устойчивые юго-западные течения, особенно четко выраженные на глубинах 500–600 м, которые со скоростью 5–10 см/с переносят ПЗВ в юго-западную часть области, где заметно увеличиваются  $T, S$ -характеристики на этих глубинах (рис. 4.4–4.7 б, г) (Lee et al., 2000).

Таким образом, до глубины 400 м преобладает поступление ПЗВ в Оманский залив, где четко выражен плюм теплых и соленых вод летом на глубине 30 м

(температура – 25–27°C, соленость – 36.6–37.0 епс) и 300 м (температура – 13.5–14°C, соленость > 36.0 епс) (рис. 4.1–4.5 б, г). И только с глубины 500 м начинает формироваться плюм КМВ в Аденском заливе. На картах для горизонта 500 м для лета и зимы отчетливо видно появление вод более теплых и соленых, чем ПЗВ в Оманском заливе (рис. 4.6 а б, в, г). А уже на горизонтах от 600 м до глубины 1000–1500 м основным источником теплых и соленых вод становятся воды Красного моря (рис. 4.7–4.10 а, б, в, г).

В период зимнего муссона динамическая картина полей течений в верхнем пятисотметровом слое определяется резким уменьшением скоростей течений по всей области ИО (рис. 4.1–4.6 а, в). Так, на горизонтах 100 и 200 м в Аравийском море отмечается слабо выраженное течение из Аденского залива (рис. 4.2–4.3 а, в), тогда как ПЗВ занимают всю северо-восточную часть области. Однако, с увеличением глубины поступление КМВ и ПЗВ заметно усиливается, и на глубине 500 м эти воды занимают, соответственно, западную и восточную части Аравийского моря (рис. 4.6 а, в). А на глубинах до 300 м преобладает циклонический вихрь, занимающий к северу от 7°с.ш. всю область со скоростями 3–5 см/с. Именно северная струя этого круговорота захватывает ПЗВ из Оманского залива и переносит их в западную часть (рис. 4.2 а, в). При этом в самом заливе наблюдается



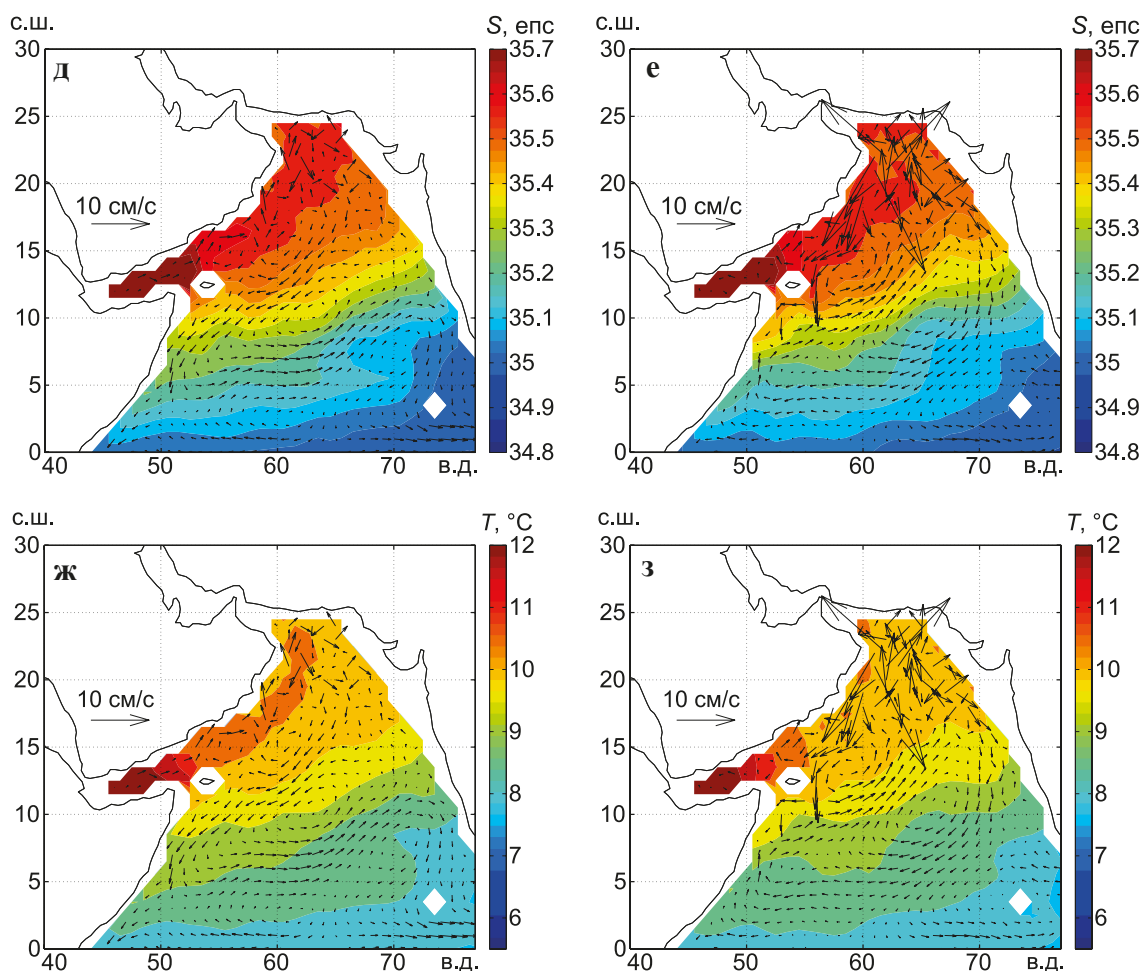


Рис. 4.8. Зимнее (а, в), летнее (б, г), весеннее (д, ж) и осеннее (е, з) распределения солености (а, б, д, е) и температуры (в, г, ж, з) на глубине 800 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений

сложная система вихрей разного масштаба. Здесь отмечается интересный факт: величины векторов горизонтальной составляющей скорости течения, начиная с горизонта 300 м, растут с глубиной до 1000 м (рис. 4.5–4.9 а, в), и наибольшие значения на горизонтах 600–800 м отмечаются осенью (рис. 4.7–4.8 е, з). Возможно, это косвенный показатель вертикальных движений в этом районе, вызванных нагоном вод летним муссоном в Оманский залив и поступлением холодных ПЗВ в период зимнего муссона. К сожалению, данный масштаб осреднения не позволяет идентифицировать отдельные вихри диаметром меньше 100 км, которые могут наблюдаться в этой акватории (Carton et al., 2012; Trott et al., 2018). Эта картина случайного изменения векторов течения в близлежащих квадратах косвенно может подтверждать существование маломасштабных вихрей. Отчетливо это видно в приустьевых районах поступления КМВ и ПЗВ (Bower et al., 2000; Ayouche et al., 2021).

На южной периферии этого циклонического круговорота в январе–марте 1967 г. Институтом океанологии АН СССР проводился эксперимент «Полигон-67» (Штокман и др., 1969; Каменкович и др., 1982; Svallov, 1983). Результаты данных

работ показали бароклинность возмущений геострофического потока с характерными горизонтальными масштабами около 250 км, что хорошо согласуется с масштабами Россби для данного района. Северо-восточное течение, обнаруженное в эксперименте, хорошо согласуется с нашими расчетами для горизонтов 100–300 м (рис. 4.2–4.4 а, в) и представляет собой южную струю циклонического круговорота. В русской океанографии этому течению присвоили имя «течение Штокмана» (Нейман и др., 1997).

