

ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ЭКВАТОРИАЛЬНО- ТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

А.В. Торбинский

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail: uzundja@mail.ru

Целью настоящей работы является описание пространственно-временной структуры крупномасштабных термических аномалий верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана и исследование механизмов их формирования. Показано, что в центральной части экваториальной зоны Индийского океана между 4° и 8° ю.ш. возможно образование критического слоя, в котором фазовые скорости распространения планетарных волн совпадают со средней скоростью зонального течения. В этом слое за счет баротропно-бароклинной неустойчивости вероятно формируются растущие возмущения.

Введение. Циркуляция и адвективные переносы тепла в Индийском Океане характеризуются ярко выраженными особенностями по сравнению с Тихим океаном и Атлантикой. Азиатский континент блокирует океан с севера таким образом, что адвективные потоки не могут выносить тепло, накопленное в тропической зоне, в высокие широты Северного полушария, как это происходит в Атлантическом и Тихом океанах. Индийский океан также получает добавочное тепло из Тихого океана через Индонезийский проток [1]. Таким образом, Индийский океан является одним из основных источников, снабжающих теплом южную часть Атлантического океана. Поэтому, процессы перераспределения тепла внутри экваториально-тропической зоны Индийского океана представляет не только региональный интерес [2]. Индоокеанский диполь – основная межгодовая мода в системе океан-атмосфера экваториальной части Индийского океана. Диполь проявляется в виде противофазных межгодовых колебаний характеристик взаимодействия океана и атмосферы в западной и восточной частях экваториальной зоны Индий-

ского океана.

Характеристика использованного материала. Методика обработки. В работе использованы данные ХВТ-наблюдений для области экваториально-тропической зоны Индийского океана, ограниченной координатами 0 – 10° ю.ш., 40 – 100° в.д. за период с 1968 г. по 2005 г. Всего в этом регионе за приведенный период времени было выполнено 32023 ХВТ-зондирования.

Для дальнейшего анализа анализируемый регион был разбит на двухградусные квадраты, для каждого из которых был произведен расчет количества зондирования. ХВТ-данные в областях с наибольшим количеством измерений, охватывающих все сезоны и достаточных для надежной оценки среднегодовых величин теплозапаса и зональных геострофических течений, привлекались для следующего:

- расчета фазовых сдвигов между изменчивостью термических характеристик верхнего слоя в различных частях экваториально-тропической зоны Индийского океана;

- оценки фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении (использовались только те данные, которые охватывали большую часть года, что позволило отфильтровать сезонную изменчивость);

- расчета зональных среднесезонных геострофических течений.

Для этого в выбранных квадратах по данным каждого конкретного зондирования вычислялась средняя температура 300-метрового слоя сначала для каждого месяца, затем производилось осреднение по сезонам, и только потом рассчитывалось среднесезонное значение температуры за год путем осреднения среднесезонных величин.

Такая процедура позволила избежать искажения среднегодовых величин, возникающего при простом осреднении всех данных, неравномерно распределенных по сезонам.

По данным каждого конкретного зондирования вычислялась средняя температура верхнего 260-метрового слоя для каждого года, а далее – теплозапас этого слоя.

Для расчета фазовых скоростей распространения возмущений в зональном направлении выполнялась оценка взаимных спектров изменения теплозапаса в центральной и восточной частях региона. Для расчетов среднесезонных значений геострофических скоростей привлекались ХВТ-данные, выполненные на разрезе с координатами 2 – 14° ю.ш., 72 – 74° в.д. за 1968 – 2005 гг. для слоя 500 метров. Вычисления производились при помощи динамического метода.

Результаты и их обсуждение. Полученные в ходе расчетов значения основных энергонесущих периодов взаимных спектров изменения теплозапаса составляют 2,5 – 3,5 года. Эта величина соответствует периоду флуктуаций индекса индоокеанского диполя, что подтверждает его основную роль в формировании климатических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана. Действительно, динамика океана в экваториальной зоне навязывает системе океан – атмосфера основной временной масштаб явления.

Он зависит от скорости распространения аномалий верхнего слоя океана в зональном направлении. Положительные значения фазовой скорости соответствуют направлению распространения аномалий теплозапаса с востока на запад. С удалением от экватора фазовая скорость распространения возмущений в зональном направлении увеличивается до 10 см/с (на 5° ю.ш.), затем убывает до 6 см/с (на 7° ю.ш.), вслед за этим вновь виден ее рост. Она достигает своего максимального значения в 11 см/с (на 8 – 10° ю.ш.), а потом монотонно уменьшается до 7 см/с на 14 – 15° ю.ш. (рис. 1).

