

ОСОБЕННОСТИ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ИНДЕКСОМ ЮЖНОГО КОЛЕБАНИЯ И ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

**Ю.В. Артамонов, М.В. Бабий,
А.Е. Букатов, Е.А. Скрипалева**

Морской гидрофизический институт НАН
Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2
e-mail: ocean@mhi2.sebastopol.ua

На основе архива British Atmospheric Data Centre HadISST исследованы корреляционные связи между индексом Южного колебания и температурой поверхности в экваториальной части Тихого океана. Уточнено положение областей с прямой и обратной корреляционной зависимостью. Результаты интерпретируются в связи с особенностями крупномасштабной структуры и циркуляции вод.

Введение. В исследованиях климатической изменчивости системы океан-атмосфера большое внимание уделяется процессам на внутридекадном масштабе (события Эль-Ниньо) [1–8]. При рассмотрении взаимосвязей между гидрометеорологическими параметрами применялись разные критерии для выделения проявлений событий Эль-Ниньо, зачастую осредненные по большим регионам. Так, например, в качестве индекса Эль-Ниньо используются аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в приэкваториальных районах Тихого океана (рисунок 1) со значительным осреднением по площади – районы Nino-1,2, Nino-3, Nino-4 и Nino-3,4 [6, 8]. Однако, как показано в [9], реакция аномалий ТПО на изменения индекса Южного колебания (ЮК) может существенно различаться в пределах районов Nino.

В настоящее время на базе контактных и спутниковых измерений за период более 100 лет создан массив среднемесячных значений ТПО с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ [10]. В данной работе на основе этого массива уточняется характер корреляционных связей между ТПО и индексом ЮК вдоль экватора в Тихом океане и обсуждается их обусловленность особенностями крупномасштабной структуры и циркуляции вод.

Материалы и методика. Используются массив среднемесячных значений ТПО в узлах одноградусной сетки (архив British At-

mospheric Data Centre HadISST) [10] и временной ряд индекса Южного колебания [11] за период с 1870 по 2002 гг. На основе этих данных в каждом узле сетки между 25° с.ш. и 25° ю.ш. были рассчитаны аномалии ТПО как отклонения от линейного тренда, полученного по всему временному ряду.

Анализ периодограмм аномалий ТПО вдоль экватора показывает наличие годовой гармоники на востоке области (рисунки 2 а, 3), что связано с поступлением сюда вод Перуанского течения из южных тропиков, в сезонной изменчивости которых наблюдается ярко выраженный годовой сигнал [12]. Существенная роль годовой гармоники во внутригодовой изменчивости ТПО в экваториальной зоне сказывается в долготном диапазоне между 80° и 120° з.д. На западе океана амплитуда этой гармоники невелика (рисунки 2 б, 3). Вклад второй и третьей гармоник незначителен вдоль всей экваториальной области (рисунок 3). Отметим, что в спектре индекса ЮК первые три гармоники отсутствуют (рисунок 2 в). Для минимизации влияния внутригодовой изменчивости при расчете корреляционных функций между аномалиями ТПО и индексом ЮК оба ряда сглаживались скользящим средним по 12 точкам. Затем проводилось осреднение аномалий ТПО по 5-тиградусным широтным полосам, а также для районов Nino-1,2, Nino-3, Nino-3,4, Nino-4. Взаимные корреляционные функции $R(\tau)$ (τ – сдвиг во времени) рассчитывались между аномалиями ТПО и индексом ЮК с шагом 1° по долготе на 95%-ном уровне значимости.

Анализ результатов. Во взаимосвязи аномалий ТПО и индекса ЮК наблюдаются определенные закономерности, прослеживающиеся на долготно-временном распределении этих параметров (рисунок 4). Между 170° в.д. и 80° з.д. периоды отрицательных значений индексов ЮК совпадают с периодами положительных аномалий ТПО. Западнее 170° в.д. отмечается обратная тенденция: в периоды отрицательных значений индексов ЮК наблюдаются отрицательные аномалии ТПО и наоборот – положительные значения индексов ЮК соответствуют положительным аномалиям ТПО.

