


Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинной структуры Бенгельского апвеллинга по данным буев «Арго»

В. А. Павлушин , А. А. Кубряков

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 pavlushin.92@mail.ru

Поступила в редакцию 28.12.2020 г., после доработки – 18.02.2020 г.

Цель. Цель работы – исследование вертикальной структуры вод в районе Бенгельского апвеллинга по данным буев «Арго», ее сезонной и межгодовой изменчивости, а также возможности использования альтиметрических измерений для оценки интенсивности восточных апвеллингов.

Методы и результаты. На основе измерений буев «Арго» за 2004–2019 гг. исследуется пространственная, сезонная и межгодовая изменчивость термохалинной структуры Бенгельского апвеллинга. С увеличением глубины наблюдается смещение зоны подъема глубинных вод на юг и запад. Максимальный апвеллинг на поверхности отмечается на широте 25° ю. ш. Однако подъем в этой зоне наблюдается только до глубин 300 м. В то же время на широте 30° ю. ш. подъем вод менее интенсивен на поверхности, но фиксируется в диапазоне глубин 0–1500 м. Сезонный ход аномалий температуры и солености в центральной части Бенгельского апвеллинга практически одинаков в слое 100–600 м.

Выводы. Апвеллинг наиболее интенсивен в июле, а ослабляется в апреле. Аномалии температуры и солености в слое 100–600 м в это время достигают 0,5 °С и 0,05 *psu* соответственно. Вторичный максимум апвеллинга наблюдается в январе в слое 0–400 м, а вторичный минимум – в декабре. На межгодовых масштабах в 2004–2019 гг. зафиксировано два периода значительного ослабления апвеллинга: в 2004–2005 и 2018–2019 гг.

Ключевые слова: Бенгельский апвеллинг, сезонная изменчивость, буи «Арго», межгодовая изменчивость

Благодарности: исследования термохалинной структуры апвеллинга выполнены при поддержке Госзадания № 0555-2021-0006 «Разработка перспективных методов, программно-информационных и технических средств исследований гидрофизических, биогеохимических, оптических характеристик морской среды, в том числе методами дистанционного зондирования».

Для цитирования: Павлушин В. А., Кубряков А. А. Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинной структуры Бенгельского апвеллинга по данным буев «Арго» // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 1. С. 18–33. doi:10.22449/0233-7584-2022-1-18-33

Seasonal and Interannual Variability of the Thermohaline Structure of the Bengal Upwelling Based on the Argo Buoys Data

V. A. Pavlushin ✉, A. A. Kubryakov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ pavlushin.92@mail.ru

Purpose. The work is purposed at studying the water vertical structure in the Bengal upwelling region based on the Argo buoys data, its seasonal and interannual variability, as well as the possibility of using altimetry measurements to assess intensity of the eastern upwellings.

Methods and Results. Based on the Argo buoys measurements for 2004–2019, the spatial, seasonal and interannual variability of the Bengal upwelling thermohaline structure was investigated. With increase of depth, the zone of the deep water rise was observed to shift to the south and to the west. The maximum upwelling on the surface was recorded at latitude 25° S. However, the water rise in this zone was observed only up to the 300 m depth. At the same time, at latitude 30° S, the water rise was less intense on the surface, but was noted within the depth range 0–1500 m. Within the 100–600 m layer, seasonal variations of the temperature and salinity anomalies in the central part of the Bengal upwelling were almost the same.

Conclusions. Upwelling is most intense in July and weakens in April. At this time, the temperature and salinity anomalies within the 100–600 m layer reach 0.5 °C and 0.05 *psu*, respectively. The secondary maximum of upwelling is observed in January in the 0–400 m layer, and its secondary minimum – in December. On the interannual scales (2004–2019), two periods of the upwelling significant weakening were recorded: in 2004–2005 and in 2018–2019.

Keywords: Bengal upwelling, seasonal variability, Argo buoys, interannual variability

Acknowledgements: the upwelling thermohaline structure was studied at the support of state task No. 0555-2021-0006 “Development of innovative methods, software, and the data processing and technical means of research of hydrophysical, biogeochemical, optical characteristics of marine environment including remote sensing methods”.

For citation: Pavlushin, V.A. and Kubryakov, A.A., 2022. Seasonal and Interannual Variability of the Thermohaline Structure of the Bengal Upwelling Based on the Argo Buoys Data. *Physical Oceanography*, [e-journal] 29(1), pp. 15-29. doi:10.22449/1573-160X-2022-1-15-29

Введение

Восточные пограничные апвеллинги являются частью глобального океанического конвейера, оказывая влияние на вертикальный обмен в Мировом океане. Зоны подъема вод являются важнейшими источниками питательных веществ, способствующих развитию фито- и зоопланктона, которые в свою очередь являются кормовой базой для высших трофических уровней. Исследование структуры апвеллингов и ее изменчивости необходимо для изучения особенностей термохалинной структуры и биопродуктивности океана.

Вдоль юго-западного побережья Африки между 34° и 15° ю. ш. располагается один из наиболее продуктивных районов Южной Атлантики – Бенгельская апвеллинговая система (БА). Структура БА исследовалась в ряде работ на основе эпизодических данных судовых съемок [1–7]. Результаты этих исследований позволили впервые охарактеризовать *TS*-характеристики водных масс в зоне апвеллинга, динамику течений, изучить особенности их пространственной структуры [1–4, 8].

Интенсивность и протяженность БА характеризуются выраженной сезонной и межгодовой изменчивостью. Большое количество работ посвящено исследованию этой изменчивости на основе спутниковых данных о температуре поверхности [9–14]. Однако спутниковые данные дают информацию только о характеристиках поверхности, не позволяя исследовать влияние апвеллинга на более глубокие слои.

В то же время в литературе крайне мало данных о временной изменчивости вертикальной структуры Бенгельского апвеллинга, особенно в его глубоководной части. В работах [5, 15] на основе данных заякоренной системы, установленной на глубине 130 м, исследуется сезонный ход солености, температуры и скорости течений в прибрежной части БА. В этих работах, в частности, было показано, что температура и соленость во всей исследуемой толще вод (0–130 м) имеют ярко выраженный сезонный ход. Авторы отмечают наличие двух сезонных максимумов и минимумов и связывают их с влиянием сходной изменчивости вдольбереговых течений, которые способствуют притоку/оттоку поднявшихся на поверхность вод из южной части БА [15, 16]. При анализе межгодовой изменчивости данных измерений на заякоренных буях в 2002–2015 гг. в работе [15] отмечается появление положительных аномалий температуры в 2007, 2011 гг. и отрицательных – в 2004 и 2012 гг.