Зимой на глубинах 600–1000 м (рис. 4.7–4.9 а, в) заметно усиливается поступление КМВ из Аденского залива (Bower et al., 2005). Они занимают на этих глубинах почти всю западную часть Аравийского моря и восточнее о. Сокотра начинают зимой распространяться к югу. В этой области ИО наблюдается антициклонический вихрь севернее 9°с.ш., занимающий всю область с юго-запада на северо-восток. Его северная часть в виде хорошо выраженного течения (3–5 см/с) проходит по южной границе Аравийского моря и переносит, в основном, КМВ к Индостанскому полуострову и, завершая круговорот, начинает двигаться

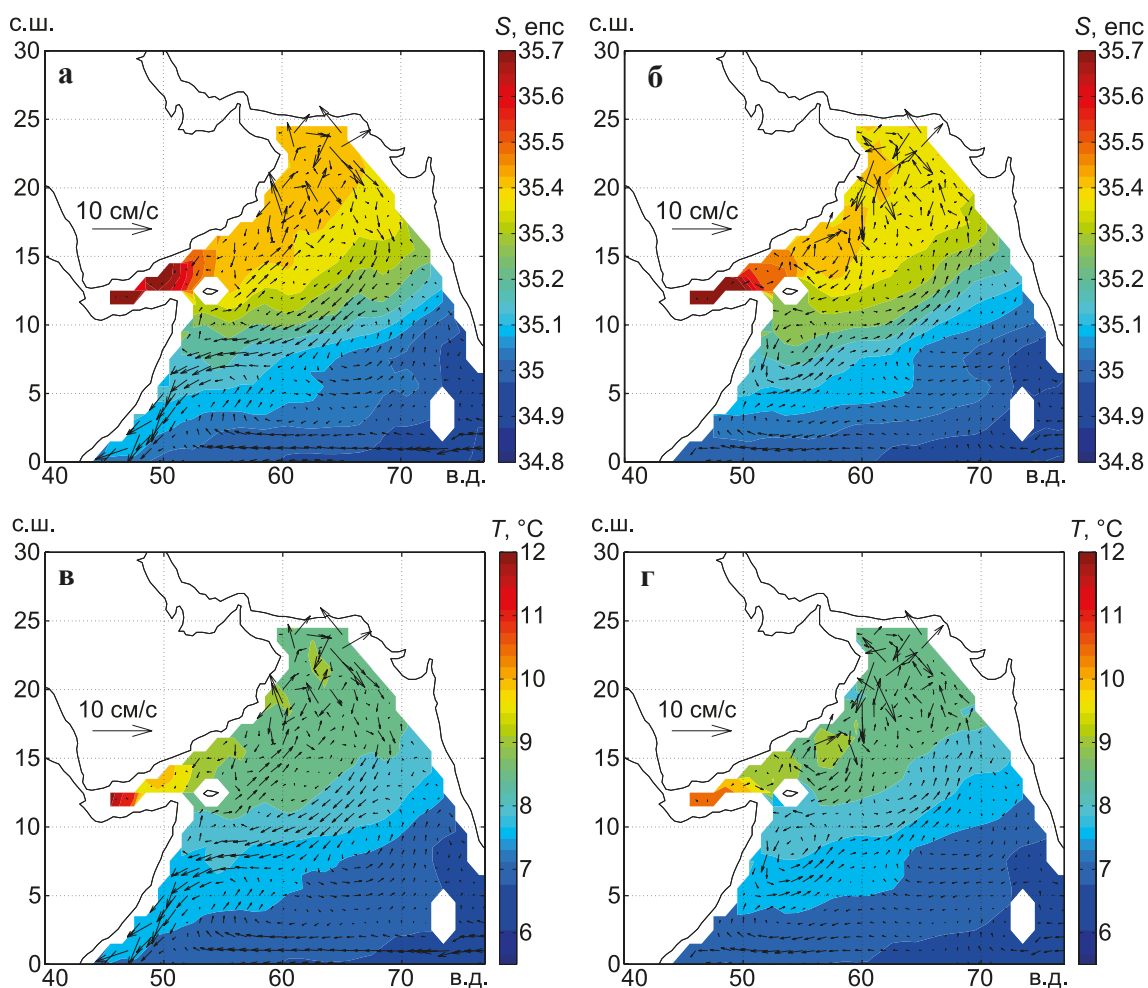


Рис. 4.9. Зимнее (а, в) и летнее (б, г) распределения солёности (а, б) и температуры (в, г) на глубине 1000 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений



на запад, и на  $7^{\circ}$ с.ш. у побережья Африки струя поворачивает на юг. Эта схема течений в основном сохраняется на глубинах 800–1750 м (рис. 4.8–4.11 а, в). В то же время на горизонтах 800–1500 м КМВ имеют более высокие значения  $T, S$ -характеристик, чем ПЗВ для лета и зимы, что отчетливо видно на рисунках 4.8 и 4.9. Так, зимой соленость КМВ превышает 35.7 епс, а ПЗВ только около 35.5 епс и, соответственно, температура  $12^{\circ}\text{C}$  против  $9.7^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.8 а, в). Такое же различие видно на горизонте 1000 м (рис. 4.9 а, в). Кроме этого следует отметить, что распространение КМВ носит ограниченный характер. Они занимают только западную часть Аравийского моря и незначительно распространяются

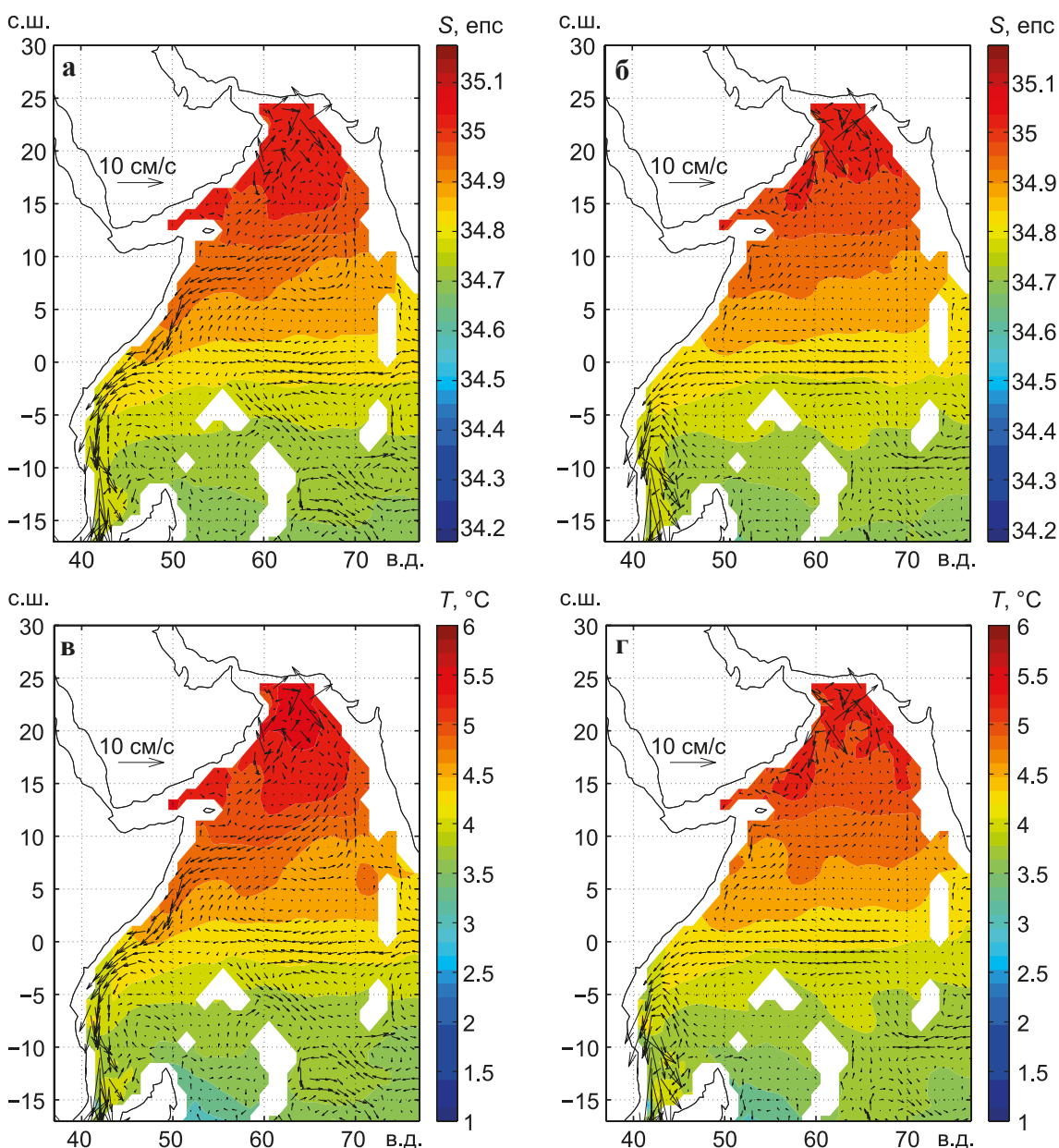


Рис. 4.10. Зимнее (а, в) и летнее (б, г) распределения солёности (а, б) и температуры (в, г) на глубине 1500 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений

южнее острова Сокотра из-за особенности рельефа этого района (рис. 4.9 а, в). В конечном итоге КМВ переносятся на восток, смешиваясь с глубинной частью ПЗВ. Зимой на глубинах 1000–1500 м сформировалась наиболее четко выраженная глубинная масса КМВ, характеризующаяся едиными  $T, S$ -характеристиками (температура – 5.5°C и соленость – 35.0–35.1 епс). В южной части антициклонического круговорота, занимающего всю центральную северо-западную часть ИО, на 8–10°с.ш. формируется струя КМВ на глубинах 1000–1500 м, которая затем продвигается на запад до Африки, а на 7°с.ш. начинает движение на юг и пересекает экватор (рис. 4.9–4.10 а, в).