Распределение экстремумов $R(\tau)$, рассчитанных с шагом 1° по долготе, носит более сложный характер, чем структура корреляционных связей между аномалиями ТПО и индексом ЮК, полученная на основе грубых осреднений по районам Nino-1,2, Nino-3, Nino-3,4, Nino-4.

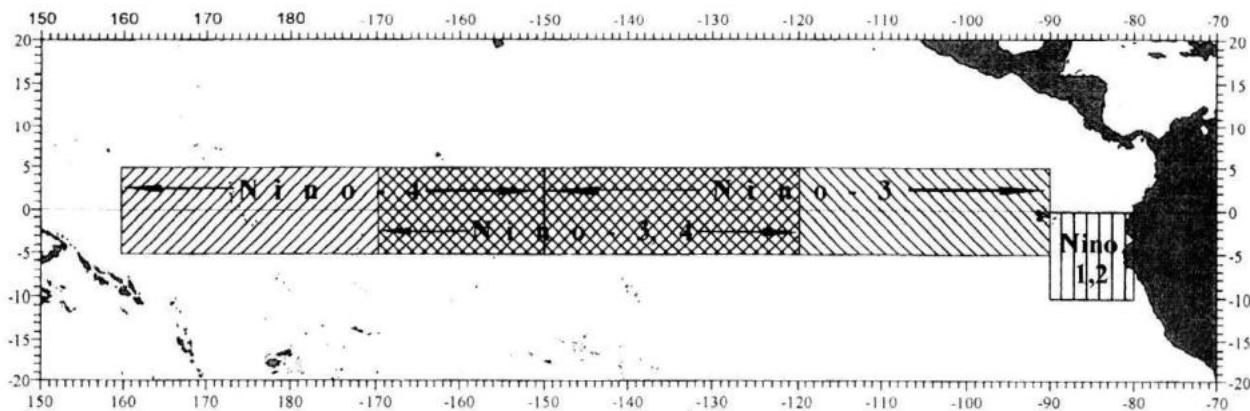


Рисунок 1 – Расположение районов Nino

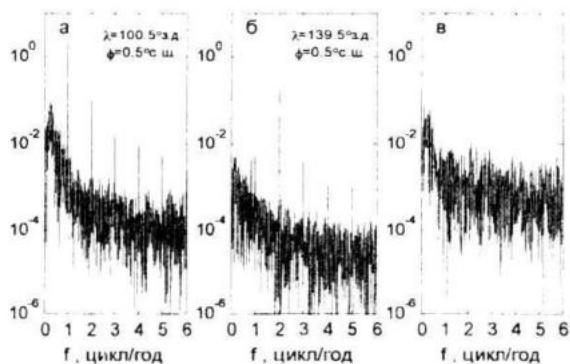


Рисунок 2 – Периодограммы аномалий ТПО в восточной (а) и западной (б) частях экваториальной зоны Тихого океана и индекса ИОК (в)

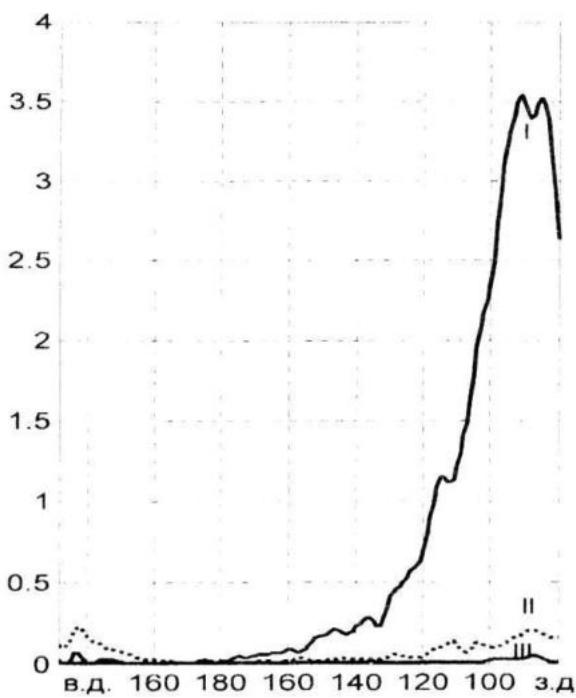


Рисунок 3 – Величины трех гармоник ($^{\circ}$ С)
(I – годовая, II – полугодовая, III – третьгодовая)
в периодограммах аномалий ТПО

На рисунке 5 а приведены кривые зависимости величины экстремума $R(\tau)$ от долготы для четырех полос осреднения по широте.

