

ИДЕНТИФИКАЦИЯ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ

А.Б. Полонский, А.В. Торбинский, А.В. Губарев

Институт природно-технических систем, РФ, г. Севастополь, ул. Ленина, 28

E-mail: apolonsky5@mail.ru

Целью настоящей работы является уточнение характеристик волн Россби и параметров критического слоя в Индийском океане. В этом слое фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. Здесь возможна генерация растущих возмущений, являющихся внутренней Индоокеанской модой, не связанной с тихоокеанскими событиями Эль-Ниньо – Южное Колебание. В работе использовались данные ре-анализа ORAS5 Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF) для экваториально-тропической зоны южной части Индийского океана за 1979–2018 гг. по потенциальной температуре, солёности и зональной скорости течений. Для каждого месяца рассчитана величина фазовой скорости первой бароклинной моды планетарных волн и средние величины скоростей зональных течений. Показано, что критический слой формируется на 49° – 50° в.д. в окрестности 11° – 13° ю.ш. на глубинах 0–500 м.

Ключевые слова: Индоокеанский диполь, волны Россби, критический слой.

Поступила в редакцию: 26.05.2020. После доработки: 11.06.2020.

Введение. Индоокеанский диполь (ИД) является одним из главных региональных механизмов перераспределения тепла в Индийском океане [1]. Обнаруженный в конце 20-го века, диполь представляет собой основную региональную климатическую моду межгодового масштаба в Индоокеанской системе «океан – атмосфера». В свои экстремальные фазы диполь проявляет себя в интенсивных аномалиях температуры поверхности океана и уровне осадков в западной и восточной частях тропической зоны Индийского океана. Например, в позитивную фазу это событие сопровождается потеплением и ливневыми дождями на западе региона и, в свою очередь, приводит к ярко выраженному похолоданию и дефициту осадков на востоке [2]. Подобные изменения существенно влияют не только на климат региона, но и являются неотъемлемой частью глобальных процессов, протекающих в климатической системе Земли [3, 4]. В связи с этим ИД представляет не только региональный интерес.

Согласно результатам современных исследований, можно выделить два основных типа ИД [5, 6]. Первый тип ИД напрямую связан характеристиками межгодовой изменчивости в тихоокеанском регионе и обычно описывается, как следствие событий Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК). Взаимодействие ИД с ЭНЮК происходит, глав-

ным образом через индоокеанскую и тихоокеанскую экваториальные ячейки Уокера [7–9]. Второй тип менее изучен и представляет собой независимую от ЭНЮК моду. Существование независимых событий ИД было доказано еще в 2000 г. с помощью связанной модели общей циркуляции океана и атмосферы [10]. Было продемонстрировано, что в численных экспериментах за 50 лет модельного времени возникло 8 событий ИД, которые не были связаны с ЭНЮК. Как показал анализ теплового бюджета, решающее влияние на формирование модельных событий ИД оказывают процессы взаимодействия океана и атмосферы. В работе [11] этот модельный результат подтвердился данными наблюдений. Авторами было показано, что за 127 лет 65% событий ИД возникли в отсутствие событий ЭНЮК в Тихом океане, а 35% оставшихся событий ИД сопровождалось событиями ЭНЮК.

Существование не связанного с ЭНЮК типа ИД обычно связывают с сезонной климатической изменчивостью. Известно, что сезонная фазовая синхронизация является важной особенностью ИД: значительные аномалии в Индоокеанской системе «океан – атмосфера» обычно появляются в начале лета Северного полушария (в июне), активизируются в течение следующих месяцев и достигают пика в октябре – ноябре [12, 13].