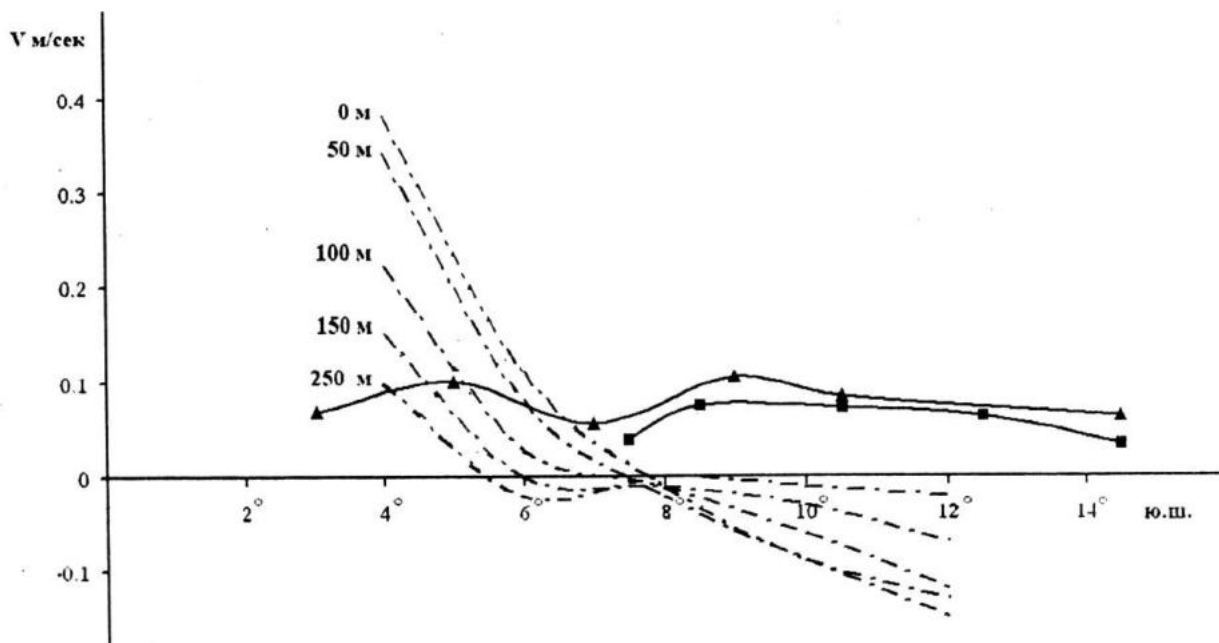


Рисунок 1 — Изменение фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении, оцененной по изменению теплозапаса на разрезах вдоль кругов широты в период ЭН 1997 – 1998 гг. (кривая с квадратами, квадраты – точки измерений), значения фазовых скоростей полученных из анализа взаимных спектров изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона к югу от экватора (кривая с треугольниками), изменение геострофических скоростей для различных глубин (штрих-пунктирные кривые)

Скорости экваториально-захваченных волн Россби достигают десятков сантиметров в секунду. В работе [3] был сделан вывод, что, вероятнее всего, распространение выделенного сигнала в зональном направлении с востока на запад определяется аномальным переноса тепла зональными экваториальными течениями.

Средние значения геострофических скоростей, рассчитанные по ХВТ-данным, полученным на разрезе с координатами 2 – 14° ю.ш., 72 – 74° в.д. за период 1968 – 2005 гг. для слоя 350 метров, представлены на (рис. 2). Из него видно, что геострофическая скорость западных течений уменьшается от 2 к 8° ю.ш., а южнее этой широты и вовсе меняет направление на восточное. Такая структура зональных течений типична

для экваториально-тропической зоны Индийского океана [4].

Следует заметить, что хоть величин геострофической скорости и не является абсолютной, но, с учетом погрешности расчета ~ 1 – 2 см/с явно видно, что между 4 и 7 – 8° ю.ш. формируется критический слой, там, где фазовая скорость планетарных волн совпадает со скоростью среднего течения. Причем отмечается тенденция к тому, что глубина залегания критического слоя при приближении к экватору возрастает (рис. 1), что является следствием сдвига геострофической скорости и по горизонтали, и по вертикали. Такой сдвиг может приводить к развитию баротропно-бароклинной неустойчивости.

