УДК 551.465 DOI: 10.33075/2220-5861-2019-2-88-92

# КРИТИЧЕСКИЙ СЛОЙ В ЭКВАТОРИАЛЬНО-ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ И ИНДООКЕАНСКИЙ ДИПОЛЬ

**А.Б. Полонский[1,2,3], А.В. Торбинский[1]**

[1] Институт природно-технических систем, РФ, г. Севастополь, ул. Ленина, 28
*E-mail: apolonsky5@mail.ru, uzundja@mail.ru*
[2] Филиал МГУ в г. Севастополе, РФ, г. Севастополь, ул. Героев Севастополя, 7
[3]Севастопольский государственный университет, РФ, г. Севастополь, ул. Университетская, 33

Цель настоящей работы заключается в исследовании механизма формирования Индоокеанского диполя (ИД). Использовались данные о потенциальной температуре, солености и зональной скорости течений из ре-анализа Европейского центра среднесрочного прогноза погоды для экваториально-тропической зоны южной части Индийского океана за 1960–2005 гг. Для каждого месяца рассчитаны величины фазовой скорости первой бароклинной моды планетарных волн и средние величины скоростей зональных течений в слое 0–300 м. Продемонстрировано, что в период с мая по декабрь в окрестности 13° ю.ш. формируется критический слой, в котором возможна генерация растущих возмущений за счет неустойчивости системы зональных течений. Описан вероятный механизм взаимодействия Индоокеанского диполя с Тихоокеанскими событиями Эль-Ниньо разного типа.

**Ключевые слова:** Индоокеанский диполь, критический слой, взаимодействие Индоокеанского диполя с событиями Эль-Ниньо разного типа.

Поступила в редакцию: 03.06.2019. После доработки: 19.06.2019.

**Введение.** Индоокеанский диполь является одним из важнейших естественных режимов изменчивости крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в экваториально-тропической части Мирового океана на межгодовом масштабе [1–2]. Диполь в период одной из двух своих экстремальных фаз проявляется в виде аномального понижения температуры поверхности в юго-восточной части экваториально-тропической зоны Индийского океана и нагревом этого поля в западной ее части [3]. Данные события оказывают существенное влияние на климат в прилегающих к Индийскому океану районах, которое проявляется в виде аномального переноса влаги и выражается в виде обильных осадков или наоборот аномальных засух. Известно, например, что катастрофические дожди 1961 г. в тропической части Восточной Африки и последующий за ними паводковый разлив Белого Нила явились следствием аномального термического состояния Индийского океана [4]. Кроме того, Индийский океан является одним из основных источников, снабжающих теплом южную часть Атлантического океана и, как показывают результаты более ранних исследований, оказывает влияние на поле приземной температуры, давления и осадков в Атлантико-Европейском регионе [5–6]. В связи с этим процессы перераспределения тепла внутри экваториально-тропической зоны Индийского океана представляет не только региональный интерес. Фактически, они являются неотъемлемой частью глобальных процессов, протекающих в климатической системе Земли [7–8]. Современные исследования выделяют как минимум два, а в некоторых работах [9] три типа ИД, основной отличительной характеристикой которых является зависимость “запуска” событий ИД от межгодовой изменчивости в тихоокеанском регионе. Идея «местного» происхожде-

ния ИД с независимым от тихоокеанских событий сценарием опубликована во многих исследованиях [10–13]. В них ИД описывается как результат локального взаимодействия океана и атмосферы, которое в свою очередь связывают с сезонной климатической изменчивостью и распространением волн Россби, генерируемых в восточной части Индийского океана.

В других случаях, при наличии зависимости диполя от тихоокеанских событий, это явление описывают как часть сложной системы Эль-Ниньо Южное Колебание (ЭНЮК) – ИД, связанной главным образом, через Индоокеанскую и Тихоокеанскую ячейки Уокера [14]. Кроме того, высказывается предположение, что ИД может не только следовать за событиями ЭНЮК, но и модифицировать их [15]. Как показано в работе [16], за 127 лет наблюдались 14 сильных (когда аномалии индекса диполя превышали одно стандартное отклонение) положительных и 19 сильных отрицательных событий ИД, из которых только 5 и 7, соответственно, произошли во время событий ЭНЮК. Другими словами, 65% сильных событий ИД возникли при отсутствии событий ЭНЮК. Однако 35% оставшихся событий ИД всегда сопровождались событиями ЭНЮК. В другом исследовании [17] с помощью связанной модели общей циркуляции океана и атмосферы показано, что за 50 лет положительная фаза событий ИД наблюдалась 8 раз, при этом они были независимы от ЭНЮК. В предыдущих работах [18–19] авторами была высказана гипотеза, что генерация растущих возмущений, являющихся внутренней Индоокеанской модой в отсутствии событий ЭНЮК, возможна за счет неустойчивости системы зональных течений и поглощения волновой энергии в критическом слое, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. Этот слой по данным цитируемых работ формируется в окрестности 13° ю.ш. Кроме того, на межгодовом масштабе было продемонстрировано, что изменчивость теплозапаса верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана определяющая характерный временной масштаб ИД контролируется алгебраической суммой скоростей распространения планетарных волн и зональных течений.

