ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ЦЕНТРАЛЬНО-ТИХООКЕАНСКОГО И ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ЭЛЬ-НИНЬО В УСЛОВИЯХ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕРИМЕНТОВ RCP 2.6 И RCP 8.5 CMIP5)

Т.А. Матвеева, Д.Ю. Гущина

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Кафедра метеорологии и климатологии, Россия, 119991, Москва, Ленинские Горы, ГСП-1; matania.777@gmail.com

Резюме. Исследованы изменения характеристик двух типов Эль-Ниньо (восточно-тихоокеанского и центрально-тихоокеанского) в будущем климате с использованием данных климатических моделей проекта CMIP5. На первом этапе проведена валидация моделей по данным контрольного эксперимента (с доиндустриальным содержанием углекислого газа). Для последующего анализа выбрано 6 моделей из 23, которые способны разделять два типа Эль-Ниньо, реалистично воспроизводить особенности пространственной структуры аномалий океанологических и метеорологических параметров (температуры поверхности океана, осадков, скорости ветра в нижней и верхней тропосфере, вертикальных движений в средней тропосфере), повторяемость двух типов явлений. По данным выбранных моделей проведена оценка изменения частоты и соотношения двух типов Эль-Ниньо, интенсивности и распределении аномалий в океане и атмосфере при потеплении климата. Проведено сравнение характеристик Эль-Ниньо при различных сценариях потепления климата.

При потеплении климата, соответствующем экстремальному сценарию RCP 8.5, повторяемость восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо меняется в моделях незначительно - в некоторых моделях (CNRM-CM5, FIO-ESM и INM-CM4) увеличивается, в модели BNU-ESM уменьшается. Повторяемость центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо при потеплении возрастает по оценкам большинства моделей (кроме модели CCSM4). Модели демонстрируют значительный разброс в оценках изменения интенсивности Эль-Ниньо при потеплении: в большинстве моделей Эль-Ниньо двух типов ослабевает, однако для центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо ослабление интенсивности выражено меньше, чем для восточно-тихоокеанского. Исключение составляет модель MIROC5, где при потеплении происходит увеличение интенсивности Эль-Ниньо обоих типов. Отклик двух типов Эль-Ниньо на усиление радиационного форсинга различен – аномалии, связанные с центрально-тихоокеанским Эль-Ниньо, усиливаются в ответ на увеличение радиационного форсинга. Интенсивность аномалий при восточно-тихоокеанском Эль-Ниньо не имеет ярко выраженной зависимости от изменения радиационного форсинга.

Ключевые слова. Эль-Ниньо, изменение климата, XXI век, климатические модели, СМІР5.

CHANGES IN THE CHARACTERISTICS OF THE CENTRAL PACIFIC AND EASTERN PACIFIC EL NIÑO UNDER GLOBAL CLIMATE WARMING (RESULTS OF RCP2.6 AND RCP 8.5 SCENARIOS OF CMIP5)

T.A. Matveeva, D.Yu. Gushchina

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology & Climatology, GSP-1, Leninskiye Gory, 119991, Moscow, Russia; *matania*.777@gmail.com

Summary. Modifications of Eastern Pacific and Central Pacific El Niño under future climate are analyzed with CMIP5 climate models. The models' validation is made against the reference data of the experiment with preindustrial concentration of greenhouse gases. Six models of 23 are selected. They are capable to distinguish two types of El Niño, realistically reproduce the spatial distribution of anomalies in the ocean-atmosphere system (sea surface temperature, precipitation, circulation in the low and upper troposphere, vertical velocity in the middle troposphere), and the return period of El Niño. Those models are used in the analysis of changes in frequency and proportion between two types of El Niño, intensity and distribution of the anomalies in the ocean and atmosphere under global climate warming. The characteristics of El Niño for various scenarios of climate warming are compared. Under climate warming associated with extreme scenario RCP 8.5 the occurrence of Eastern Pacific El Niño does not change significantly: CNRM-CM5, FIO-ESM and INM-CM4 models show an increase, while BNU-ESM gives a decrease. Most of the models demonstrates increasing frequency of Central Pacific El Niño in response to climate warming (except for the CCSM4 model). Model assessments of the El Niño intensity under future climates are rather sparse: most of the models demonstrate El Niño weakening under climate warming, to a lesser extent for Central Pacific El Niño. However, MIROC5 shows intensification of both types of El Niño. Models' sensitivity to radiation forcing is different. Anomalies associated to the Central Pacific El Niño are enhanced with increasing radiation forcing, while Eastern Pacific El Niño does not demonstrate any clear trend.

Keywords. El Niño, climate change, 21st century, climate models, CMIP5.

Введение

Явление ЭНЮК – ведущая мода естественной межгодовой изменчивости глобального климата. Оно проявляется в крупномасштабной перестройке всей системы тропический океан-атмосфера и определяет аномалии погоды и климата во многих районах мира. Изучение механизмов этого природного феномена является ключом к пониманию и прогнозированию экстремальных погодных явлений, а также расширяет возможности приспособления общества к климатическим флуктуациям.

Эль-Ниньо претерпевает значительные изменения на многолетних временных масштабах. Изменяются и его собственные характеристики, и характер взаимодействия с процессами других временных масштабов. Климат планеты непрерывно изменяется, что сказывается и на состоянии системы тропический океан-атмосфера. Даже за относительно короткий период инструментальных наблюдений в тропиках Тихого океана зафиксировано увеличение температуры воды, которое повлияло на характеристики явления Эль-Ниньо. Эти изменения оказались настолько существенными, что в научном сообществе появилось предположение о существовании новой разновидности явления Эль-Ниньо, характеризующейся аномалиями температуры поверхности океана (АТПО) в центре тропического Тихого океана (Эль-Ниньо Модоки, или центрально-тихоокеанское Эль-Ниньо – ЦТ Эль-Ниньо), в отличие от канонического Эль-Ниньо (или восточно-тихоокеанское Эль-Ниньо – ВТ Эль-Ниньо), развивающегося на востоке (Петросянц и др., 2005; Ashok et al., 2007; Kug et al., 2010). Два типа Эль-Ниньо представляют собой различные режимы состояния системы тропический океан-атмосфера как с точки зрения наблюдающихся аномалий, так и с точки зрения процессов, участвующих в механизме их образования и эволюции. Кроме того, глобальный отклик на ВТ и ЦТ Эль-Ниньо также существенно различается в температуре, осадках (Weng et al., 2009), и в циркуляции атмосферы (Железнова, Гущина, 2015, 2016). В последние десятилетия наблюдается увеличение повторяемости ЦТ Эль-Ниньо. Некоторые исследователи (Cravatte et al., 2009; Yeh et al., 2009) связывают это с влиянием глобального потепления. Другие предположения объясняют это естественной изменчивостью (McPhaden et al., 2011; Johnson, 2013) или мультидекадной изменчивостью самого цикла ЭНЮК (An et al., 2008).

При потеплении климата наблюдаются изменения основных параметров Эль-Ниньо: амплитуды, периода, соотношения числа ВТ и ЦТ явлений.(Lee, McPhaden, 2010; Cai et al., 2014; Ham et al., 2015). Увеличение температуры поверхности океана при потеплении климата происходит повсе-местно, однако максимальная скорость потепления отмечается на востоке тропического Тихого океана (Xie et al., 2010; Power et al., 2013), что приводит к уменьшению зонального и меридионального градиента ТПО в этом районе. Более интенсивное потепление верхних слоёв тропического Тихого океана в восточной части по сравнению с центральной приводит к расширению на восток границы «теплого бассейна» (т.н. Warm pool), что вызывает смещение зон активной крупномасштабной конвекции (вслед за максимумами ТПО) на восток относительно современных условий благодаря нелинейному отклику конвекции на изменение абсолютных значений ТПО (Power et al., 2013). Последнее может способствовать увеличению амплитуды ЭНЮК (Watanabe et al. 2012; Power et al., 2013). С другой стороны, при уменьшении зонального градиента ТПО происходит ослабление пассатной циркуляции вдоль экватора в соответствии с Бьеркневской теорией обратных связей (An et al., 2008; Stevenson, 2012; Xiang et al., 2014) и ослабление экваториального апвеллинга. Заметим, что тенденция ослабления пассатов при потеплении климата не определена однозначно. В недавних исследованиях большое внимание уделялось изменениям циркуляции Уокера в Тихом океане. В работе (Vecchi, Soden, 2007) было показано, что циркуляция Уокера ослабевала в течение XX века, но этот вывод был поставлен под сомнение в некоторых работах (Meng et al., 2012; L'Heureux et al., 2013), где авторы отмечают усиление ячейки Уокера в последние десятилетия по данным наблюдений. Xu et al. (2017) на основе анализа мультимодельного ансамбля делают вывод об ослаблении при потеплении климата циркуляции в ячейке Уокера, кроме того, в той же работе отмечается, что при ЦТ Эль-Ниньо возможно локальное усиление ячейки Хэдли на северо-востоке Тихого океана в тропической зоне, что может вызвать усиление нисходящих движений над центральной частью Тихого океана и, соответственно, уменьшение осадков в этом регионе.