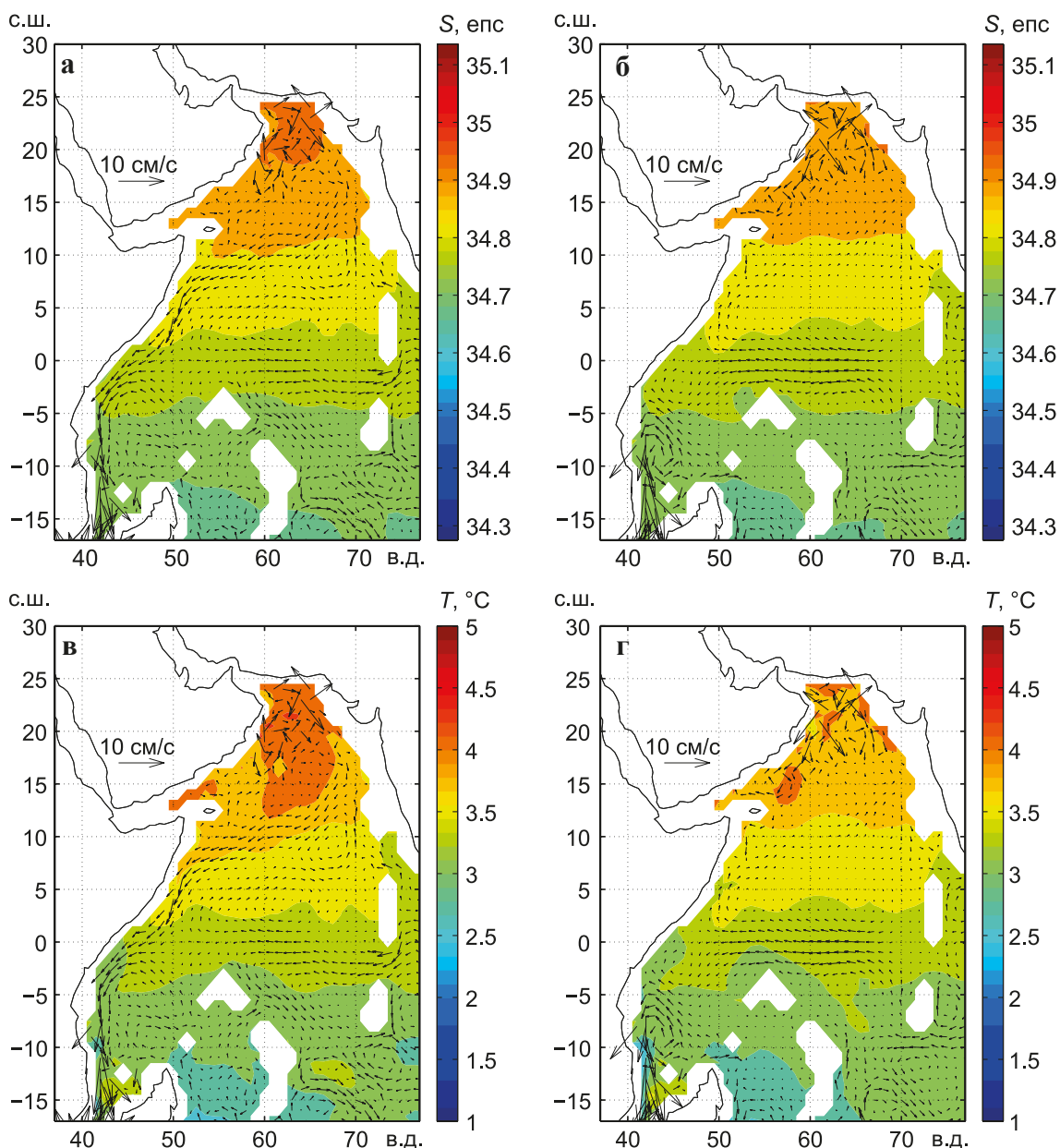


Рис. 4.11. Зимнее (а, в) и летнее (б, г) распределения солёности (а, б) и температуры (в, г) на глубине 1750 м по измерениям Арго за период с 2005 по 2014 гг. на фоне поля течений

Таким образом, КМВ, занимающие в основном глубины от 800 до 1500 м, фактически сформировали эту струю, перешедшую затем в глубинное Восточно-Африканское течение, направляющееся на юг. Это может объяснить факт обнаружения КМВ на 17° ю.ш. у берегов Африки (Beal et al., 2000; Carton et al., 2012).

## 2. Межгодовая изменчивость времени генерации и жизни Сомалийского течения

Ранее было показано, что гидрологический режим северо-западной части ИО полностью определяется воздействием муссонных ветров. Особенно велико влияние летнего муссона, в результате действия которого, практически с нуля, возникает Сомалийское течение, сравнимое по своей мощности с такими западными пограничными течениями, как Гольфстрим и Кюросио (Duing, Szekiolda, 1971; Cox, 1970; Luther, O'Brien, 1985; Демин, Усыченко, 1982; Иванов, Лебедев, 2003). В этом случае привлечение дополнительных длительных метеорологических наблюдений за полем ветра в этой части ИО поможет оценить межгодовую изменчивость полей течений и  $T, S$ -характеристик. Это тем более важно, что проведение экспериментальных исследований в Сомалийском бассейне связано с большими затруднениями (Schott, 1983; Swallow et al., 1983; Warren et al., 1966; Bruce, 1979). Так же в работе (Duing, Szekiolda, 1971) авторы пишут, что, к сожалению, даже интенсивные усилия международных экспедиций по ИО 1964 г. (Wyrтки, 1971) не позволили получить информацию о времени его формирования и жизни. Здесь сделана попытка проанализировать уже имеющиеся результаты прогностического расчета баротропных составляющих СТ по ежесуточным значениям тангенциального напряжения трения ветра из ежесуточных полей, полученных в глобальной атмосферной модели NOGAPS (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System). Был сделан прогностический расчет полей течений и уровня для баротропного океана на период с 1-го января 1990 г. по 31-е декабря 1996 г. (Иванов, Лебедев, 2003). В этой работе было показано, что расход СТ, рассчитанного по полю тангенциального напряжения трения ветра, достаточно точно воспроизводит полный расход этого течения, полученного в модельном расчете для бароклинного океана.

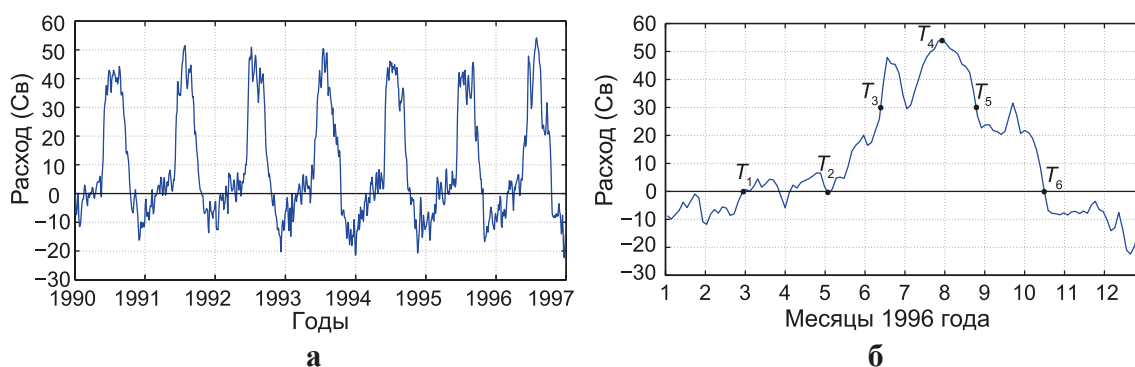


Рис. 5. Изменение во времени баротропной составляющей расхода (Св) Сомалийского течения в 1990–1996 гг. (а) и отдельно для 1996 г. (б) из работы (Иванов, Лебедев, 2003) (обозначения на рис. (б) см. в тексте)

Результаты расчета изменчивости величины расхода для всех семи лет представлены на рисунке 5а и в таблице 1, где отчетливо виден взрывной характер возникновения СТ, краткий период его жизни (около пяти месяцев) до полного разрушения. На рисунке 5б приведен график изменения баротропного расхода течения ( $Q$ ) за 1996 г., а в таблице 1 приведены соответствующие значения для всех семи лет. На этом графике выделяются характерные интервалы, показывающие этапы развития СТ:  $\Delta T_1 = T_1 - T_2$  – нулевая фаза формирования СТ, когда  $Q \geq 0$  Св (ее длительность – 67–96 дней);  $\Delta T_2 = T_2 - T_3$  – время формирования СТ, когда  $Q$  растет от нуля до 30 Св (в течение 11–40 дней) и, наконец,  $\Delta T_3 = T_2 - T_6$  – время жизни СТ, когда  $Q$  постоянно больше нуля (продолжается 139–164 дня), т.е. в течение почти пяти месяцев, приблизительно с середины мая до середины октября, наблюдается мощное течение с расходами около 30 Св в продолжение 75–98 дней (таблица 1).

