

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465.(267)

А.Б. Полонский, А.В. Торбинский

Роль зональных течений и планетарных волн в распространении термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана

Исследовался механизм формирования Индоокеанского диполя. Использованы данные оперативного океанического реанализа Европейского центра среднесрочного прогноза погоды о потенциальной температуре, солёности и зональной скорости течений для экваториально-тропической зоны южной части Индийского океана за 1960 – 2005 гг. На основе этих данных рассчитаны величины фазовой скорости первой бароклинной моды планетарных волн, средние величины скоростей зональных течений в слое 0 – 300 м, а также скорость распространения аномалий теплозапаса в зональном направлении (которая определяет характерный временной масштаб Индоокеанского диполя). Показано, что распространение аномалий теплозапаса в южной части экваториальной зоны Индийского океана происходит в западном направлении. Между 8 и 13° ю.ш. скорость перемещения термических аномалий определяется суммой фазовых скоростей планетарных волн и зональной скорости Южного Пассатного течения. В окрестности 13° ю.ш. формируется критический слой, в котором возможна генерация растущих возмущений за счет неустойчивости системы зональных течений.

Ключевые слова: Индийский океан, зональные течения, фазовая скорость, аномалии теплозапаса.

Введение. Процессы перераспределения тепла в Индийском океане представляют не только региональный интерес, поскольку они являются неотъемлемой частью глобальных процессов, протекающих в климатической системе Земли [1]. В работе [2] было продемонстрировано, что межгодовая изменчивость теплового состояния вод экваториальной зоны Индийского океана определяет значимую долю температурных флюктуаций в приземном слое атмосферы Европейского региона в летний период. В связи с этим необходимо более детальное изучение механизмов, регулирующих процессы межгодовой изменчивости термических характеристик верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана.

Одним из главных региональных механизмов перераспределения тепла в Индийском океане является Индоокеанский диполь (ИОД) [3]. В действительности ИОД – это основная межгодовая мода в системе океан – атмосфера экваториально-тропической части Индийского океана, существенно влияющая на изменения теплообмена с атмосферой на межгодовом масштабе [2 – 6].

© А.Б. Полонский, А.В. Торбинский, 2012

ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2012, № 6

35

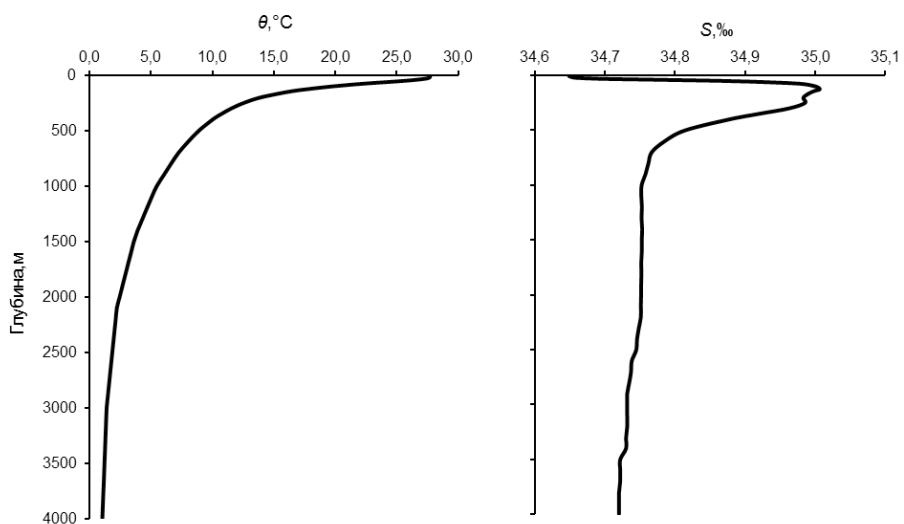
Пространственно-временные масштабы ИОД обычно связывают с характеристиками волн Россби [7], генерируемых в восточной части Индийского океана на $3 - 15^\circ$ ю.ш. и распространяющихся на запад со скоростью порядка 20 см/с, возрастающей по направлению к экватору. В работе [4] было высказано предположение, что распространение термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана в зональном направлении определяется в значительной степени не только величиной скорости планетарных волн, но и скоростью зональных течений. При изменении структуры и скорости зональных течений следует ожидать изменения типичного периода ИОД и его амплитуды, а также, как следствие этого, изменения таких важных параметров системы океан – атмосфера, как температура поверхности океана, влажность приводного слоя атмосферы, облачность и т.д.

