

# **КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ И РАЗНОМАСШТАБНЫЕ АНОМАЛИИ ТЕПЛООБМЕНА МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ТИХОГО ОКЕАНА К СЕВЕРУ ОТ 30<sup>0</sup> Ю.Ш.**

**Пономарев В.И., Петрова В.А., Дмитриева Е.В.**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

## **Аннотация**

Исследуются особенности климатических тенденций и разномасштабной пространственно - временной изменчивости потока тепла между океаном и атмосферой в Тихом океане к северу от 30 ю.ш. Используются временные ряды средних месячных данных метеорологического NCEP NCAR реанализа в широтно-долготной сетке (2° x 2°) с 1948 по 2009г. Показаны отличия климатических тенденций и аномалий потоков тепла в различных районах Тихого океана, включая тропическую и экваториальную зоны.

Ключевые слова: Тихий океан к северу от 30 ю.ш., тепловой баланс поверхности океана, результирующий поток тепла, NCEP NCAR реанализ, временные ряды, внутригодовые, климатические, изменения, тренды

## **CLIMATIC TRENDS AND MULTIPLE SCALR ANOMAKIES OF HEAT EXCHANGE BETWEEN OCEAN AND ATMOSPHERE IN DIFFERENT PACIFIC REGIONS NORTH OF 30° N**

**Ponomarev V.I., Petrova V.A., Dmitrieva E.V.**

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok

## **Summary**

Features of the climatic trends and multiple scale spatial and temporal variability of the heat exchange between the ocean and atmosphere in the Pacific north of 30° S are studied. Grided (2° x 2°) monthly time series (1948–2009) of the net sea surface heat flux from NCEP NCAR meteorological reanalyze are used. Differences of the climatic tendencies and anomalies of the heat fluxes in various Pacific areas including tropical-equatorial regions are shown.

Key worlds: Pacific north of 30°S, ocean surface heat balance, net heat flux, NCEP NCAR reanalyses, time series, intraannual, climatic, variations, trends

## Введение

Сезонные и многолетние колебания и климатические тенденции компонент баланса тепла поверхности океана (БТПО) взаимосвязаны с крупномасштабными аномалиями океанической и атмосферной циркуляции [1-4]. Разномасштабная изменчивость теплообмена между океаном и атмосферой является одним из основных факторов, характеризующих колебания климата и климатические тенденции [4, 5], имеющих существенную пространственную неоднородность [5, 6, 7]. Основной целью данного раздела работы является оценка климатических трендов и аномалий за период с 1948 по 2009 г. потока тепла  $Q$ , направленного от поверхности океана в атмосферу во внутригодовой период теплоотдачи или от поверхности океана в его нижележащий слой во внутригодовой период теплонакопления в различных ключевых (энергоактивных) районах и широтных зонах Тихого океана к северу от 30 ю.ш., к западу и востоку от 180 го меридиана.

Исходными данными являются временные ряды среднего месячного потока тепла севернее 30° ю.ш. по данным метеорологического NCEP NCAR реанализа в узлах широтно-долготной сетки  $2 \times 2^\circ$  с 1948 по 2009 г. Поток тепла  $Q$  от поверхности океана в атмосферу или в нижележащий слой океана определяется как результирующая составляющая уравнения БТПО, компоненты которого вычисляются в модели метеорологического реанализа NCEP NCAR с использованием радиационной модели и параметризации планетарного пограничного слоя атмосферы на основе полуэмпирической теории.

Учитывая физико-географические условия и особенности динамических процессов в системе океан-атмосфера, выделены восемь внетропических районов северной части Тихого океана [5]. Первые три района расположены западнее 180°: северо-западный (NW) и юго-западный (SW), субарктическая фронтальная зона (FW). Восточнее 180° – калифорнийский (CL) район, район залива Аляска (AL), северо-восточный (NE), юго-восточный (SE) районы и субарктическая фронтальная зона (FE), расположенная в широтном поясе 36 - 42 с.ш. Район залива Аляска AL расположен севернее 52° с.ш., ограничен на севере побережьем, на западе 165°, на востоке 130° в.д.