Таблица 1. Временные характеристики изменчивости расходов Сомалийского течения в 1990–1996 гг.

Годы	$\Delta T_1 = T_1 - T_2$ Даты сутки	$\Delta T_2 = T_2 - T_3$ Время формир. СТ, от 0 до 30 Св	$\Delta T_3 = T_2 - T_6$ Время жизни СТ, $Q \geq 0$ Св	$\Delta T_4 = T_3 - T_5$ Время устойч. СТ, $Q \gg 0$ Св	Расход $T_4$ $Q_{\max}$ (Св)
1990	18.02–19.05 90	19.05–06.06 18	19.05–19.10 153	06.06 – 11.09 97	43
1991	03.03–23.05 81	23.05–17.06 25	23.05–23.10 153	17.06 – 12.09 87	52
1992	08.03–14.05 67	14.05–18.06 35	14.05–20.10 159	18.06 – 15.09 89	46
1993	05.02–12.05 96	12.05–14.06 33	12.05–16.10 157	14.06 – 03.09 80	50
1994	15.03–24.05 70	24.05–04.06 11	24.05–12.10 141	04.06 – 10.09 98	44
1995	27.02–03.06 95	03.06–15.06 12	03.06–20.10 139	15.06 – 11.09 88	45
1996	25.02–03.05 67	03.05–12.06 40	03.05–14.10 164	12.06 – 26.08 75	54

Согласно теоретическим моделям, время формирования СТ ( $\Delta T_2$ ) определялось между одной и тремя неделями (Duing, Szekiolda, 1971; Cox, 1970; Luther, O'Brien, 1985). Можно отметить, что эти оценки близки к результатам, отраженным в таблице 1. Приведенные в этой таблице данные показывают устойчивую периодичность этого природного феномена, но, с другой стороны, некоторую межгодовую изменчивость. СТ, как правило, возникает за ограниченное время – 11–40 дней, достигает величин баротропного расхода больше 30 Св, сохраняет такой уровень расхода в течение 2.5–3.0 месяцев и достигает еще больших значений (см. таблицу 1). Но следует заметить, что общепринятые выделения сезонов (Levitus et al., 1994) совпадают только для лета, когда сохраняется наибольший расход СТ. Поскольку время весеннего формирования СТ ( $\Delta T_1$ ) и его летней жизни ( $\Delta T_3$ ) занимают чуть больше 7.5 месяцев (см. таблицу 1), то два сезона – осень и зима – вынуждены

уложиться в 4.5 месяца. В период северо-восточного муссона ветровое баротропное течение меняет свой знак, а суммарное баротропное течение сохраняет свое направление южнее  $5^{\circ}$ с.ш. (рис. 4.1–4.5 а, в), тогда как в период юго-западного муссона СТ занимает огромную акваторию исследуемой области (рис. 4.1–4.5 б, г). Именно появление СТ приводит к возникновению апвеллинга вдоль прибрежных зон Африки и Аравийского полуострова, формированию постоянного антициклонического вихря GW (Great Whirl). Кроме того, на поверхности и в толще океана возникает система мезомасштабных вихрей, хорошо фиксируемых с помощью спутниковой альтиметрии и поплавков Argo (Trott et al., 2018; Vic et al., 2014; Carton et al., 2012).

### 3. Перемешивание КМВ и ПЗВ с водами ИО

В этом разделе будут кратко рассмотрены возможности реально существующих механизмов перемешивания КМВ и ПЗВ с водами ИО, имея ввиду временные (средние сезонные  $T, S$ -характеристики вод за 10 лет) и пространственные характеристики (с разрешением  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ). Прделанный анализ изменчивости полей  $T, S$ -характеристик и течений показал достаточное соответствие с уже имеющимися работами, основанными на анализе прямых наблюдений. Более последовательный анализ карт распределения гидрологических характеристик от 30 до 800 м позволяет описать изменчивость плюмов вытекающих из проливов вод для Аденского и Оманского заливов. Для горизонтов 30 и 100 м воды этих заливов более тесно связаны с общей циркуляцией исследуемой области. ПЗВ в Оманском заливе на этих горизонтах летом и зимой занимают огромное пространство (рис. 4.1–4.2 а, б, в, г). Но, начиная с глубины 200 м, уже для лета и зимы формируется плюм ПЗВ с постепенным падением значений температуры и солёности от Ормузского пролива в сторону ИО (рис. 4.3–4.5 а, б, в, г). Плюм КМВ начинает появляться на глубине 400 м, а на 500 м и глубже он распространяется на всю западную часть Аравийского моря и достигает острова Сокотра. При этом на глубинах 500 м отмечается температура КМВ выше  $13^{\circ}\text{C}$ , а солёности – выше 35.8 епс (рис. 4.6 а, б, в, г). Начиная с горизонта 600 м и глубже, сохраняется плюм наиболее теплых и солёных КМВ из Аденского залива, которые совместно с ПЗВ занимают всю область к северу от  $10^{\circ}$ с.ш. (рис. 4.7–4.9 а, б, в, г).

Характер развития вихревой структуры в исследуемой области представлен в работе (Trott et al., 2018). По данным спутниковых наблюдений за период с 1993 по 2014 гг. были получены изменения аномалий высоты уровня океана (SLA) в период развития летнего муссона для исследуемой области с разрешением  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  по широте и долготе. Была получена общая картина уровня поверхности океана исследуемой области: особенно четко выделяется зона СТ и область GW по возвышению уровня океана, а зоны апвеллинга Аденского и Оманского заливов – по понижению уровня океана. Вся эта область характеризуется высокой динамической активностью: формируется до 50 дипольных вихрей в сутки диаметром 50–70 км со средней амплитудой до 2 см. При этом число циклонических вихрей превышает число антициклонических вихрей (порядка 10%). За весь период наблюдений получена



статистика числа дипольных вихрей, их размеров, амплитуд и уровней вихревой кинетической энергии (ВКЭ). В данном районе максимумы вихреобразования связаны с динамикой течений. Абсолютный максимум отмечается в области существования GW. Район Сокотры и центральная область заняты круговоротом, сформированным летним муссоном (Trott et al., 2018).

### Заключение

Исследованиям особенностей гидрологического режима северо-западной части Индийского океана посвящено огромное число работ. Одной из последних работ по обобщению этой темы была работа группы французских исследователей (L'Hegaret et al., 2021). В ней было представлено исследование по 126000 наблюдениям, выполненным практически всеми существующими способами. В предлагаемой нами работе используются только наблюдения, полученные измерителями Арго (Argo, 2000) за период 2005–2014 гг. Заметим, что измерения Арго были уже использованы в работе (Carton et al., 2012), где рассматривались данные отдельных поплавков, по которым был выполнен подробный анализ изменчивости характеристик на длительных временных и пространственных вертикальных разрезах.

В данной работе использовались только наблюдения Арго-измерителями для северо-западной части ИО. Было принято 27128 профилей температуры и солёности. Для обработки использовалась Арго-Модель Исследования Глобального океана (АМИГО), позволившая получать распределения океанографических параметров в пространстве на различных глубинах для различных временных интервалов. Учитывая ограниченность числа наблюдений, в расчет были приняты средние значения  $T,S$ -характеристик для 3-месячных сезонов за 10 лет для пространственной сетки  $1^\circ \times 1^\circ$ . Были получены «климатические» карты распределения их полей на фоне течений на 11-ти горизонтах от 30 до 1750 м в период зимнего и летнего муссонов.