Целью настоящей работы является дальнейшее изучение механизма формирования Индоокеанского диполя. Будет показано, что изменчивость теплозапаса верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана на межгодовом масштабе (влияющая на характерный временной масштаб ИОД) определяется суммой скоростей распространения планетарных волн и зональных течений.

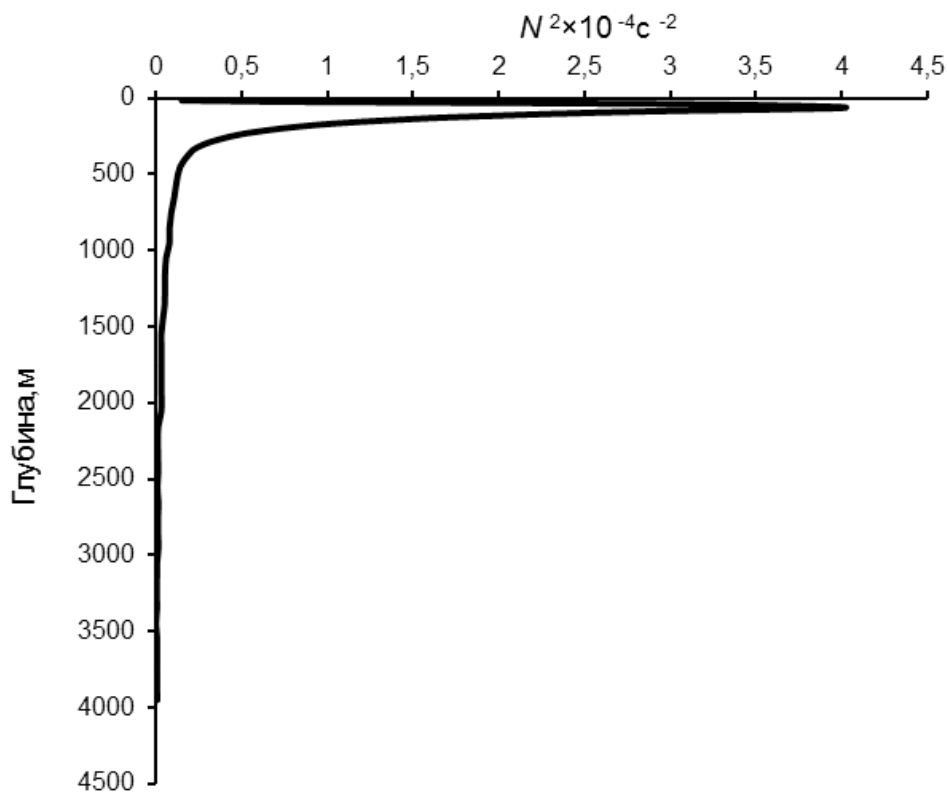
Материалы и методика расчета. В настоящей работе использовались результаты оперативного реанализа (*ORA-S3*) Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (*ECMWF*) за $1960 - 2005$ гг. [8]. Из массива *ORA-S3* выбирались ежемесячные профили потенциальной температуры, солёности и зональной компоненты скорости течений для южной части Индийского океана (между 3 и 14° ю.ш.). Пространственное разрешение данных реанализа $1 \times 1^\circ$.

Для определения фазовых скоростей волновых возмущений в работе использовалась стандартная теория волн Россби и исследовалась область, ограниченная координатами $3 - 14^\circ$ ю.ш., $72 - 74^\circ$ в.д. Расчет среднегодовых значений частоты Вайсяля – Брента производился по данным о вертикальном распределении среднемесячных величин потенциальной температуры θ и солёности S морской воды. Среднегодовые профили потенциальной температуры и солёности представлены на рис. 1.