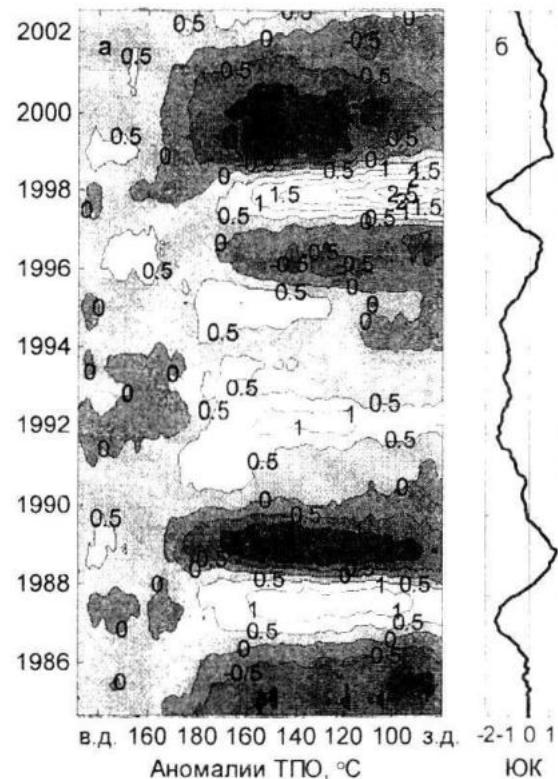


Рисунок 4 – Долготно-временное распределение аномалий ТПО в полосе от экватора до 5° с.ш. и индекса ИОК

Жирными отрезками отмечены диапазоны долгот для районов осреднения Nino, а положение этих отрезков по оси ординат соответствует значениям $R(\tau)$ при $\tau = 0$. При расчете $R(\tau = 0)$ использовались аномалии ТПО, осредненные по площади каждого района Nino. Видно, что наиболее близко с кривыми распределения $R(\tau)$ совпадает отрезок Nino-3.4 (120–170° з.д.), в пределах которого $R(\tau)$ достигают максимальных значений по абсолютной величине ($R(\tau) \sim -0.8$). На этом участке $R(\tau)$ минимально изменяются вдоль долготы. Отметим, что на формирование аномалий ТПО в приэкваториальной области

доминирующее влияние оказывает динамика Южного пассатного течения (ЮПТ) [4]. Между 120° и 170° з.д. наиболее ярко проявляется межгодовая изменчивость количества холодных вод, приносимых этим течением из области Перуанского апвеллинга. Эта изменчивость влияет на зональное смещение положения восточной границы теплых вод, которые располагаются в западной части океана. В период Эль-Ниньо, когда индекс ЮК отрицательный, а ЮПТ ослаблено, эта граница смещается на восток, увеличивая площадь аномалии теплых вод.

В пределах отрезков Nino-1,2 и Nino-3 на восточной границе океана значения $R(\tau)$ несколько уменьшаются по абсолютной величине ($R(\tau) \sim -0.6$).