Несмотря на пространственные и временные ограничения, связанные с выбранными масштабами осреднения, полученные карты распределения  $T,S$ -характеристик на фоне скоростей течений несут четкую информацию. Во-первых, все карты для различных горизонтов и сезонов дают прямо выраженную информацию об особенностях гидрологических условий, показывая одновременно и возможность получения значений исследуемых характеристик. Во-вторых, можно говорить вполне определенно о характере распространения ПЗВ и КМВ в Оманском и Аденском заливах: четко определяется граница раздела этих вод на разных глубинах и их последующего распространения в ИО. Так, плюм ПЗВ выделяется на глубинах до 500 м, а затем вплоть до глубин 1500 м начинает преобладать плюм КМВ в Аденском заливе. В верхнем 600-метровом слое поля гидрологических характеристик построены через каждые 100 м, и поэтому вертикальный разрез плюма КМВ и ПЗВ по скорости их распространения описать трудно. С другой стороны, построить вертикальный разрез по наблюдениям Арго так же трудно, так как поплавки движатся

по сложной траектории основного вихревого течения, совпадающего с поверхностным течением, определенным с помощью спутниковой альтиметрии (Carton et al., 2012). Тогда как зона соприкосновения плюма с водами ИО представляет сложную фронтальную область, где отмечается субмезомасштабная изменчивость температуры, солености и скорости течений как по вертикали, так и по горизонтали (L'Heugaret et al., 2021; Trott et al., 2018; de Marez, 2020). С другой стороны, совместный анализ полей температуры, солености и скорости течений показал важную роль динамических процессов, особенно летом, при формировании СТ (Иванов, Лебедев, 2003), развитии вихревой структуры всех масштабов от GW (Vic et al., 2014; Bruce, 1979) до мезомасштабных дипольных вихрей (Carton et al., 2012; Trott et al., 2018). На западной границе СТ возникает зона апвеллинга, сначала у Африканского побережья, а затем вдоль Оманского берега (Schott, 1983). Это приводит к развитию вертикальных движений в прибрежных областях и областях Оманского и Аденского заливов. Этот эффект просматривается на наших картах течений глубинных горизонтов ( $>400$  м), где заметно возрастают значения горизонтальных составляющих течения. Длительные спутниковые наблюдения (с 1993 по 2014 гг.) за изменчивостью средней величины аномалий уровня моря (SLA) показали значительную межгодовую изменчивость, а также изменения характеристик антициклонических вихрей (амплитуда, радиус и вихревая кинетическая энергия) (Trott et al., 2018). Естественно, что полученные результаты в виде серии разрезов и карт не могут дать информацию о мелкомасштабных и субмезомасштабных процессах, имеющих место во фронтальной области. Таких, как процессы двойной диффузии и соляные пальцы, тонкой вертикальной и горизонтальной структуре аномальных вод КМВ и ПЗВ, а также возникающих динамических процессов перемешивания, определяемых внутренними волнами и сдвиговой неустойчивостью.

Однако проведенный нами анализ приводит к выводу, что здесь основную роль играют большие масштабы, охватывающие всю толщу океана по глубине и по пространству области. Так, в работе (Vic et al., 2014) авторы исследуют мезомасштабную динамику в Аравийском море как проявление цикла жизни гигантского вихря (Great Whirl) с помощью численной модели ROMS. Исследовать эти процессы экспериментально в природе практически очень трудно. Этот вихрь существует почти постоянно в одном ограниченном районе в течение 3-х месяцев летнего муссона (Trott et al., 2018). Его динамика сохраняется почти ненарушенной, несмотря на то, что он является самым большим когерентным вихрем в Мировом океане. Результаты эксперимента подтвердили, что постоянство характеристик вихря (положение, радиус, глубина и завихренность) определяются масштабами бассейна, сильным антициклоническим ветром и динамикой волн Россби (Vic et al., 2014).

В работе (Иванов, Лебедев, 2003) было показано, что вклад западных пограничных ветровых течений в расход суммарных бароклинных течений для Сомалийского течения оказался равным 87%. Для сравнения – Куроисио и Гольфстрим, соответственно, 43% и 44%. В этом случае возникновение СТ носит взрывной характер: рост расхода течения от 0 до 30 Св происходит за 11–40 дней (при времени жизни

СТ – 139–164 дня) (таблица 1). Возможно, что СТ является движущей силой всех процессов, происходящих в период летнего муссона в этой области океана.

Когда движущая сила значительно превышает критическую величину устойчивости, жидкость достигает больших чисел возбужденных пространственных и временных мод, то можно трактовать такие системы как двумерную турбулентность (Данилов, Гуарарий, 2000). В то же время надо отметить, что крупномасштабная турбулентность в океане (с горизонтальными масштабами – большими, по сравнению с глубиной океана) квазидвумерна, но не двумерна, так как, во-первых, описывающие ее гидродинамические поля существенно меняются по глубине, и, во-вторых, в ее динамике важную роль играют вертикальные движения, связывающие воедино поля горизонтальных движений на разных глубинах (Каменкович и др., 1982).

**Благодарности.** Данные Арго были собраны и выложены в свободный доступ международной программой Argo при участии национальных программ (<http://argo.ucsd.edu>, <http://argo.ocean-ops.org>). Программа Argo является частью Глобальной инструментальной системы наблюдений за состоянием океана. Альтиметрическая информация подготовлена SSALTO/DUACS и распространяется через AVISO+ (<http://www.aviso.altimetry.fr>) при поддержке CNES.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России (тема № 0149-2019-000 ). Анализ трансэкваториального водообмена выполнен 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/>.

## Литература

- Бубнов В.А. Структура и динамика средиземноморских вод в Атлантическом океане // Океанологические исследования. 1971. Т. 22. С. 220–278.
- Гамсахурдия Г.Р., Мещанов С.Л., Шапиро Г.И. О сезонной изменчивости распределения красноморских вод в северо-западной части Индийского океана // Океанология. 1991. Т. 31. № 1. С. 47–54.
- Данилов С.Д., Гуарарий Д. Квазидвумерная турбулентность // Успехи Физических Наук. 2000. Т. 170. № 9. С. 921–968.
- Демидов А.Н., Филюшкин Б.Н., Кожелупова Н.Г. Обнаружение средиземноморских линз в Атлантическом океане по измерениям профилографов проекта «АРГО» // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С.190–199.
- Демин Ю.Л., Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Усыченко И.Г. Расчет поля течений по модели диагноза и адаптации для района «Мегаполигона» // Океанология. 1990. Т. 30. № 4. С. 554–561.
- Демин Ю.Л., Усыченко И.Г. О циркуляции вод в районе сомалийского апвеллинга в летний сезон // Океанология. 1982. Т. 22. № 6. С. 896–901.
- Егорихин В.Д., Иванов Ю.А., Корт В.Г., Кошляков М.Н., Лукашев Ю.Ф., Морозов Е.В., Овчинников И.М., Пака В.Т., Цыбанева Т.Б., Шадрин И.Ф., Шаповалов С.М. Внутритермоклинная линза средиземноморской воды в тропической части Северной Атлантики // Океанология. 1987. Т. 27. № 2. С. 165–175.

- Иванов Ю.А., Лебедев К.В.* Моделирование реакции Северной Атлантики на нестационарное воздействие ветра // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 1996. Т. 32. № 5. С. 672–679.
- Иванов Ю.А., Лебедев К.В.* О межсезонной изменчивости климата Мирового океана // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2000. Т. 36. № 1. С. 129–140.
- Иванов Ю.А., Лебедев К.В.* Модельные исследования оценки вклада ветровых течений в общую циркуляцию Мирового океана // Океанология. 2003. Т. 43. № 6. С. 827–833.
- 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.
- Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С.* Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.
- 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.
- Лебедев К.В.* Арго-Модель Исследования Глобального Океана (АМИГО) // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 186–196.
- 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).
- Нейман В.Г., Бурков В.А., Щербинин А.Д.* Динамика вод Индийского океана. М.: Научный мир, 1997. 232 с.
- Филюшкин Б.Н., Плахин Е.А.* Экспериментальные исследования начальной стадии формирования линзы средиземноморской воды // Океанология. 1995. Т. 35. № 6. С. 875–882.
- Филюшкин Б.Н., Лебедев К.В., Кожелупова Н.Г.* Обнаружение промежуточных средиземноморских вод в Атлантическом океане по наблюдениям поплавков АРГО // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 847–857.
- Филюшкин Б.Н., Лебедев К.В., Кожелупова Н.Г.* Особенности пространственного распространения Средиземноморских вод в Атлантическом океане по наблюдениям измерителей АРГО // Труды ГОИН. «Исследование океанов и морей» Росгидромет. Москва. 2018. Вып. 219. С. 235–248.
- Филюшкин Б.Н., Кожелупова Н.Г.* Обзор исследований средиземноморских внутритермоклинных вихрей в Атлантическом океане // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 3. С. 123–147. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48\(3\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(3).8).
- Федоров К.Н., Мещанов С.Л.* Структура и распространение красноморских вод в Аденском заливе // Океанология. 1988. Т. 28. № 3. С. 357–363.
- Шатино Г.И., Мещанов С.Л., Полонский А.Б.* Формирование линзы красноморских вод в Аравийском море // Океанология. 1994. Т. 34. № 1. С. 32–37.
- Штокман В.Б., Кошляков М.Н., Озмидов Р.В., Фомин Л.М., Ямпольский А.Д.* Длительные измерения изменчивости физических полей на океанических полигонах, как новый этап в исследовании океана // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 5. С. 1070–1073.
- Argo. Argo float data and metadata from Global Data Assembly Center (Argo GDAC) // SEANOE. 2000. <http://doi.org/10.17882/42182>.
- Armi L., Hebert D., Oakey N., Price J.F., Richardson P.L., Rossby H.T., Ruddick B.* Two years in the life of a Mediterranean salt lens // J. Phys. Oceanogr. 1989. Vol. 19. No. 3. P. 354–370. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0354:TYITLO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0354:TYITLO>2.0.CO;2).