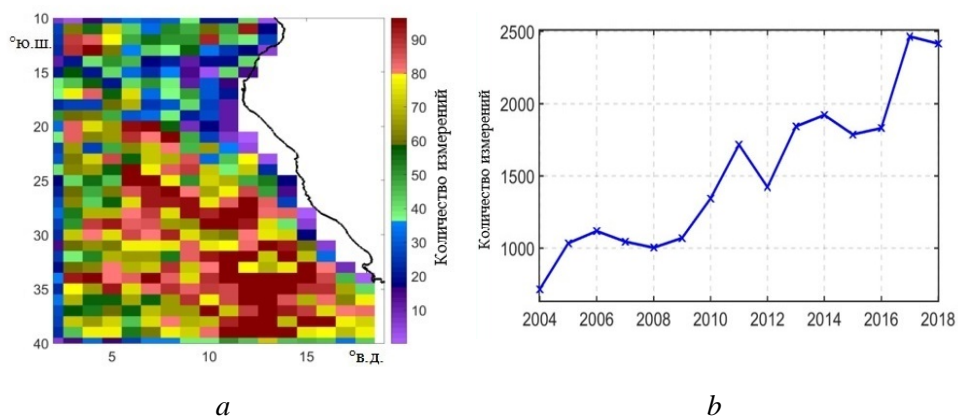
Вместе с тем все большее количество данных о температуре и солености в исследуемом районе становится доступно благодаря проекту «Арго». В настоящей работе эти измерения за более чем 15-летний период впервые используются для исследования сезонной и межгодовой изменчивости Бенгельского апвеллинга и его влияния на термохалинную структуру вод в слое вод 0–2000 м. На основе сопоставления данных буев «Арго» и измерений спутниковых альтиметров было получено, что альтиметрические измерения позволяют эффективно оценивать межгодовые изменения термохалинной структуры Бенгельского апвеллинга.

Данные и методы

В работе используются данные измерений буев-профилемеров «Арго» в районе с координатами от 5° до 20° ю. ш. и от 15° до 40° в. д. за 2004–2018 гг., полученные из архива *IFREMER* (URL: <ftp://ftp.ifremer.fr/>). Инструментальная погрешность профилемеров составляет 0,002 °C и 0,01 *psu*. Вертикальное разрешение этих измерений в верхнем слое варьирует от 10 до 1 м для различных буев. Все данные были проверены визуально на наличие выбросов, в результате чего из массива был исключен ряд профилей с аномально низкими значениями солености и высокими значениями температуры в нижних слоях. Всего в исследуемом районе было получено более чем 17 тыс. профилей температуры и солености. Для построения пространственного распределения данные были линейно проинтерполированы на регулярную сетку с разрешением 0,5°.

Количество измерений значительно выросло начиная с 2004 г. (500 профилей) – более чем в пять раз к 2018 г. (2500 профилей) (рис. 1). Большинство этих измерений было проведено в южной части исследуемого района. В прибрежной части апвеллинга измерений относительно мало (10–20), так как из

этой части буи быстро выносятся на запад под действием течений. Тем не менее доступно достаточно много данных измерений, полученных в мористой части апвеллинга, где количество профилей в ячейке $1 \times 1^\circ$ составляет 60–90.



Р и с. 1. Пространственное распределение измерений буев «Био-Арго» (а) и временная изменчивость количества измерений (b)

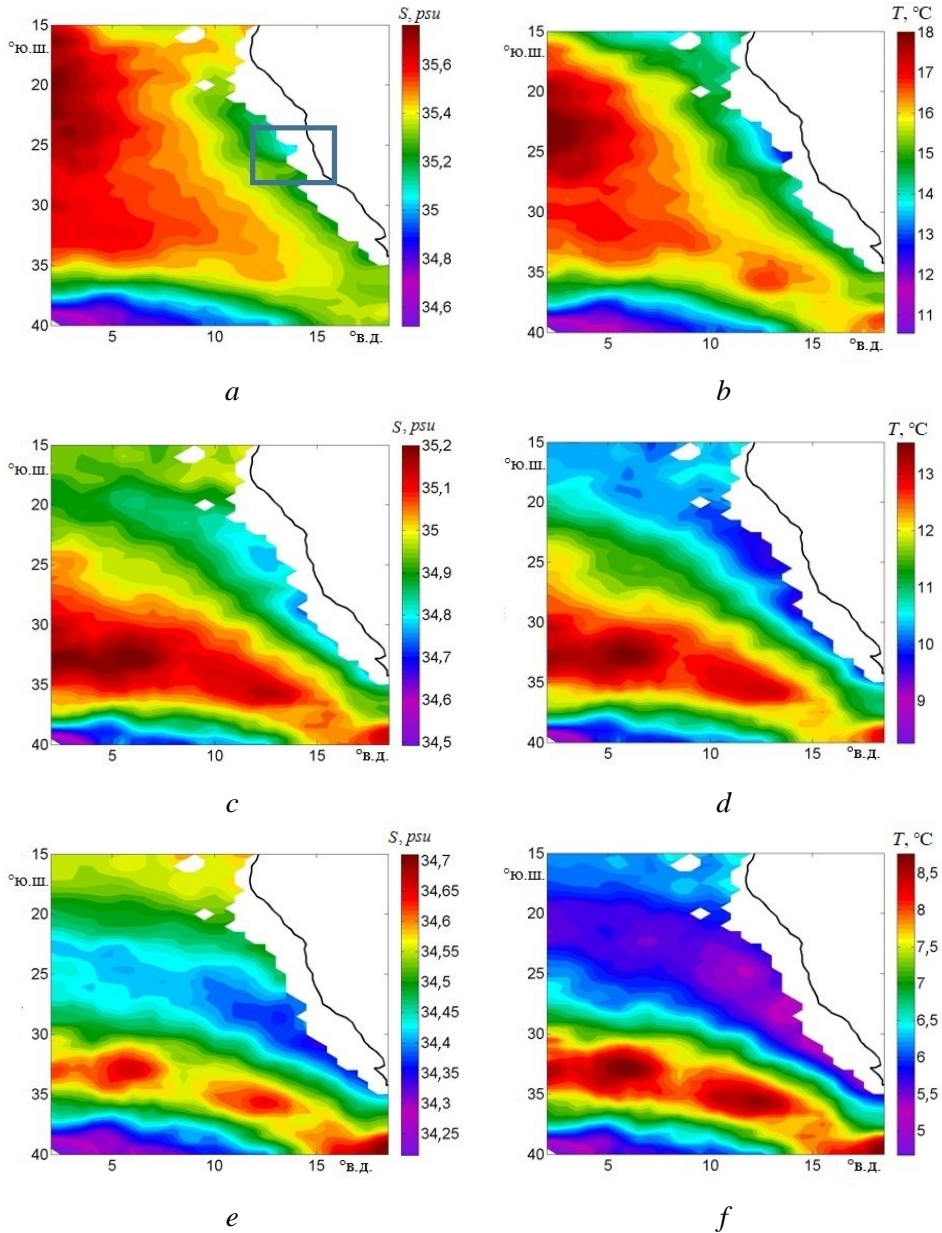
F i g. 1. Spatial distribution of the Bio-Argo buoys measurements (a) and temporal variability in the number of measurements (b)

Пространственное распределение термохалинных характеристик в районе апвеллинга

На рис. 2 изображено среднее поле солёности и температуры, построенное по данным буев «Арго» за 2004–2018 гг. на глубинах 100, 300 и 600 м. На рисунке апвеллинг выделяется как область пониженной температуры и солёности у западного берега Африки. На глубине 100 м апвеллинг прижат к берегу и представляет собой полосу шириной около 200–300 км с солёностью около 35 *psu* и температурой 15 °С, что на 0,5 *psu* и 3 °С ниже, чем в центральной части Атлантики (35,5 *psu*, 18 °С). На этих глубинах наиболее холодная аномалия, соответствующая максимуму апвеллинга, наблюдается на широтах 25° ю. ш. в согласии с работой [13], основанной на спутниковых измерениях поверхностной температуры.