Однако, потепление верхнего слоя океана ведет не только к уменьшению наклона термоклина с востока на запад в экваториальном Тихом океане и ослаблению ячейки Уокера, но и к увеличению вертикального градиента стратификации в тропическом Тихом океане (DiNezio at al., 2012; Vecchi, Soden, 2007). Ослабение циркуляции Уокера и увеличение градиента вертикальной стратификации могут оказывать противоположное воздействие на амплитуду Эль-Ниньо через изменение глубины залегания термоклина (Fedorov, Philander, 2000) и изменение зональной и вертикальной адвекции (Choi et al., 2011). Ослабление апвеллинга вследствие уменьшения интенсивности циркуляции Уокера, приводит к ослаблению так как называемой «обратной связи через термоклин» (вертикальная адвекция аномально теплой воды, возникающая при заглублении термоклина в условиях Эль-Ниньо), что вызывает уменьшение амплитуды ЭНЮК. Увеличение зонального градиента подповерхностной температуры, обусловленное увеличением вертикальной стратификации, приводит к усилению «обратной связи через зональную адвекцию» (аномальная зональная адвекция более теплых вод с запада Тихого океана в условиях Эль-Ниньо), что увеличивает амплитуду ЭНЮК (DiNezio et al, 2012). Таким образом, некоторые обратные связи в системе океан-атмосфера, задействованные в механизме ЭНЮК, ослабляются при некоторые – усиливаются, потеплении климата, что объясняет а неоднозначность модельных оценок изменений амплитуды Эль-Ниньо при потеплении климата (Power et al., 2013; Bellenger et al., 2014; Taschetto et al., 2014).

Кроме ослабления пассатов, уменьшение зональных градиентов ТПО между восточной и центральной частями тропического Тихого океана может привести к ослаблению зональных экваториальных течений, что будет способствовать увеличению пространственного распространения Эль-Ниньо (Sen Gupta et al., 2012), его повторяемости и амплитуды. Увеличение градиента температуры между океанами и континентами также может привести к изменению интенсивности апвеллинга у берегов Южной Америки (Wang et al., 2015).

Единого мнения о характере и причинах изменения повторяемости Эль-Ниньо в научном сообществе также пока не существует. Однако во многих исследованиях (Cai et al., 2014; Johnson, 2014; Ham et al., 2015) показано, что повторяемость Эль-Ниньо при глобальном потеплении увеличивается.

Некоторые исследования (Collins et al., 2010; Choi et al., 2011; Cai et al., 2015) указывают на изменение среднего состояния системы океан-атмосфера, играющего важную роль в модификации явления Эль-Ниньо при потеплении

климата. Высказываются гипотезы о том, что тропический Тихий океан постепенно движется к состоянию перманентного Эль-Ниньо (т.е. Эль-Ниньо будет выступать в качестве среднего состояния системы океан-атмосфера) (Vecchi, Soden, 2007). Хорошо известно о формировании подобного явления в палеоклиматах, в частности, в Плиоцене (Fedorov et al., 2006, 2013; Wunsch, 2009). Существует также гипотеза о нахождении системы тропический Тихий океан-атмосфера в состоянии «перманентного Эль-Ниньо» в эпоху Эоцена (Huber, Caballero, 2003; Huber, 2008).

Особое внимание ученых уделено проблеме изменения амплитуды Эль-Ниньо с точки зрения возможности возникновения экстремальных явлений при потеплении климата. По оценкам (Lengaigne, Vecchi, 2010; Santoso et al., 2013; Cai et al., 2014, 2015) количество экстремальных Эль-Ниньо за XXI век вырастет почти вдвое, в то время как частота и аплитуда менее интенсивных Эль-Ниньо существенно не изменится. В (Latif et al., 2015), предполагается, что при увеличении концентрации парниковых газов возможно возникновение «Супер Эль-Ниньо». Механизм возникновения «Супер Эль-Ниньо» связан с усилением т.н. «Бьеркнесовской обратной связи», а также с увеличением теплосодержания верхнего слоя океана (Medhaug, Drange, 2016), которое формирует более интенсивный поток тепла с запада на восток в экваториальном Тихом океане.

Модели демонстрируют большой разброс в оценке соотношения двух типов Эль-Ниньо в будущем климате (Bellenger et al., 2014; Taschetto et al., 2014). В (Yeh et al., 2009; Lee, McPhaden, 2010) отмечается увеличение повторяемости ЦТ Эль-Ниньо в будущем климате. Напротив, Xu et al. (2017) показывают, что при потеплении значимых изменений ЦТ Эль-Ниньо происходить не будет. По результатам исследования (Xu et al., 2017) делается вывод о тенденции к ослаблению ВТ Эль-Ниньо во второй половине XXI века по сценарию RCP 8.5. В (Cai et al., 2014) отмечается рост частоты обоих типов Эль-Ниньо.

В настоящей статье продолжены исследования модификации двух типов Эль-Ниньо при потеплении климата. По сравнению с предыдущими исследованиями расширен комплекс анализируемых характеристик, а именно, проведены оценки изменения распределения и амплитуды не только температуры поверхности океана и осадков, но и атмосферной циркуляции (скорости ветра в нижней и верхней тропосфере, аналога вертикальной скорости в средней тропосфере), являющейся ключевым компонентом механизма ЭНЮК (Bjerknes, 1969; Jin, An, 1999).

В настоящей статье рассматриваются модели, участвовавшие в проекте CMIP5, способные воспроизводить два типа Эль-Ниньо (Kim, Yu, 2012; Bellenger et al., 2014).

Особое внимание уделено влиянию интенсивности радиационного форсинга на процессы на востоке и в центре тропического Тихого океана: оценки сделаны для двух сценариев изменения климата в XXI веке – наиболее «слабого» и «жёсткого» (радиационный форсинг 2.6 Вт/м² и 8.5 Вт/м², соответственно).

Используемые данные и методы

Для изучения изменений характеристик двух типов Эль-Ниньо в будущем климате используют климатические модели. Поэтому на начальном этапе исследования необходимо выявить модели, способные воспроизводить особенности структуры АТПО, характерные для ВТ и ЦТ Эль-Ниньо. Применен метод, предложенный в (Ashok et al., 2007; Kao, Yu, 2009), основанный на разложении месячных АТПО в пределах тропического Тихого океана (20 ° ю.ш. – 20 ° с.ш., 120 ° в.д. – 90 ° з.д.) по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ). Как показано в предыдущих исследованиях (Ashok et al., 2007), первой моде разложения (ЭОФ1) соответствует структура АТПО при ВТ Эль-Ниньо, с максимумом на востоке Тихого океана, второй моде (ЭОФ2) – структура АТПО при ЦТ Эль-Ниньо, с наибольшей изменчивостью ТПО в центре Тихого океана. Для ЭОФ-разложения использованы данные ТПО 23-х климатических моделей, входящих в проект CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) (Taylor et al., 2012): ACCESS1-3, BNU-ESM, CanESM2, CCSM4, CESM1-CAM5, CMCC-CM, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3, EC-EARTH, FIO-ESM, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M, GISS-E2-H, GISS-E2-R, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, INM-CM4, IPSL-CM5A-MR, MIROC 5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-P, MRI-CGCM3, NorESM1-М. Остальные 24 модели проекта СМІР5 были исключены из рассмотрения по нескольким причинам: для некоторых моделей нет в открытом доступе экспериментов RCP (например, CESM1-FASTCHEM, CNRM-CM5-2, HadGEM2-AO, HadCM3), для некоторых моделей использовалась более поздняя версия (по этому принципу, например, была исключена из исследования модель ACCESS1.0), некоторые модели (например, bcc-csm1-1, bcc-csm1-1-m) по результатам исследования (Kim, Yu, 2012) не входят в число моделей, правильно воспроизводящих два типа Эль-Ниньо.

