К МЕХАНИЗМУ 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

В настоящей работы идентифицируются случаи возникновения критического слоя в системе зональных течений южной части экваториально-тропической зоны Индийского океана в отдельные месяцы за период 1979–2018 гг. с целью изучения влияния неустойчивости этих течений на генерацию Индоокеанского диполя (ИД). Показано, что большинство случаев возникновения критического слоя приурочено к началу позитивных событий ИД и происходит за один-два месяца до начала развития этих событий. Это свидетельствует о том, что именно спорадически возникающая неустойчивость системы зональных течений в регионе служит один из главных механизмов генерации ИД.

Ключевые слова: Индоокеанский диполь, система зональных течений в Индийском океане, волны Россби, критический слой.

Поступила в редакцию: 24.08.2021. После доработки: 16.09.2021.

Введение. Индоокеанский диполь (ИД) является одной из основных мод, характеризующих межгодовую изменчивость параметров крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в экваториальной зоне Мирового океана. События ИД проявляются в виде противофазных межгодовых колебаний характеристик взаимодействия океана и атмосферы в западной и восточной частях экваториально-тропической зоны Индийского океана [1, 2]. В качестве количественной характеристики ИД обычно используется индекс ИД, который представляет собой нормированную разность аномалий температуры поверхности океана между западной (50° – 70° в.д., 10° ю.ш.– 10° с.ш.) и восточной (90° – 110° в.д., 0° – 10° ю.ш.) частями Индийского океана [3]. Во временном ходе индекса ИД выделяют три фазы: нейтральную, положительную и отрицательную. В нейтральную фазу, поток воды свободно поступает из Тихого океана между Индонезийскими островами, поддерживая теплое состояние поля температуры поверхности океана в восточной части экваториальной зоны Индийского океана. Воздушные массы поднимаются над этим регионом и опускаются в западную

половину бассейна, а вдоль экватора преобладают ветры, направленные на восток. Глубина залегания термоклина на западе мало отличается от глубины залегания термоклина на востоке Индийского океана. Такое состояние близко к норме и не вызывает существенных изменений в климате региона [4].

В отрицательную фазу ИД происходит усиление западных ветров, что приводит нагону и в следствие этого повышению концентрации теплой воды у берегов Австралии и Индонезии. Глубина залегания термоклина в этом регионе увеличивается, а в западной части Индийского океана, наоборот, уменьшается. Все это приводит к увеличению разницы температур в экваториально-тропической части Индийского океана: более теплой, чем обычно, воде на востоке и более холодной, чем в нейтральную фазу, воде на западе. В свою положительную фазу ИД проявляется в виде аномального охлаждения поля температуры поверхности в юго-восточной части экваториально-тропической зоны Индийского океана и нагревом этого поля на западе и в центральной части рассматриваемой акватории. В этот период происходит ослабление западных эква-

ториальных ветров, позволяя теплой воде перемещаться в сторону Африки. Смена ветрового режима приводит к аномальному подъему термоклина на востоке и заглублению его в центральной и западной частях экваториальной зоны Индийского океана [5]. Амплитуда аномалий температуры поверхности Индийского океана в период позитивной фазы ИД в среднем обычно больше, чем при отрицательной фазе. Изменчивость в системе «океан-атмосфера», связанная с событиями ИД, оказывает существенное влияние на климат в прилегающих к Индийскому океану районах. Оно обычно проявляется в виде аномального переноса влаги и выражается в виде обильных осадков или наоборот аномальных засух [6–10]. Кроме того, недавние исследования продемонстрировали связь между изменениями в полях приземной температуры воздуха, давления и осадков Евразийского региона и событиями ИД [11, 12]. Именно поэтому изучению ИД в последние годы уделяется значительное внимание.