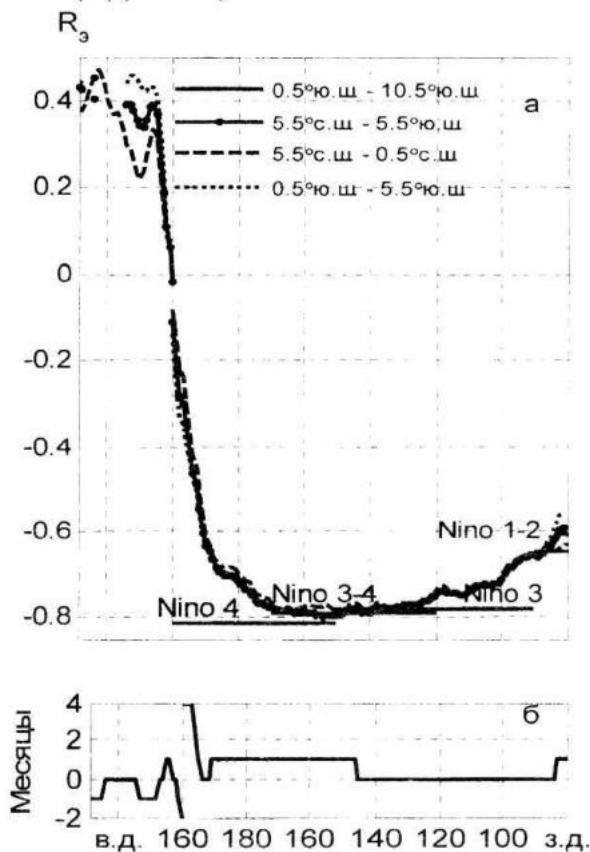


Рисунок 5 – Зависимость величины экстремума $R(\tau)$ (а) для 4-х полос осреднения и сдвига τ (б) от долготы для полосы 0.5–5.5° с.ш.

Наибольшие изменения $R(\tau)$ наблюдаются в пределах отрезка Nino-4. В границах этого района абсолютная величина $R(\tau)$ уменьшается от -0.8 практически до нуля. Отметим, что западнее 160° в.д. знак $R(\tau)$ меняется на положительный. Примерно на этой долготе происходит расхождение пассатных течений, т.е. смена знака их меридиональной составляющей. Другими словами, к востоку от 160° в.д. пассатные течения

приносят в экваториальную зону холодные воды из областей Калифорнийского и Перуанского апвеллингов. Ослабление этих течений в период Эль-Ниньо (индекс ЮК – отрицательный) сопровождается уменьшением поступления холодных вод и ростом положительных аномалий ТПО восточнее 160° в.д.

Западнее 160° в.д. пассатные течения выносят теплые экваториальные воды в более высокие широты в области субтропических антициклонических круговоротов. Ослабление пассатных течений приводит к уменьшению количества теплых вод, поступающих от экватора, что приводит к формированию отрицательных аномалий ТПО в период Эль-Ниньо.

Подтверждением такого механизма формирования аномалий ТПО служит характер корреляционных связей между ЮК и ТПО, наблюдаемый к северу и югу от экватора (рисунок 6). Отметим, что в широкой полосе долгот между 80° з.д. и 160° в.д. максимальный временной сдвиг корреляции между ЮК и аномалиями ТПО по уровню -0.1 составляет ~ 20 месяцев. Это означает, что в среднем за период 1870–2002 гг. продолжительность влияния ЮК на ТПО (явление Эль-Ниньо) составляет примерно 20 месяцев. Максимальное по абсолютной величине значение $R(\tau) = -0.8$ наблюдается при $\tau = 1/2$ месяца непосредственно у экватора (рисунки 5 б, 6). Здесь формирование аномалий ТПО запаздывает относительно изменения индекса ЮК примерно на один–два месяца. По мере удаления от экватора стрежней пассатных течений наблюдается уменьшение областей отрицательной корреляции и смещение их к восточной границе океана. Абсолютные величины $R(\tau)$ уменьшаются от 0.8 до 0.5.

Области положительных корреляций на западе океана по мере удаления от экватора, наоборот, увеличиваются по площади. Ближе к центрам субтропических круговоротов они заметно смещаются на восток, при этом отмечается рост значений положительных корреляций. Величины $R(\tau)$ возрастают от 0.2–0.3 в районе экватора до 0.4–0.5 в районе 20° – 25° ю.ш.

На пространственную структуру корреляционных связей между ТПО и Южным колебанием оказывает также влияние асимметрия положения пассатных течений относительно экватора. В Южном полушарии в центральной части Южного субтропического круговорота области положительных значений $R(\tau)$ значительно шире.