Расчёт ЭОФ проведен по данным эксперимента piControl (peaлизация r1i1p1) с постоянным содержанием парниковых газов на доиндустриальном уровне (\approx 1750 г.) в течение всего эксперимента и отсутствием тренда, обусловленного влиянием внешних условий (Taylor et al., 2012). В качестве расчётного периода использован временной интервал 250 модельных лет. Заметим, что данные эксперимента Historical (1850 - 2005 гг.) с реальным изменением содержания углекислого газа в атмосфере лучше отражают условия современного климата, а поэтому чаще используются для валидации моделей (Taschetto et al. 2014; Ham et al., 2015; Xu et al., 2017). Однако основной целью данного исследования является оценка возможных изменений характеристик ЭНЮК в атмосфере и океане как отклик на потепление климата. Как было сказано выше, модельные оценки таких изменений дают существенный разброс значений. В связи с этим целесообразно исследовать максимально контрастирующие условия, которые могут дать максимальные различия в характеристиках Эль-Ниньо, что повысит статистическую значимость полученных результатов. Максимально контрастирующими условиями являются эксперимент piControl, в котором радиационный форсинг отсутствует, и эксперимент RCP8,5, в котором радиационный форсинг максимален. Данные эксперимента Historial содержат в себе тренд, обусловленный увеличением концентрации парниковых газов в течение XX века, а потому не являются репрезентативными при сравнении условий до потепления климата и при максимальном потеплении. Таким образом, для дальнейшего исследования необходимо выбрать модели, способные разделять два типа Эль-Ниньо в эксперименте piControl. Данные эксперимента piControl также были использованы в целом ряде работ по оценке изменений характеристик Эль-Ниньо в будущем климате (Capotondi et al., 2014; Bellenger et al., 2014; Zhang, Sun, 2014).

Проведенное сравнение ЭОФ-разложения АТПО, полученное по данным климатических моделей, с полями ЭОФ, рассчитанными по АТПО архива Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) (Rayner et al., 2003) (за период 1870-2015 гг.), показало, что все исследуемые модели воспроизводят структуру АТПО для ВТ Эль-Ниньо, однако структура АТПО для ЦТ Эль-Ниньо представлена лишь в некоторых моделях. В (Xu et al., 2017) указывается, что причиной этого может служить некорректное воспроизведение в моделях связей между тропиками и внетропическими регионами на поверхности и в подповерхностном слое Тихого океана, в то время как эта связь может играть роль основного триггера для ЦТ Эль-Ниньо (Xu et al., 2017).

На следующем этапе проанализирован вклад изменчивости первых двух мод ЭОФ-разложения в общую дисперсию: во многих моделях доля изменчивости, описываемая ЭОФ1, выше, а ЭОФ2 – ниже, чем по данным наблюдений (архив HadISST). На основании проведенной валидации выбраны модели, способные разделять два типа Эль-Ниньо и воспроизводящие соотношение изменчивости ЭОФ1/ЭОФ2 близко к данным наблюдений: BNU-ESM, CanESM2, CCSM4, CESM1-CAM5, CMCC-CM, CNRM-CM5, EC-EARTH, FIO-ESM, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M, GISS-E2-H, INM-CM4, IPSL-CM5A-MR, MIROC 5, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3. Для проверки воспроизведения выбранными моделями временной периодичности двух типов Эль-Ниньо проведен одномерный анализ Фурье для индексов Эль-Ниньо E и C, которые рассчитываются по методике (Takahashi et al., 2011) и представляют собой линейные комбинации главных компонент при первых двух модах разложения по ЭОФ (*PC1* и *PC2*):

$$E = \frac{PC1 - PC2}{\sqrt{2}}, C = \frac{PC1 + PC2}{\sqrt{2}},$$
 (1)

Спектральный анализ индексов E и C показал, что только несколько моделей наиболее реалистично воспроизводят периодичность двух типов Эль-Ниньо. На основании проведённого анализа для дальнейшего исследования были выбраны только модели, способные относительно хорошо разделять два типа Эль-Ниньо и воспроизводить их временную периодичность: BNU-ESM, CCSM4, CNRM-CM5, FIO-ESM, INM-CM4 и MIROC 5 (две первые пространственные моды ЭОФ-разложения АТПО для этих моделей и для наблюдений показаны на рис. 1). Выбранные модели также хорошо воспроизводят сезонный цикл АТПО при Эль-Ниньо двух типов (согласно (Taschetto et al., 2014)), и входят в число «лучших» моделей (кроме INM-CM4) по воспроизведению характеристик двух типов Эль-Ниньо, согласно исследованию (Xu et al., 2017).



Рисунок 1. Первые две пространственные моды ЭОФ-разложения АТПО и спектры индексов Е (при ЭОФ 1) и С (при ЭОФ 2) по данным архива HadISST, моделей BNU-ESM, CCSM4, CNRM-CM5, FIO-ESM, INM-CM4, MIROC5

Первая мода (ЭОФ 1), соответствующая ВТ Эль-Ниньо, представлена в левой колонке, вторая мода (ЭОФ 2), соответствующая ЦТ Эль-Ниньо, - в правой колонке. Процентами указана доля дисперсии, описываемая каждой модой. Информация о выбранных моделях представлена в табл. 1. Приводится только разрешение атмосферного блока моделей, поскольку океанический блок не имеет постоянного шага по сетке, в исследуемых моделях он имеет собственную сетку, которая отличается от сетки атмосферной модели тем, что Северный Полюс «переносится» на сушу для преодоления проблемы сингулярности при решении систем уравнений конечно-разностными методами вблизи полюса в моделях океана и льда. В большинстве моделей используются сетки "Greenland Pole Grid" с Северным Полюсом в Гренландии, "Poseidon tripole grid" и "Tripolar curvilinear Arakawa-C grid" с тремя полюсами по всему Земному шару. Для удобства вычислений данные климатических моделей о ТПО проинтерполированы на равномерную сетку с шагом 4 ° по долготе и 2 ° по широте в пределах тропического Тихого океана.

Модель	Организация, страна	Разрешение модели		Количество уровней	
		атмосферы, °		по вертикали	
		по	по	В	В
		широте	долготе	атмосфере	океане
BNU-	Beijing Normal University, Китай	2.8	2.8	26	50
ESM					
CCSM4	National Center for Atmospheric	0.94	1.25	26	60
	Research, CIIIA				
CNRM-	Centre National de Recherches	1.4	1.4	31	42
CM5	Météorologiques, Centre Européen				
	de Recherche et de Formation				
	Avancée en Calcul Scientifique,				
	Франция				
FIO-	The First Institute of	2.8	2.8	26	40
ESM	Oceanography, SOA, Китай				
INM-	Russian Academy of Sciences,	1.5	2	21	40
CM4	Institute of Numerical				
	Mathematics, Россия				
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research	1.4	1.4	40	49
	Institute, National Institute for				
	Environmental Studies and Japan				
	Agency for Marine-Earth Science				
	and Technology, Япония				

Таблица 1. Модели проекта СМІР 5.

Для идентификации событий Эль-Ниньо во временном ряду ТПО использован метод, предложенный в (Yeh et al., 2009; Kug et al., 2010; Choi et al., 2011). Рассчитаны средние значения месячных АТПО в регионах Nino3 и Nino4 (максимум аномалий при ВТ и ЦТ Эль-Ниньо, соответственно) (Trenberth, Hoar, 1996), здесь и далее индексы Nino3 и Nino4. Период расчёта по моделям составил 60 модельных лет эксперимента piControl – для обеспечения сравнимости с данными наблюдений. Использовать стандартные границы регионов Nino3 (5 ° ю.ш. – 5 ° с.ш., 150 – 90 ° з.д.) и Nino4 (5 ° ю.ш. – 5 ° с.ш., 160 ° в.д. – 150 ° з.д.) при анализе результатов моделей представляется не совсем корректным, т.к. регионы максимальной изменчивости ТПО в

моделях различаются и могут смещаться по долготе относительно реально наблюдаемых. Причем в большинстве моделей, как показывают результаты ЭОФ-разложений АТПО, и как отмечено в (Kug et al., 2010; Choi et al., 2011; Taschetto et al., 2014), зоны максимальной изменчивости АТПО, соответствующие ВТ и ЦТ Эль-Ниньо, смещаются на запад относительно данных наблюдений. Поэтому необходима корректировка границ регионов Nino3 и Nino4 для каждой используемой модели, которая выполнена на основании положения максимумов изменчивости первых двух мод ЭОФ-разложения; границы по широте для всех моделей одинаковы (5 ° ю.ш. – 5 ° с.ш.), в табл. 2 приведены только границы по долготе.