В рамках данной работы будет продолжено изучение особенностей формирования критического слоя в экваториально-тропической зоне Индийского океана и будет показано в какие месяцы он обычно возникает. Данная информация позволит в дальнейшем объяснить механизм генерации события ИД, возникающие при событиях ЭНЮК разного типа.

**Характеристика использованного материала. Методика обработки.** В работе использованы результаты оперативного реанализа (ORA-S3) Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF) за 1960–2005 гг. Из массива ORA-S3 выбирались ежемесячные профили потенциальной температуры, солености и зональной компоненты скорости течений для меридионального разреза с координатами 3°–14° ю.ш., 72° – 74° в.д. По данным каждого конкретного месяца вычислялась среднее значение потенциальной плотности, затем среднемесячная частота Вяйсяля-Брента. Фазовая скорость волн Россби рассчитывалась по среднемесячным величинам частоты Вяйсяля-Брента. Формула для расчета фазовой скорости низшей бароклинной моды планетарных волн (волн Россби) получена на основе следующего дисперсионного соотношения

$$\omega_n = \frac{-\beta k_1}{k_h^2 + \dfrac{f^2}{gh_n}},$$

где $\omega_n$ – частота бароклинной моды; $k_h$ – волновое число; $\Omega$=7,29·10$^{-5}$с$^{-1}$ – угловая частота вращения Земли; $\varphi$ – широта; $\beta=2\Omega\cos\varphi/R$; $R \approx 6370$ км – радиус Земли; $h_n$ – эквивалентная глубина, определяющая скорость распространения длинной планетарной бароклинной волны; $f = f_0 + \beta y$ – параметр Кориолиса. Эквивалентная глубина определялась из следующего соотношения

$$h_n = \frac{N^2 H^2}{g n^2 \pi^2},$$

где $H$ – типичная глубина океана (для исследуемой области по данным батиметрии $H$~2000 м); $n$ – номер моды (в данном случае $n = 1$).

Фазовая скорость низшей бароклинной моды определялась из следующего соотношения

$$c_1 = \frac{-\beta g h_1}{f^2}.$$

Фазовая скорость распространения аномалий теплозапаса в данной работе не рассчитывалась, так как ранее уже было показано, что ее величина есть алгебраическая сумма скоростей планетарных волн и зональных течений.

**Результаты и их обсуждение.** На рис. 1 представлены среднемесячные распределения фазовой скорости планетарных волн с широтой и средней величины скоростей зональных течений в слое 0–300 м на меридиональном разрезе. Видно, что, начиная с мая и заканчивая декабрем в окрестности 13° ю.ш. действительно образуется критический слой. В этом слое за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений, что должно приводить к формированию ИД как независимой от тихоокеанских событий ЭНЮК межгодовой Индоокеанской моды. Распространение на запад нейтральных волн Россби, генерируемых на востоке экваториально-тропической зоны Индийского океана, в этом случае невозможно из-за их поглощения в критическом слое. Вместе с тем весенний тип ЭНЮК, возникающий в марте – апреле, может генерировать волны Россби в Индийском океане, способствуя таким образом формированию ИД. Поскольку летние типы ЭНЮК отмечаются в последние десятилетия достаточно часто [19] можно предположить, что это должно определять большую повторяемость Индоокеанского диполя, как независимой от ЭНЮК экваториально-тропической моды. Кроме того, из результатов видно, что фазовая скорость волн Россби практически не меняется в течение года и формирование критического слоя в основном обусловлено изменением зональных скоростей течений. Из этого можно сделать вывод о решающем вкладе сезонной изменчивости системы зональных течений Индийского океана в механизм генерации и последующее развитие ИД при возникновении ЭНЮК разного типа.