С ростом глубины зона апвеллинга значительно увеличивается как по ширине, так и по меридиональной протяженности. Так, на глубине 300 м воды апвеллинга с солёностью 34,8 *psu* и температурой 10 °С на широте 25° ю. ш. простираются уже на 400 км от берега и значительно вытягиваются на северо-запад. Визуально отрыв вод апвеллингового происхождения от берега по данным о солёности наблюдается на широте 20° ю. ш. (рис. 2, *слева*). Язык более пресных вод апвеллинга в его северо-западной части достигает центральной части Южной Атлантики с координатами 20° ю. ш., 0° в. д. По распределению температуры (рис. 2, *справа*) это явление наблюдается не так отчетливо, поскольку холодные воды Бенгельского апвеллинга с температурой около 10 °С соединяются с холодными, но более солёными водами экваториального апвеллинга. Разница в солёности и температуре между зоной апвеллинга и центральной частью субтропического антициклонического круговорота на глубине

300 м примерно такая же, как и на глубине 100 м, и составляет соответственно 0,3 psu и 3 °C. Отметим, что с глубиной область самых низких температур, т. е. максимум апвеллинга, смещается. На горизонте 300 м наиболее холодная аномалия наблюдается южнее, чем на горизонте 100 м, – на широте 28–30° ю. ш.



Р и с. 2. Среднее распределение солёности (*a, c, e*) и температуры (*b, d, f*) на глубинах 100 м (*a, b*), 300 м (*c, d*) и 600 м (*e, f*) по данным буев «Арго» за 2004–2019 гг.

F i g. 2. Average distribution of salinity (*a, c, e*) and temperature (*b, d, f*) at the depths 100 m (*a, b*), 300 m (*c, d*) and 600 m (*e, f*) based on the Argo buoys data for 2004–2019

В более глубоких слоях (глубже 600 м) апвеллинг еще более расширяется. Кроме того, язык холодных и более пресных вод сильнее отклоняется от берега на запад в согласии с работой [17]. Воды на этих глубинах уже на несколько десятых градуса холоднее, чем в экваториальном апвеллинге, они выделяются и по температуре, и по солености. Так, на глубине 600 м ширина области более пресных вод у берега составляет около 500 км, а вдали от берега достигает 1000 км. Отрыв холодных вод от берега на этих глубинах происходит южнее, на широте 25° ю. ш. При продвижении от берега область более пресных и холодных вод расширяется, аномалия температуры и солености в ней уменьшается, что свидетельствует об интенсивных процессах перемешивания вод. В среднем на этих глубинах в районе апвеллинга соленость составляет 34,35 *psu*, а температура 5 °С, что на 0,2 *psu* и 2 °С выше, чем в узкой полосе южнее зоны влияния апвеллинга, отображающей область субтропического антициклона.

Представление о вертикальной структуре апвеллинга дают зональные разрезы средних полей температуры и солености на глубинах до 2000 м. Для иллюстрации выбраны разрезы на 25° и 30° ю. ш., соответствующие максимуму апвеллинга на глубинах 100 и 300 м соответственно. Для построения брались данные на расстоянии $\pm 0,5^\circ$ от центральной широты исследуемого разреза.

Поднятие изогалин и изотерм вблизи берега хорошо видно на средних разрезах на рис. 3. Наиболее отчетливо подъем вод в верхнем 0–100 м слое наблюдается по данным измерений солености, так как на распределение температуры в этих слоях большое влияние оказывает сезонный ход атмосферных потоков тепла.

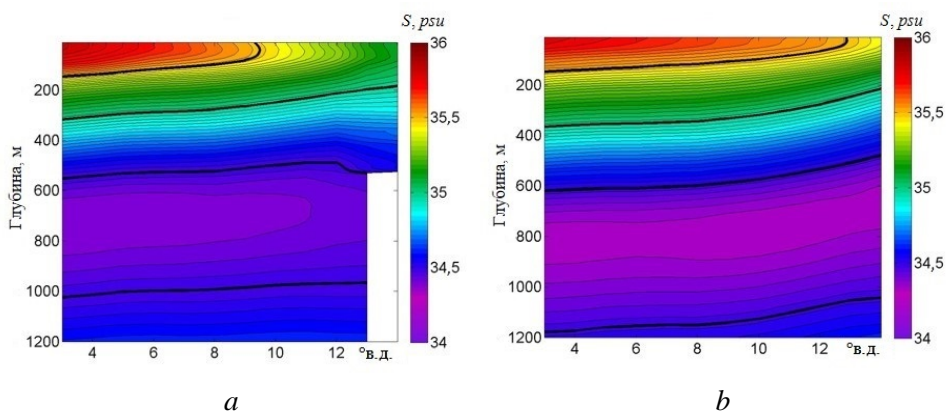


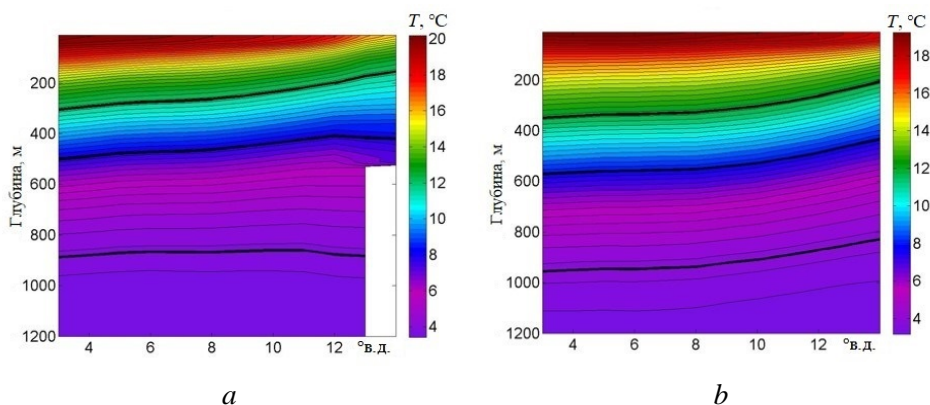
Рис. 3. Вертикальные разрезы поля солености на 25° ю. ш. (а) и 30° ю. ш. (b) в слое 0–2000 м. Черным цветом выделены изогалины 34,5; 35 и 35,5 *psu*

Fig. 3. Vertical sections of the salinity field at 25° S (a) and 30° S (b) in the 0–2000 m layer. The isohalines 34.5, 35 and 35.5 *psu* are highlighted in black

Интенсивность апвеллинга в поверхностном слое достигает максимума на 25° ю. ш. В этом районе на поверхность выходят воды с соленостью 35,2 *psu*, оттесняя воды с соленостью 35,8 *psu* в центральную часть океана. На разрезе от 5° до 14° в. д. изогалина 35,2 *psu* поднимается на поверхность с глубины

более чем 250 м. Аналогичный подъем наблюдается для изотермы 14 °С, которая выклинивается на поверхность у берега. С глубиной на этих широтах интенсивность вертикального подъема снижается. Изогалина 35 *psu* и изотерма 8 °С поднимаются с глубины 300 м до горизонта 200 м. Ниже 300 м подъем изогалин и изотерм сменяется на их опускание, т. е. на глубинах 300–500 м в прибрежной зоне (12°–14° в. д.) происходит даунвеллинг. Таким образом, в этом районе наблюдается дивергенция вод на глубинах около 300 м, выше которой замыкание вертикальной ячейки циркуляции происходит в виде апвеллинга, а ниже – в виде даунвеллинга.