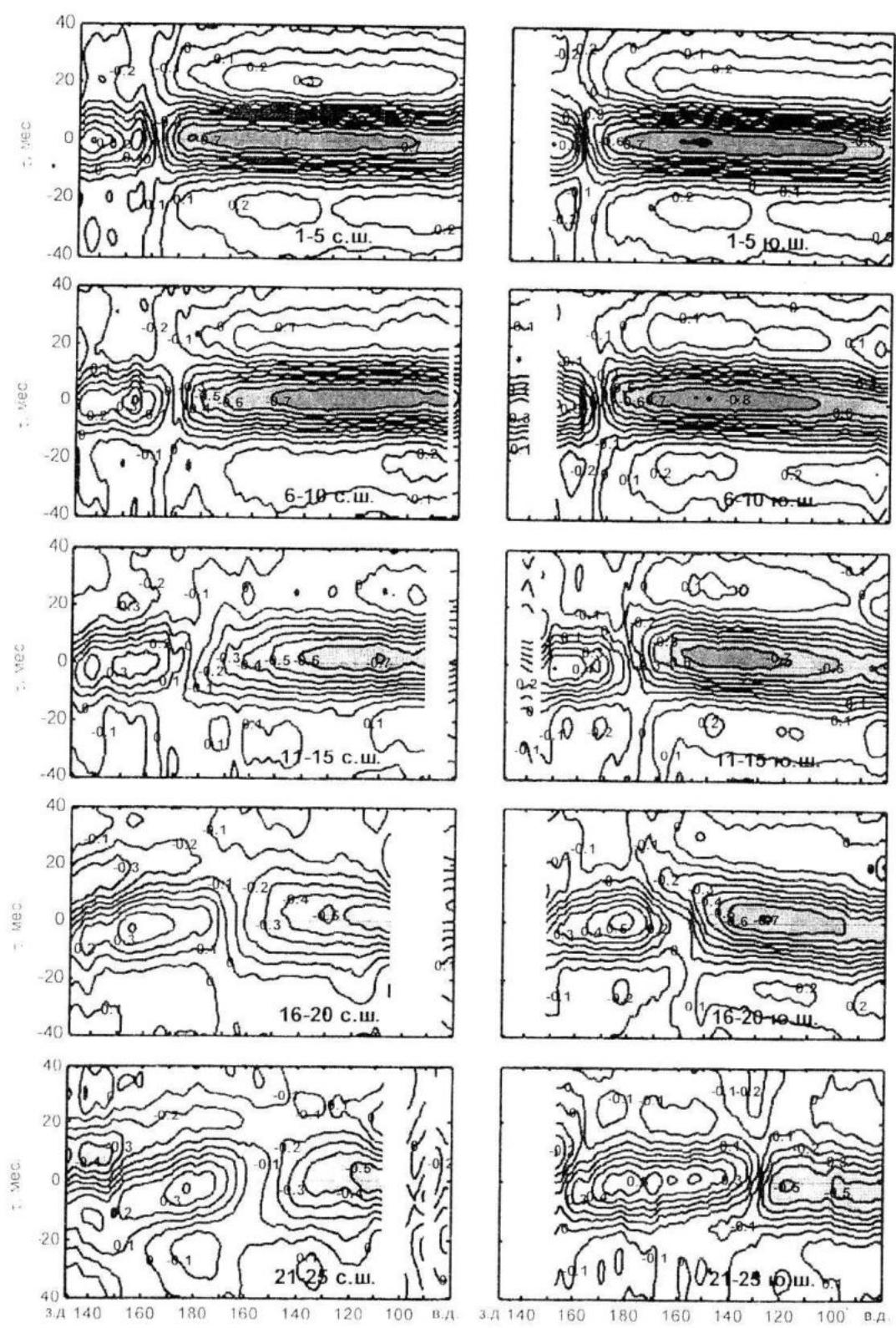


Рисунок 6 – Изокорреляты аномалий ТИО и индекса ЮК для пятиградусных полос осреднения. Ось ординат – величина сдвига τ

Так, в Северном полушарии ($20\text{--}25^\circ$ с.ш.) положительные корреляции по уровню 0.3 занимают пространство между 170° з.д. и 170° в.д., тогда как в Южном полушарии ($20\text{--}25^\circ$ с.ш.) оно гораздо шире – от 170° з.д. до 140° в.д. При этом величины максимальных положительных $R(\tau)$ к северу от экватора практически не превышают 0.4, к югу от экватора они достигают 0.5–0.6.

