Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465 (267)

А.Б. Полонский, Г. Мейерс, А.В. Торбинский

Межгодовая изменчивость теплозапаса верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана и индоокеанский диполь

Целью настоящей работы является изучение характеристик межгодовой изменчивости теплозапаса верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана по XBT-данным, полученным с 1983 по 2003 гг., для оценки роли различных физических факторов, определяющих пространственно-временную структуру индоокеанского диполя в подповерхностном слое. Подтверждается значительное влияние интенсивных событий Эль-Ниньо на индоокеанский диполь. Эти события генерируют максимальные возмущения термической структуры верхнего слоя восточной части Индийского океана, которые затем распространяются на запад со скоростью от 3-4 до 8 см/с.

Введение. Индоокеанский диполь (ИД) представляет собой одну из основных мод, характеризующих межгодовую изменчивость крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в экваториальной зоне Мирового океана. Диполь проявляется в виде противофазных межгодовых колебаний характеристик взаимодействия океана и атмосферы в западной и восточной частях экваториальной зоны Индийского океана. В качестве примера на рис.1 приведены коэффициенты $D_1 - D_5$ вейвлет-разложения январских турбулентных потоков тепла, рассчитанные по данным реанализа NCEP за 1950 - 2001 гг. для центральной и восточной частей экваториальной зоны Индийского океана. Эти коэффициенты ярко демонстрируют противофазный характер изменчивости турбулентных потоков тепла в рассматриваемых районах на временных масштабах от нескольких до десяти лет. Индоокеанская изменчивость этого типа формирует существенную долю межгодовых флюктуаций климатических характеристик не только в прилегающих к Индийскому океану районах, но и в Атлантико-Европейском регионе [1 – 5]. Именно поэтому исследованию ИД уделяется в последние годы значительное внимание. В ряде работ [1, 2] ИД рассматривается в качестве независимой моды экваториальной изменчивости Индийского океана. Другие авторы [3, 4, 6] считают, что ИД взаимосвязан с Эль-Ниньо – Южным колебанием (ЭНЮК), главным образом через индоокеанскую и тихоокеанскую экваториальные ячейки Уокера.

© А.Б. Полонский, Г. Мейерс, А.В. Торбинский, 2007

ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 3





Р и с. 1. Коэффициенты $D_1 - D_5$ вейвлет-разложения январских турбулентных потоков тепла, рассчитанные по данным реанализа NCEP за 1950 – 2001 гг., в центральной (77°в.д., сплошная кривая) и восточной (105°в.д., штриховая кривая) частях экваториальной зоны Индийского океана – а, материнский вейвлет Мейера – $\delta(w_i - \text{вейвлет-коэффициенты})$

В подповерхностном слое ИД проявляется в поле температуры [7]. Однако характеристики межгодовой изменчивости этого поля изучены гораздо хуже, чем изменчивость атмосферных параметров и температуры поверхности океана. Это обусловлено значительно меньшим объемом океанографических данных по сравнению с метеорологическими. Ясно вместе с тем, что изменчивость океанографических характеристик в подповерхностном слое экваториальной зоны Индийского океана решающим образом определяет пространственно-временные характеристики ИД. Это следует из некоторой аналогии между ИД и соответствующей по масштабу изменчивостью в Тихом океане (т.е. ЭНЮК). Действительно, и в том и в другом случае 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. Из-за меньшего размера Индийского океана (по сравнению с Тихим) можно ожидать наличия во временной изменчивости ИД более интенсивных относительно высокочастотных флюктуаций, чем в характеристиках ЭНЮК. В некоторой степени это подтверждается опубликованными данными [3,4], а также рис. 1, из которого следует, что максимальная амплитуда межгодовых - десятилетних изменений турбулентных потоков тепла на поверхности приходится на наиболее высокочастотные компоненты (ср. D_1 и D_2 с D_3 и D_4).

На протяжении последних 25 лет в Индийском океане выполняются регулярные *XBT*-наблюдения. Они проводятся в районах рекомендованных курсов коммерческих судов и позволяют надежно выделить межгодовые колебания температуры верхнего слоя океана на фоне более высокочастотной (сезонной, синоптической и мезомасштабной) изменчивости.