- Ayouche A., de Marez C., Morvan M., L'Hegaret P., Carton X., Le Vu B., Stegner A.* Structure and dynamics of the Ras al Hadd Oceanic dipole in the Arabian Sea // *Oceans*. 2021. Vol. 2. No. 1. P. 105–125. <https://doi.org/10.3390/oceans2010007>.
- Bashmachnikov I., Neves F., Calheiros T., Carton X.* Properties and pathways of Mediterranean water eddies in the Atlantic // *Progr. Oceanogr.* 2015. Vol. 137. P. 149–172. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.06.001>.
- Beal L.M., Ffield A., Gordon A.L.* Spreading of Red Sea overflow waters in the Indian Ocean // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2000. Vol. 105. No. C4. P. 8549–8564.
- Bower A.S., Furey H.H.* Mesoscale eddies in the Culf of Aden and their impact on the spreading of Red Sea outflow water // *Progr. Oceanogr.* 2012. Vol. 96. No. 1. P. 14–39. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.09.003>.
- Bower A.S., Hunt H.D., Price J.F.* Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2000. Vol. 105. No. C3. P. 6387–6414. <https://doi.org/10.1029/1999JC900297>.
- Bower A.S., Johns W.E., Fratantoni D.M., Peters H.* Equilibration and circulation of Red Sea Outflow Water in the western Gulf of Aden // *J. Phys. Oceanogr.* 2005. Vol. 35. No. 11. P. 1963–1985. <https://doi.org/10.1175/JPO2787.1>.
- Bryden H.L., Candela J., Kinder T.H.* Exchange through the Strait of Gibraltar // *Progr. Oceanogr.* 1994. Vol. 33. No. 3. P. 201–248. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90028-0).
- Bruce J.G.* Eddies off the Somali Coast during the southwest monsoon // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1979. Vol. 84. No. C12. P. 7742–7748. <https://doi.org/10.1029/JC084iC12p07742>.
- Carton X., Cherubin L., Paillet J., Morel Y., Serpette A., Le Cann B.* Meddy coupling with a deep cyclone in the Culf of Cadiz // *Journal of Marine Systems*. 2002. Vol. 32. No. 1–3. P. 13–42. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00028-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00028-3).
- Carton X., L'Hegaret P., Baraille R.* Mesoscale variability of water masses in the Arabian Sea asrevealedby ARGO floats // *Ocean Sci.* 2012. Vol. 8. No. 2. P. 227–248. <https://doi.org/10.5194/os-8-227-2012>.
- Cox M.D.* A mathematical model of the Indian Ocean // *Deep Sea Res.* 1970. Vol. 17. No. 1. P. 47–75. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90087-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90087-2).
- 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 L., 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>.
- 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>.
- Duing W., Szekielda K.-H.* Monsoonal response in the Western Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. No. 18. P. 4181–4187. <https://doi.org/10.1029/JC076i018p04181>.
- Fratantoni D.M., Bower A.S., Johns W.E., Peters H.* Somali Current rings in the eastern Gulf of Aden // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2006. Vol. 111. No. C9. C09039. <https://doi.org/10.1029/2005JC003338>.
- Hamon B.V.* Medium-scale temperature and salinity structure in the upper 1500 m in the Indian Ocean // *Deep Sea Res.* 1967. Vol. 14. No. 2. P. 169–181. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(67\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(67)90003-4).



- Ibrayev R.A.* Model of enclosed and semi-enclosed sea hydrodynamics // Russ. J. Numer. Anal. Math. Model. 2001. Vol. 16. No. 4. P. 291–304. <http://doi.org/10.1515/rnam-2001-0404>.
- Johns W.E., Yao F., Olson D.B., Josey S.A., Grist J.P., Smeed D.A.* Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf // J. Geophys. Res. Oceans. 2003. Vol. 108. No. C12. 3391. <https://doi.org/10.1029/2003JC001881>.
- Lee C.M., Jones B.H., Brink K.H., Fisher A.S.* The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability // Deep Sea Res. II. 2000. Vol. 47. No. 7–8. P. 1177–1226. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00141-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00141-1).
- Levitus S., Gelfeld R., Boyer T., Johnson D.* Results of the NODC and IOC oceanographic data archacology and rescue projects // Key to Oceanogr. Rec. Doc. 19. Natl. Oceanogr. Data Cent. Washington, D.C. 1994.
- L'Hegaret P., Lacour L., Carton X., Rouillet G., Baraille R., Correard S.* A seasonal dipolar eddy near Ras Al Hamra (Sea of Oman) // Ocean Dynamics. 2013. Vol. 63. P. 633–659. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0616-2>.
- L'Hegaret P., Carton X., Ambar I., Menesguen C., Hua B.L., Cherubin L., Aguiar A., Le Cann B., Daniault N., Serra N.* Evidence of Mediterranean Water dipole collision in the Gulf of Cadiz // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. Vol. 119. No. 8. P. 5337–5359. <https://doi.org/10.1002/2014JC009972>.
- L'Hegaret P., Carton X., Louazel S., Boutin G.* Mesoscale eddies and submesoscale structures of Persian Gulf Water off the Omani coast in spring 2011 // Ocean Sci. 2016. Vol. 12. No. 3. P. 687–701. <https://doi.org/10.5194/os-12-687-2016>.
- L'Hegaret P., de Marez C., Morvan M., Meunier T., Carton X.* Spreading and vertical structure of the Persian Gulf and Red Sea outflows in the northwestern Indian Ocean // J. Geophys. Res. Oceans. 2021. Vol. 126. No. 4. e2019JC015983. <https://doi.org/10.1029/2019JC015983>.
- Luther M.E., O'Brien J.J.* A model of the seasonal circulation in the Arabian Sea forced by observed winds // Prog. Oceanogr. 1985. Vol. 14. P. 353–385. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90017-5).
- Marez de C., Carton X., Correard S., L'Hegaret P., Morvan M.* Observations of a deep submesoscale cyclonic vortex in the Arabian Sea // Geophys. Res. Lett. 2020. Vol. 47. No. 13. e2020GL087881. <https://doi.org/10.1029/2020GL087881>.
- Marez de C., L'Hegaret P., Morvan M., Carton X.* On the 3D structure of eddies in the Arabian Sea // Deep Sea Res. I. 2019. Vol. 150. 103057. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.06.003>.
- Meschanov S.L., Shapiro G.I.* A young lens of Red Sea Water in the Arabian Sea // Deep Sea Res. 1998. Vol. 45. No. 1. P. 1–13. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00018-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00018-6).
- Prasad T.G., Ikeda M., Kumar S.P.* Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian Sea // J. Geophys. Res. Oceans. 2001. Vol. 106. No. C8. P. 17059–17071. <https://doi.org/10.1029/2000JC000480>.
- Richardson P.L., Price J.F., Walsh D., Armi L., Schroder M.* Tracking three Meddies with SOFAR floats // J. Phys. Oceanogr. 1989. Vol. 19. No. 3. P. 371–383. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0371:TTMWSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0371:TTMWSF>2.0.CO;2).
- Richardson P.L., Bower A.S., Zenk W.* A census of Meddies tracked by floats // Prog. Oceanogr. 2000. Vol. 45. No. 2. P. 209–250. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00053-1](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00053-1).
- Schott F.* Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling // Prog. Oceanogr. 1983. Vol. 12. No. 3. P. 357–381. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(83\)90014-9](https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90014-9).
- Swallow J.C.* Eddies in the Indian Ocean // Eddies in Marine Science. Springer Berlin Heidelberg. Berlin, Heidelberg. 1983. P. 200–218. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-69003-7\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-642-69003-7_11).
- Swallow J.C., Molinary R.L., Bruce J.G., Brown O.B., Evans R.H.* Development of Near-Surface

- Flow Pattern and Water Mass Distribution in the Somali Basin in Response to the Southwest Monsoon of 1979 // *J. Phys. Oceanogr.* 1983. Vol. 13. No. 8. P. 1398–1415. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1398:DONSFP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1398:DONSFP>2.0.CO;2).
- Trott C.B., Subrahmanyam B., Chaigneau A., Delcroix T. Eddy tracking in the northwestern Indian Ocean during southwest monsoon regimes // *Geophys. Res. Lett.* 2018. Vol. 45. No. 13. P. 6594–6603. <https://doi.org/10.1029/2018GL078381>.
- Vic C., Rouillet G., Carton X., Capet X. Mesoscale dynamics in the Arabian Sea and a focus on the Great Whirl life cycle: A numerical investigation using ROMS // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2014. Vol. 119. No. 9. P. 6422–6443. <https://doi.org/10.1002/2014JC009857>.
- Warren B., Stommel H., Swallow J.C. Water masses and patterns of flow in the Somali Basin during the southwest monsoon of 1964 // *Deep Sea Res.* 1966. Vol. 13. No. 5. P. 825–860. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90907-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90907-4).
- Wyrtki K. *Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition* // National Science Foundation. Washington, D.C. 1971. 531 p.