Модель	Nino3	Nino4
BNU-ESM	170 ° в.д. – 110 ° з.д.	134 ° в.д. – 170 ° в.д.
CCSM4	174 ° в.д. – 90 ° з.д.	150 ° в.д. – 170 ° з.д.
CNRM-CM5	150 ° – 90 ° з.д.	158 ° в.д. – 158 ° з.д.
FIO-ESM	170°-90° з.д.	150 ° в.д. – 150 ° з.д.
INM-CM4	170 ° в.д. – 102 ° з.д.	146 ° в.д. – 174 ° з.д.
MIROC5	162 ° в.д. – 122 ° з.д.	142 ° в.д. – 178 ° з.д.

Таблица 2. Регионы Nino3 и Nino4 (долгота) для используемых климатических моделей

Некоторые модели не всегда корректно воспроизводят время возникновения Эль-Ниньо в течение календарного года. Для отбраковки таких случаев при идентификации событий Эль-Ниньо анализировался период только с ноября по февраль, соответствующий наибольшей повторяемости максимума ТПО по данным наблюдений. Согласно определению ВМО (http://www.wmo.int/), явление Эль-Ниньо идентифицируется, когда положительная среднемесячная АТПО в регионе Nino3.4 (5 °ю.ш. - 5 °с.ш., 170 °з.д. - 120 °з.д.) равна или превышает 0.5 °С по данным наблюдений последовательно в течение трех месяцев. Однако впоследствии это определение было изменено с учётом особенностей двух типов Эль-Ниньо (Larkin, Harrison, 2005) – для ВТ Эль-Ниньо определение ВМО было применено для региона Nino3, для ЦТ Эль-Ниньо – для региона Nino4. Изменчивость ТПО в моделях может отличаться от наблюдаемой, поэтому необходима корректировка порогового значения АТПО для выделения Эль-Ниньо в зависимости от модели. Расчёт пороговых значений для моделей производился по формуле (2).

$$T_{crit} = \frac{0.5}{\left(\frac{CKO_1}{CKO_2}\right)},$$
(2)

где T_{crit} – пороговое значение по модели, CKO_I - среднеквадратическое отклонение индексов Nino3 и Nino4 по архиву HadISST (0.87 и 0.62, соответственно), CKO_2 – среднеквадратическое отклонение индексов Nino3 и Nino4 по данным модели.

Т.А. Матвеева, Д.Ю. Гущина

ВТ Эль-Ниньо выделялось следующим образом: если индекс Nino3 (границы региона Nino3 – в табл. 2) в течение трёх последовательных месяцев превышает пороговое значение для этого индекса и сохраняется выше индекса Nino4 в эти месяцы, то событие относится к ВТ Эль-Ниньо. Событие относится к ЦТ Эль-Ниньо, если индекс Nino4 в течение трёх последовательных месяцев превышает пороговое значение для этого индекса и сохраняется выше индекса Nino3 в эти месяцы.

Процессы, ответственные за формирование аномалии Эль-Ниньо, наиболее ярко проявляются в полях таких параметров, как ТПО, осадки, скорость ветра в нижней и верхней тропосфере (зональная компонента скорости ветра на изобарической поверхности 850 и 200гПа – U850, U200), вертикальные движения в средней тропосфере (аналог вертикальной скорости на изобарической поверхности 500 гПа – $\omega 500$). Пространственное распределение аномалий этих метеопараметров при двух типах Эль-Ниньо существенно различается. Для оценки способности моделей корректно воспроизводит структуру этих полей проведено сравнение пространственного распределения вышеперечисленных метеопараметров при двух типах ЭН в моделях с данными наблюдений. В качестве данных наблюдений использован NCEP/NCAR реанализ (Kalnay et al., 1996) с разрешением 2.5 °×2.5 °, период 1948 – 2015 гг., аномалии осадков были рассчитаны по данным архива осадков GPCP (Huffman et al., 2009), данные за период 1979 - 2015 гг. с разрешением 2.5 °×2.5 °.

Составлены композиционные карты среднемесячных аномалий ТПО и метеохарактеристик для событий ВТ и ЦТ Эль-Ниньо (события Эль-Ниньо в моделях выделены по описанной выше методике) (рис. 2 - 5). Для данных наблюдений выделено 10 ВТ Эль-Ниньо: 1951 - 52, 1953 - 54, 1957 - 58, 1963 - 64, 1965 - 66, 1972 - 73, 1976 - 77, 1982 - 83, 1991 - 92, 1997 - 98 и 7 ЦТ Эль-Ниньо: 1963 - 64, 1968 - 69, 1990 - 91, 1994 - 95, 2002 - 03, 2004 - 05, 2006 - 07, 2009 - 10. Для построения композиционных карт по данным моделей были использованы следующие 60-тилетние периоды эксперимента piControl (для обеспечения сравнения с данными реанализа): BNU-ESM – 1450-1509, CCSM4 – 0250-0309, CNRM-CM5 – 1850-1909, FIO-ESM – 0401-0460, INM-CM4 – 2000-2059, MIROC5 – 2000-2069. Композиционные карты осадков для ВТ и ЦТ Эль-Ниньо получены по более короткому периоду времени: 1979-2015 для наблюдений, для моделей: BNU-ESM – 1450-1484, CCSM4 – 0250-0284, CNRM-CM5 – 1850-1884, FIO-ESM – 0401-0435, INM-CM4 – 2000-2034, MIROC5 – 2000-2034.

Сравнение распределения ТПО по данным наблюдений и эксперимента piControl показало, что в целом выбранные модели корректно воспроизводят структуру АТПО в период Эль-Ниньо двух типов (рис. 2). Общий недостаток – зона положительных АТПО и при ВТ и ЦТ Эль-Ниньо в моделях смещена на запад относительно её положения по данным реанализа. Абсолютные значения АТПО в моделях оказываются заниженными по сравнению с данными реанализа для двух типов Эль-Ниньо (кроме FIO-ESM), что отмечается и другими исследователями (Jian, Rong-Cai, 2014; и др.).



Рисунок 2. Аномалии температуры поверхности океана (АТПО) (°С) при ВТ (верхняя панель) и ЦТ (нижняя панель) Эль-Ниньо

Композиционные карты по данным реанализа NCEP/NCAR и эксперимента piControl моделей BNU-ESM, CCSM4, CNRM-CM5, FIO-ESM, INM-CM4, MIROC5. Период расчёта по реанализу NCEP/NCAR – 1948-2015 гг., для моделей – 60-ти летние периоды в модельных годах (см. текст).



Рисунок 3. То же, что на рис. 2, только для аномалий осадков (мм/сут) В качестве реанализа используется архив осадков GPCP (1979 - 2015 гг.), для моделей – 35-ти летние периоды в модельных годах (см. текст).

Наиболее заметный отклик в атмосфере на аномалии ТПО, связанные с ЭНЮК, проявляется в процессах глубокой конвекции (аномалии осадков). При ВТ Эль-Ниньо осадки интенсифицируются на востоке и в центре тропического Тихого океана, при ЦТ Эль-Ниньо – в центре тропического Тихого океана и чуть западнее (рис. 3). Модели неплохо воспроизводят структуру аномалий осадков при двух типах Эль-Ниньо, но занижают значения аномалий и сокращают зону распространения положительных аномалий осадков, относительно их положения по данным GPCP (кроме модели FIO-ESM, где зона положительных аномалий смещена на восток тропического Тихого океана).В поле атмосферной циркуляции при двух типах Эль-Ниньо отмечаются существенные различия. В нижней тропосфере на изобарической поверхности 850 гПа при ВТ Эль-Ниньо прослеживаются аномальные западные ветры почти над всем Тихим океаном с максимумом над экватором в центральной части океана (рис. 4). В моделях структура аномалий U850 в период ВТ Эль-Ниньо воспроизводится реалистично, наиболее близки к данным реанализа оказались модели BNU-ESM и CCSM4. При ЦТ Эль-Ниньо в нижней тропосфере тоже наблюдается зона западных аномалий, но она имеет меньший охват и расположена западнее, чем при ВТ Эль-Ниньо. Структура аномалий U850 при ЦТ Эль-Ниньо моделями воспроизводится несколько хуже, чем при ВТ Эль-Ниньо: в большинстве моделей зона западных аномалий смещена на запад по сравнению с данными реанализа. В верхней тропосфере над экваториальным Тихим океаном в период Эль-Ниньо образуется зона восточных аномалий ветра. При ЦТ Эль-Ниньо максимум восточных аномалий ветра расположен немного западнее по сравнению с его локализацией при ВТ Эль-Ниньо. Модели, в целом, правильно воспроизводят структуру аномалий ветра в верхней тропосфере в период Эль-Ниньо двух типов, однако для ВТ Эль-Ниньо успешнее, чем для ЦТ Эль-Ниньо (рисунок не приводится). Можно отметить общую проблему – занижение моделями абсолютных значений аномалий компонент ветра как в верхней, так и в нижней тропосфере.