На глубине 300 м апвеллинг наиболее интенсивен на 30° ю. ш. В этом районе соленость и температура у берега значительно выше, чем на широте 25° ю. ш. Данные буев «Арго» показывают, что подъем изогалин на широте 30° ю. ш. охватывает гораздо более значительную толщу вод. Важной чертой вертикального распределения солености в исследуемом районе является промежуточный минимум солености на глубинах 600–800 м, ниже которого соленость начинает расти [17]. Наличие промежуточного минимума солености приводит к тому, что выше него апвеллинг приводит к подъему опресненных вод и появлению пресной аномалии, а ниже него – к увеличению солености. Так, изогалина 35,2 *psu* поднимается на 100 м от глубины 600 м на долготе 9° в. д. до горизонта 500 м вблизи берега. Та же изогалина находится на глубине 1100–1200 м и поднимается на 100 м у берега. Аналогичный подъем наблюдается и по данным о температуре (рис. 4). Подъем соленых вод отмечается на широте 30° ю. ш. вплоть до максимальной глубины наблюдений 2000 м, где располагаются изогалины 34,8–34,9 *psu*.



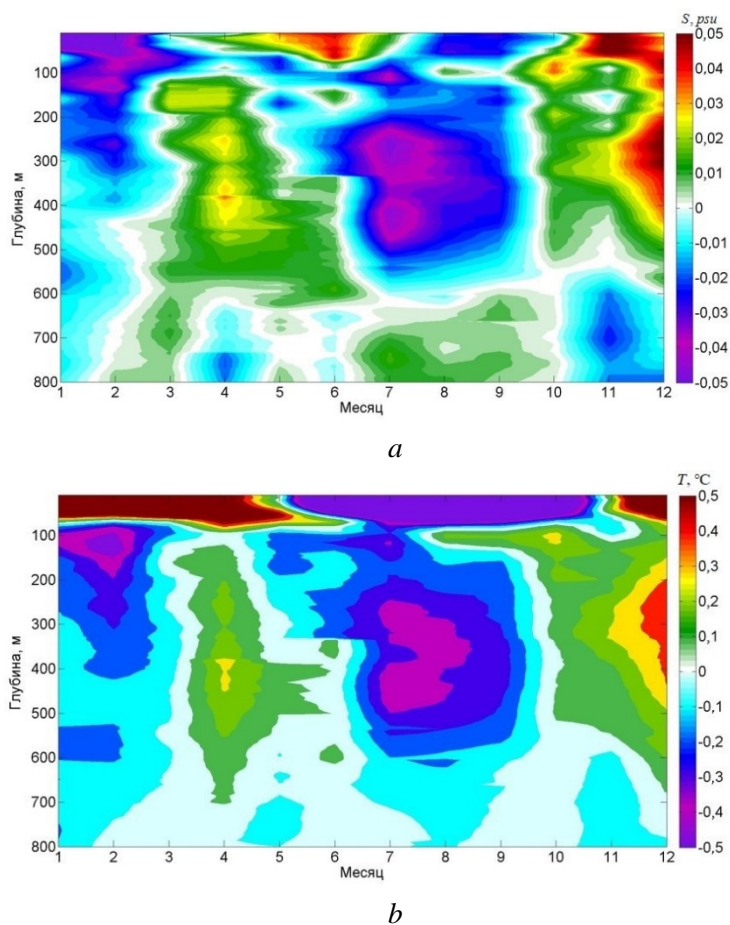
Р и с. 4. Вертикальные разрезы поля температуры на 25° ю. ш. (а) и 30° ю. ш. (b) в слое 0–2000 м. Выделены изотермы 7, 10 и 13 °С

F i g. 4. Vertical sections of the temperature field at 25° S (a) and 30° S (b) in the 0–2000 m layer. The isotherms 7, 10, and 13 °C are marked out

Сезонная изменчивость термохалинной структуры вод в районе Бенгельского апвеллинга

Для анализа сезонной изменчивости был выбран район с координатами 12°–16° в. д. и 23°–28° ю. ш., соответствующий пику апвеллинга (см. выделен-

ную прямоугольную область на рис. 2). Количество измерений в данном районе составляет 436 профилей. На рис. 5 и 6 изображены осредненные по этому району сезонные диаграммы и профили аномалий солёности и температуры в определенные месяцы. Максимальные отрицательные аномалии температуры и солёности в слое 200–600 м наблюдаются в июле – сентябре, что свидетельствует об усилении апвеллинга и подъеме глубинных опресненных и холодных вод. Уменьшение солёности в летний период совпадает с более ранними данными из работы [5]. При этом пространственное распределение аномалий примерно одинаково на глубинах 250–550 м, а максимальные отрицательные значения наблюдаются в июле (около $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,05\text{ }psu$) (рис. 6). Вторым пиком отрицательной аномалии отмечается на январь – февраль. В отличие от осеннего, этот пик приходится на верхний 100–350-метровый слой. Такой полугодовой ход аномалий солёности был отмечен также на основе контактных измерений [5, 15].



Р и с. 5. Сезонная диаграмма аномалий солёности (*a*) и температуры (*b*) в центральной части БА (см. выделенную прямоугольную область на рис. 2, *a*)

Fig. 5. Seasonal diagram of the salinity (*a*) and temperature (*b*) anomalies in the BA central part (see the marked out rectangular area in Fig. 2, *a*)

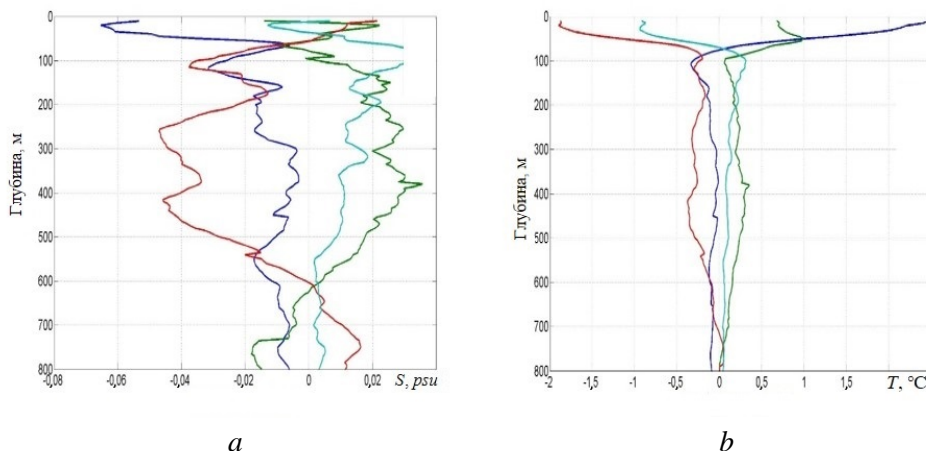


Рис. 6. Профили аномалии солёности (*a*) и температуры (*b*) в январе (синяя линия), апреле (зеленая), июле (красная) и октябре (голубая) в центральной части БА (12° – 16° в. д., 23° – 28° ю. ш.)