Важную роль в генерации ИД, не связанного с событиями ЭНЮК, играют планетарные волны в океане. Так, в работах [14, 15] на примере положительной фазы событий ИД 1997, 1994 и 1982 гг. и отрицательной фазы событий 1996 и 1984–1985 гг. была описана следующая схема эволюции ИД. Аномалии, формирующиеся в поле ветра во время одной из фаз ИД в западной части экваториальной зоны Индийского океана, генерируют океанические экваториальные волны Кельвина, распространяющиеся на восток. Достигая восточной границы океана, они отражаются и генерируют экваториально-захваченные бароклинные волны Россби, распространяющиеся на запад. Эти волны, изменяя глубину термоклина, способствуют переключению фазы ИД на противоположную. Этот механизм очень близок к механизму формирования ЭНЮК в Тихом океане [16]. Вместе с тем авторами настоящей работы была показана важная роль внеэкваториальных океанических волн в распространении термических аномалий в тропической зоне Индийского океана в зональном направлении [17]. Нами было высказано предположение, что самостоятельная генерация событий ИД, как внутренней Индоокеанской моды, может возникать за счет неустойчивости системы зональных течений. На примере климатических данных за 1960–2005 гг. было показано, что в окрестности 13° ю.ш. в Индийском океане в период с мая по ноябрь возможно существование критического слоя, в котором фазовая скорость волн Россби совпадает с зональной скоростью средних течений. Другим словами, здесь вероятно развитие неустойчивости системы зональных течений, подверженных интенсивной сезонной изменчивости [17, 18]. Важность внеэкваториальных процессов для развития ИД подтверждается и тем обстоятельством, что аномалии в системе «океан – атмосфера» не являются «экваториально-захваченными» и характеризуются выраженной асимметрией относительно плоскости экватора.

Целью настоящей работы является уточнение характеристик критического слоя с использованием современных данных реанализа по потенциальной температуре, солёности и скорости зональных течений к югу от экватора в Индийском океане. Предполагалось, что использование более совершенных данных позволит получить более точные

величины фазовой скорости волн Россби и средних зональных течений и, как следствие, уточнить регион формирования и глубину залегания критического слоя в тропической зоне Индийского океана на среднегодовом и среднемесечном масштабах. Эти результаты позволят в будущем выделить периоды существования ИД как независимой моды и более точно описать механизм изменчивости климатических параметров в Индийском океане, что принципиально важно для мониторинга ИД и его региональных проявлений.

Характеристика использованного материала. Методика обработки. В работе использованы результаты оперативного реанализа (ORAS5) Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF) за 1979–2018 гг. по вертикальному распределению потенциальной температуры, солёности и зональной компоненты вектора течений в узлах одноградусной сетки для региона, ограниченного координатами 3,5°–20,5° ю.ш. и 45°–100° в.д. По данным о температуре и солёности для каждого месяца вычислялось среднее значение потенциальной плотности. Частота Вэйселя-Брента рассчитывалась с достаточной точностью с помощью программного пакета Gibbs-SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox в среде Matlab R2017a. Фазовая скорость волн Россби определялась по среднемесечным величинам частоты Вэйселя-Брента. Формула для расчета фазовой скорости низшей бароклинной моды планетарных волн (волн Россби) получена на основе следующего дисперсионного соотношения

$$\omega_n = \frac{-\beta k_1}{k_h^2 + \frac{f^2}{g h_n}}, \quad (1)$$

где ω_n – частота первой бароклинной моды ($n=1$); f – параметр Кориолиса; h_n – эквивалентная глубина, определяющая скорость распространения длинной планетарной бароклинной волны; k_n – волновое число

$$k_n = (k_1^2 + k_2^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

при этом рассматривался случай, когда $k_2 = 0$, т.е. анализировались только зональные волновые возмущения; β – параметр, описывающий изменение параметра Кориолиса с широтой:

$$\beta = \frac{2\Omega \cos \varphi}{R}, \quad (3)$$

где $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – угловая частота вращения Земли; φ – широта; $R \approx 6370 \text{ км}$ – радиус Земли.

Эквивалентная глубина определялась из следующего соотношения:

$$h_n = \frac{N^2 H^2}{gn^2 \pi}, \quad (4)$$

где H – глубина океана (бралась для каждого конкретного профиля из данных ре-анализа); n – номер моды (в данном случае $n = 1$).

Тогда фазовая скорость низшей бароклинной моды длинной волны Россби определялась из следующего соотношения:

$$c_1 = \frac{1}{k_h^2 \left(k_h^2 + \frac{f^2}{gh_1} \right)} (-\beta k_1^2). \quad (5)$$

Так как $k_h = k_1$, а k_1^2 для рассматриваемых длинных волн Россби (длина волны $\lambda = 2\pi/k_1 > 1000 \text{ км}$) примерно на порядок меньше, чем отношение f^2/gh_1 , то величину c_1 с достаточной точностью можно записать в виде:

$$c_1 = \frac{-\beta gh_1}{f^2}. \quad (6)$$

Соотношение (6) определяет фазовую скорость длинных недиспергирующих волн Россби. Далее с помощью интерполяции вычислялись координаты и глубины тех точек, где фазовые скорости этих волн равны средним скоростям зональных течений. Таким образом, устанавливалась локализация критического слоя (координаты и глубина залегания).