**Заключение.** Таким образом, можно сделать вывод, что в начиная с мая и заканчивая ноябрем в окрестности 13° ю.ш. формируется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. В этом слое в данный период года за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений, являющихся внутренней Индоокеанской модой, не связанной непосредственно с ЭНЮК.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Coupled* ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98 / P.J. Webster, A.M. Moore, J.P. Loschnigg [et al.] // Nature, 401. P. 356–360

2. *A dipole* mode in the tropical Indian Ocean / N.H. Saji, B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran [et al.] // Nature. 1999. 401. P. 360–363.

3. *Rao S.A., Behera S.K.* Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: structure and Interannual variability // Dyn. Atmos. Ocean. 2005. № 39. P. 103–135.

4. *Paramount* impact of the Indian Ocean dipole on the East African short rains: A CGCM study / S.K. Behera, J.J. Luo, S. Masson // J. Climate, 18. P. 4514–4530.

5. *Полонский А.Б., Торбинский А.В., Башарин Д.В.* Влияние Северо-Атлантического колебания, Эль-Ниньо–Южного колебания и Индоокеанского диполя на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и атмосферного давления Средиземноморско-Черноморского региона // Вестник Одесского гос. экологического университета. 2008. № 6. С. 181–197.

6. *Полонский А.Б.* Отклик в полях приземной температуры воздуха, давления и осадков Евразийского региона на аномалии температуры поверхности океана, связанные с Индоокеанским диполем // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2018. Вып. 11 (31). С. 83–89.