Fig. 6. Profiles of the salinity (*a*) and temperature (*b*) anomalies in January (blue line), April (green line), July (red line) and October (blue line) in the BA central part (12° – 16° E and 23° – 28° S)

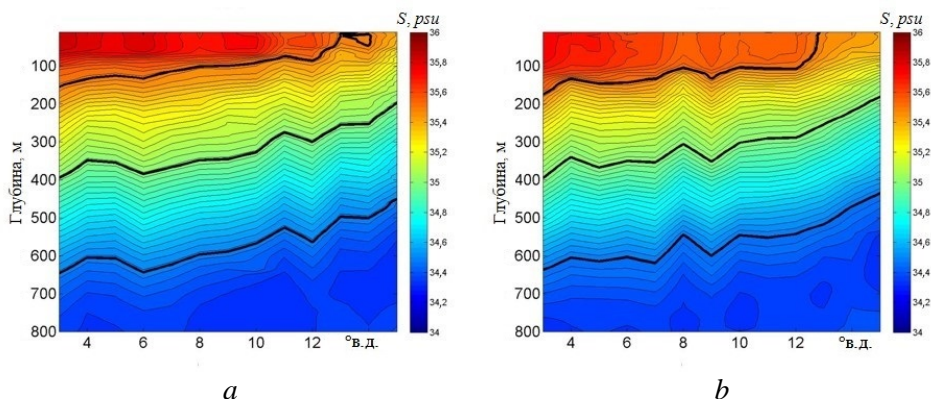
На диаграмме видно, что на глубинах более 600 м аномалии солёности меняют свой знак. Смена знака связана с тем, что ниже этих глубин солёность начинает расти (см. рис. 5, *a*). Усиление апвеллинга приводит к подъёму соленых вод и увеличению солёности, а не ее уменьшению, как в верхних слоях. Аномалии температуры в нижних слоях достаточно малы, поскольку градиенты температуры ниже 600 м значительно ослабевают. Максимальные положительные аномалии, соответствующие периодам ослабления апвеллинга и опускания изотерм, отмечаются в апреле и декабре.

Отметим, что в верхнем 100-метровом слое определяющее влияние на изменчивость термохалинных характеристик оказывает взаимодействие с атмосферой. Поэтому на поверхности сезонный ход температуры значительно отличается от изменчивости на глубинах ниже 100 м. Максимальные аномалии температуры и солёности наблюдаются в летний период с ноября по апрель, а минимальные – с мая по октябрь. Сезонный прогрев, в частности, маскирует усиление апвеллинга в поле поверхностной температуры в январе – феврале, которое отчетливо наблюдается по данным «Арго» на глубинах до 400 м.

Сезонный ход осадков и испарения может также оказывать значительное влияние на солёность в верхнем слое 0–100 м. Кривые сезонного хода солёности в верхнем и нижнем слоях качественно подобны, поскольку солёность является более консервативным параметром. Таким образом, именно солёность является наиболее эффективным трассером интенсивности апвеллинга как в верхних, так и в нижних слоях в согласии с [2].

Для сравнения рассмотрим вертикальные разрезы солёности в месяц максимальной (июль) и минимальной (апрель) интенсивности вертикального подъёма вод на широте 30° ю. ш. (рис. 7). Для наглядности на разрезах выделены изогалины 34,9; 35,1 и 35,3 *psu*. При сравнении рис. 7, *a* и 7, *b* хорошо видно, что в июле все выделенные изогалины находятся выше, чем в апреле.

Подъем изогалин отмечается в пределах 6° – 15° в. д. Воды с соленостью менее $34,9 \text{ psu}$ в период усиления апвеллинга занимают в два раза более обширную площадь шириной около 200 км по сравнению с апрелем (100 км). Вблизи берега изогалины 35 – $35,1 \text{ psu}$ поднимаются на 30 м по сравнению с апрелем. В глубинных слоях сезонный подъем еще более выражен: например, изогалина $35,3 \text{ psu}$ поднимается более чем на 50 м.



Р и с. 7. Зональные разрезы солености на широте 30° ю. ш. для апреля (*a*) и июля (*b*)
F i g. 7. Zonal sections of salinity at latitude 30° S for April (*a*) and July (*b*)

Межгодовая изменчивость термохалинной структуры вод в районе Бенгельского апвеллинга

На рис. 8 и 9 представлены диаграмма аномалий солености и температуры, усредненных для центральной части БА (см. выделенную прямоугольную область на рис. 2, *a*), и изменчивость средней аномалии температуры и солености в слое 0–1000 м в 2004–2019 гг. Аномалии отсчитывались от средней величины за весь период времени. На рис. 8 видно: средние аномалии солености и температуры хорошо коррелируют между собой. Вертикальная адвекция приводит к синхронному подъему/опусканию холодных и более пресных вод, поэтому изменчивость этих параметров в районе апвеллинга практически одинакова. Изменения средней по глубине температуры на $0,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ в районе апвеллинга примерно соответствуют изменению средней солености на $0,01 \text{ psu}$.

Отметим значительную межгодовую изменчивость термохалинных характеристик в исследуемой зоне. Высокие аномалии отмечались в 2004–2005 гг., когда наблюдалось увеличение температуры и солености на $0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,05 \text{ psu}$ соответственно. Эти изменения фиксируются во всем слое 0–600 м, что свидетельствует об ослаблении апвеллинга (рис. 9).

В последующие три года, а именно в 2007–2009 гг., наоборот, наблюдалось резкое снижение температуры и, как следствие, солености. Аномалии солености и температуры в этом слое были отрицательны. В то же время соленость ниже горизонта 600 м увеличилась на $0,01 \text{ psu}$, отображая подъем глубинных соленых вод. Таким образом, в этот период происходило усиление апвеллинга, и интенсивность вертикального подъема была выше средней за 2004–2019 гг.