По данным для каждого конкретного месяца вычислялось среднее значение потенциальной плотности, затем по формуле $N \equiv \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ – среднемесячная частота Вайсяля – Брента. Здесь ρ – потенциальная плотность морской воды, $g \approx 9,8$ м/с² – ускорение свободного падения, $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ – вертикальный градиент плотности. Далее производилось осреднение по сезонам и только потом, путем осреднения среднесезонных величин, рассчитывалось среднемноголетнее значение частоты Вайсяля – Брента (рис. 2). Такая методика расчета позволила избежать искажения среднегодовых величин, возникающего при простом осреднении всех данных, неравномерно распределенных по сезонам.



Р и с. 1. Изменение среднегодовой величины потенциальной температуры (а) и солёности (б) с глубиной в сферическом прямоугольнике с координатами 3 – 14° ю.ш., 73° в.д. за период 1960 – 2005 гг.



Р и с. 2. Вертикальный профиль среднегодовой частоты Вайсяля – Брента

Частота Вайсяля – Брента и потенциальная плотность вычислялись с достаточной точностью для слоя 0 – 4000 м с помощью пакета программ *Gibbs-SeaWater Oceanographic Toolbox* в среде *Matlab R2010a*.

Формула для расчета фазовой скорости низшей бароклинной моды планетарных волн (волн Россби) получена на основе следующего дисперсионного соотношения:

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

где ω_n – частота первой бароклинной моды ($n = 1$); $k_h = (k_1^2 + k_2^2)^{1/2}$ – волновое число (рассматривался случай $k_2 = 0$, т.е. анализировались зональные волновые возмущения); $\beta = 2\Omega \cos\varphi/R$, $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – угловая частота вращения Земли, φ – широта, $R \approx 6370 \text{ км}$ – радиус Земли; h_n – эквивалентная глубина, определяющая скорость распространения длинной планетарной бароклинной волны; $f = f_0 + \beta y$ – параметр Кориолиса.

Эквивалентная глубина рассчитывалась из следующего соотношения:

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

где H – типичная глубина океана (для исследуемой области по данным батиметрии $H = 2000 \text{ м}$); n – номер моды (в данном случае $n = 1$). Тогда фазовая скорость низшей бароклинной моды вычисляется по уравнению

$$c_1 = \frac{1}{k_h^2 (k_h^2 + f^2 / gh_1)} (-\beta k_1^2). \quad (3)$$

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

$$c_1 = \frac{-\beta gh_1}{f^2}. \quad (4)$$

Значения фазовой скорости распространения возмущений термических аномалий в зональном направлении ($V_{\text{фаз}}$) рассчитывались с использованием результатов анализа взаимных спектров изменения теплозапаса к югу от экватора в восточной и западной частях Индоокеанского бассейна. Для этого по архивным материалам реанализа *ORA-S3* были получены данные за период 1960 – 2005 гг. о вертикальном распределении температуры воды 300-метрового слоя океана на двух меридиональных разрезах в окрестности 50 и 110° в.д. начиная с 8 по 14° ю.ш. Эти данные позволили рассчитать средне-