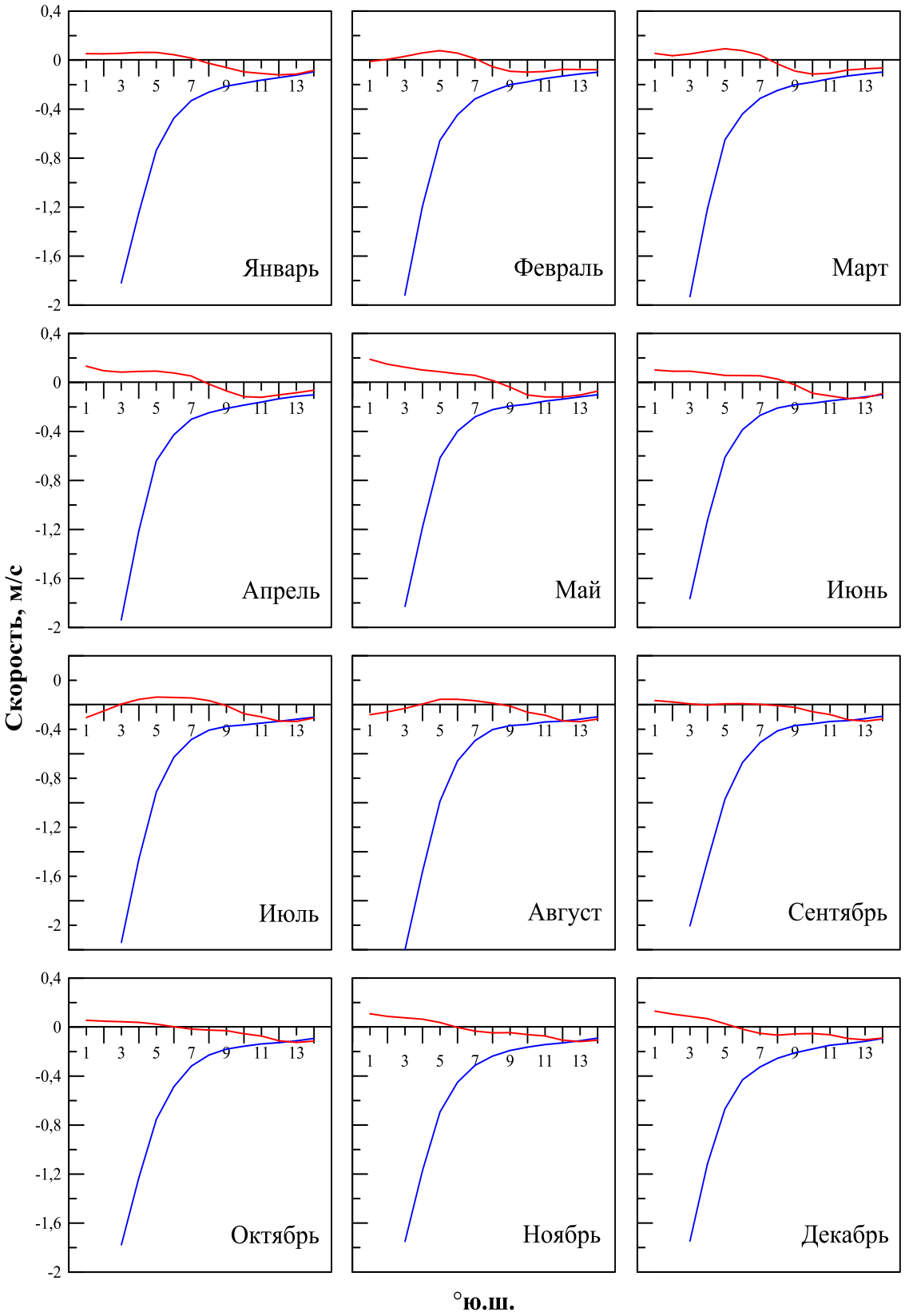


**Рис. 1.** Среднемесячное распределение зональных скоростей (красная кривая) и фазовая скорость 1-ой бароклинной моды волны Россби (синяя кривая) за период 1960–2005 гг. для меридионального разреза, ограниченного координатами 3°–14° ю.ш., 72°–74° в.д. Знак минус – соответствует распространению возмущений на запад

7. *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., 105(C2). P. 3295–3306.

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

9. *Three* Types of Indian Ocean Dipoles. / F. Guo, Q. Liu, S. Sun [et al.] // J. Climate, 28. P. 3073–3092

10. *Allan R.J., Coauthors.* Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño–Southern Oscillation? CLIVAR Exchanges, No. 6, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom. P. 18–22

11. *Saji N.H., Xie S.-P., Yamagata T.* Tropical Indian Ocean variability in the IPCC twentieth-century climate simulations // J. Climate, 19. P. 4397–4417.

12. *Teleconnection* pathways of ENSO and the IOD and the mechanisms for impacts on Australian rainfall / W. Cai, P. van Rensch, T. Cowan [et al.] // J. Climate, 24. P. 3910–3923.

13. *Subsurface* Interannual variability associated with the Indian Ocean Dipole / S.A. Rao, S.K. Behera, Y. Masumoto [et al.] // Clivar Exchan. 2002. № 7. P. 11 – 13.

14. *An asymmetry* in the IOD and ENSO teleconnection pathway and its impact on Australian climate / W. Cai, P. van Rensch, T. Cowan [et al.] // J. Climate, 25. P. 6318–6329.

15. *Influences* of Indian Ocean interannual variability on different stages of El Niño: A FOAM1.5 model approach / X. Hong , H. Hu, X. Yang [et al.] // Sci. China: Earth Sci., 57. P. 2616–2627.

16. *Vinayachandran P.N., Lizuka S., Yamagata T.* Indian Ocean dipole mode events in an ocean general circulation model // Deep Sea Res., Part II, 49 (7 – 8). P. 1573–1596.

17. *Полонский А.Б., Торбинский А.В., Мейерс Г.* Межгодовая изменчивость теплозапаса верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана и Индоокеанский диполь // Морской гидрофизический журнал. 2007. № 3. С. 15 – 27

18. *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.

19. *Лубков А.С., Воскресенская Е.Н., Марчукова О.В.* Современная классификация Эль-Ниньо и сопоставление соответствующих климатических откликов в Атлантико-Евразийском регионе // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2017. Вып. 7(27). С. 94 – 100.

## CRITICAL LAYER IN THE EQUATORIAL-TROPICAL ZONE AND THE INDIAN OCEAN DIPOLE

**Polonsky A.B.[1, 2,3], Torbinsky A.V.[1]**

[1]Institute of Natural and Technical Systems, RF, Sevastopol, Lenin St., 28
[2]Sevastopol Branch of MSU, RF, Sevastopol, Geroyev Sevastopolya St., 7
[3]Sevastopol State University, RF, Sevastopol, Universitetskaya St., 33

The purpose of this work is to study the mechanism of formation of the Indian Ocean dipole. We used the data of potential temperature, salinity and zonal velocity of currents from re-analysis of the European centre for medium-range weather forecast for Equatorial-tropical zone of the southern part of the Indian ocean over 1960–2005. For each month the calculated values of the phase velocity of the first baroclinic fashion planetary waves and the average values of the velocities of the zonal currents in the layer 0–300 m. It is demonstrated that in the period from May to December in the vicinity 13° s.l. a critical layer is formed in which generation of growing disturbances is possible due to instability of the system of zonal flows. Probable mechanism of the interaction between the Indian Ocean dipole and the Pacific El-Niño events of different types is described.

**Keywords:** Indian Ocean dipole, critical layer, interaction between the Indian Ocean dipole events and El-Niño events of different types.