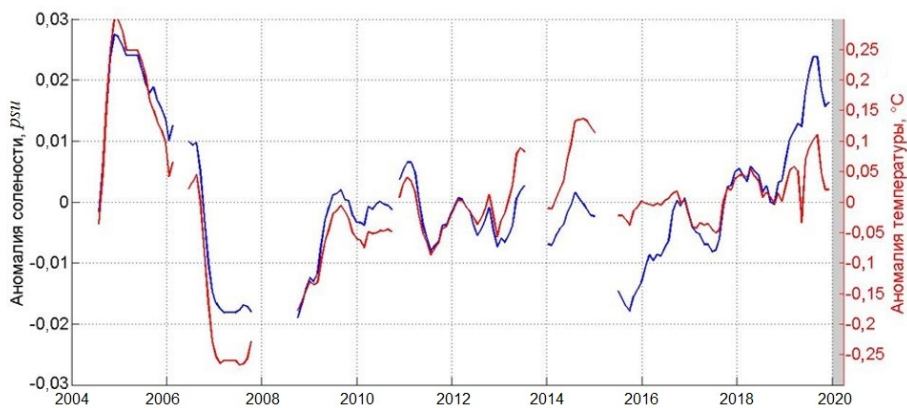


Рис. 8. Межгодовая (2004–2020 гг.) изменчивость средних аномалий солёности и температуры в 0–600 м слое в центральной части БА (12° – 16° в. д. и 23° – 28° ю. ш.)

Fig. 8. Interannual (2004–2020) variability of the salinity and temperature mean anomalies in the 0–600 m layer in the BA central part (12° – 16° E and 23° – 28° S)

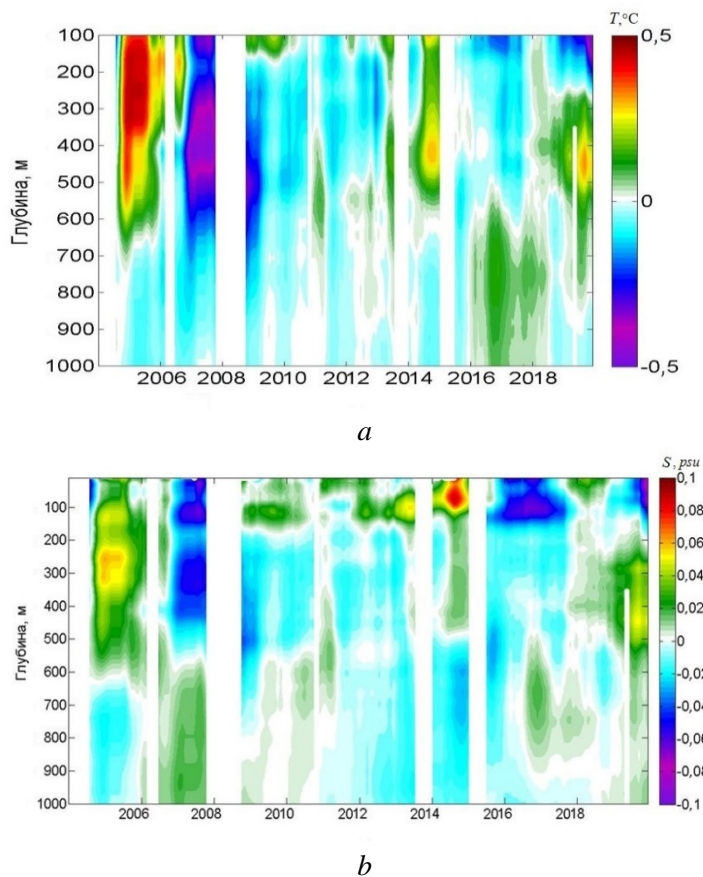


Рис. 9. Межгодовая изменчивость вертикального распределения аномалий температуры (a) и солёности (b) в центральной части БА (12° – 16° в. д. и 23° – 28° ю. ш.)

Fig. 9. Interannual variability of vertical distribution of the temperature (a) and salinity (b) anomalies in the BA central part (12° – 16° E and 23° – 28° S)

Два менее интенсивных события ослабления апвеллинга наблюдались в 2010–2011 и 2014–2015 гг. В этот период температура и соленость в верхнем 600-метровом слое выросли на $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,25\text{ }psi$ соответственно. Как уже было сказано выше, все активные изменения наблюдались практически равномерно в слое 150–600 м.

Эти результаты согласуются с такими данными измерений на заякоренных буйках в прибрежной зоне БА [15], в которых отмечается появление положительных аномалий температуры в 2004, 2015 гг. и отрицательных аномалий в 2007 и 2012 гг.

Еще одно событие с резким ростом температуры и солености на этих глубинах зафиксировано в 2018–2019 гг. При этом аномалии солености сопоставимы с данными за 2005–2006 гг. Таким образом, данные буйев «Арго» показывают, что в настоящий момент наблюдается еще одна фаза ослабления апвеллинга.

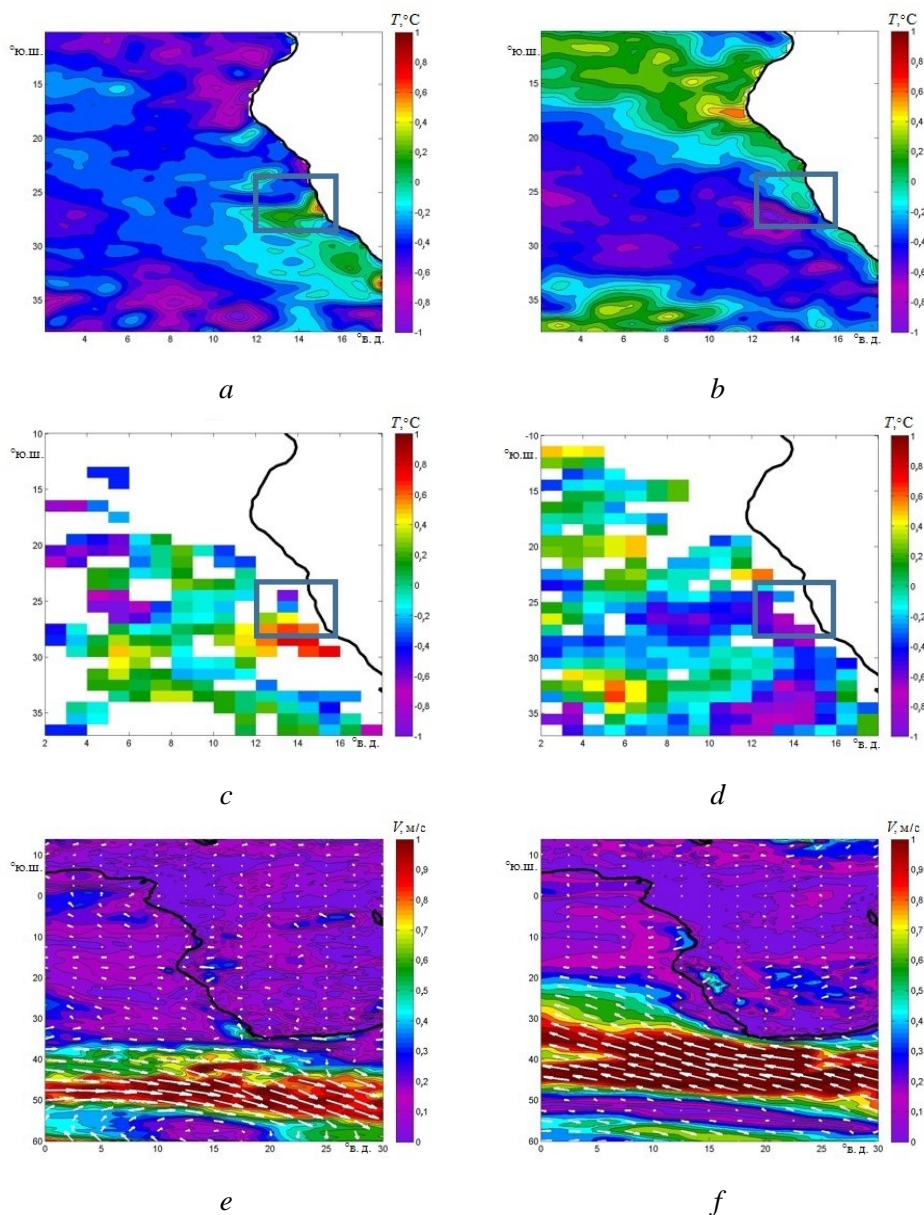
Для примера на рис. 10, *a, b* представлены среднегодовые аномалии температуры за 2004 и 2011 гг., рассчитанные как отклонения от осредненных спутниковых данных за 1985–2016 гг. из массива температуры [18], полученного по спутниковым инфракрасным и микроволновым данным.