Известно, что важную роль в генерации ИД, играют планетарные волны в океане. Так, в работе [13, 14] на примере положительной фазы событий ИД 1982, 1994 и 1997 гг. и отрицательной фазы 1984–1985 и 1996 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 Эль-Ниньо–Южного колебания в Тихом океане [15]. Вместе с тем авторами настоящей работы была показана важная роль внеэква-

ториальных океанических волн в распространении термических аномалий в тропической зоне Индийского океана в зональном направлении. С помощью климатических данных ре-анализа ORAS5, на среднегодовом масштабе, было продемонстрировано, что в окрестности 11° – 12° ю.ш. формируется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. В этом слое свободные волны Россби должны поглощаться. Именно здесь вероятно развитие неустойчивости системы зональных течений, подверженных интенсивной сезонной изменчивости [16, 17]. Важность внеэкваториальных процессов для развития ИД подтверждается еще и тем обстоятельством, что аномалии в системе «океан – атмосфера» строго говоря, не являются «экваториально-захваченными» и характеризуются выраженной асимметрией относительно плоскости экватора.

Целью настоящей работы является выделение случаев возникновения критического слоя в отдельные месяцы за период 1979–2018 гг. и изучение его влияния на события ИД. Будет показано, что большинство случаев возникновения критического слоя приурочено к началу позитивных событий ИД и происходит за один-два месяца до начала развития этих событий. Это свидетельствует о том, что именно спорадически возникающая неустойчивость системы зональных течений в регионе служит одним из главных механизмов генерации ИД.

Характеристика использованного материала. Методика обработки. В работе использованы результаты оперативного ре-анализа (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 $7,5^{\circ}$ – $15,5^{\circ}$ ю.ш. и 50° – 100° в.д. (рис. 1).

Рис. 1. Область с координатами 7,5°–15,5° ю.ш. и 50°–100° в.д. в Индийском океане где использовались данные ре-анализа ORAS5 по потенциальной температуре, солёности и скорости зональных течений

Fig. 1. Area with coordinates of 7.5°–15.5°S, 50°–100°E in the Indian Ocean where re-analysis ORAS5 data from potential temperature, salinity, and the zonal component of the current velocity was used

По данным о температуре и солёности для каждого месяца на каждом узле сетки вычислялось среднее значение потенциальной плотности. Затем, с достаточной точностью, рассчитывалась частота Вейселя-Брента с помощью программного пакета Gibbs SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox в среде Matlab R2017a. Фазовая скорость низшей бароклинной моды длинных волн Россби была получена с помощью стандартной теории волн для случая, когда длины волны больше 1000 км, и определялась из следующего соотношения:

$$c_n = \frac{-\beta g h_n}{f^2}, \quad (1)$$

где β – параметр, описывающий изменение параметра Кориолиса с широтой; f – параметр Кориолиса; h_n – эквивалентная глубина, определяющая скорость распространения длинных планетарных бароклинных волн.

Эквивалентная глубина определялась следующим образом:

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

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

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 его залегания. Пример критического слоя представлен на рис. 2.

Для каждого узла сетки на всех меридиональных разрезах, кроме разрезов, расположенных над Западно-Индийским, Восточно-Индийским и Центральным-Индийским хребтами, с большими перепадами по глубине были определены все случаи появления критического слоя за период за 1979–2018 гг. Затем для каждого критического слоя была получена его протяженность путем вычисления расстояния между его крайними точками. Сумма всех случаев возникновения критических слоев для каждого месяца сравнивалась с ежемесячной величиной суммарной протяженности этих слоев по всем разрезам.

Рис. 2. Распределение скоростей зональных течений (В) и фазовых скоростей 1-ой бароклинной моды волны Россби (А) по глубине и широте в апреле 2008 г. на меридиональном разрезе, выполненном по 65° в.д. Критический слой обозначен кривой С. Знак минус соответствует распространению возмущений на запад

Fig. 2. The 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 April 2008 on a meridional section made along 65°E. The critical layer is indicate by curve C. A minus sign indicates the spread of disturbances to the west

В результате такого сравнения было выяснено, что месяцы с наибольшим количеством случаев возникновения критических слоев не являются одновременно месяцами с наибольшей их суммарной протяженностью (рис. 3). Исходя