Целью настоящей работы является изучение характеристик межгодовой изменчивости теплозапаса верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана по *XBT*-данным, полученным с 1983 по 2003 гг., для оценки роли различных физических факторов, определяющих пространственно-временную структуру ИД в подповерхностном слое.

Характеристика использованного материала. Методика обработки. В работе были проанализированы данные *XBT*-зондирований, выполненных в Индийском океане в 1983 – 2003 гг. Причем использовались только те ХВТданные, которые охватывали большую часть года, что позволило отфильтровать сезонную изменчивость. К сожалению, это привело к уменьшению длины анализируемых рядов, так как до 1986 г. выполнено слишком мало зондирований. Максимальная глубина зондирований - 800 м. Основная часть анализируемых измерений выполнялась на двух разрезах (рис. 2). Оба разреза берут начало от юго-западной оконечности Австралии. Один из них пересекает весь Индийский океан в направлении с юго-востока на северо-запад до северо-восточной оконечности п-ова Сомали, другой простирается до западной оконечности о. Ява. На первом разрезе было выполнено 10625 зондирований, а на втором – 13100. Будем называть их разрезами № 1 и № 2 соответственно. ХВТ-данные, полученные на обоих разрезах в окрестности 7 - 15° ю.ш., привлекались для анализа фазовых сдвигов между изменчивостью термических характеристик верхнего слоя в различных частях экваториально-тропической зоны Индийского океана, а также для оценки фазовой

ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 3

Морокого гидрофизического института НАН Украины скорости распространения возмущений в зональном направлении. Количество *XBT*-зондирований, выполненных с 1986 по 2003 гг. на анализируемых разрезах и использованных для дальнейшего анализа, приведено в табл. 1, 2 и 3. Видно, что на восточном разрезе было выполнено большее количество зондирований. Здесь в среднем за год число зондирований чаще всего изменялось от одного до нескольких десятков, тогда как на западном – не превышало 15. Всего при анализе было использовано 13639 *XBT*-зондирований.



Р и с. 2. Географическое положение *XBT*-разрезов в Индийском океане, выполненных в период с 1983 по 2003 гг.

По данным каждого конкретного зондирования вычислялась средняя температура (*T*_{сред}) верхнего 260-метрового слоя для каждого года, а далее по формуле $Q = \rho C_p T_{cpco} h$ – теплозапас этого слоя. Здесь h = 260 м, а $\rho C_p = l(\Gamma \cdot \kappa a \pi)/(cm^3 \cdot \Gamma p a \pi) (\rho - плотность морской воды, C_p - удельная теп$ лоемкость при постоянном давлении). Для выявления механизма формирования межгодовых аномалий теплозапаса проводилось сравнение скорости изменения теплозапаса dQ/dt с вариациями турбулентных потоков тепла H + LE(Н - явный поток тепла, L - удельная теплота парообразования, E - интенсивность испарения) на нижней границе атмосферы в западной, центральной и восточной частях экваториальной зоны Индийского океана. Для анализа влияния событий ЭНЮК на ИД привлекались также индексы ЮК. Сведения о ежемесячных потоках тепла заимствовались из данных реанализа Национального центра предсказания климата и Национального центра атмосферных исследований США (NCEP/NCAR) за временной промежуток с 1950 по 2001 гг. После чего они усреднялись по каждому году.

5		°ю.ш.														
Год	22 - 21	21 – 20	20 - 19	19 – 18	18 - 17	17 – 16	16 - 15	15 - 14	14 – 13	13 - 12	12 – 11	11 - 10	10-9	9-8	$ \begin{array}{c} 8 - 7 \\ 7 \\ 6 \\ 9 \\ 4 \\ 10 \\ 12 \\ 17 \\ 18 \\ 16 \\ 24 \\ 12 \\ 15 \\ 17 \\ 17 \\ 14 \\ 8 \\ 13 \\ 4 \\ 4 $	7-6
1986	22	18	8	12	9	13	13	10	13	9	12	12	9	9	7	9
1987	38	36	15	19	17	18	20	16	14	16	22	18	15	20	6	5
1988	31	31	17	16	19	18	21	16	18	19	20	18	22	12	9	3
1989	31	29	16	16	15	15	20	15	12	17	11	16	14	9	4	1
1990	35	33	24 ·	23	16	24	16	19	16	21	19	19	15	23	10	3
1991	32	27	33	21	18	17	17	22	17	17	21	15	21	17	12	14
1992	36	30	20	23	25	17	21	24	18	21	20	17	24	20	17	24
1993	42	44	26	30	25	25	23	27	25	25	25	28	20	27 .	18	26
1994	52	56	28	25	28	29	25	29	26	26	27	28	27	25	16	27
1995	81	78	54	44	43	50	41	44	46	47	47	34	51	51	24	44
1996	44	45	26	21	23	25	25	21	23	20	23	21	16	25	12	22
1997	52	47	29	27	25	23	28	27	27	28	25	28	23	26	15	30
1998	34	27	18	14	16	16	17	15	18	18	16	16	18	16	17	18
1999	45	39	28	23	26	25	27	22	20	23	21	. 24	25	25	17	25
2000	46	37	24	29	16	28	29	24	22	23	28	22	25	28	14	26
2001	42	34	19	23	18	18	14	14	21	21	14	18	14	15	8	7
2002	50	42	21	27	26	26	31	28	21	24	23	25	19	27	13	27
2003	19	16	19	21	15	18	22	23	22	17	13	25	22	17	4	19