Хорошо видно, что из-за ослабления апвеллинга в 2004 г. в исследуемой зоне (выделенной прямоугольником на рис. 10, *a – d*) аномалия температуры была положительной ($0,2\text{--}0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$). В 2011 г. (рис. 10, *b*), наоборот, усиление апвеллинга влекло за собой понижение температуры и ее аномалии достигали $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Измерения буйев «Арго» позволяют получить оценки влияния апвеллинга на глубинные слои. Анализ карты аномалии температур по данным буйев «Арго» для тех же лет на глубине 100 м (рис. 10, *c, d*) показывает сходные результаты. Здесь также в 2004 г. происходит подъем температуры на $0,8\text{--}1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в 2011 г. – падение на $1\text{--}1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Интенсивность апвеллинга в первую очередь определяется изменчивостью интенсивности ветра в регионе. На рис. 10, *e, f* представлены карты среднегодовых аномалий ветра для 2004 и 2011 гг., рассчитанных как отклонения от средноклиматического распределения за 1993–2018 гг. В 2011 г. (рис. 10, *f*) происходит усиление западных ветров, которые способствуют развитию апвеллинга. Напротив, векторы аномалии скорости ветра в 2004 г. (рис. 10, *e*) направлены в противоположную сторону на юго-восток. Такие аномалии скорости ветра свидетельствуют об ослаблении средних ветров в этом году, что приводит к уменьшению интенсивности апвеллинга.

Эти изменения в первую очередь вызваны смещением и ослаблением крупномасштабного субтропического антициклона в атмосфере. В ряде работ показано, что такие изменения могут быть частично связаны с событиями Эль-Ниньо [12]. Подробное исследование причин таких атмосферных изменений выходит за рамки данной работы.



Р и с. 10. Среднегодовые аномалии спутниковой температуры (*a, b*), температуры по данным буев «Арго» (*c, d*) и ветра (*e, f*) в районе Бенгельского апвеллинга за 2004 (*a, c, e*) и 2011 гг. (*b, d, f*)

Fig. 10. Annual average anomalies of the satellite-derived temperature (*a, b*), the Argo buoys-derived temperature (*c, d*) and wind (*e, f*) in the Bengel upwelling region for 2004 (*a, c, e*) and 2011 (*b, d, f*)

Неравномерность измерений буев «Арго» во времени и пространстве может влиять на полученные оценки изменчивости термохалинной структуры вод. Для сопоставления полученных оценок воспользуемся данными об уровне моря, полученными по измерениям спутниковых альтиметров. Подъем глу-

бинных холодных вод вызывает увеличение плотности и, как следствие, падение уровня моря. Интенсификация апвеллинга будет вызывать падение уровня моря, а ослабление – его подъем. Таким образом, изменение средней аномалии температуры и солёности будет находиться в фазе с уровнем моря. Изменения в апвеллинге также могут быть связаны с усилением ветров. В этом случае вследствие сгона будет снижаться уровень, что приведет к апвеллингу и, как следствие, понижению солёности.

На рис. 11 представлено сопоставление среднего уровня моря и средней аномалии солёности в слое 600 м в выбранном районе. Отчетливо видно, что эти ряды хорошо коррелируют между собой. Рост солёности в результате ослабления апвеллинга в 2004–2005, 2010–2011, 2014–2015 и 2018–2019 гг. привел к подъему уровня моря, наиболее интенсивному в 2004–2005 и 2018–2019 гг. Уменьшение уровня моря и солёности из-за усиления апвеллинга приходится на 2008–2009 и 2012–2013 гг.

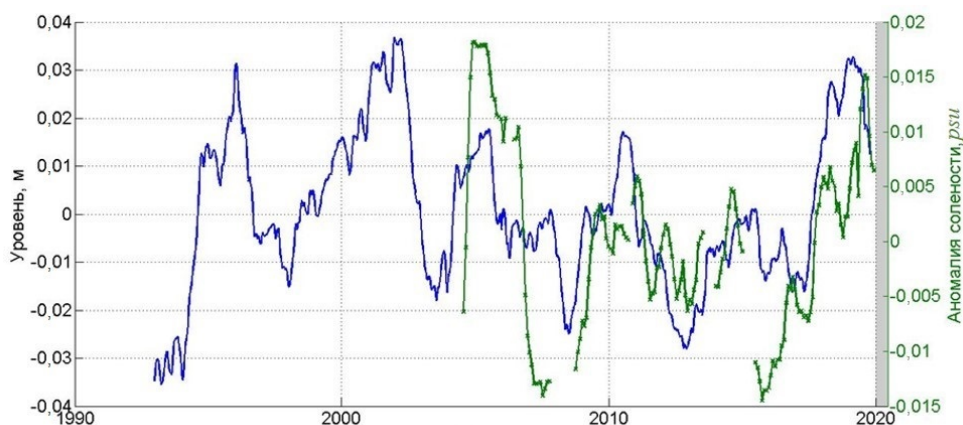


Рис. 11. Межгодовая изменчивость альтиметрического уровня моря (синяя линия) и аномалии солёности (зеленая линия) в центральной части БА (12° – 16° в. д., 23° – 28° ю. ш.).

Fig. 11. Interannual variability of the altimetry sea level (blue line) and the salinity anomaly (green line) in the BA central part (12° – 16° E, 23° – 28° S)

Приведенное на рис. 11 сопоставление свидетельствует о том, что уровень моря является хорошим индикатором интенсивности апвеллинга и может быть использован для исследования межгодовой изменчивости апвеллинга. Эти данные доступны с 1992 г., они позволяют исследовать колебания апвеллинга за длительный период времени. Согласно рис. 11, интенсивные события ослабления апвеллинга должны были также наблюдаться в 1996–1997 и 2001–2002 гг., а его усиления – в 1998–1999 г., что совпадает с результатами анализа ТПО из ряда предыдущих работ [11, 12, 14]. В отличие от данных буев «Арго», альтиметрические измерения регулярны, поэтому совпадение рядов на рисунке также свидетельствует о надежности оценок, полученных нами по данным измерений буев «Арго».