из соображения, что более протяженный критический слой служит более эффективным генератором неустойчивых возмущений, чем менее протяженный, в качестве основной характеристики, описывающей влияние неустойчивости системы зональных течений на генерацию растущих мод планетарных волн, далее в работе будет анализироваться величина суммарной протяженности критических слоев. Полученные временные ряды для этой характеристики сравнивались с климатическим индексом ИД. Были определены месяцы с наибольшей суммарной протяженностью критического слоя, а также выделены годы сильных событий ИД. Последние выделялись по следующему критерию: в году должно быть не менее трех месяцев с индексом диполя не менее 0,4 по модулю. Для каждого такого года определялся знак события и рассчитывалась суммарная ежемесячная протяженность критических слоев. Далее определялась общая и средняя протяженность для всех положительных и отрицательных событий ИД. Кроме этого годы положительных событий ИД были рассмотрены на предмет идентификации месяца начала этих событий и наличия критических слоев в этот период.

Рис. 3. Временной ряд величин количества критических слоев в месяц (сине-зеленый) и суммарной протяженности критического слоя в месяц ($\times 10^{-5}$ м, малиновый) для области с координатами 7,5°–15,5° ю.ш. и 50°–100° в.д. за период 1979–2018 гг.

Fig. 3. Time series of the number of critical layers per month (cyan) and the total length of critical layers per month ($\times 10^{-5}$, magenta) for the area with coordinates 7,5°S –15,5°S and 50°E –100°E for the period 1979–2018

Результаты и их обсуждение. На рис. 4 представлена кривая изменчивости индекса диполя за период 1979–2018 гг. и месяцы, для которых суммарная протяженность критических слоев была более 200 км (отмеченные вертикальными линиями). Видно, что перед переходом диполя из отрицательной или (реже) нейтральной в положительную фазу в большинстве случаев возникает

критический слой. Это особенно хорошо проявляется в 1982, 1994, 2006 и 2017 гг. Кроме того, подтверждается отмеченный выше факт, что амплитуда индекса ИД для позитивных событий в среднем больше, чем для отрицательных. Можно предположить, что неустойчивость, генерируемая в критическом слое, является причиной данной асимметрии.

Рис. 4. Индекс моды диполя, определенный, как разность аномалий температуры поверхности океана между западной (50° – 70° в.д., 10° ю.ш.– 10° с.ш.) и восточной (90° – 110° в.д., 0° – 10° ю.ш.) частями Индийского океана. Красным выделена позитивная фаза диполя, синим – негативная, малиновые линии – месяцы с суммарной протяженностью слоя более 200 км

Fig. 4. The dipole mode index (DMI) defined as the difference in SST anomalies between western (50° E– 70° E, 10° S– 10° N) and eastern (90° E– 110° E, 0° – 10° S) Indian Ocean. The positive phase of the dipole is highlighted in red, the negative phase is in blue, and the crimson lines are months with a total length of the layer of more than 200 km

На рис. 5 изображено распределение суммарной протяженности критических слоев для каждого месяца за период 1979–2018 гг. Видно, что именно в весенние месяцы, особенно в апреле, чаще всего возникают критические слои большой протяженности.

Известно, что ИД (в особенности, его позитивная фаза) обычно начинает развиваться в конце весны или начале лета с максимумом развития осенью, поэтому этот результат тоже может служить подтверждением того факта, что перед началом ИД возникает критический слой.

Рис. 5. Распределение суммарной протяженности критических слоев для каждого месяца за период 1979–2018 гг.