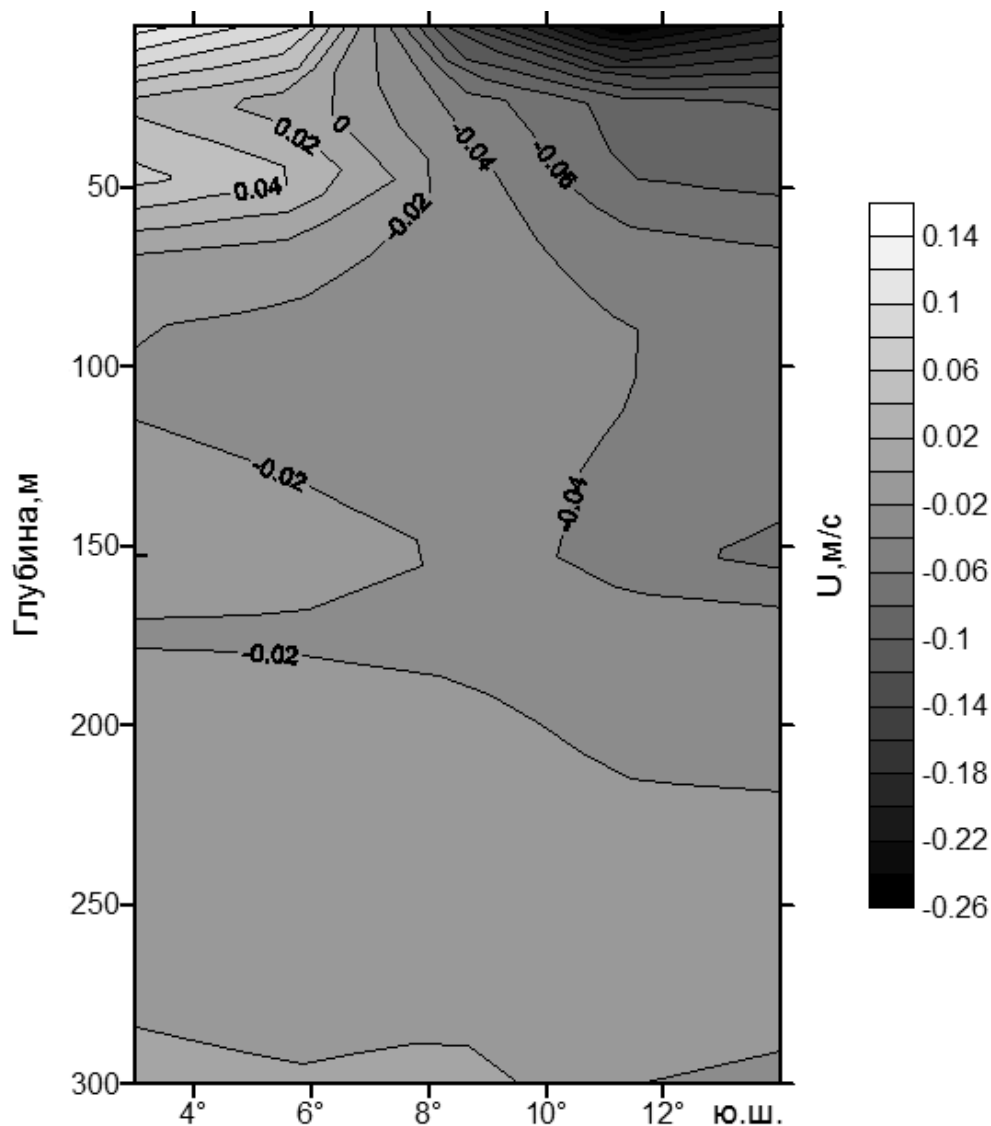
многолетнее значение температуры, а затем и величину изменения теплозапаса на каждом разрезе. Далее с помощью кросс-спектрального анализа были получены средние значения теплозапаса $\langle Q \rangle$, стандартные отклонения от этой величины δQ , а также сдвиг фаз Δt между значениями изменчивости термических характеристик верхнего слоя в различных частях экваториально-тропической зоны Индийского океана. Фазовая скорость распространения термических возмущений вычислялась с помощью формулы $V_{\text{фаз}} = \Delta x / \Delta t$, где Δx – расстояние между исследуемыми областями, равное 60° . Более подробно методика расчета фазовой скорости приведена в работе [4]. Результаты анализа представлены в таблице.

Результаты анализа взаимных спектров изменений теплозапаса в восточной и западной частях Индийского океана

$^\circ$ в.д.	$^\circ$ ю.ш.	$\langle Q \rangle$, ккал/см ²	δQ , ккал/см ²	Δt , год	$V_{\text{фаз}}$, м/с
50	8	484,8	14,2	1,05	0,20
110	8	504,0	14,6		
50	9	499,0	13,9	1,08	0,19
110	9	507,2	12,6		
50	10	544,7	11,2	1,02	0,20
110	10	528,6	10,9		
50	11	570,7	9,3	0,98	0,21
110	11	542,1	10,9		
50	12	609,2	6,8	0,80	0,26
110	12	575,1	12,6		
50	13	615,1	6,5	0,91	0,23
110	13	588,5	12,7		
50	14	619,6	6,7	1,11	0,19
110	14	602,4	10,1		