Для характеристики восходящих движений был использован аналог вертикальной скорости ($\omega 500$). Этот параметр имеет знак, обратный вертикальной компоненте скорости ветра, т.о., положительные аномалии $\omega 500$ соответствуют усилению нисходящих или ослаблению восходящих движений, а отрицательные аномалии – усилению восходящих и ослаблению нисходящих движений. Для ВТ Эль-Ниньо структура распределения вертикальных движений имеет вид «бумеранга» (рис. 5). При ЦТ Эль-Ниньо зона восходящих движений находится на западе и в центре тропического Тихого океана. Моделями правильно воспроизводится пространственная структура аномалий $\omega 500$ при двух типах Эль-Ниньо, однако модели FIO-ESM и MIROC5 завышают абсолютные значения отрицательных аномалий $\omega 500$ для двух типов Эль-Ниньо.

На основании сравнения композиционных карт, построенных по данным контрольного эксперимента (рис. 2 - 5), с данными реанализа, показано, что все исследуемые 6 моделей проекта СМІР5 реалистично воспроизводят особенности пространственной структуры аномалий метеопараметров при двух типах Эль-Ниньо в «настоящем» климате, поэтому они могут быть использованы для исследования эволюции Эль-Ниньо в будущем климате.

Для исследования модификации Эль-Ниньо в будущем климате использованы два контрастирующих по характеристикам сценария изменений климата – RCP 2.6 и RCP 8.5 (RCP – Representative Concentration Pathways) (Van Vuuren et al., 2011), реализация r1i1p1. Краткое описание сценариев приведено в табл. 3. Наибольшее внимание уделяется исследованию различий в характеристиках Эль-Ниньо в максимально контрастирующих условиях (экспериментах piControl и RCP 8.5).



Рисунок 4. То же, что на рис. 2, только для зональной компоненты скорости ветра (м·с⁻¹) на изобарической поверхности 850 гПа (*U*850)



Рисунок 5. То же, что на рис. 1, только для аналога вертикальной скорости (Па·с⁻¹) на изобарической поверхности 500 гПа (*ω*500)

Сценарий	Радиационный форсинг, Вт/м ^{2 2)}	Концентрация	Аномалия	
		эквивалента CO ₂ (ppm)	температуры (°С) ²⁾	
RCP 2.6	3 Вт/м ² к середине XXI в.,	490	+1.5	
	уменьшение до 2.6 Вт/м ² к 2100 г.			
RCP 8.5	8.5 Вт/м ² к концу XXI века	1370	+4.9	

Таблица 3. Описание сценариев RCP 2.6 и RCP 8.5¹⁾.

¹⁾ адаптировано из (Rogelj et al., 2012)

²⁾ изменение по отношению к доиндустриальному уровню.

Выделение событий ВТ и ЦТ Эль-Ниньо в экспериментах RCP 2.6 и RCP 8.5 проведено по той же методике, что и для эксперимента piControl. Из АТПО для сценариев будущего климата убран тренд потепления. Разложение АТПО по ЭОФ не показало существенного пространственного смещения областей максимальной изменчивости первых двух мод ЭОФ в будущем климате ни по одной из исследуемых моделей по отношению к эксперименту piControl, поэтому в качестве регионов Nino3 и Nino4 использованы регионы, приведённые в табл. 2. Пороговые значения для индексов Nino3 и Nino4 в будущем климате, рассчитанные по формуле (2), имеют значительный межмодельный разброс (табл. 4). Отмечается зависимость порогового значения от эксперимента для каждой конкретной модели: для моделей BNU-ESM, CNRM-CM5 и MIROC5 с потеплением климата (piControl \rightarrow RCP 2.6 \rightarrow RCP8.5) пороговое значение повышается, что говорит об увеличении среднеквадратического отклонения индексов Nino3 и Nino4, в модели CCSM4 пороговые значения снижаются.

По данным исследуемых моделей проведён композиционный анализ аномалий ТПО, осадков, зональной скорости ветра на изобарических поверхностях 850 и 200 гПа, аналога вертикальной скорости на изобарической поверхности 500 гПа для условий будущего климата. В качестве расчётного взят период 2071 - 2100 гг, когда достигается наибольшее различие радиационного форсинга с контрольным экспериментом. Для оценки изменения атмосферных характеристик при ВТ и ЦТ Эль-Ниньо в условиях более тёплого климата проанализирована разность композиционных карт по сценарию piControl и сценарию RCP 8.5. Для оценки значимости разностей использован t-критерий Стьюдента (Cai et al., 2015; Ham et al., 2015). Для оценки влияния интенсивности радиационного форсинга на характеристики Эль-Ниньо проведено сравнение экспериментов RCP 2.6 и RCP 8.5.

Model	piControl		RCP 2.6		RCP 8.5	
	Nino 3	Nino 4	Nino 3	Nino 4	Nino 3	Nino 4
BNU-ESM	0.673	0.441	0.734	0.457	0.824	0.591
CCSM4	0.62	0.52	0.54	0.37	0.42	0.36
CNRM-CM5	0.49	0.383	0.525	0.386	0.569	0.37
FIO-ESM	0.7	0.5	0.65	0.4	0.65	0.44
INM-CM4 ¹⁾	0.24	0.27	-	-	0.278	0.267
MIROC5	0.56	0.49	0.7	0.69	0.77	0.79

Таблица 4. Пороговые значения индексов Nino3 и Nino4 для климатических моделей по сценариям piControl, RCP 2.6, RCP 8.5.

¹⁾ Для модели INM-CM4 данные по сценарию RCP 2.6 в открытом доступе не представлены.

Результаты

В оценках влияния потепления климата на явление Эль-Ниньо исследователи в первую очередь обращают внимание на изменение периода Эль-Ниньо и его амплитуды. На рис. 6 приведены средние, максимальные и минимальные значения амплитуды ТПО в районах Nino3 и Nino 4 для контрольного эксперимента и двух сценариев потепления климата. Известно, что ВТ Эль-Ниньо имеет большую интенсивность, чем ЦТ Эль-Ниньо (Jian, Rong-Cai, 2014), что воспроизводится во всех моделях. Однако модели не демонстрируют согласованного отклика в изменении амплитуды на потепление. При наибольшем потеплении (RCP 8.5) для ВТ Эль-Ниньо средняя за цикл Эль-Ниньо амплитуда увеличивается по моделям BNU-ESM и MIROC5, для ЦТ Эль-Ниньо – только по модели MIROC5. Остальные модели не показывают существенного изменения средней амплитуды. При наибольшем потеплении по результатам большинства моделей (кроме MIROC5) наблюдается уменьшение максимальных значений амплитуды АТПО при двух типах Эль-Ниньо.

Рисунок 6. Диаграмма амплитуды АТПО (°С) в регионах Nino3 (а) и Nino4 (б) при ВГ и ЦГ Эль-Ниньо, соответственно, по данным экспериментов piControl, RCP 2.6 и RCP 8.5 Указаны средние (столбцами), максимальные и минимальные за исследуемый период значения (красными линиями) амплитуды.

Как было отмечено в предыдущих работах (Lee, McPhaden, 2010; Cai et al., 2014; Ham et al., 2015, и др.), в условиях потепления климата может изменяться повторяемость Эль-Ниньо, а также соотношение между Эль-Ниньо двух типов. Проведенный в данной работе спектральный анализ индексов Nino3 и Nino4 показал, что в более теплом климате значительного сдвига спектрального максимума как ВТ, так и ЦТ Эль-Ниньо не наблюдается. По данным контрольного эксперимента и экспериментов RCP 2.6 и RCP 8.5, максимум энергии в спектре индексов приходится на период 3 - 7 лет во всех исследуемых моделях. Однако, так как спектральный максимум Эль-Ниньо достаточно широк и не имеет ярко выраженного пика, был проведен более детальный анализ повторяемости Эль-Ниньо в будущем климате. Изменения повторяемости Эль-Ниньо в будущем климате по сравнению с контрольным экспериментом приведены на рис. 7. При наиболее интенсивном потеплении климата повторяемость ВТ Эль-Ниньо меняется в моделях незначительно – увеличивается в моделях CNRM-CM5, FIO-ESM и INM-CM4, уменьшается в модели BNU-ESM (рис. 7а). Для ЦТ Эль-Ниньо модели демонстрируют существенный разброс в оценке изменения повторяемости в более тёплом климате по сравнению с piControl (рис. 7б), но при этом почти все модели (за исключением CCSM4) дают увеличение числа ЦТ явлений (до удвоения в модели CNRM-CM5).