Количество XBT-измерений на разрезе 22 – 6° ю.ш., 105° в.д. за 1986 – 2003 гг.

-

-

	_															
F			°ю.ш.			°с.ш.										
ГОД	6-4	4 – 3	3 – 2	2 – 1	1-0	0 – 1	1 – 2	2 – 3	3 – 4	4 – 5	5-6	6 - 7	7 - 8	8-9	9-10 10 7 27 14 15 8 21 12 17 12 18 11 14 12 18 11 14 12 18 11 14 12 18 11 14 12 13 14 12 7 10 11 11 12 12	10 - 11
1986	7	7	4	6	6	4	6	6	6	7	6	5	7	3	7	2
1987	25	19	22	24	20	23	21	23	20	23	20	25	21	25	27	7
1988	18	16	17	19	19	18	17	17	17	14	15	12	17	15	14	6
1989	15	9	13	13	15	11	14	14	16	15	14	18	14	10	15	5
1990	12	10	11	6	13	12	1	13	7	13	9	12	9	10	8	10
1991	12	11	15	15	14	13	15	11	22	19	16	12	18	15	21	6
1992	19	16	11	9	18	16	11	16	17	14	19	10	13	12	12	8
1993	15	12	20	14	14	15	16	21	13	15	17	15	17	18	17	10
1994	11	10	10	13	10	14	14	9	11	10	9	11	15	13	12	12
1995	11	11	11	12	12	13	12	13	12	12	14	15	12	12	18	16
1996	14	12	9	10	10	11	11	10	11	12	12	9	11	13	11	12
1997	14	12	7	14	15	14	14	12	14	13	13	10	15	13	14	9
1998	14	12	12	12	12	12	12	14	13	12	10	11	13	14	12	11
1999	5	6	5	6	6	5	4	6	7	7	3	8	7	5	7	4
2000	13	1	11	15	10	11	13	12	12	13	12	11	14	16	10	8
2001	12	11	15	14	12	11	14	15	13	11	16	13	15	12	11	10
2002	14	13	13	12	14	13	13	13	18	12	17	15	13	10	11	4
2003	10	15	13	13	16	13	15	15	16	16	17	14	15	13	12	8

Количество XBT-измерений на разрезе 6° ю.ш. – 11° с.ш., 60° в.д. за 1986 – 2003 гг.

Таблица3

		7 – 8	8°ю.ш.	8 - 9	9°ю.ш.	10 – 1	1°ю.ш.	12 – 1	3°ю.ш.	14 – 15°ю.ш.		
Год	77	^о в.д.	105°в.д.	79°в.д.	105,5°в.д.	81°в.д.	106°в.д.	84°в.д.	106°в.д.	86°в.д.	108°в.д.	
1986	1	3	14	2	9	6	12	6	9	4	10	
1987	2	38	7	21	20	19	18	18	16	18	16	
1988	2	33	15	9	12	10	18	16	19	12	16	
1989	2	25	4	5	9	10	16	8	17	7	15	
1990	2	21	10	6	23	7	19	6	21	7	19	
1991	2	22	22	9	17	7	15	11	17	7	22	
1992	3	81	36	4	20	8	17	11	21	11	24	
1993	2	25	36	5	27	9	28	12	25	4	27	
1994	2	23	35	9	25	5	28	9	26	6	29	
1995	3	0	60	10	51	14	34	16	47	13	44	
1996	1	7	28	12	25	7	21	13	20	7	21	
1997	2	27	35	9	26	14	28	13	28	13	27	
1998	3	1	18	8	16	9	16	10	18	12	15	
1999	1	2	31	2	25	2	24	1	23	2	22	
2000	2	21	32	11	28	9	22	11	23	6	24	
2001	3	5	19	6	15	4	18	2	21	1	14	
2002	2	27	39	4	27	5	25	1	24	2	28	
2003	2	26	22	8	17	5	25	7	17	3	23	