Отметим, что севернее 15° с.ш. максимум положительных значений $R(\tau)$ наблюдается при отрицательных временных сдвигах τ . Это свидетельствует о том, что в области Северного субтропического антициклонического круговорота изменения аномалий ТПО опережают изменения индекса ЮК.

Выводы. Пространственные особенности корреляционных связей между ТПО и индексом ЮК позволяют выделить три области в экваториальной части Тихого океана – с положительной, нулевой и отрицательной корреляцией. Характер пространственного распределения этих связей свидетельствует о влиянии на них динамики пассатных течений. Нулевая корреляция между ТПО и ЮК наблюдается в зоне расхождения течений около 160° в.д. По мере удаления от экватора стрежней пассатных течений наблюдается уменьшение областей отрицательной корреляции и смещение их к восточной границе океана. Области положительных корреляций на западе океана по мере удаления от экватора, наоборот, увеличиваются по площади. Ближе к центрам субтропических круговоротов они заметно смещаются на восток, при этом отмечается рост значений положительных корреляций.

Максимальная по абсолютной величине отрицательная корреляция между ТПО и ЮК (-0.8) приходится на район внутри Nino-4 ($150\text{--}170^\circ$ з.д.). Максимум положительной температурной аномалии во время Эль-Ниньо наступает на 1 месяц позже времени минимума индекса ЮК.

В среднем за период 1870–2002 гг. продолжительность влияния ЮК на ТПО (явление Эль-Ниньо) по уровню $R(\tau) = 0.1$ составляет около 20 месяцев.

Л и т е р а т у р а

1. Е.Н. Воскресенская. Глобальные процессы в системе океан-атмосфера и их влияние на природные аномалии Атлантико-Европейского региона / Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. – Севастополь, 2005. – 408 с.
2. J. Turner. Review the El Niño – Southern Oscillation and Antarctica // Int. J. Climatology, 2004. – № 24. – P. 1–31.
3. L.M. Rothstein, D. Chen. The El Niño / Southern Oscillation Phenomenon // Oceanus. – 1996. – № 39. – № 2. – P. 39–41.
4. Г.И. Давыдов, А.Б. Полонский. Изменчивость системы океан-атмосфера в Австралио-Азиатском регионе в связи с Эль-Ниньо – Южное Колебание // ФАО. – 1996. – № 3. – С. 383–396.
5. А.Б. Полонский. Роль океана в изменчивости климата. – Киев: Наукова думка, 2008. – 183 с.
6. Е.Н. Воскресенская, Н.В. Михайлова. Особенности изменчивости гидрометеохарактеристик Черноморского региона под влиянием разных типов Эль-Ниньо. Системы контроля окружающей среды / Сб. науч. трудов МГИ НАНУ. – Севастополь, 2005. – С. 262–267.
7. Y.H. Pan, A.H. Oort. Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958–1973 period // Monthly Weather Review. – 1983. – № 111. – P. 1244–1258.
8. M. Steinbach, P. Ning, T.V. Kumar, S. Klooster, C. Potter. Discovery of Climate Indices using Clustering. – Department of Computer Science and Engineering University of Minnesota. – *steinbac, ptan, kumar@cs.umn.edu*, California State University, Monterey Bay, *klooster@giaa.arc.nasa.gov*, NASA Ames Research Center, *cspotter@mail.arc.nasa.gov*. – Washington, DC, USA, KDD, 2003. – 10 Р.
9. Ю.В. Артамонов, М.В. Бабий, А.Е. Булатов. Корреляционные связи индексов атмосферной циркуляции с аномалиями температуры поверхности Мирового океана за 1870–2002 гг. Системы контроля окружающей среды / Сб. науч. трудов МГИ НАНУ. – Севастополь, 2007. – С. 166–169.
10. <http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/> (British Atmospheric Data Centre, HadISST SST).
11. <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrel/indices.html>.
12. В.А. Бурков. Общая циркуляция Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 253 с.