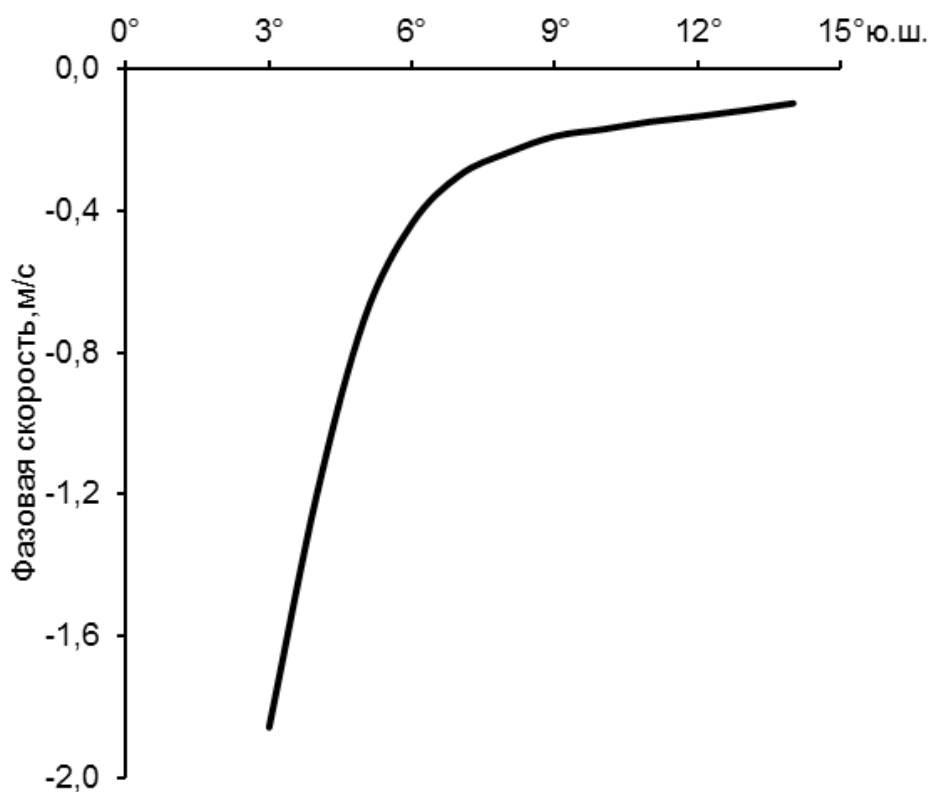
Результаты и их анализ. Среднегодовые величины зональной компоненты скорости течения U по данным реанализа на меридиональном разрезе по 73° в.д. продемонстрированы на рис. 3. Видно, что в среднем за год между 3 и 6° ю.ш. в верхнем 100-метровом слое преобладает восточный перенос со средней скоростью до $0,20$ м/с. Между 7 и 14° ю.ш. наблюдается западный

перенос с типичной величиной зональной скорости до 0,25 м/с. Такая схема циркуляции соответствует схеме среднегодовой циркуляции водных масс южной части экваториально-тропической зоны Индийского океана, хорошо описанной в литературе [5, 9]. Зональные среднегодовые течения в этом регионе представлены Южным Пассатным течением (в южной части разреза), которое не меняет своего направления на запад в течение всего года, усиливаясь летом Северного полушария, и восточными течениями (в северной части разреза). Последние совпадают по характеристикам с Муссонным течением в зимние месяцы и с Экваториальным противотечением – летом.



Р и с. 3. Среднегодовые величины зональной компоненты скорости течения U на меридиональном разрезе