Количество ХВТ-измерений за 1986 – 2003 гг.

Для вейвлет-разложения использовался пакет *Matlab* (версия 6.5). Разложение производилось с применением материнского вейвлета Мейера (рис.1, σ).

Результаты и их обсуждение. На рис. 3 представлен временной ход теплозапаса верхнего 260-метрового слоя для двух *XBT*-разрезов Индийского океана: с координатами $22 - 6^{\circ}$ ю.ш., $105 - 110^{\circ}$ в.д. и 6° ю.ш. $- 11^{\circ}$ с.ш., $52 - 73^{\circ}$ в.д. Типичная величина теплозапаса на восточном разрезе составляет 350 ккал/см², а на западном - 330 ккал/см². Причем на разрезе, ограниченном координатами 6° ю.ш. $- 11^{\circ}$ с.ш., $52 - 73^{\circ}$ в.д., выделяется положительный тренд (около 2,5 ккал/см² за 10 лет), что свидетельствует о медленном повышении температуры в рассматриваемом регионе Индийского океана. Вместе с тем на более восточном разрезе явно наблюдается резкое падение величины теплозапаса между 1994 и 1998 гг., достигающее почти 40 ккал/см². Минимальная величина теплозапаса приходится на 1998 г. (около 313 ккал/см²), когда в Тихом океане наблюдалась зрелая фаза одного из наиболее интенсивных ЭН за весь период инструментальных наблюдений. При этом в центральной и западной частях экваториальной зоны Индийского океана наблюдаются небольшие положительные аномалии.



Р и с. 3. Межгодовая изменчивость теплозапаса на западном (кривая с квадратами) и восточном (кривая с треугольниками) разрезах в Индийском океане (см. рис. 2)

Более наглядно влияние события ЭНЮК 1997 – 1998 гг. проявляется на графиках изменчивости теплозапаса в приэкваториальном районе Индийского океана (рис.4 – 6). Отметим, что из других событий ЭНЮК по временному ходу теплозапаса экваториальной зоны Индийского океана хорошо идентифицируются ЭНЮК 1986 – 1987 гг. и 1994 – 1995 гг. Другое событие ЭНЮК, наблюдавшееся между 1991 и 1994 гг. и характеризующееся невысокой интенсивностью, проявляется не так явно. Это лишь в некоторой степени подтверждает вывод авторов работы [7] о наличии значимой взаимосвязи ЭНЮК и ИД: только примерно в 35% всех событий ЭНЮК. Эти авторы отмечали, что наряду с индуцируемыми ЭНЮК вариациями гидрофизических полей в экваториальной зоне Индийского океана наблюдаются собственные квазипериодические изменения, обусловленные процессами в системе океан – атмосфера. Вместе с тем на взаимодействие ЭНЮК и ИД оказывает влияние тихоокеанская декадная осциляция, модулирующая межгодовую изменчивость. В результате периоды, характеризующиеся значимой связью ЭНЮК с ИД, перемежаются с периодами, когда отмеченная связь не выделяется. Типичная продолжительность каждого из периодов составляет от 10 до 20 лет [8].