Fig. 5. Distribution of total length of critical layers for each month for the period 1979–2018

Из табл. 1 можно увидеть, при одинаковом количестве событий разных знаков (событие ИД 1998 можно не учитывать, так как в этом году вообще не было случаев формирования критического слоя, а само это событие было вызвано очень интенсивным Эль-Ниньо 1997-1998 гг.) общая протяженность критического слоя для позитивных событий почти в два раза превышает эту же величину для негативных событий (2832 км против 1427 км). Среднее значение протяженности критического слоя тоже в два с лишним раза больше для позитивных событий, чем для негативных (354 км против 159 км). Это говорит о том, что критические слои в два раза чаще и с большей протяженностью формируются именно в годы позитивных событий ИД. Стоит отметить что в некоторые года негативных событий ИД, например, в 1996 и 2006 гг. тоже наблюдаются случаи возникновения критических слоев с большой суммарной протяженностью. При этом отрицательное событие ИД 1996 г. самое большое по ам-

плитуде в сравнении с событиями этого знака. Именно в этом году перед самым началом развития отрицательной фазы возник критический слой с суммарной длиной более 200 км, в отличие от того же 2006 г., где большая суммарная протяженность стала возможна из-за наличия множества коротких (до 100 км) критических слоев, возникающих на протяжении всего года. Это может говорить о том, что наличие протяженного критического слоя в начале события ИД может определять амплитуду индекса и в отрицательную фазу диполя.

На рис. 6 отображены только положительные индексы моды диполя и суммарная протяженность критического слоя в годы положительной фазы ИД. Опять же видно, что в большинстве случаев перед началом развития позитивной фазы ИД возникают критические слои. В некоторых случаях с задержкой в один или два месяца (1983, 1997, 2006, 2012) или непосредственно в месяц начала развития события.

Таблица 1. Годы положительных и отрицательных событий ИД и суммарная продолжительность критического слоя для каждого события ИД

Отрицательные годы ИД и протяженность критического слоя, км	1981	1989	1992	1996	1998	2005	2010	2014	2016	Сумма, км	Среднее, км
	22,4	36,1	8,1	526,7	0,00	204,0	459,4	121,7	48,75	1427,3	158,9
Положительные годы ИД и протяженность критического слоя, км	1982	1983	1994	1997	2006	2012	2015	2017	-	Сумма, км	Среднее, км
	410,9	30,4	210,4	363,4	602,3	293,6	176,3	744,1	-	2831,9	353,9

Приведенные выше факты могут объясняться местом возникновения критического слоя или группы слоев и последующим распространением неустой-

чивых возмущений (волн) в зональном направлении из области, в которой возникла неустойчивость системы зональных течений.

Рис. 6. Гистограмма положительных значений индекса моды диполя в годы его положительной фазы (красные столбцы) и суммарной протяженности критического слоя ($\times 10^{-5}$ м, сине-зеленые столбцы)

Fig. 6. Histogram of positive values of the DMI in the years of its positive phase red columns and the total length of the critical layer ($\times 10^{-5}$ m, cyan columns)

Закключение. Таким образом, получается, что по данным ре-анализа ORAS5 критические слои, в которых фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений, возникают в два раза чаще и с большей протяженностью в годы положительной фазы ИД. Чаще всего протяженные критические слои формируются весной, за один два месяца, до начала развития события ИД. Отсюда следует, что наличие неустойчивости системы зональных течений, обычно возникающей вследствие возникновения критического слоя перед началом развития положительной фазы ИД, может быть причиной генерации ИД