Особое внимание уделено соотношению между количеством Эль-Ниньо двух типов, так как в ряде работ (например, Yeh et al., 2009; Lee, McPhaden, 2010) высказывалось предположение, что потепление климата сопровождается увеличением числа ЦТ Эль-Ниньо. Было рассчитано отношение количества ВТ к ЦТ Эль-Ниньо при наибольшем потеплении климата (RCP 8.5) и по данным контрольного эксперимента (рис. 8). В большинстве моделей в общем количестве случаев Эль-Ниньо при потеплении климата увеличивается доля ЦТ Эль-Ниньо и уменьшается доля ВТ Эль-Ниньо, что согласуется с выводами предыдущих исследований (например, Yeh et al., 2009; Lee, McPhaden, 2010).

Рисунок 7. Отношение количества случаев ВТ Эль-Ниньо (а) и ЦТ Эль-Ниньо (б) по сценарию RCP 8.5 (2006-2100 гг.) к количеству случаев по данным эксперимента piControl (100 модельных лет для каждой модели)

Рисунок 8. Отношение количества ВТ к ЦТ Эль-Ниньо по данным эксперимента piControl и RCP 8.5

Рисунок 9. Композиционные карты разностей между АТПО (°С) по сценарию RCP 8.5 и эксперименту piControl по моделям BNU-ESM, CCSM4, CNRM-CM5, FIO-ESM, INM-CM4, MIROC5 при BT (верхняя панель) и ЦТ (нижняя панель) Эль-Ниньо

Период расчёта 2071 - 2100 гг. Разности, значимые на 95%-м уровне вероятности по t-критерию Стьюдента, отмечены точками.

Необходимо отметить, что для всех моделей проведена оценка значимости различий аномалий исследуемых метеопараметров, полученных по контрольному эксперименту и эксперименту RCP8.5. Выявлено, что обнаруженные различия статистически значимы (на 95%-м уровне вероятности по t-критерию Стьюдента) для многих моделей в центре и на востоке тропического Тихого океана в условиях ВТ Эль-Ниньо, в центре и на западе при ЦТ Эль-Ниньо.

Изменение среднего состояния системы океан-атмосфера сказывается не только на частоте возникновения явлений Эль-Ниньо, но и на интенсивности и распределении аномалий, возникающих как в океане, так и в атмосфере. Для оценки изменения аномалий, возникающих в период Эль-Ниньо, при наиболее интенсивном потеплении (сценарий RCP 8.5) по отношению к контрольному эксперименту были проанализированы разности композиционных карт АТПО, аномалий осадков, *U850*, *U200*, *ω500* в тропической зоне Тихого океана.

Интересно отметить, что в большинстве моделей аномалии ТПО, наблюдающиеся как при ВТ, так и при ЦТ Эль-Ниньо, при потеплении климата уменьшаются (рис. 9), причем это происходит без изменения локализации зоны максимума АТПО, однако для ЦТ Эль-Ниньо ослабление интенсивности при потеплении климата выражено меньше. Исключение составляет модель MIROC5, где при потеплении происходит увеличение интенсивности двух типов Эль-Ниньо. Вслед за изменениями АТПО происходят изменения интенсивности и локализации зон аномалий вертикальных движений (ω500) (рис. 10). Ослабление восходящих движений при потеплении наблюдается в моделях CCSM4, CNRM-CM5 и FIO-ESM для двух типов Эль-Ниньо. В модели FIO-ESM при ЦТ Эль-Ниньо в условиях потепления климата на востоке и в центре Тихого океана наблюдается усиление восходящих движений. В модели MIROC5, вслед за увеличением аномалий ТПО при двух типах Эль-Ниньо усиливаются восходящие движения в центре и на востоке (при ВТ) и на западе (при ЦТ) тропического Тихого океана.

Изменения вертикальных движений в средней тропосфере отражают изменения интенсивности процессов глубокой конвекции и связанных с ними осадков. Поэтому характер изменений поля аномалий осадков, связанных с Эль-Ниньо (рис. 11), в будущем климате в целом соответствует изменениям поля вертикальных движений (рис. 10). В большинстве моделей в приэкваториальном поясе аномалии осадков, связанные с Эль-Ниньо, уменьшаются. Исключение составляют модель MIROC5 для обоих типов Эль-Ниньо, BNU-ESM для BT и FIO-ESM для ЦТ явлений, в которых аномалии осадков усиливаются при потеплении климата.

В период Эль-Ниньо над тропической зоной Тихого океана происходит практически полная перестройка атмосферной циркуляции во всей толще тропосферы, и в первую очередь зонального ветра, скорость которого тесно связана с АТПО (Bjerknes, 1969). Аномалии атмосферной циркуляции в период Эль-Ниньо существенно изменяются при потеплении климата.

Рисунок 10. То же, что и на рис. 9, только для аномалий аналога вертикальной скорости (Па/с) на изобарической поверхности 500 гПа

Рисунок 11. То же, что и на рис. 9, только для аномалий осадков (мм/сут)

Рисунок 12. То же, что и на рис. 9, только для зональной компоненты скорости ветра (м/с) на изобарической поверхности 850 гПа

Рисунок 13. Разности экваториально осреднённых (в полосе 5° ю.ш. - 5° с.ш.) аномалий АТПО (°C) (а, б), осадков (мм) (в, г), зональной компоненты ветра (м·с⁻¹) на изобарической поверхности 850 гПа (д, е), аналога вертикальной скорости (Па·с⁻¹) на изобарической поверхности 500 гПа (ж,з) при ВТ (левый столбец) и ЦТ (правый столбец) Эль-Ниньо между сценариями RCP 8.5 и RCP 2.6 для конца XXI века (2071-2100 гг.) по исследуемым моделям

На рис. 12 представлены разности аномалий зонального ветра в нижней тропосфере в период Эль-Ниньо, полученные по данным экспериментов RCP8.5 и контрольного. В моделях FIO-ESM, CCSM4 и INM-CM4 при интенсивном потеплении при ВТ Эль-Ниньо происходит ослабление западных аномалий U850 на востоке и в центре Тихого океана. При ЦТ Эль-Ниньо слабое увеличение западных аномалий U850 отмечается для моделей BNU-ESM и CCSM4. Модель MIROC5 воспроизводит более значительное ослабление пассатов при потеплении климата. В верхней тропосфере в случае ВТ Эль-Ниньо происходит уменьшение восточных аномалий U200 по модели CCSM4, в модели FIO-ESM ослабление восточных аномалий отмечается на востоке тропического Тихого океана, а на западе восточные аномалии U200 возрастают. Увеличение восточных аномалий U200 отмечаются в моделях MIROC5, INM-СМ4 и BNU-ESM. Для ЦТ Эль-Ниньо характерно усиление восточных ветров при потеплении климата в моделях MIROC5, FIO-ESM и BNU-ESM. Уменьшение восточных аномалий U200 наблюдается при интенсивном потеплении в моделях CNRM-CM5 и INM-CM4 (рисунок не приводится).

Необходимо отметить, что для всех моделей проведена оценка значимости различий аномалий исследуемых метеопараметров, полученных по контрольному эксперименту и эксперименту RCP8.5. Выявлено, что обнаруженные различия статистически значимы (на 95%-м уровне вероятности по t-критерию Стьюдента) для многих моделей в центре и на востоке тропического Тихого океана в условиях ВТ Эль-Ниньо, в центре и на западе при ЦТ Эль-Ниньо.