Кроме того, по аналогии с [8] выделены три района в тропической части океана: западный (EMIW: 125E-145E, 10S-20N), центральный (EMIC: 165E-140W, 10S-10N) и восточный (NINO3: 110W-70W, 15S-5N). Используя аномалии ТПО в этих районах, в [8] сконструирован индекс EMI - Эль Нинье Модоки (или псевдо Эль Нинье). Это индекс колебаний ТПО, доминирующих в центральном районе экваториального и тропического пояса северного и южного полушарий и усиливающихся в последние десятилетия. В отличие от классического Эль Нинье в восточной части тропического пояса это колебание EM формируется в результате взаимодействия атмосферных и океанических аномалий непосредственно в центральной тропической и

экваториальной области (в наших обозначениях – это область EMIC: 165E-140W, 10S-10N). Как и классическое Эль Нинье, колебание EM имеет глобальный характер и взаимосвязано с динамическими процессами в атмосфере и океане в средних, умеренных и высоких широтах [8]. В августе аномального по температурному режиму 2010г развивается именно Эль Нинье Модоки ([http://www1.nasa.gov/images/content/477596main\\_elnino20100825-4x3\\_full.j](http://www1.nasa.gov/images/content/477596main_elnino20100825-4x3_full.j)).

Величины  $Q$  считаются близкими к среднему значению (норме), если они не выходят за пределы  $x_{cp} \pm 0.674\sigma$ , где  $x_{cp}$  и  $\sigma$  - среднее значение и стандартное отклонение выборки соответственно. Экстремальными считаются величины, выходящие за пределы  $x_{cp} \pm 2\sigma$ .

### **Климатические тренды потока тепла между океаном и атмосферой в холодный и теплый периоды года в различных районах Тихого океана**

Осредненные за внутригодовые периоды теплонакопления и теплоотдачи средние многолетние потоки тепла, средние многолетние годовые значения и амплитуда годового года  $Q$  существенно отличаются в каждом из выделенных районов. Максимальная амплитуда годового года  $Q$  и максимальная величина потока  $Q_L$ , осредненного за внутригодовой период теплоотдачи (в холодный период года), отмечается в западной части субарктической фронтальной зоны (FW) – энергоактивном районе взаимодействия теплого течения Куроисио и холодного - Ойясио. Средняя амплитуда годового года  $Q$  и средняя величина  $Q_L$  в период теплоотдачи в этом районе за исследуемый период времени составляют, соответственно,  $458 \text{ Вт/м}^2$  и  $185 \text{ Вт/м}^2$ . Линейный тренд  $Q_L$  за период с 1948 по 2009 г во всех внетропических районах, расположенных западнее  $180^\circ$ , статистически значим и отрицательный, что соответствует увеличению теплоотдачи в холодный период года [5]. Доверительная вероятность линейного тренда потока  $Q$  по критерию Фишер превышает 95%. Наибольший рост теплоотдачи океана за исследуемый многолетний период имеет место в северо-западном – субарктическом районе (NW), а наибольшие значение потока тепла из океана в атмосферу по-прежнему имеет место в западной фронтальной зоне - энергоактивной зоне взаимодействия течений Ойясио и Куроисио. Восточнее  $180^\circ$  значимый положительный тренд  $Q_L$ , соответствующий уменьшению потока тепла в атмосферу из океана в период теплоотдачи, имеет место в заливе Аляска и прилегающих районах океана, подверженных непосредственному влиянию Алеутской депрессии. В центральном и западном районах тропической зоны океана также выявлен значимый положительный тренд  $Q_L$ . Наибольшее уменьшение теплоотдачи океана в атмосферу в исследуемый период времени отмечается в центральном тропическом районе (EMIC).