**DETECTION OF RED SEA AND PERSIAN GULF WATERS  
IN THE NORTHWESTERN PART OF THE INDIAN OCEAN  
BY ARGO FLOATS DATA**

**Lebedev K.V., Filyushkin B.N., Kozhelupova N.G.**

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,  
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,  
e-mail: [KLebedev@ocean.ru](mailto:KLebedev@ocean.ru)*

Submitted 20.09.2021, accepted 28.12.2021.

Peculiarities of the spatial distribution of the Red Sea and the Persian Gulf waters in the northwestern part of the Indian Ocean have been investigated based on the Argo float measurement database. 27128 profiles of temperature and salinity were taken into account. To process these data, we used the Argo Model for Investigation of the Global Ocean (AMIGO). This technique allowed us for the first time to obtain a complete set of oceanographic characteristics up to a depth of 2000 m for different time intervals of averaging (month, season, years). Joint analysis of the variability of hydrological characteristics within the depths of 0–500 m during the summer monsoon clearly showed the influence of the Somali Current on the dynamics of the waters of this region: the formation of the largest anticyclone (Great Whirl), coastal upwelling zones, redistribution of water masses in the Gulf of Oman and the Arabian Sea. The main influence on the formation of the temperature and salinity fields is exerted by the Persian Gulf waters. The same analysis of the variability of fields within the depths of 600–1000 m showed the role of the outflow of the Red Sea waters from the Gulf of Aden in the formation of deep waters in this area during the year. And, finally, at depths of 1000–1500 m, a deep anticyclonic eddy is formed, the southern branch of which, moving westward, at 7°N. reaches Africa and turns to the south with a narrow stream of Red Sea waters, and then, crossing the equator, reaches 15°S. An original result was obtained for determining the temporal characteristics of the Somali Current: the time of its formation, the values of transports and life expectancy (according to model estimates for 7 years (1960–1996)).

**Keywords:** Red Sea, Persian Gulf, Arabian Sea, modeling, Somali current, 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.aviso.altimetry.fr>) with support from CNES.

The work was carried out within the State Task No. 0149-2019-000 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

- Argo, 2000: Argo float data and metadata from Global Data Assembly Center (Argo GDAC). *SEANOE*, <http://doi.org/10.17882/42182>.
- Armi, L., D. Hebert, N. Oakey, J.F. Price, P.L. Richardson, H.T. Rossby, and B. Ruddick, 1989: Two years in the life of a Mediterranean salt lens. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**(3), 354–370, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0354:TYITLO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0354:TYITLO>2.0.CO;2).
- Ayouche, A., C. de Marez, M. Morvan, P. L'Hegaret, X. Carton, B. Le Vu, and A. Stegner, 2021: Structure and dynamics of the Ras al Hadd Oceanic dipole in the Arabian Sea. *Oceans*, **2**(1), 105–125, <https://doi.org/10.3390/oceans2010007>.
- Bashmachnikov, I., F. Neves, T. Calheiros, and X. Carton, 2015: Properties and pathways of Mediterranean water eddies in the Atlantic. *Progr. Oceanogr.*, **137**, 149–172, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.06.001>.
- Beal, L.M., A. Ffield, and A.L. Gordon, 2000: Spreading of Red Sea overflow waters in the Indian Ocean. *J. Geophys. Res. Oceans*, **105**(C4), 8549–8564, <https://doi.org/10.1029/1999JC900306>.
- Bower, A.S. and H.H. Furey, 2012: Mesoscale eddies in the Culf of Aden and their impact on the spreading of Red Sea outflow water. *Progr. Oceanogr.*, **96**(1), 14–39, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.09.003>.
- Bower, A.S., H.D. Hunt, and J.F. Price, 2000: Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows. *J. Geophys. Res. Oceans*, **105**(C3), 6387–6414, <https://doi.org/10.1029/1999JC900297>.
- Bower, A.S., W.E. Johns, D.M. Fratantoni, and H. Peters, 2005: Equilibration and circulation of Red Sea Outflow Water in the western Gulf of Aden. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**(11), 1963–1985, <https://doi.org/10.1175/JPO2787.1>.
- Bryden, H.L., J. Candela, and T.H. Kinder, 1994: Exchange through the Strait of Gibraltar. *Progr. Oceanogr.*, **33**(3), 201–248, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90028-0).
- Bruce, J.G., 1979: Eddies off the Somali Coast during the southwest monsoon. *J. Geophys. Res. Oceans*, **84**(C12), 7742–7748, <https://doi.org/10.1029/JC084iC12p07742>.
- Bubnov, V.A., 1971: Structure and dynamics of the Mediterranean waters in the Atlantic Ocean. *Journal of Oceanological Research*, **22**, 220–278.
- Carton, X., L. Cherubin, J. Paillet, Y. Morel, A. Serpette, and B. Le Cann, 2002: Meddy coupling with a deep cyclone in the Culf of Cadiz. *Journal of Marine Systems*, **32**(1–3), 13–42, [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00028-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00028-3).

- Carton, X., P. L'Hegaret, and R. Baraille, 2012: Mesoscale variability of water masses in the Arabian Sea as revealed by ARGO floats. *Ocean Sci.*, **8**(2), 227–248, <https://doi.org/10.5194/os-8-227-2012>.
- Cox, M.D., 1970: A mathematical model of the Indian Ocean. *Deep Sea Res.*, **17**(1), 47–75, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90087-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90087-2).
- Danilov, S.D. and D. Gurarie, 2000: Quasi-two-dimensional turbulence. *Physics-Uspekhi*, **43**(9), 863–900, <https://doi.org/10.1070/PU2000v043n09ABEH000782>.
- 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. Hólm, L. Isaksen, P. Kállberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, 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>.
- Demidov, A.N., B.N. Filyushkin, and N.G. Kozhelupova, 2012: Detection of Mediterranean lenses in the Atlantic Ocean by profilers of the Argo Project. *Oceanology*, **52**(2), 171–180, <https://doi.org/10.1134/S0001437012020038>.
- Demin, Yu.L., Yu.A. Ivanov, K.V. Lebedev, and I.G. Usychenko, 1990: Current field calculation using a diagnostic and adaptation model for the Megapolygon region. *Oceanology*, **30**(4), 405–410.
- Demin, Yu.L. and I.G. Usychenko, 1982: Water circulation in the area of the Somali upwelling in the summer. *Oceanology*, **22**(6), 663–666.
- Ducet, N., P.Y. Le 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>.
- Duing, W. and K.-H. Szekielda, 1971: Monsoonal response in the Western Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **76**(18), 4181–4187, <https://doi.org/10.1029/JC076i018p04181>.
- Fedorov, K.N. and S.L. Meschanov, 1988: Structure and propagation of Red Sea waters in the Gulf of Aden. *Oceanology*, **28**(3), 279–284.
- Filyushkin, B.N. and E.A. Plakhin, 1995: Experimental study of the first stage of Mediterranean water lens formation. *Oceanology*, **35**(6), 797–804.
- Filyushkin, B.N., K.V. Lebedev, and N.G. Kozhelupova, 2017: Detection of intermediate Mediterranean Waters in the Atlantic Ocean by ARGO floats data. *Oceanology*, **57**(6), 763–771, <https://doi.org/10.1134/S0001437017060042>.
- Filyushkin, B.N., K.V. Lebedev, and N.G. Kozhelupova, 2018: Peculiarities of the Mediterranean waters spreading in the Atlantic Ocean by Argo floats data. *Proceedings of N.N. Zubov State Oceanographic Institute "Ocean and sea research"*, Moscow, **219**, 235–248.
- Filyushkin, B.N. and N.G. Kozhelupova, 2020: Reviw of the investigations of the Mediterranean intrathermocline eddies in the Atlantic ocean. *Journal of Oceanological Research*, **48**(3), 123–147, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48\(3\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(3).8).
- Fratantoni, D.M., A.S. Bower, W.E. Johns, and H. Peters, 2006: Somali Current rings in the eastern Gulf of Aden. *J. Geophys. Res. Oceans*, **111**(C9), C09039, <https://doi.org/10.1029/2005JC003338>.
- Gamsakhurdiya, G.R., S.L. Meschanov, and G.K. Shapiro, 1991: Seasonal variations in the distribution of Red Sea waters in the northwestern Indian Ocean. *Oceanology*, **31**(1), 32–37.
- Hamon, B.V., 1967: Medium-scale temperature and salinity structure in the upper 1500 m in the Indian Ocean. *Deep Sea Res.*, **14**(2), 169–181, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(67\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(67)90003-4).