и асимметрии амплитуды индекса моды диполя между позитивными и негативными событиями.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме «Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов (№ госрегистрации АААА-А19-119040490047-7) и при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00183.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Saji N.H., Goswami B.N., Vinayachandran P.N., Yamagata T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean // *Nature*. 1999. № 401(6751). P. 360–363. DOI: 10.1038/43854
2. Vinayachandran P.N., Lizuka 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
3. https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data (дата обращения: 05.08.2021).
4. Saji N.H., Yamagata T. Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode Events: COADS Observations // *J. Clim.* 2003. № 16 (16). P. 2735–2751. DOI:10.1175/1520-0442(2003)016<2735:SOSASW>2.0.CO;2
5. Rao S.A., Behera S.K. Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: structure and Interannual variability // *Dyn. Atmos. Ocean.* 2005. № 39 (1). P. 103–35. DOI:10.1016/j.dnatmoce.2004.10.014
6. Conway D., Allison E.H., Felstead R., Goulden M. Rainfall variability in East Africa: implications for natural resources management and livelihoods // *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences.* 2005. № 363 (1826). P. 49–54. DOI: 10.1098/rsta.2004.1475
7. Page S.E., Siegert F., Rieley J., Boehm H.V., Jaya A., Limin S. The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997 // *Nature*. 2002. № 420 (6911). P. 61–65. DOI: 10.1038/nature01131
8. Kunii O., Kanagawa S., Yajima I., Hisamatsu Y., Yamamura S., Amagai T., Ismail I.S. The 1997 haze disaster in Indonesia: its air quality and health effects // *Archives of Environmental Health: An International Journal.* 2002. № 57 (1). P. 16–22. DOI: 10.1080/00039890209602912
9. Ummenhofer C.C., England M.H., McIntosh P.C., Meyers G.M., Pook M.J., Risbey J.S., Gupta A.S., Taschetto A.S. What causes southeast Australia's worst droughts? // *Geophysical Research Letters.* 2009. № 36 (4).
10. Wang G., Cai W. Two-year consecutive concurrences of positive Indian Ocean Dipole and Central Pacific El Niño preconditioned the 2019/2020 Australian “black summer” bushfires. // *Geoscience Letters.* 2020. № 7 (1). P. 1–9. DOI:10.1186/s40562-020-00168-2
11. 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 государственного экологического университета.* 2008. № 6. С. 181–197.
12. 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.* 2018. № 11 (31). С. 83–89. DOI: 10.33075/2220-5861-2018-1-83-89
13. 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
14. 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
15. Philander S.G. El Nina, La Nina, and the Southern Oscillation // *Academic Press: San Diego, USA,* 1989. 293 p.
16. Полонский А.Б., Торбинский А.В. Критический слой в экваториально-тропической зоне и Индоокеанский диполь // *Системы контроля окружающей среды.* 2019. № 2 (36). С. 88–92. DOI: 10.33075/2220-5861-2019-2-88-92
17. Полонский А.Б., Торбинский А.В., Губарев А.В. Идентификация механизмов формирования Индоокеанского диполя // *Системы контроля окружающей среды.* 2020. № 2 (40). С. 13–18. DOI: 10.33075/2220-5861-2020-2-13-18

THE MECHANISM OF THE FORMATION OF THE 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 identify individual cases of the occurrence of a critical layer in the system of zonal currents of the Indian Ocean within certain months for the period 1979–2018 aimed at studying the impact of instability of these currents on the Indian Ocean Dipole (IOD) generation. It has been shown that in most cases, the critical layer occurrence coincides with the onset of positive IOD events and takes place one or two months before the onset of these events. This indicates that sporadic instability of the system of zonal currents is one of the main mechanisms for generating IOD events in the region.

Keywords: Indian Ocean dipole, system of zonal currents, Rossby wave, critical layer