Результаты и их обсуждение. На рис. 1 представлено трехмерное среднегодовое распределение фазовой скорости планетарных волн и средней величины скоростей зональных течений по широте и глубине на двух меридиональных разрезах – вдоль 49° и 50° в.д. Именно на этих двух разрезах из всей исследуемой области, ограниченной меридианами 45° и 100° в.д., было обнаружено присутствие критического слоя. Поэтому другие разрезы на иллюстрациях не приведены.

В настоящей работе обсуждаются параметры критического слоя для среднегодовых климатических величин зональной скорости течений и характеристик волн Россби, рассчитанных по средне-климатическому полю плотности за 1979–2018 гг. Особенности параметров критического слоя в различные годы и сезоны будут проанализированы в другой работе.

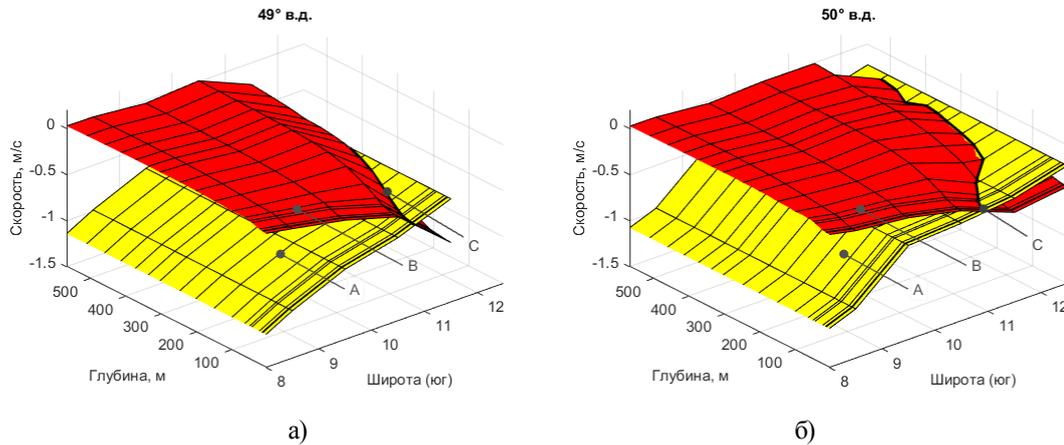


Рис. 1. Среднегодовое распределение скоростей зональных течений (B) и фазовых скоростей 1-ой бароклинной моды волны Россби (A) по глубине и широте за период 1979–2018 гг., а) 49° в.д., б) 50° в.д. Критический слой обозначен кривой C. Знак минус соответствует распространению возмущений на запад

Fig. 1. The average annual distribution of the velocities of the zonal currents (B) and phase velocities of the first baroclinic Rossby wave mode (A) by depth and latitude in 1979 - 2018; а) along 49°E , б) along 50°E . The critical layer is indicate by curve C. A minus sign indicates the spread of disturbances to the west