Р и с. 4. Изменения теплозапаса слоя 0 – 260 м на 7 – 8° ю.ш., 77° в.д. (кривая с треугольниками) и на 7 – 8°ю.ш., 105° в.д. (кривая с квадратами)

Для анализа взаимосвязи поверхностных и подповерхностных процессов в экваториальной зоне Индийского океана обратимся к рис. 4, 5 и 6. На них приведены графики межгодовых изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона (соответственно на 7 – 8°ю.ш., 77° в.д. и на 7 – 8°ю.ш. 105° в.д.), скорости его изменения, а также графики межгодовых вариаций турбулентных потоков тепла на поверхности океана и индекса ЮК. Видно, что изменения величины теплозапаса, вычисленные для 7 – 8°ю.ш. на 77° в.д., синфазны с изменениями индекса ЮК и противофазны для 7 – 8°ю.ш. на 105° в.д. На рис. 5 и 6 обнаруживается зависимость изменений теплозапаса от вариаций локальных турбулентных потоков тепла на поверхности океана. При усилении теплоотдачи (увеличении H + LE) чаще всего происходит уменьшение теплозапаса верхнего слоя океана. Однако явно видно, что изменения теплозапаса не могут быть объяснены только изменениями потоков тепла, так как первые не только существенно превышают последние по абсолютной величине, но в ряде случаев даже совпадают по знаку. Можно заключить, таким образом, что эти изменения в значительной степени обусловлены адвекцией тепла, связанной с динамикой экваториальной зоны Индийского океана.



Р и с. 5. Межгодовые изменения dQ/dt (кривая с квадратами), H + LE (кривая с треугольниками) на 7 – 8°ю.ш. и 77°в.д. (индекс ЮК показан жирной кривой с квадратами)



Р и с. 6. Межгодовые изменения dQ/dt (кривая с квадратами), H + LE (кривая с треугольниками) на 7 – 8°ю.ш. и 105°в.д. (индекс ЮК показан жирной кривой с квадратами)

Из рис. 4 видно, что сдвиг фаз между вариациями теплозапаса, наблюдаемыми в центральной и восточной частях региона, составляет примерно 2 года. Причем если считать, что аномалии теплозапаса распространяются с востока на запад, и полагать, что межгодовая изменчивость теплозапаса определяется главным образом адвекцией тепла Южным Пассатным течением. то можно заключить, что скорость распространения возмущения в зональном направлении составляет около 4 см/с. Более точную оценку фазовой скорости можно получить, анализируя взаимные спектры изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона. Эта оценка в среднем для всего периода наблюдений получилась равной около 2,7 года. Таким образом, более точная оценка скорости распространения возмущения в зональном направлении составляет 3 см/с. Это в целом согласуется с оценками скорости переноса термических аномалий верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана, полученными по спутниковым данным (см., например, [9]), С удалением от экватора фазовая скорость распространения возмущений в зональном направлении вначале резко возрастает до 7,7 см/с на 8 – 9°ю.ш., а затем монотонно убывает до 3,5 см/с на 14 – 15°ю.ш. (рис. 7). Эти оценки получены по сдвигу фаз между изменениями теплозапаса на двух разрезах для ЭН 1997 – 1998 гг.



Рис. 7. Изменение фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении, оцененной по изменению теплозапаса на разрезах вдоль кругов широты в период ЭН 1997 – 1998 гг. (квадраты – точки измерений)

Таким образом, распространение выделенного сигнала в зональном направлении с востока на запад в окрестности 7 – 8° ю.ш связано не столько с генерацией экваториально захваченных волн в период событий ЭН, сколько с аномальным переносом тепла зональными экваториальными течениями. Действительно, экваториально захваченные волны Россби характеризуются значительно (на порядок) большими фазовыми скоростями, чем волны Россби в субтропиках и средних широтах. Они достигают десятков сантиметров в се-

кунду. Однако, учитывая наличие в экваториальной зоне струйных зональных течений с большими скоростями, направленных на запад в поверхностном слое (в рассматриваемой области широт это прежде всего Южное Пассатное течение) и на восток в подповерхностном слое (Экваториальное противотечение – течение Тареева), волны Россби, а также волны Янаи (смешанные Россби-гравитационные волны) часто разрушаются в критических слоях. Здесь фазовая скорость планетарных волн совпадает со скоростью среднего течения и волновая энергия поглощается последним. Экваториальные волны Кельвина значительно более быстрые. Их фазовые скорости направлены на восток и достигают для первых мод 10 – 15 м/с, что существенно больше скорости средних течений. Поэтому волны Кельвина должны наблюдаться по экспериментальным данным практически без изменений. Причем во многих работах показано, что их роль в экваториальной динамике, и в частности в развитии событий Эль-Ниньо, очень велика [3, 4, 6, 10]. Однако по анализируемым изменениям теплозапаса распространение сигнала с запада на восток с такой скоростью обнаружить практически невозможно. Это обусловлено недостаточным временным разрешением анализируемых данных для выделения быстрых волн Кельвина. При дискретности временных рядов 1 год и типичной скорости волн Кельвина изменения теплозапаса в двух анализируемых точках в экваториальной зоне (на 7 – 8°ю.ш.), разделенных расстоянием около 2600 км, должны проявляться как синфазные колебания, если они действительно вызваны волнами Кельвина.