REFERENCES

1. Saji N.H., Goswami B.N., Vinayachandran P.N., and Yamagata T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, No. 401 (6751), pp. 360–363. DOI: 10.1038/43854
2. Vinayachandran P.N., Lizuka S., and Yamagata T. Indian Ocean dipole mode events in an ocean general circulation model. *Deep Sea Res.*, 2002, Part II, No. 49 (7), pp. 1573–1596. DOI:10.1016/S0967-0645(01)00157-6.
3. https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data/ / (data obrashcheniya: 05.08.2021).
4. Saji N.H., and Yamagata T. Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode Events: COADS Observations. *J. Clim.*, 2003, No. 16(16), pp. 2735–2751. DOI:10.1175/1520-0442(2003)016<2735:SOSASW>2.0.CO;2.
5. Rao S.A., and Behera S.K. Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: structure and Interannual variability. *Dyn. Atmos. Ocean*, 2005, No. 39 (1), pp. 103–35. DOI:10.1016/j.dnatmoce.2004.10.014.
6. Conway D., Allison E.H., Felstead R., and Goulden M. Rainfall variability in East Africa: implications for natural resources management and livelihoods. *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 2005, No. 363(1826), pp. 49–54. DOI: 10.1098/rsta.2004.1475.
7. Page S.E., Siegert F., Rieley J., Boehm H.V., Jaya A., and Limin S. The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. *Nature*, 2002, No. 420 (6911), pp. 61–65. DOI: 10.1038/nature01131
8. Kunii O., Kanagawa S., Yajima I., Hisamatsu Y., Yamamura S., Amagai T., and Ismail I.S. The 1997 haze disaster in Indonesia: its air quality and health effects. *Archives of Environmental Health: An International Journal*, 2002, No. 57 (1), pp. 16–22. DOI: 10.1080/00039890209602912
9. Ummenhofer C.C., England M.H., McIntosh P.C., Meyers G.M., Pook M.J., Risbey J.S., Gupta A.S., and Taschetto A.S. What causes southeast Australia's worst droughts? *Geophysical Research Letters*, 2009, No. 36 (4).
10. Wang G., and Cai W. Two-year consecutive concurrences of positive Indian Ocean Dipole and Central Pacific El Niño preconditioned the 2019/2020 Australian “black summer” bushfires. *Geoscience Letters*, 2020, No. 7(1), pp. 1–9. DOI:10.1186/s40562-020-00168-2
11. Polonskij A.B., Torbinskij A.V., and Basharin D.V. Vliyanie Severo-Atlanticheskogo kolebaniya, El'-Nin'o–Yuzhnogo kolebaniya i Indookeanskogo dipolya na prostranstvenno-vremennuyu izmenchivost' prizemnoj temperatury vozduha i atmosfernogo davleniya Sredizemnomorsko-Chernomorskogo regiona (The influence of North Atlantic oscillation, El-Nino/Southern oscillation and Indian dipole on spatial-temporal variability of the surface air temperature and pressure over Mediterranean-Black Sea region). *Vestnik Odesskogo gosudarstvennogo ekologicheskogo universiteta*, 2008, No. 6, pp. 181–197.
12. Polonskij A.B. Otklik v polyah prizemnoj temperatury vozduha, davleniya i osadkov Evrazijskogo regiona na anomalii temperatury poverhnosti okeana, svyazannye s Indookeanskim dipole (Response in the eurasian surface temperature, pressure and precipitation of the Indo-Ocean dipole). *Monitoring systems of environment*, 2018, No. 11(31), pp. 83–89. DOI: 10.33075/2220-5861-2018-1-83-89
13. Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y., and Yamagata T. Interannual variability in the subsurface Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole. *Deep Sea Res.*, 2002, Part II, No. 49(7), pp. 1549–1572. DOI: 10.1016/S0967-0645(01)00158-8

Monitoring systems of environment No 3 (45) 2021

14. Wang H., Murtugudde R., and Kumar A. Evolution of Indian Ocean dipole and its forcing mechanisms in the absence of ENSO. *Climate Dynamics*, 2016, No. 47(7), pp. 2481–2500. DOI: 10.1007/s00382-016-2977-y
15. Philander S.G. El Nina, La Nina, and the Southern Oscillation. *Academic Press*: San Diego, USA, 1989, 293 p.
16. Polonskij A.B., and Torbinskij A.V. Kriticheskij sloj v ekvatorial'no-tropicheskoy zone i Indookeanskij dipol' (Critical layer in the equatorial-tropical zone and the Indian Ocean dipole). *Monitoring systems of environment*, 2019, No. 2 (36), pp. 88–92. DOI: 10.33075/2220-5861-2019-2-88-92
17. Polonskij A.B., Torbinskij A.V., and Gubarev A.V. Identifikacziya mekhanizmov formirovaniya Indookeanskogo dipolya (Identification of formation mechanisms of Indian Ocean dipole). *Monitoring systems of environment*, 2020, No. 2 (40), pp. 13–18. DOI: 10.33075/2220-5861-2020-2-13-18