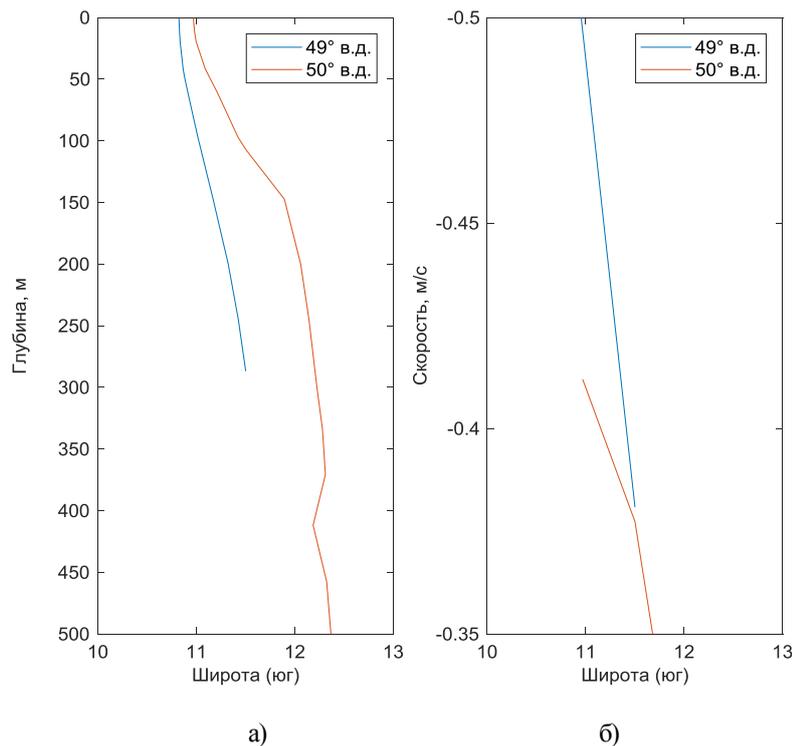


Рис. 2. Зависимости глубины залегания критического слоя – а) и скорости средних течений, при которой возможно формирование критического слоя – б) от широты для двух разрезов по 49° в.д. (синяя кривая) и 50° в.д. (красная кривая). Используются среднегодовые данные за период 1979–2018 гг. Знак минус – соответствует распространению возмущений на запад

Fig. 2. Dependences of the depth of the critical layer – а) and the velocity of the mean annual currents at which the formation of the critical layer is possible – б) from the latitude at the two sections: along 49°E (blue curve) and 50°E (red curve). The data of 1979 – 2018s have been used. A sign “minus” indicates the spread of disturbances to the west

Отметим, что распределение скоростей в слое глубже 500 м на рис. 1 и 2 не приведено, так как критический слой на таких глубинах обнаружен не был. Из рис. 1 видно, что характеристики критического слоя заметно отличаются от полученных нами ранее в работах [17, 18]. Это связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, в более ранних работах средняя величина фазовой скорости в окрестности критического слоя оценивалась примерно в 10–20 см/с. Это отличается от полученной в настоящей работе фазовой скорости примерно в два раза. Из рис. 2 хорошо видно, что рассчитанная по более точным данным величина фазовой скорости планетарных волн имеет порядок 35–50 см/с. Это объясняется применением более точных данных по батиметрии и профилю плотности под главным пикноклином. Именно эти па-

раметры в значительной части определяют фазовую скорость низшей моды длинной волны Россби. Исходя из имеющихся в ре-анализе скоростей средних течений, батиметрии и полученных нами фазовых скоростей можно сделать вывод, что критический слой в Индийском океане формируется в основном в тех частях акватории, где глубина океана имеет порядок 2000 м. Такие глубины типичны для западной части анализируемого региона, в частности в экваториально-тропическом районе, примыкающем к северной оконечности о-ва Мадагаскар. На разрезах, расположенных восточнее (т.е., в центральной и восточной частях тропической зоны Индийского океана) глубина океана значительно больше и составляют около 4000 м. Поэтому при типичных климатических условиях длинные бароклинные волны

Россби, генерируемые к югу от экватора в восточной части Индоокеанского бассейна, могут распространяться в виде свободных волн почти до 50° в.д. В центральной части бассейна они несколько трансформируются за счет наличия зональных течений. Поглощение же их в критическом слое вероятно в западной части бассейна, к северу от о-ва Мадагаскар. Для уточнения положения по долготе и глубине залегания критического слоя необходимо сопоставление климатических величин зональной скорости с данными прямых измерений, выполняемых в рамках программы RAMA [19].

Заключение. Таким образом, можно сделать вывод, что по климатическим данным ре-анализа ORAS5 критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений, формируется в западной части бассейна (на 49°–50° в.д.) в окрестности 11°–12° ю.ш. Здесь свободные волны Россби не могут существовать. Они должны поглощаться в критическом слое. Именно здесь возможно развитие неустойчивости в системе зональных течений. Причем, это относится к среднегодовым параметрам. Если рассматривать не среднегодовые данные, осредненные за весь период наблюдений, а брать конкретные годы и сезоны, то, вероятно, полученные результаты позволят в будущем выделить события ИД разных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y. et al. Subsurface Interannual variability associated with the Indian Ocean Dipole // *Clivar Exchan.* 2002. № 7. С. 11–13.
2. Rao S.A., Behera S.K. Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: structure and Interannual variability // *Dyn. Atmos. Ocean.* 2005. № 39. С. 103–35. DOI:10.1016/j.dnatmoce.2004.10.014
3. Murtugudde R.G., McCreary J.P., Busalacchi A.J. Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997–1998 // *J. Geophys. Res.* 2000.