- Ibrayev, R.A., 2001: Model of enclosed and semi-enclosed sea hydrodynamics. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Model.*, **16**(4), 291–304, <http://doi.org/10.1515/rnam-2001-0404>.
- Ivanov, Yu.A. and K.V. Lebedev, 1996: Numerical simulation of the North Atlantic response to a nonstationary wind forcing. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **32**(5), 620–627.
- Ivanov, Yu.A. and K.V. Lebedev, 2000: Interseasonal variability of the world ocean climate. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **36**(1), 119–130.
- Ivanov, Yu.A. and K.V. Lebedev, 2003: Model studies of the estimate of the contribution of wind-driven currents to the general circulation of the World Ocean. *Oceanology*, **43**(6), 779–785.
- 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.
- Johns, W.E., F. Yao, D.B. Olson, S.A. Josey, J.P. Grist, and D.A. Smeed, 2003: Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. *J. Geophys. Res. Oceans*, **108**(C12), 3391, <https://doi.org/10.1029/2003JC001881>.
- Kamenkovich, V.M., M.N. Koshlyakov, and A.S. Monin, 1986: *Synoptic Eddies in the Ocean*. Springer, Dordrecht, 444 p., <https://doi.org/10.1007/978-94-009-4502-9>.
- 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.
- 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>.
- 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).
- Lee, C.M., B.H. Jones, K.H. Brink, and A.S. Fisher, 2000: The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability. *Deep Sea Res. II*, **47**(7–8), 1177–1226, [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00141-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00141-1).
- Levitus, S., R. Gelfeld., T. Boyer, and D. Johnson, 1994: Results of the NODC and IOC oceanographic data archacology and rescue projects. *Key to Oceanogr. Rec. Doc.*, **19**, Natl. Oceanogr. Data Cent., Washington, D.C.
- L’Hegaret, P., L. Lacour, X. Carton, G. Roullet, R. Baraille, and S. Correard, 2013: A seasonal dipolar eddy near Ras Al Hamra (Sea of Oman). *Ocean Dynamics*, **63**, 633–659, <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0616-2>.
- L’Hegaret, P., X. Carton, I. Ambar, C. Menesguen, B.L. Hua, L. Cherubin, A. Aguiar, B. Le Can, N. Daniault, and N. Serra, 2014: Evidence of Mediterranean Water dipole collision in the Gulf of Cadiz. *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**(8), 5337–5359, <https://doi.org/10.1002/2014JC009972>.
- L’Hegaret, P., X. Carton, S. Louazel, and G. Boutin, 2016: Mesoscale eddies and submesoscale structures of Persian Gulf Water off the Omani coast in spring 2011. *Ocean Sci.*, **12**(3), 687–701, <https://doi.org/10.5194/os-12-687-2016>.
- L’Hegaret, P., C. de Marez, M. Morvan, T. Meunier, and X. Carton, 2021: Spreading and vertical structure of the Persian Gulf and Red Sea outflows in the northwestern Indian Ocean. *J. Geophys. Res. Oceans*, **126**(4), e2019JC015983, <https://doi.org/10.1029/2019JC015983>.
- Luther, M.E. and J.J. O’Brien, 1985: A model of the seasonal circulation in the Arabian Sea forced by observed winds. *Prog. Oceanogr.*, **14**, 353–385, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90017-5).



- Marez de, C., X. Carton, S. Correard, P. L'Hegaret, and M. Morvan, 2020: Observations of a deep submesoscale cyclonic vortex in the Arabian Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **47**(13), e2020GL087881, <https://doi.org/10.1029/2020GL087881>.
- Marez de, C., P. L'Hegaret, M. Morvan, and X. Carton, 2019: On the 3D structure of eddies in the Arabian Sea. *Deep Sea Res. I*, **150**, 103057, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.06.003>.
- Meschanov, S.L. and G.I. Shapiro, 1998: A young lens of Red Sea Water in the Arabian Sea. *Deep Sea Res.*, **45**(1), 1–13, [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00018-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00018-6).
- Neiman, V.G., V.A. Burkov, and A.D. Shcherbinin, 1997: *Dinamika vod Indiyaskogo okeana (Dynamics of the Indian Ocean)*. Moscow, Nauchnyj Mir, 232 p.
- Prasad, T.G., M. Ikeda, and S.P. Kumar, 2001: Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, **106**(C8), 17059–17071, <https://doi.org/10.1029/2000JC000480>.
- Richardson, P.L., J.F. Price, D. Walsh, L. Armi, and M. Schroder, 1989: Tracking three Meddies with SOFAR floats. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**(3), 371–383, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0371:TTMWSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0371:TTMWSF>2.0.CO;2).
- Richardson, P.L., A.S. Bower, and W. Zenk, 2000: A census of Meddies tracked by floats. *Prog. Oceanogr.*, **45**(2), 209–250, [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00053-1](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00053-1).
- Schott, F., 1983: Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling. *Prog. Oceanogr.*, **12**(3), 357–381, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(83\)90014-9](https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90014-9).
- Shapiro, G.I., S.L. Meschanov, and A.B. Polonsky, 1994: Red Sea water lens formation in Arabian Sea. *Oceanology*, **34**(1), 26–31.
- Stockman, V.B., M.N. Koshlyakov, R.V. Ozmidov, L.M. Fomin, and A.D. Yampolsky, 1969: Dlitel'nye izmereniya izmenchivosti fizicheskikh polei na okeanicheskikh poligonakh, kak novyj etap v issledovanii okeana (Long-term measurements of the physical field variability on oceanic polygons, as a new stage in the ocean research). *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **186**(5), 1070–1073.
- Swallow, J.C., 1983: Eddies in the Indian Ocean. *Eddies in Marine Science*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 200–218, [https://doi.org/10.1007/978-3-642-69003-7\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-642-69003-7_11).
- Swallow, J.C., R.L. Molinari, J.G. Bruce, O.B. Brown, and R.H. Evans, 1983: Development of Near-Surface Flow Pattern and Water Mass Distribution in the Somali Basin in Response to the Southwest Monsoon of 1979. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**(8), 1398–1415, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1398:DONSFP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1398:DONSFP>2.0.CO;2).
- Trott, C.B., B. Subrahmanyam, A. Chaigneau, and T. Delcroix, 2018: Eddy tracking in the northwestern Indian Ocean during southwest monsoon regimes. *Geophys. Res. Lett.*, **45**(13), 6594–6603, <https://doi.org/10.1029/2018GL078381>.
- Vic, C., G. Roullet, X. Carton, and X. Capet, 2014: Mesoscale dynamics in the Arabian Sea and a focus on the Great Whirl life cycle: A numerical investigation using ROMS. *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**(9), 6422–6443, <https://doi.org/10.1002/2014JC009857>.
- Warren, B., H. Stommel, and J.C. Swallow, 1966: Water masses and patterns of flow in the Somali Basin during the southwest monsoon of 1964. *Deep Sea Res.*, **13**(5), 825–860, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90907-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90907-4).
- Wyrtki, K., 1971: *Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition*. National Science Foundation, Washington, D.C., 531 p.
- Yegorikhin, V.D., Y.A. Ivanov, V.G. Kort, M.N. Koshlyakov, Y.F. Lukashev, Y.G. Morozov, I.M. Ovchinnikov, V.T. Paka, T.B. Tsybaneva, I.F. Shadrin, and S.M. Shapovalov, 1987: An intrathermocline lens of Mediterranean Water in the tropical North Atlantic. *Oceanology*, **27**(2), 121–127.