С 1948 по 2009 во всей исследуемой области океана, за исключением районов залива Аляска (AL) и Калифорнийского течения (CL), отмечается также рост направленного в океан

среднего потока тепла ( $Q_G$ ), осредненного за внутригодовой период теплонакопления. Во внетропических районах океана этот период - теплый сезон года, в тропических - большая часть года или весь год. Максимальный рост потока тепла в океан  $Q_G$  имеет место в восточной (NINO3) и центральной (EMIC) частях тропической зоны Тихого океана (рис.1). Максимальная величина  $Q_G$  отмечается в западной субарктике Тихого океана, северо-западном районе NW, где средние значения  $Q_G$  за многолетний период с 1948 по 2009 г. составляет 125.Вт/м<sup>2</sup>. В субтропических и тропических районах рассматриваемой области Тихого океана величина  $Q_G$  заметно меньше, но внутригодовой период теплонакопления длиннее. Поэтому приток тепла океан в течение внутригодового периода теплонакопления во внетропических и тропических районах сопоставим.

Ближние средние многолетние величины  $Q_G$ , составляющие 60-62 Вт/м<sup>2</sup>, имеют место в восточном тропическом районе - NINO3 и в юго-западной области субтропиков 20° N-30° N, 130°E-170°E (KUR), включающей район зарождения течения Куроисио (рис.1). Межгодовые и многолетние колебания  $Q_G$  в этих районах происходят, как правило, в противофазе (рис.1). В центральном и западном тропических районах Тихого океана среднемноголетние величины  $Q_G$  также имели близкие значения (29-31 Вт/м<sup>2</sup>) в период 1977-2009 гг.

Таким образом, во внетропических районах, расположенных западнее меридиана 180° и в субарктической фронтальной зоне восточнее 180°, увеличивается, как теплонакопление в теплый период года, так и теплоотдача в холодный сезон. Соответственно, амплитуда годового хода потока тепла и его также имеет статистически значимый положительный линейный тренд (>95% по критерию Фишера).

Среднегодовой поток тепла через поверхность океана также имеет статистически значимый линейный тренд отрицательный западнее 180°, положительный в районе залива Аляска (AL), северо-восточном и Калифорнийском районах океана. Отрицательный тренд наиболее выражен в западной субарктической фронтальной зоне (FW), в период с 1987 по 2001 гг; положительный тренд в районе залива Аляска. Среднегодовой поток тепла в тропических районах в 1948-2009 г. имел значимый положительный линейный тренд. Существование этого тренда в районах EMIW и EMIC обусловлено резким увеличением среднегодового  $Q$  которое произошло в EMIW с 1963 до 1964 г., в EMIC и с 1970 до 1974 г.(рис.3). Это было обусловлено резким увеличением потока тепла в океан из атмосферы и одновременно уменьшением обратного потока. Можно предположить, что резкое увеличение осредненного за год потока тепла в западной и центральной тропических районах Тихого океана явились ключевыми событиями, предшествующими сдвигу климатического режима во внетропической северной части океана в середине 70-х годов [9].

Тенденциям усиления теплообмена между океаном и атмосферой сопутствует увеличение температуры поверхности океана (ТПО), преобладающее в районе течения Куроисио [6,7], увеличение длинноволнового (эффективного) излучения поверхности океана и затрат тепла на

испарение. Согласно оценкам тренда ТПО Тихого океана, значимое потепление в последние 60 лет преобладает в его тропических и экваториальных районах, в западных и восточных окраинных районах субтропического круговорота, а также в восточной и северной окраинных областях субарктического круговорота.

Рост потока тепла, направленного от поверхности в нижележащий слой океана в тропиках в течение 9-12-ти месяцев года, а во внетропических районах в теплый период года, а также увеличение потока тепла из океана в атмосферу, доминирующее в юго-западном районе северной части Тихого океана, согласуется с климатическими изменениями ТПО и усилением меридионального градиента ТПО в западной части субарктической фронтальной зоны.

