

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ВКЛАДА ОСНОВНЫХ ПРЕДИКТОРОВ В ПРОГНОЗ ЭЛЬ-НИНЬО В ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ НА ОСНОВЕ ПРОСТОЙ СТАТИСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

И.В. Железнова, Д.Ю. Гуцина, М.А. Коленникова*

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Кафедра метеорологии и климатологии,
РФ, 119991, г. Москва, Ленинские Горы, ГСП-1;
* адрес для переписки: ijelevnova@gmail.com

Реферат. Явление Эль-Ниньо – основная мода изменчивости в климатической системе нашей планеты на межгодовом масштабе. Проявляясь в аномалиях температуры поверхности тропического Тихого океана, оно оказывает влияние на погоду и климат как во всем Тихоокеанском регионе, так и за его пределами. Несмотря на пристальное внимание исследователей к явлению Эль-Ниньо и существование целого ряда моделей, прогнозирующих его динамику, прогноз этого явления не всегда успешен. Это связано с нерегулярностью цикла ЭНЮК и индивидуальными различиями его проявлений. Основным предиктором Эль-Ниньо является теплосодержание верхнего перемешанного слоя тропического Тихого океана. Однако значительна роль и атмосферных факторов, в первую очередь связанных с аномалиями ветрового режима. Недавние исследования показали, что изменения теплосодержания океана в последние десятилетия теряют свою прогностическую значимость. Поэтому вклад атмосферных процессов в успешность прогноза Эль-Ниньо может возрастать. К таким процессам относятся компоненты внутрисезонной тропической изменчивости (ВТИ) – колебания Маддена-Джулиана и атмосферные экваториальные волны Россби.

В настоящей работе на основе простой статистической модели проведена оценка изменения вклада различных предикторов в прогноз двух типов явления Эль-Ниньо. Подтверждено, что теплосодержание деятельного слоя океана в последние десятилетия теряет свою прогностическую значимость, что согласуется с другими исследованиями. В то же время показано, что учет компонент ВТИ может улучшать качество прогноза Эль-Ниньо почти на четверть.

Помимо общей оценки качества статистической модели проведена проверка ее способности прогнозировать аномалии ТПО для конкретных Эль-Ниньо, а также оценен вклад различных предикторов в прогноз отдельных явлений. Показано, что уменьшение роли теплосодержания проявляется и для прогноза конкретных явлений Эль-Ниньо обоих типов – в некоторых случаях более важными оказываются другие предикторы, а иногда учет теплосодержания не улучшает, а, напротив, ухудшает прогноз.

Ключевые слова. Прогноз Эль-Ниньо, статистическая модель, теплосодержание океана, колебания Маддена-Джулиана, волны Россби.

Введение

Явление Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК) – основная мода изменчивости в климатической системе нашей планеты на межгодовом масштабе, оказывающая влияние на погоду и климат во многих регионах. В настоящий момент эволюция Эль-Ниньо и механизм его формирования достаточно хорошо изучены, что позволяет получать успешные прогнозы с заблаговременностью до 9 месяцев. Однако в вопросе прогнозирования Эль-Ниньо остается ряд сложностей, препятствующих повышению заблаговременности и точности прогнозов. Одна из главных сложностей, встречающихся при прогнозе Эль-Ниньо – это разнообразие его характеристик и непохожесть одного явления на другое. В последнее время выделяют два разных типа Эль-Ниньо (Ashok et al., 2007): восточно-тихоокеанское или каноническое с максимумом аномалий температуры поверхности океана (ТПО) в регионе Nino3 (5°ю.ш. - 5°с.ш., 150°з.д. - 90°з.д.) и центрально-тихоокеанское или Эль-Ниньо Модоки с максимальной аномалией ТПО в регионе Nino4 (5°ю.ш. - 5°с.ш., 160°в.д. - 150°з.д.). Прогноз Эль-Ниньо также осложняется тем, что большую роль в генерации Эль-Ниньо играют внешние процессы – как во внетропических широтах океана (Chiang, Vimont, 2004; Zhang et al., 2015), так и внетропическое стохастическое воздействие со стороны атмосферы (Alexander et al., 2010; Ding et al., 2017; Larson, Kirtman, 2013).