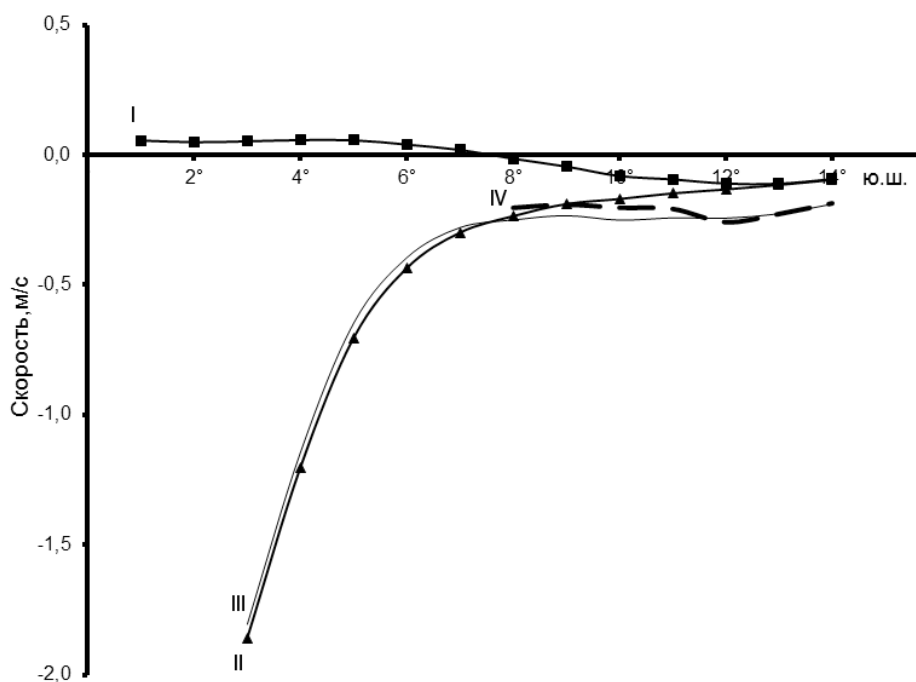
На рис. 4 представлены результаты расчетов значений фазовой скорости волн Россби для различных широт в пределах $72 - 74^\circ$ в.д. при среднегодовой вертикальной плотностной стратификации. Полученные значения фазовых скоростей приходятся на интервал $0,19 - 1,8$ м/с. С удалением от экватора фазовая скорость распространения возмущений в зональном направлении уменьшается. Отрицательные значения фазовой скорости соответствуют направлению распространения планетарных волн с востока на запад. Следует заметить, что величины скоростей распространения аномалий теплозапаса, рассчитанные в данной работе, отличаются от полученных ранее в статье [4]. Это связано как с увеличением количества используемых данных (массив *ORA-S3* включает в себя данные механических батитермографов, теряемых батитермографов и *CTD*-зондов, предназначенных для измерений электропроводности, солености и температуры морской воды как функции глубины), так и с применением более современной методики их ассимиляции. Поэтому полученные в данной работе величины фазовых скоростей можно признать более надежными.



Р и с. 4. Распределение среднегодовых фазовых скоростей волновых возмущений по широте

На рис. 5 представлено изменение фазовой скорости планетарных волн с широтой, средней величины скоростей зональных течений в слое 0 – 300 м, а также скорость распространения аномалий теплозапаса в зональном направлении. Кроме того, на рисунке приведена алгебраическая сумма величин скоростей течений и фазовой скорости планетарных волн. Хорошо видно, что результирующая кривая III изменяется с широтой почти так же, как и кривая IV, характеризующая распространение аномалий теплозапаса вод верхнего слоя океана в зональном направлении.

Следует заметить, что так как расчет значений фазовой скорости планетарных волн производился без учета эффекта экваториального захвата, граница которого расположена примерно на 8° ю.ш. (см., например, [9]), то к этим результатам (а именно, величинам скорости планетарных волн севернее 8° ю.ш.) следует относиться с осторожностью. Именно поэтому кривая IV изменчивости скорости распространения термических аномалий начинается с 8° ю.ш. Тем не менее с учетом погрешностей всех типов можно утверждать, что зональное распространение термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана хорошо описывается суммой фазовой скорости планетарных волн и скорости зональных течений (кривая III).



Р и с. 5. Среднегодовое распределение зональных скоростей (знак минус соответствует распространению возмущений на запад) на меридиональном разрезе: I – зональная компонента скорости течений U в слое 0 – 300 м, осредненная за период 1960 – 2005 гг.; II – фазовая скорость первой бароклинной моды волны Россби; III – суммарная скорость планетарных волн и зональных течений; IV – скорость распространения возмущений в зональном направлении $V_{\text{фаз}}$, оцененная по изменению теплозапаса в центральной и восточной частях Индийского океана

Из рис. 5 видно, что в окрестности 13° ю.ш. образуется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зонального течения. В этом слое за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений. Можно предположить, что наличие или отсутствие этого слоя в некоторые сезоны (вследствие интенсивной внутригодовой изменчивости системы зональных течений в экваториальной зоне Индийского океана) определяет существование Индоокеанского диполя как независимой от событий Тихоокеанского региона межгодовой моды системы океан – атмосфера.