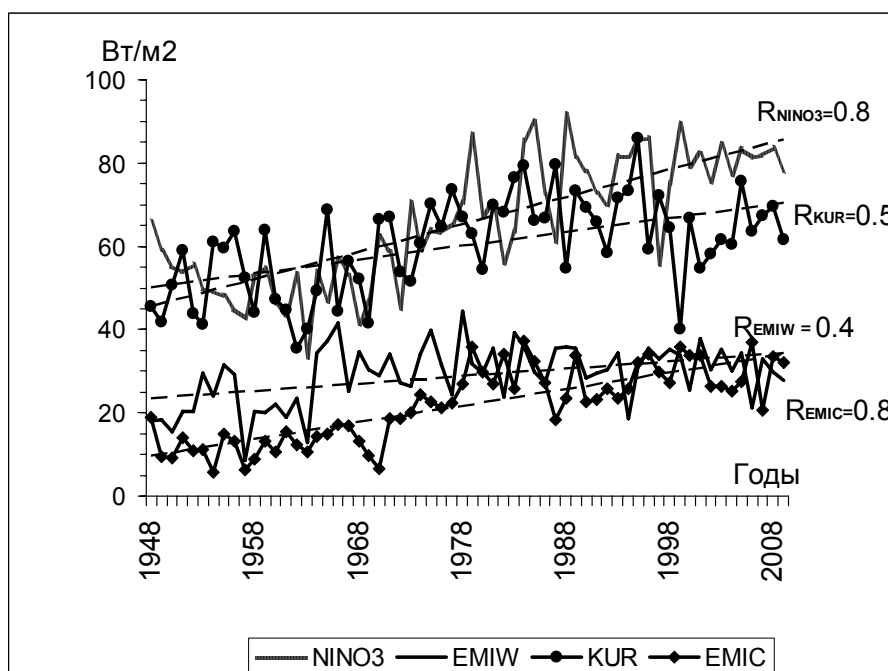


Рис. 1. Климатические тренды (1948-2009гг.) и колебания потока тепла  $Q$  ( Вт/м2) от поверхности океана в нижележащие слои, осредненного за внутригодовой период теплонакопления, в восточной (NINO3), западной (EMIW), центральной (EMIC) частях тропических и экваториальной зон Тихого океана, а также в юго-западной области субтропиков  $20^{\circ} N-30^{\circ} N$ ,  $130^{\circ} E-170^{\circ} E$  (KUR), включающей район зарождения течения Кюросио.

Отметим, что в юго-западном (SW) субтропическом районе, включающем район западного пограничного течения Кюросио, а также в западной субарктической фронтальной зоне (FW) средние в периоды теплоотдачи, теплонакопления, и средний годовой (отрицательный) потоки тепла  $Q$  имели преобладающие значения абсолютных величин ниже нормы до 1977г., а выше нормы – в последующий период времени. Противоположная тенденция потока  $Q$  отмечается в аляскинском районе (AL). Амплитуда годового хода  $Q$  также возросла после 1976 г., что характерно и для остальных районов, где годовые значения  $Q$ , заметно меньше и, как правило, положительны. Отмеченные отличия аномалий  $Q$  до и после середины 70х являются проявлением сдвига климатического режима в северной части Тихого океана.

Наиболее высокие по абсолютной величине потоки тепла  $Q_L$  из океана (потеря тепла океаном в период теплоотдачи) наблюдались в юго-западном районе в холодные сезоны 1983-1984 и 1999-2000 гг., в западной субарктической фронтальной зоне в 1952-1953, 1977-1978 и 2001-2003 гг., в северо-западном районе – в 1952-1953 и 2000-2001 гг., в аляскинском районе - в 1955-1956 и 1964-1965 гг. Наиболее низкий по абсолютной величине поток тепла  $Q_L$  в период теплоотдачи отмечается в юго-западном районе в 1958-1959 и 1968-1969 гг., в западной субарктической фронтальной зоне в 1957-1958, 1958-1959, 1959-1960 гг., в северо-западном районе в 1955-1956 гг., в алеутском районе в 2003-2003.