Изменение характеристик Эль-Ниньо в будущем климате существенно зависит от темпов потепления, то есть от выбранного климатического сценария. Для оценки чувствительности отклика ТПО и метеопараметров в период Эль-Ниньо на интенсивность радиационного форсинга были рассчитаны разности аномалий, осреднённые в полосе вдоль экватора (5 ° ю.ш. - 5 ° с.ш.), по сценариям RCP 8.5 (самый интенсивный форсинг) и RCP 2.6 (самый слабый форсинг) для конца XXI века (2071 - 2100 гг.) (рис. 13). Осреднение вдоль экватора обусловлено тем, что наибольшие изменения в период Эль-Ниньо отмечаются именно приэкваториальной полосе.

Модели демонстрируют разный характер отклика АТПО на усиление потепления. В условиях ВТ Эль-Ниньо (рис. 13а) разброс модельных оценок варьируется вплоть до противоположных. В моделях BNU-ESM и MIROC5 АТПО при сценарии RCP 8.5 более, чем на 1 °C превышают аномалии RCP 2.6. В моделях CCSM4 и FIO-ESM, при RCP 8.5, напротив, Эль-Ниньо ослабевает, АТПО на востоке Тихого океана уменьшается на 0.7 - 0.8 °C. Характер изменения АТПО в случае ЦТ Эль-Ниньо (рис. 13б) более однороден – амплитуда ЦТ Эль-Ниньо при более сильном потеплении увеличивается в моделях BNU-ESM, FIO-ESM и MIROC5.

Изменение аномалий осадков в период Эль-Ниньо при увеличении потепления (рис. 13в,г), в целом, согласуется с характером изменений АТПО (рис. 13а,б). Максимальный отклик в осадках на увеличение потепления при ВТ Эль-Ниньо (рис. 13в) продемонстрировала модель FIO-ESM – аномалии осадков при увеличении потепления уменьшаются на 5 мм. В случае ЦТ ЭльНиньо (рис. 13г) некоторое увеличение осадков на западе Тихого океана показывают модели CNRM-CM5 и MIROC5, а в центре Тихого океана резкое увеличение осадков при ЦТ Эль-Ниньо отмечается для модели FIO-ESM.

Однозначного отклика зональной компоненты ветра в нижней тропосфере (*U850*) на увеличение потепления для ВТ Эль-Ниньо не обнаружено (рис. 13д). В моделях ССЅМ4 и FIO-ESM западная аномалия над востоком и центром тропического Тихого океана ослабевает, на западе в районе морского континента Индонезия – усиливается. Противоположные результаты показывает модель MIROC5. При ЦТ Эль-Ниньо модели демонстрируют существенное увеличение западной аномалии ветра на западе (до 4 м/с) и меньшее (1 - 2 м/с) в центре тропического Тихого океана (рис. 13е). Исключение составляет модель CNRM-CM5, в которой происходит уменьшение западной аномалии ветра над всем тропическим Тихим океаном при сценарии RCP 8.5 по сравнению с RCP 2.6.

Характер изменения вертикальных движений в условиях Эль-Ниньо при усилении потепления различается в зависимости от модели (рис. 13 ж,з). При ВТ Эль-Ниньо (рис. 13ж) в модели MIROC5 происходит усиление восходящих движений на востоке и в центре экваториальной зоны Тихого океана, на западе усиливаются нисходящие движения. В модели FIO-ESM, напротив, восходящие движения в центре и на востоке Тихого океана ослабевают. В случае ЦТ Эль-Ниньо (рис. 13з) усиливаются восходящие движения на западе Тихого океана в модели MIROC5 и ослабевают в модели CCSM4 и FIO-ESM. Эти результаты согласуются с характером изменения АТПО в моделях при усилении потепления – восходящие движения в зоне повышения ТПО.

Таким образом, можно заключить, что высказанный в предыдущих исследованиях вывод об усилении аномалий, связанных с Эль-Ниньо, при интенсификации глобального потепления не подтверждается результатами данного анализа. Модели демонстрируют существенный разброс в оценках, при этом в ряде моделей при увеличении потепления Эль-Ниньо ослабевает. Необходимо отметить, что отклик ВТ и ЦТ Эль-Ниньо на усиление радиационного форсинга также различается. В большинстве моделей аномалии, связанные с центральным Эль-Ниньо, увеличиваются в ответ на увеличение глобального потепления. ВТ Эль-Ниньо в некоторых моделях усиливается, в других – ослабевает.

Заключение

По данным климатических моделей проекта CMIP5 исследованы изменения характеристик двух типов Эль-Ниньо (восточно- и центрально-тихоокеанского) в будущем климате.

На первом этапе проведена оценка способности моделей реалистично воспроизводить два типа Эль-Ниньо, их периодичность, а также особенности пространственной структуры аномалий океанологических и метеорологических параметров (температуры поверхности океана, осадков, скорости ветра в нижней и верхней тропосфере, вертикальных движений в средней тропосфере) посредством сравнения модельных результатов по данным контрольного эксперимента (с доиндустриальным содержанием углекислого газа) с данными реанализов (HadISST, NCEP/NCAR, GPCP). Для последующего анализа выбрано 6 моделей из 23. По данным выбранных моделей (BNU-ESM, CCSM4, CNRM-CM5, FIO-ESM, INM-CM4, FIO-ESM) проведена оценка изменения частоты и соотношения двух типов Эль-Ниньо, интенсивности и распределения аномалий в океане и атмосфере при потеплении климата. Показано, что при интенсивном потеплении (сценарий RCP 8.5) повторяемость ЦТ Эль-Ниньо по оценкам большинства моделей возрастает (кроме модели CCSM4), а повторяемость ВТ Эль-Ниньо меняется незначительно – увеличивается в моделях CNRM-CM5, FIO-ESM и INM-CM4, снижается в модели BNU-ESM. В большинстве моделей интенсивность Эль-Ниньо двух типов при потеплении ослабевает, однако для ЦТ Эль-Ниньо ослабление интенсивности выражено меньше, чем для BT. Исключение составляет модель MIROC5, где при потеплении климата происходит усиление интенсивности двух типов Эль-Ниньо.

Проведено исследование влияния интенсивности радиационного форсинга на характеристики Эль-Ниньо и на соотношение между количеством двух типов Эль-Ниньо. Отклик аномалий, связанных с двумя типами Эль-Ниньо, на усиление радиационного форсинга различен – аномалии, связанные с ЦТ Эль-Ниньо, усиливаются в ответ на увеличение глобального потепления, интенсивность аномалий при ВТ Эль-Ниньо не имеет ярко выраженной зависимости от изменения радиационного форсинга. Показано, что соотношение между количеством случаев ВТ Эль-Ниньо и ЦТ Эль-Ниньо зависит от интенсивности радиационного форсинга: по наиболее «слабому» сценарию (RCP 2.6) доля ЦТ Эль-Ниньо в общем количестве случаев Эль-Ниньо сокращается, а при наиболее интенсивном потеплении (RCP 8.5) – возрастает.

По результатам данного исследования можно сделать вывод о большом разбросе модельных оценок изменения двух типов Эль-Ниньо в условиях потепления климата XXI века. Одним из путей решения проблемы неопределённости оценок может быть использование данных экспериментов для более тёплых климатов прошлого (Schmidt et al., 2014). Модели, которые имеют реализации в палеоклиматических экспериментах, проходят верификацию на палеоданных, в то время как осуществить верификацию экспериментов тёплого климата XXI века на данных наблюдений невозможно. Таким образом, «лучшие» в воспроизведении палеоклимата модели могут дать более надёжные оценки характера изменения Эль-Ниньо (периодичности, амплитуды) в ответ на потепление климата, и таким образом более надежно определить вектор изменений характеристик Эль-Ниньо в тёплом климате будущего.

Благодарности

Исследование было выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проектов №16-35-00394, №15-05-06693, госбюджетной темы №АААА-А16-116032810086-4.

Список литературы

Железнова И.В., Гущина Д.Ю. 2016. Аномалии циркуляции в центрах действия атмосферы в период Восточно-Тихоокеанского и Центрально-Тихоокеанского Эль-Ниньо. – Метеорология и гидрология, № 11, с. 41 - 55.

Железнова И.В., Гущина Д.Ю. 2015. Отклик глобальной циркуляции атмосферы на два типа Эль-Ниньо. – Метеорология и гидрология, № 3, с. 36 - 50.

Петросянц М.А, Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. 2005. Циркуляция атмосферы в тропиках. Климат и изменчивость. – М., Макс Пресс, 560 с.

An S.I. et al. 2008. Successive modulation of ENSO to the future greenhouse warming. – Journal of Climate, vol. 21 (1), pp. 3 - 21.

Ashok K. et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. – Journal of Geophysical Research: Oceans, vol. 112 (11), pp. 1 - 27.