Заключение. Таким образом, распространение аномалий теплозапаса с востока на запад в экваториально-тропической части Индийского океана связано не только с генерацией планетарных волн на востоке Индоокеанского бассейна, но также с переносом тепла зональными течениями. Скорость этого распространения, определяющая характерный временной масштаб ИОД, есть сумма скоростей планетарных волн и зональных течений. В окрестности 13° ю.ш. формируется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. В этом слое за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений, являющихся внутренней индоокеанской модой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Xie S.P., Vecchi G., Liu A.Q. et al. Indian Ocean Dipole response to Global Warming: Analysis of ocean – atmospheric feedbacks in a coupled model // *J. Clim.* – 2010. – 23, № 5. – P.1240 – 1253.
2. Полонский А.Б., Торбинский А.В., Башарин Д.В. Влияние Североатлантического 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.
3. Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y. et al. Subsurface interannual variability associated with the Indian Ocean Dipole // *Clivar Exchan.* – 2002. – № 7. – P. 11 – 13.
4. Полонский А.Б., Торбинский А.В. Скорость распространения температурных аномалий в тропической зоне Индийского океана // *Морской гидрофизический журнал.* – 2009. – № 2. – С. 3 – 11.
5. Schott F.A., McCreary J.P. The monsoon circulation of the Indian Ocean // *J. Progr. Oceanogr.* – 2001. – 51, № 1. – P. 1 – 123.
6. Ashok K., Guan Z., Saji N.H. et al. Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian Summer Monsoon // *J. Clim.* – 2004. – 17, № 16. – P. 3141 – 3155.
7. Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y. et al. Interannual variability in the subsurface Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole // *Deep-Sea Res. Part II.* – 2001. – 49, № 7 – 8. – P. 1549 – 1572.

8. *ECMWF* (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), 2011.– <http://www.ecmwf.int/products/forecasts/d/charts/ocean>.
9. Бубнов В.А. Циркуляція екваторіальних вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – С. 116 – 173.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
E-mail: uzundja@mail.ru

Материал поступил
в редакцию 06.01.11
После доработки 08.07.11

АНОТАЦІЯ Досліджувався механізм формування Індоекеанського диполя. Використані дані оперативного океанічного реаналізу Європейського центру середньострокового прогнозу погоди про потенційну температуру, солоність і зональну швидкість течій для екваторіально-тропічної зони південної частини Індійського океану за 1960 – 2005 рр. На основі цих даних розраховані величини фазової швидкості першої барокліної моди планетарних хвиль, середні величини швидкостей зональних течій у шарі 0 – 300 м, а також швидкість розповсюдження аномалій теплозапасу в зональному напрямі (яка визначає характерний часовий масштаб Індоекеанського диполя). Показано, що розповсюдження аномалій теплозапасу в південній частині екваторіальної зони Індійського океану відбувається в західному напрямі. Між 8 і 13° пд.ш. швидкість переміщення термічних аномалій визначається сумою фазових швидкостей планетарних хвиль і зональної швидкості Південної Пасатної течії. Поблизу 13° пд.ш. формується критичний шар, в якому можлива генерація зростаючих збурень за рахунок нестійкості системи зональних течій.

Ключові слова: Індійський океан, зональні течії, фазова швидкість, аномалії теплозапасу.

ABSTRACT Mechanism of formation of the Indian Ocean Dipole is studied. The operational ocean reanalysis data of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts on potential temperature, salinity and currents' zonal velocities for the equatorial-tropical area of the southern Indian Ocean for 1960 – 2005 are used. These data constitutes a basis for calculating the value of phase velocity of the first baroclinic mode of planetary waves, average values of zonal currents' velocities in the 0 – 300 m layer, and also the speed of heat content anomalies' distribution in zonal direction (conditioning the characteristic temporal scale of the Indian Ocean Dipole). It is shown that heat content anomalies in the southern part of the equatorial Indian Ocean are distributed westward. Between 8 and 13°S the velocity of the thermal anomalies' motion is conditioned by a sum of phase velocities of planetary waves and the South Equatorial Current zonal velocity. A critical layer where generation of growing disturbances is possible due to instability of the zonal currents' system, is formed in the vicinity of 13°S.

Keywords: Indian Ocean, zonal currents, phase velocity, heat content anomalies.