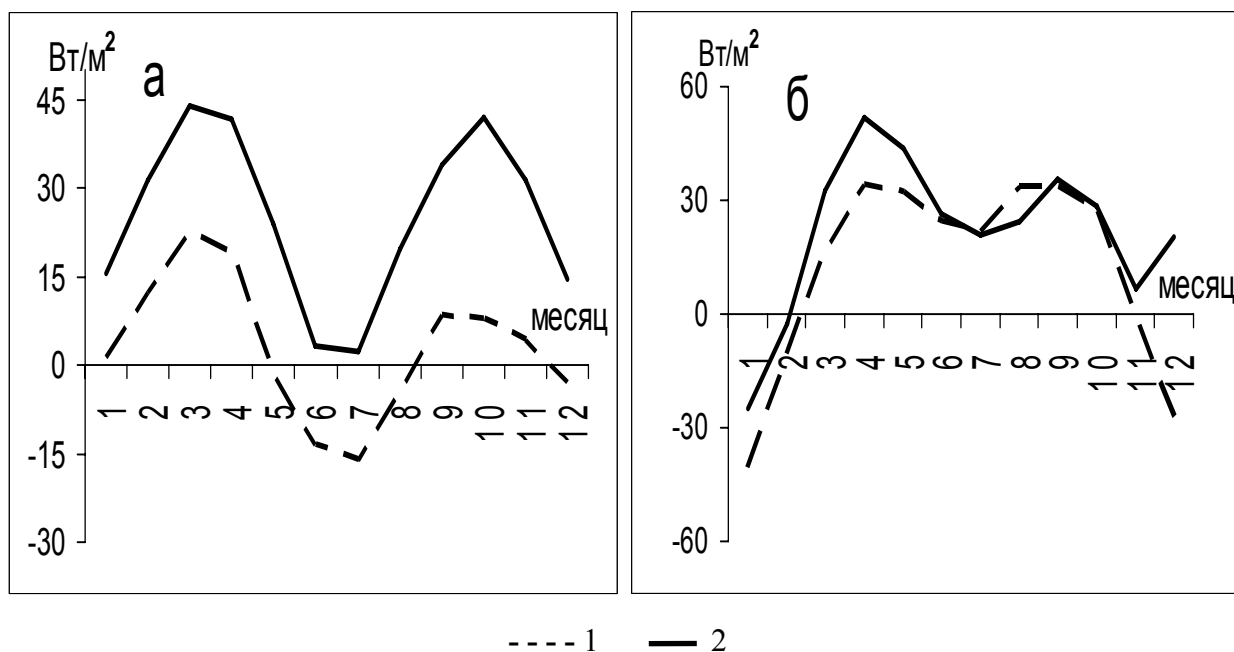


Рис.2. Годовой ход потока тепла  $Q$  ( $Вт/м^2$ ) от поверхности океана в его нижележащие слои в центральном (а) западном (б) тропических районах Тихого океана до (1) и после (2) сдвига климатического режима в середине-конце 70х лет 20го столетия.

Отметим, что в тропической части океана в годовом ходе  $Q$  после сдвига климатического режима середины 70- х гг произошли более существенные изменения, чем во внетропической части океана, а именно, здесь усилилось теплонакопление, и уменьшилась теплоотдача. В центральной тропической части океана (EMIC) после климатического сдвига океан в течение всего года стал получать тепло. В западной тропической области теплонакопление океана увеличилось, сократился период теплоотдачи океана в атмосферу. До климатического сдвига теплоотдача океана в атмосферу в (EMIW) районе происходила с декабря по февраль, после сдвига – в январе-феврале (рис.2)..