Bellenger H. et al. 2014. ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. – Climate Dynamics, vol. 42 (7-8), pp. 1999 - 2018.

Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. – Mon. Wea. Rev., vol. 97, pp.163 - 172.

Cai W. et al. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. – Nature climate change, vol. 4 (2), pp. 111 - 116.

Cai W. et al. 2015. ENSO and greenhouse warming. – Nature Climate Change, vol. 5 (9), pp. 849 - 859.

Capotondi A., Wittenberg A., Masina S. 2013. ENSO diversity in climate models. – US CLIVAR Variations, vol. 11 (2), pp. 10 - 14.

Choi J. et al. 2011. The role of mean state on changes in El Nino's flavor. – Climate Dynamics, vol. 37 (5-6), pp. 1205 - 1215.

Collins M. et al. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. – Nature Geoscience, vol. 3 (6), pp. 391 - 397.

Cravatte S. et al. 2009. Observed freshening and warming of the western Pacific warm pool. – Climate Dynamics, vol. 33 (4), pp. 565 - 589.

DiNezio P.N. et al. 2012. Climate Response of the Equatorial Pacific to Global Warming. – Journal of Climate, vol. 22 (18), pp. 4873 - 4892.

Fedorov A.V. et al. 2013. Patterns and mechanisms of early Pliocene warmth. – Nature, vol. 496 (7443), pp. 43 - 49.

Fedorov A.V., Philander S.G. 2000. Is El Niño changing? – Science, vol. 288 (5473), pp. 1997 - 2002.

Fedorov A.V. et al. 2006. The Pliocene paradox (mechanisms for a permanent El Nino). – Science, vol. 312, pp. 1485 - 1489.

Ham Y.G., Jeong Y., Kug J.S. 2015. Changes in Independency between Two Types of El Niño Events under a Greenhouse Warming Scenario in CMIP5 Models. – Journal of Climate, vol. 28 (19), pp. 7561 - 7575.

Huber M. 2008. A Hotter Greenhouse? – Science, vol. 321, pp. 353 - 354. doi: 10.1126/science.1161170.

Huber M., Caballero R. 2003. Eocene El Niño: Evidence for robust tropical dynamics in the "hothouse". – Science, vol. 299, pp. 877 - 881.

Huffman G.J, Adler R.F., Bolvin D.T., Gu G. 2009. Improving the Global Precipitation Record: GPCP Version 2.1. – Geophys. Res. Lett., vol. 36, L17808. doi:10.1029/2009GL040000.

Jian R., Rong-Cai R. 2014. Statistical characteristics of ENSO events in CMIP5 models. 2014. – Atmospheric and Oceanic Science Letters, vol. 7 (6), pp. 546 - 552. Jin F.F., An S.I. 1999. Thermocline and zonal advective feedbacks within the equatorial ocean recharge oscillator model for ENSO. – Geophysical research let-

ters, vol. 26 (19), pp. 2989 - 2992.

Johnson N.C. 2013. How many ENSO flavors can we distinguish? – Journal of Climate, vol. 26 (13), pp. 4816 - 4827. doi:10.1175/JCLI-D-12-00649.1

Johnson N.C. 2014. Atmospheric science: A boost in big El Nio. – Nature Climate Change, vol. 4 (2), pp. 90 - 91.

Kalnay E. et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. – Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 77, pp. 437 - 471.

Kao H.Y., Yu J.Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. –Journal of Climate, vol. 22(3), pp. 615-632. doi: 10.1175/2008JCLI2309.1

Kim S.T., Yu J.Y. 2012. The two types of ENSO in CMIP5 models. – Geophys. Res. Lett, vol. 39, L11704. doi:10.1029/2012GL052006.

Kug J.S., Choi J., An S.I., Jin F.F., Wittenberg A.T. 2010. Warm pool and cold tongue El Nio events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM. – Journal of Climate, Vol. 23(5), pp. 1226 - 1239. doi: 10.1175/2009JCLI3293.1

L'Heureux M.L., Lee S., Lyon B. 2013. Recent multidecadal strengthening of the Walker circulation across the tropical Pacific. – Nature Climate Change, vol. 3 (6), pp. 571 - 576.

Larkin N.K., Harrison D.E. 2005. On the definition of El Nio and associated seasonal average U.S. weather anomalies. – Geophys. Res. Lett., vol. 32, L13705. doi:10.1029/2005GL022738.

Latif M., Semenov V.A., Park W. 2015. Super El Nios in response to global warming in a climate model. – Climatic Change, vol. 132 (4), pp. 489 - 500.

Lee T., McPhaden M.J. 2010. Increasing intensity of El Nio in the central-equatorial Pacific. – Geophysical Research Letters, vol. 37 (14), L14603.

Lengaigne M., Vecchi G.A. 2010. Contrasting the termination of moderate and extreme El Nio events in coupled general circulation models. – Climate dynamics, vol. 35 (2-3), pp. 299 - 313.

McPhaden M.J., Lee T., McClurg D. 2011. El Nio and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. – Geophysical Research Letters, vol. 38 (15), L15709.

Medhaug I., Drange H. 2016. Global and regional surface cooling in a warming climate: a multi-model analysis. – Climate Dynamics, vol. 46 (11-12), pp. 3899 - 3920.

Meng Q. et al. 2012. Twentieth century Walker Circulation change: Data analysis and model experiments. – Climate dynamics, vol. 38 (9-10), pp. 1757 - 1773.

Power S. et al. 2013. Robust twenty-first-century projections of El Nio and related precipitation variability. – Nature, vol. 502 (7472), pp. 541 - 545.

Rayner N.A. et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. – J. Geophys. Res., 2003, vol. 108(D14), p. 4407. doi:10.1029/ 2002JD002670

Rogelj J., Meinshausen M., Knutti R. 2012. Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates. – Nature climate change, vol. 2 (4), pp. 248 - 253.

Santoso A. et al. 2013. Late-twentieth-century emergence of the El Niño propagation asymmetry and future projections. – Nature, vol. 504 (7478), pp. 126 - 130.

Sen Gupta A. et al. 2012. Drivers of the projected changes to the Pacific Ocean equatorial circulation. – Geophysical Research Letters, vol. 39 (9), L09605.

Schmidt G.A. et al. (2014). Using paleo-climate comparisons to constrain future projections in CMIP5. Climate of the Past, 10(1), pp. 221 - 250.

Taschetto A.S. et al. 2014. Cold tongue and warm pool ENSO events in CMIP5: Mean state and future projections. – Journal of Climate, vol. 27 (8), pp. 2861 - 2885. doi:10.1175/ JCLI-D-13-00437.1

Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. – Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 93 (4), pp. 485 - 498.

Trenberth K.E., Hoar T.J. 1996. The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record. – Geophysical Research Letters, vol. 23 (1), pp. 57 - 60.

Van Vuuren D.P et al. 2011. The representative concentration pathways: an overview. – Climatic change, vol. 109, pp. 5 - 31.

Vecchi G.A., Soden B.J. 2007. Global warming and the weakening of the tropical circulation. – Journal of Climate, vol. 20 (17), pp. 4316 - 4340.

Wang D. et al. 2015. Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. – Nature, vol. 518 (7539), pp. 390 - 394.

Weng H., Behera S.K., Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific Rim during recent El Nino Modoki and El Nino events. – Clim. Dyn., vol. 32, pp. 663 - 674.

Wunsch C. 2009. A perpetually running ENSO in the Pliocene? – Journal of Climate, vol. 22 (12), pp. 3506 - 3510.

Xiang B. et al. 2014. Understanding the anthropogenically forced change of equatorial Pacific trade winds in coupled climate models. – Journal of Climate, vol. 27 (22), pp. 8510 - 8526.

Xie S.P. et al. 2010. Global warming pattern formation: sea surface temperature and rainfall. – Journal of Climate, vol. 23 (4), pp. 966 - 986.

Xu K. et al. 2017. CMIP5 Projections of Two Types of El Niño and Their Related Tropical Precipitation in the Twenty-First Century. – Journal of Climate, vol. 30 (3), pp. 849 - 864.

Yeh S.-W. et al. 2009. El Niño in a changing climate. – Nature, vol. 461, pp. 511 - 514.

Zhang T., Sun D.Z. 2014. ENSO asymmetry in CMIP5 models. – Journal of Climate, vol. 27 (11), pp. 4070 - 4093.

Статья поступила в редакцию: 11.03.2017

После правки: 24.04.2017