Выводы

В настоящей работе на основе использования большого массива данных гидрологических измерений (более 30 тыс.) проведен анализ сезонной и межгодовой изменчивости термохалинной структуры Бенгельского апвеллинга. На основе проведенного анализа показано, что:

1. На поверхности максимальный апвеллинг наблюдается на широте 25° ю. ш. Однако на этой широте подъем вод наблюдается только до глубин 300 м. В то же время на широте 30° ю. ш. подъем вод фиксируется в диапазоне глубин 0–1500 м, при этом на поверхности он менее интенсивен. В целом существует тенденция к смещению зоны подъема глубинных вод на юг и запад с увеличением глубины.

2. Сезонный ход аномалии температуры и солености практически одинаков в слое 100–600 м. Апвеллинг наиболее интенсивен в июле, когда аномалии температуры и солености в слое 100–600 м достигают $0,5^{\circ}\text{C}$ и $0,05\text{ psi}$. В апреле наблюдается минимум подъема вод и фиксируются такие же по величине аномалии температуры и солености. Вторичный максимум апвеллинга наблюдается в слое 0–400 м в январе, а вторичный минимум – в декабре. Отмечено, что соленость является более надежным трассером интенсивности апвеллинга в верхнем слое, поскольку на температуру большое влияние оказывает солнечный прогрев.

3. Данные измерений буев «Арго» впервые позволили исследовать межгодовую изменчивость термохалинной структуры апвеллинга. На межгодовых масштабах в 2004–2019 гг. зафиксированы два периода значительного ослабления апвеллинга: в 2004–2005 и 2018–2019 гг. В эти годы фиксируется рост среднегодовой температуры и солености в слое 100–600 м на $0,5^{\circ}\text{C}$ и $0,05\text{ psi}$ соответственно, что согласуется с данными измерений на закоренных буйях. Усиление апвеллинга, уменьшение температуры и рост плотности вод приводят к падению стерического уровня.

4. В настоящей работе показано, что альтиметрические измерения уровня в районе апвеллинга достаточно хорошо согласуются с изменчивостью солености и температуры вод. Таким образом, регулярные альтиметрические измерения, доступные с 1992 г., могут быть использованы для описания межгодовой изменчивости интенсивности апвеллинга. В частности, эти измерения показывают, что значительное ослабление апвеллинга наблюдалось в 1996–1997 и 2001–2002 гг., а его усиление в 1998–1999 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shannon L. V., Nelson G., Jury M. R. Hydrological and meteorological aspects of upwelling in the southern Benguela Current // Coastal upwelling / F. A. Richards (Editor). Washington, DC : American Geophysical Union, 1981. P. 146–159. (Coastal and Estuarine Sciences; vol. 1). <https://doi.org/10.1029/CO001p0146>
2. Physical and biological features across an upwelling front in the southern Benguela / D. A. Armstrong [et al.] // South African Journal of Marine Science. 1987. Vol. 5, iss. 1. C. 171–190. <https://doi.org/10.2989/025776187784522559>
3. Gordon A. L., Bosley K. T., Aikman III F. Tropical Atlantic water within the Benguela upwelling system at 27°S // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 1995. Vol. 42, iss. 1. P. 1–12. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)00032-N](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)00032-N)
4. Rae C. M. D. A demonstration of the hydrographic partition of the Benguela upwelling ecosystem at $26^{\circ}40'\text{S}$ // African Journal of Marine Science. 2005. Vol. 27, iss. 3. C. 617–628. <https://doi.org/10.2989/18142320509504122>

5. The seasonal variability of the northern Benguela undercurrent and its relation to the oxygen budget on the shelf / V. Mohrholz [et al.] // *Continental Shelf Research*. 2008. Vol. 28, iss. 3. P. 424–441. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.10.001>
6. Букатов А. Е., Соловей Н. М. Оценка связи вертикальной структуры поля плотности и характеристик внутренних волн с крупномасштабной атмосферной циркуляцией в акваториях Перуанского и Бенгельского апвеллингов // *Процессы в геосредах*. 2017. № 2. С. 485–490.
7. О генерации апвеллинга в районе Тихоокеанского побережья Мексики / С. Н. Булгаков [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2005. № 1. С. 32–41.
8. Малинин В. Н., Чернышков П. П., Гордеева С. М. Канарский апвеллинг: крупномасштабная изменчивость и прогноз температуры воды. СПб. : Гидрометеоиздат, 2002. 156 с.
9. Тимохин. Е. Н. Особенности внутригодовой и межгодовой изменчивости полей гидрометеорологических элементов в промысловых районах ЮВА и Бенгельского апвеллинга // Тезисы докладов XII Международной конференции по промысловой океанологии. Калининград : Изд-во АтлантНИРО, 2002. С. 244–246.
10. Серебренников А. Н. Методика пространственного разделения апвеллингов по характеру сезонной изменчивости температурных и ветровых полей // Системы контроля окружающей среды – 2019 : Тезисы докладов Международной научно-технической конференции, Севастополь, 12–13 сентября 2019 г. Севастополь : ИПТС, 2019. С. 129.
11. Seasonal and interannual changes in intense Benguela upwelling (1982–1999) E. Hagen [et al.] // *Oceanologica Acta*. 2001. Vol. 24, iss. 6. P. 557–568. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(01\)01173-2](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(01)01173-2)
12. Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models / N. J. Hardman-Mountford [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2003. Vol. 59, iss. 2–3. P. 181–221. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2003.10.001>
13. A study of Benguela upwelling system using different upwelling indices derived from remotely sensed data / Z. Chen [et al.] // *Continental Shelf Research*. 2012. Vol. 45. P. 27–33. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.05.013>
14. Upwelling indices for comparative ecosystem studies: Variability in the Benguela Upwelling System / T. Lamont [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2018. Vol. 188. P. 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.05.007>
15. Seasonal to interannual variability of water mass characteristics and currents on the Namibian shelf / T. Junker [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2017. Vol. 165. P. 36–46. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.09.003>
16. South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall / M. Rouault [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2003. Vol. 30, iss. 5. 8009. <https://doi.org/10.1029/2002GL014840>
17. Stramma L., England M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Vol. 104, iss. C9. P. 20863–20883. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>
18. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature / R. W. Reynolds [et al.] // *Journal of Climate*. 2007. Vol. 20, iss. 22. P. 5473–5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>

Об авторах:

Павлушин Владимир Андреевич, инженер-исследователь, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), **ORCID ID: 0000-0003-0079-7403**, pavlushin.92@mail.ru

Кубряков Арсений Александрович, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией инновационных методов и средств океанологических исследований, отдел дистанционных методов исследования, ФГБУН МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-3561-5913**, arskubr@mhi-ras.ru