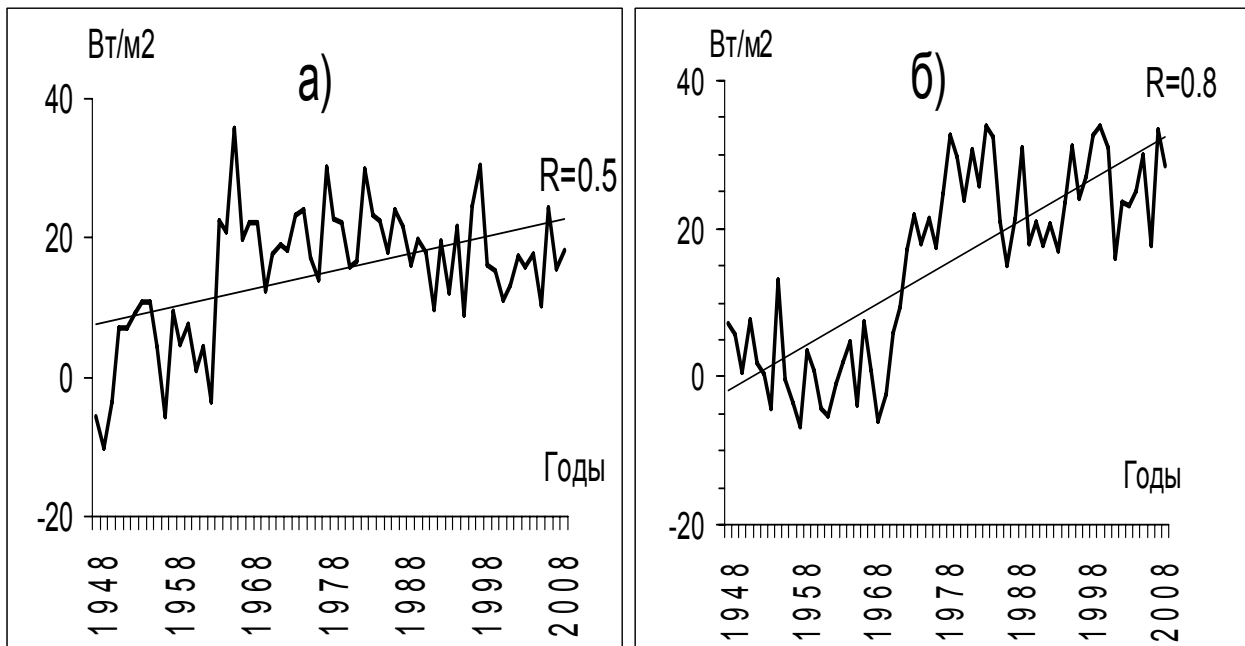


Рис.3 Поток тепла  $Q$  (Вт/м<sup>2</sup>), усредненный за год в западном (а) и центральном (б) тропических районах Тихого океана, линейный тренд  $Q$  (Вт/м<sup>2</sup>) за период с 1948 по 2009гг.  $R$  - коэффициент корреляции линейного тренда.

### Заключение

В течение последних 60 лет на большей части акватории Тихого океана к северу от 30 ю.ш. происходит усиление среднего (за внутригодового периода теплонакопления) потока тепла, направленного в океан ( $Q_G$ ). В теплый период года усиление потока тепла в океан имеет место в юго-западном субтропическом районе (включая район течения Куроисио), субарктической фронтальной зоне и, в меньшей степени, в северо-западном субарктическом районе. Все внетропические районы, где увеличивается положительный поток тепла  $Q_G$ , расположены, как правило, в западной части океана. Максимальное усиление (наибольшее приращение линейного тренда)  $Q_G$  отмечается в восточном и центральном районах экваториального и тропического пояса. Величина  $Q_G$  в теплый период года в юго-западном субтропическом районе, включающем район зарождения течения Куроисио, близка к значениям среднего потока тепла, поступающего в океан в районе NINO3. Причем, межгодовые и многолетние колебания  $Q_G$  в этих районах происходят, как правило, в противофазе.