Заключение. Подтверждается влияние ЭНЮК на индоокеанский диполь в восточной, центральной и западной частях экваториальной зоны Индийского океана. В частности, это проявилось в резком уменьшении теплозапаса (до 313 ккал/см²) верхнего 260-метрового слоя в восточной части региона, приходящемся на 1998 г. – год ЭН. При этом в западной части экваториальной зоны наблюдались положительные термические аномалии. Теплозапас изменяется в одной фазе с изменением индекса ЮК (с точностью до года) в западной части экваториальной зоны Индийского океана и в противофазе – в восточной части этой зоны.

Наблюдается зависимость изменений теплозапаса от локального теплообмена. Однако аномалии турбулентных потоков тепла не могут объяснить межгодовую изменчивость теплозапаса, которая в значительной степени определяется адвекцией. Скорость адвективного переноса аномалий теплозапаса в зональном направлении (с востока на запад), оцененная по сдвигу фаз dQ/dt между центральным и западным районами экваториально-тропической зоны Индийского океана, изменяется от 3-4 до 8 см/с. Это много меньше скорости экваториально захваченных волн Россби и Янаи. Вместе с тем полученная оценка согласуется с оценками скорости переноса термических аномалий верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана Южным Пассатным течением, что свидетельствует о неволновом характере переноса аномалий и о вероятном поглощении волновой энергии планетарных волн в критическом слое, формирующемся между Южным Пассатным течением и Экваториальным противотечением (течением Тареева).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. 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.
- 2. Saji N.H., Goswami B.N., P.N. Vinayachandran et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean // Nature. - 1999. - 401. - P. 360 - 363.
- Ashok K., Guan Z., Yamagata T. A look at the relationship between the ENSO and the Indian 3. Ocean Dipole // J. Met. Soc. Japan. - 2003. - 81, №1. - P. 41 - 56.
- Behera S.K., Yamagata T. Influence of the Indian Ocean dipole on the Southern Oscillation // 4. Ibid. - 2003. - 81, №1. - P. 169 - 177.
- Bader J., Latif M. North Atlantic Oscillation response to anomalous Indian Ocean SST in a 5. Coupled GCM // J. Climate. - 2005. - 18, № 24. - P. 5382 - 5389.
- Tourre Y.M., White W.B. Evolution of the ENSO signal over the Indo-Pacific domain // J. Phys. 6. Oceanogr. - 1997. - 27. - P. 683 - 696.
- Yamagata T., Behera S.K., Rao S.A. et al. Comments on «Dipoles, temperature gradient, and 7. tropical climate anomalies» // Bull. Amer. Met. Soc. - 2003. - № 84. - P. 1418 - 1422.
- 8. Murtugudde R., McCreary J.P. Effect of preconditioning on extreme climate events in the Tropical Indian Ocean // J. Climate. - 2005. - 18, № 17. - P. 3450 - 3469.
- 9. Climate Diagnostic Bulletin // US Department of Commerce, 1997 – 1999.
- Thong A., Hendon H.H., Alves O. Indian Ocean variability and its association with ENSO in a 10. Global Coupled Model // J. Climate. - 2005. - 18, № 17. - P. 3634 - 3649.

Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь Департамент океанографии CSIRO, г. Хобарт, Австралия

Материал поступил в редакцию 13.01.06 После доработки 25.01.06

ABSTRACT The objective of the paper is to study the characteristics of inter-annual variability of heat content of the upper layer of the Indian Ocean equatorial zone based on XBT data obtained in 1983 - 2003 for estimating the role of various physical factors determining the spatial-temporal structure of the Indian Ocean Dipole in the sub-surface layer. Significant influence of the El Nino intensive events upon the Indian Ocean Dipole is confirmed. These events generate maximum disturbances of the upper layer thermal structure of the eastern Indian Ocean which then propagate westward with the speed from 3-4 to 8 cm/sec.