№ 105 (2). С. 3295–3306. DOI: 10.1029/1999JC900294

4. Yamagata T., Behera S.K., Luo J.J. et al. Coupled ocean–atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. *Earth Climate: The Ocean–Atmosphere Interaction // Geophys. Monogr.* 2004. Vol. 147. Amer. Geophys. Union. P. 189–212. DOI: 10.1029/147GM12

5. Saji N.H. The Indian Ocean Dipole // *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science.* 2018. P. 1–46. DOI:10.1093/acrefore/9780190228620.013.619

6. Guo F., Liu Q., Sun S., Yang J. Three Types of Indian Ocean Dipoles // *Journal of Climate.* 2015. № 28. P. 3073–3092. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00507.1

7. Cai W., P. van Rensch, Cowan T., Hendon H.H. An asymmetry in the IOD and ENSO teleconnection pathway and its impact on Australian climate // *Journal of Climate.* 2012. № 25. P. 6318–6329. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00501.1

8. Ummenhofer C.C., Biastoch A., Claus W., Boning C.W. Multidecadal Indian Ocean variability linked to the Pacific and implications for preconditioning Indian Ocean dipole events // *Journal of Climate.* 2017. № 30. P. 1739–1751. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0200.1

9. Cretat J., Terray P., Masson S. et al. Indian Ocean and Indian summer monsoon: relationships without ENSO in ocean–atmosphere coupled simulations // *Climate Dynamics.* 2016. P. 1–20. DOI: 10.1007/s00382-016-3387-x

10. Iizuka S., Matsuura T., Yamagata T. The Indian Ocean SST dipole simulated in a coupled general circulation model // *Geophysical Research Letters.* 2000. № 27 (20). DOI: 10.1029/2000GL011484

11. Vinayachandran P.N., Iizuka S., Yamagata T. Indian Ocean dipole mode events in an ocean general circulation model // *Deep Sea Res.* 2002. Part II. № 49 (7). P. 1573–1596. DOI:10.1016/S0967-0645(01)00157-6

12. Allan R. J. et al. Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño–Southern Oscillation? // *Clivar Exchan.* 2002. № 6. P. 18–22.

13. Saji N.H., Xie S.P., Yamagata T. Tropical Indian Ocean variability in the IPCC twentieth-century climate simulations // *Journal of Cli-*

mate. 2002. № 19. P. 4397–4417. DOI: 10.1175/JCLI3847.1

14. Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y., Yamagata T. Interannual variability in the subsurface Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole // *Deep Sea Res.* 2002. Part II, № 49(7). P. 1549–1572. DOI: 10.1016/S0967-0645(01)00158-8

15. Wang H., Murtugudde R., Kumar A. Evolution of Indian Ocean dipole and its forcing mechanisms in the absence of ENSO // *Climate Dynamics.* 2016. № 47(7). P. 2481–2500. DOI: 10.1007/s00382-016-2977-y

16. Philander S.G. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation // Academic Press. 1990. P. 293. ISBN: 0125532350

17. Полонский А.Б., Торбинский А.В. Роль зональных течений и планетарных волн в распространении термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана // *Морской гидрофизический журнал.* 2012. № 6. С. 35–44.

18. Полонский А.Б., Торбинский А.В. Критический слой в экваториально-тропической зоне и Индоокеанский диполь // *Системы контроля окружающей среды.* 2019. № 2 (36). С. 88–93. DOI: 10.33075/2220-5861-2019-2-88-92

19. <https://www.pmel.noaa.gov/tao/drupal/rama-display/> (дата обращения: 10.01.2020).

IDENTIFICATION OF FORMATION MECHANISMS OF INDIAN OCEAN DIPOLE

A.B. Polonsky, A.V. Torbinskii, A.V. Gubarev

Institute of Natural and Technical Systems,
RF, Sevastopol, Lenin St., 28

The purpose of this work is to clarify the characteristics of Rossby waves and the parameters of the critical layer in the Indian Ocean. In this layer, the phase velocity of Rossby waves is equal to the average velocity of zonal flows and generation of growing disturbances is possible. They are the internal Indo-oceanic mode, not related to the events of the El Niño-South oscillation. In the present work the operative reanalysis ORAS5 data of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) on potential temperature, salinity, and the zonal component of the current velocity for the period 1979 – 2018 were used. For each month, the magnitude of the phase velocity of the first baroclinic mode of the planetary waves and the average values of the velocities of zonal currents were calculated. It is shown that the critical layer is formed in the vicinity of 49 - 50°E and 11 - 13°S at a depth of 0 - 500 m.

Keywords: Indian Ocean dipole, critical layer, Rossby wave