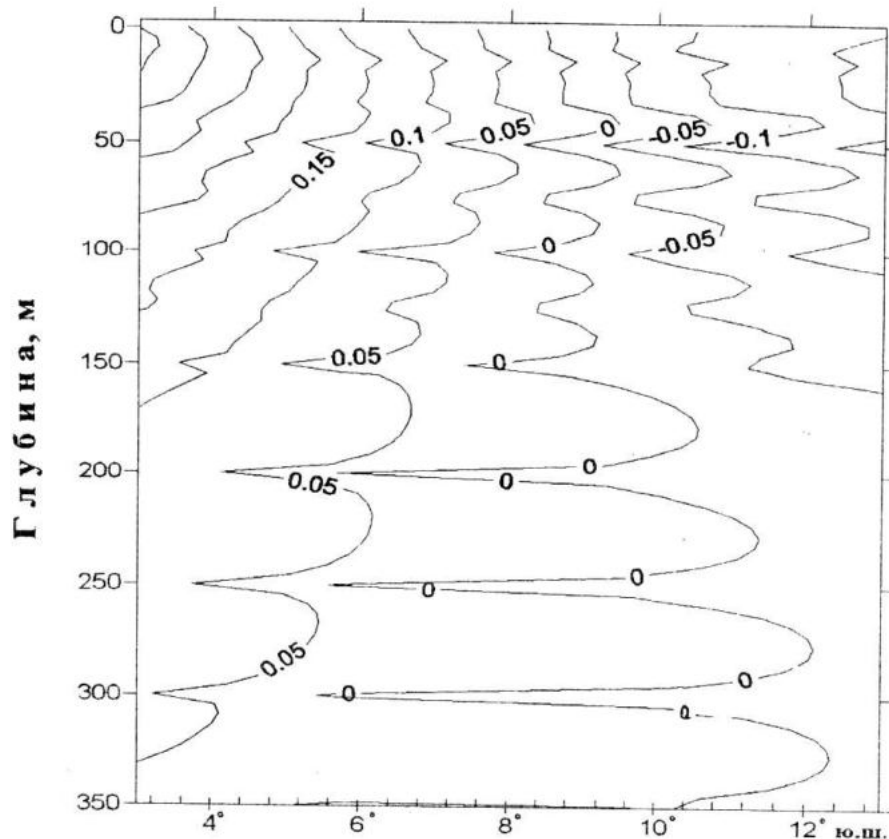


Рисунок 2 – Средние значения геострофической скорости, рассчитанной по ХВТ-данным, выполненным на разрезе с координатами 2–14° ю.ш., 72–74° в.д. за период 1968–2005 гг. для слоя 350 метров

Заключение. Подводя итог проведенному анализу можно констатировать следующее:

- подтверждается влияние Индоокеанского диполя на температурные характеристики верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана. В частности, это проявляется в том, что значения основных энергонесущих периодов на взаимных спектрах изменения теплозапаса в центральной и восточной части региона соответствуют временному масштабу флуктуаций индекса Индоокеанского диполя;

- величины фазовых скоростей распространения аномалий теплозапаса имеют порядок 10 см/с, это много меньше скорости экваториально захваченных волн Россби и Янаи. Полученная оценка согласуется с оценками скорости переноса термических аномалий верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана Южным Пассатным течением;

- между 4 и 7-8° ю.ш. формируется критический слой, в котором фазовая скорость планетарных волн совпадает со скоростью среднего течения. Причем отмечается тенденция к увеличению глубины залегания критического слоя

при приближении к экватору. В этом слое за счет баротропно-бароклинной неустойчивости возможно формируются растущие возмущения.

ЛИТЕРАТУРА

1. A. Schiller, G. Meyers. Seasonal Near-Surface Dynamics and Thermodynamics of the Indian Ocean and Indonesian Throughflow in a Global Ocean General Circulation Mode 1 // *J.Phys. Oceanogr.* – 28. – 1998. – P. 2288–2312.
2. G. Meyers, R. Boscolo. The Indian Ocean Observing system (IndOOS) // *Clivar Exchanges* – 11, № 4. – 2006. – P. 2–8.
3. А.Б. Полонский, А.В. Торбинский, Г. Мейерс. Межгодовая изменчивость теплозапаса верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана и индоокеанский диполь // *Морской гидрофизический журнал.* – №3. – 2007. – С. 15–27.
4. В.А. Бубнов. Циркуляция вод экваториальных вод Мирового океана // – Л.: Гидрометеоздат. – 1990.