Полученные оценки трендов  $Q_G$  и среднего за внутригодовой период теплоотдачи потока тепла из океана в атмосферу ( $Q_L$ ) соответствуют потеплению в Северо-Восточной Азии [6,7], преобладающему в зимний сезон, а также значительному потеплению в северо-западной окраинной зоне Азиатско-Тихоокеанского региона, на юге которой потепление характерно для всех сезонов [6]. Значимый положительный тренд  $Q_L$  в холодный период года (уменьшение

теплоотдачи) имеет место в районе залива Аляска (AL), который также является энергоактивным районом океана.

Быстрое изменение теплообмена между океаном и атмосферой в западном тропическом районе Тихого океана в 60е годы (1963 - 1964гг.) предшествует аналогичному сдвигу в центральном тропическом районе в конце 60х - начале 70х, а также сдвигу климатического режима в северной внетропической части Тихого океана в середине 70-х лет прошлого столетия [9]. Мы предполагаем, что заметное опережение быстрого (за несколько лет) изменения теплообмена между океаном и атмосферой в значительных по площади тропических районах Тихого океана по сравнению с аналогичными быстрыми изменениями в субарктических районах связано с существенной ролью лидирующих аномалий циркуляции Хэдли [10], которая претерпела существенные быстрые изменения именно в 60е годы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аметистова Л.Е., Добролюбов С.А., Гулев С.К. Изменчивость деятельного слоя Северной Атлантики по гидрологическим данным и значениям потоков тепла и влаги // *Океанология*. 2001. Т.41. № 3. С. 344-355.

2. Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С., Рябуха В.Н. Сезонная изменчивость теплообмена между океаном и атмосферой в Ньюфаундленской энергоактивной зоне // *Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей мирового океана*. Ч. I. Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 105-123.

3. Cayan D.R. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern ocean driving the surface temperature // *J. Phys.Oceanogr.* 1992. Vol. 22, N 8. P. 859-881.

4. Bo Qiu The Kuroshio system its large scale variation and role in the midlatitude ocean-atmosphere interaction // *J. Oceanogr.* 2002. Vol. 58, N 1. P. 57-75.

5. Пономарев В.И., Петрова В.А., Манько А.Н. Изменчивость теплообмена северной внетропической части Тихого океана с атмосферой // *Вестник Дальневосточного Отделения Российской Академии наук* 2010, №1 (149). С.30-37.

6. Пономарев В.И., Каплуnenко Д.Д., Дмитриева Е.В., Крохин В.В., Новороцкий П.В. Климатические изменения в северной части Азиатско-Тихоокеанского региона // *Дальневосточные моря России /отв. ред. В.А. Акуличев в 4 кн. М.: Наука. 2007. Кн.1: Океанологические исследования /отв. ред. В.Б.Лобанов, В.А.Лучин). С. 17-48.*

7. Бышев В.И., Нейман В.Г., Позднякова Т.Г., Романов Ю.А. Новые данные о термодинамическом режиме климатической системы в северном полушарии // *ДАН*. 2001. Т. 381, № 4. С. 539-544.



8. Ashok, K., Behera S.K., Rao S.A, Weng H., Yamagata T. El Niño Modoki and its possible teleconnection // J. Geophys. Res., 2007, 112. C11007.

9. Wu, Lixin; Lee, Dong Eun; Liu, Zhengyu. The 1976/77 North Pacific Climate Regime Shift: The Role of Subtropical Ocean Adjustment and Coupled Ocean-Atmosphere Feedbacks // J.Climate 2005, 1.

10. Hou A. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate // J. Atmospheric Sciences. 1998. 15.

Источник:

**Глобальные и региональные проблемы устойчивого развития мира.** Материалы международной конференции ЮНЕСКО. – Улан-Удэ, 2010. - 391с.( в печати)