На данный момент наиболее распространенными и полно описывающими обратные связи в механизме эволюции Эль-Ниньо являются две теории (Sheinbaum, 2003): теория запаздывающего осциллятора (Suarez, Schopf, 1988) и теория «загрузки-разгрузки» (Jin, 1997). Суть первой теории заключается в запаздывающем влиянии экваториальных волн, распространяющихся в экваториальном Тихом океане. Перемещение океанических волн Кельвина и Россби с заглубленным или приподнятым термоклинном, их отражение от границ на западе и востоке Тихого океана формирует цикл колебаний, выражающийся в изменении температуры поверхности экваториальной части Тихого океана. Толчком к возникновению Эль-Ниньо в рамках этой теории является западная аномалия ветра на западе Тихого океана (Gebbie et al., 2007). Главное отличие теории «загрузки-разгрузки» от теории запаздывающего осциллятора в том, что в последней не учитывается среднее теплосодержание в верхнем слое океана. В рамках теории «загрузки-разгрузки» рассматривается изменение глубины залегания термоклина в Тихом океане, обусловленное формированием переноса подповерхностных вод из низких широт в высокие или наоборот в результате формирования циклонической или антициклонической завихренности в атмосфере и океане. Однако обе модели развития Эль-Ниньо обладают недостатками – они воспроизводят регулярные колебания, не соответствующие реально наблюдающимся процессам, и не берут во внимание стохастические процессы и сезонные колебания, нарушающие периодичность цикла явления.

Описанные модели развития Эль-Ниньо являются концептуальными: они описывают возможные механизмы эволюции ЭНЮК и не используются

напрямую для прогнозирования Эль-Ниньо. Тем не менее, в прогностических моделях одним из основных предикторов является именно среднее теплосодержание экваториального океана (СТО), которое имеет значительную прямую корреляцию с аномалиями ТПО на востоке Тихого океана (Meinen, McPhaden, 2000). Медленная эволюция аномалии теплосодержания имеет запаздывающий эффект с задержкой в 2-3 сезона, после чего образуется аномалия ТПО на востоке Тихого океана. Однако по недавним исследованиям (McPhaden, 2012; Zhao et al., 2016), после 2000 года время между возникновением аномалий в теплосодержании океана и возникновением аномалий ТПО сократилось до одного сезона, что свидетельствует об уменьшении прогностической значимости этого предиктора. Наряду с этим в начале XXI века произошли изменения, связанные с характером и частотой возникновения Эль-Ниньо. В течение последних десятилетий повторяемость явления увеличилась: в период с 1980 по 1999 наблюдалось 5 Эль-Ниньо (т.е. 1 явление в 4 года), а за период с 2000 по 2010 было зафиксировано 4 Эль-Ниньо, что соответствует 1 в 2.8 года. Кроме того, выросла повторяемость центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо. Так 3 из 4 случившихся Эль-Ниньо за рассмотренный период в XXI веке были Эль-Ниньо Модоки (Матвеева, Гущина, 2017). Это согласуется с уменьшением в последние десятилетия интенсивности терموклинной обратной связи, которая играет большую роль в формировании канонического Эль-Ниньо по сравнению с Эль-Ниньо Модоки (McPhaden, 2012). При этом само увеличение частоты центрально-тихоокеанского типа Эль-Ниньо может быть вызвано как глобальным потеплением климата (Yeh et al. 2009), так и естественной декадной изменчивостью климатической системы (McPhaden et al., 2011; Yeh et al., 2011), а, возможно, совместным действием обоих факторов.

Недавние исследования показали, что существенную роль в генерации Эль-Ниньо играют внешние процессы, в частности, стохастическое воздействие со стороны атмосферы (Capotondi et al., 2015; Hendon et al., 2007; Puy et al., 2016). А именно, атмосферные возмущения, имеющие гораздо меньший временной масштаб, чем Эль-Ниньо – от нескольких суток до одного сезона, которые характеризуют внутрисезонную тропическую изменчивость (ВТИ). Две основные моды, выделяемые в ВТИ – это колебания Маддена-Джулиана (МЮ) и экваториальные конвективно-связанные волны (Россби, Кельвина, Россби гравитационные и гравитационные).

Спусковым крючком для начала развития Эль-Ниньо является западная аномалия ветра или «всплеск западных ветров». Данная аномалия способна сгенерировать в океане волну Кельвина, которая, согласно теории «загрузки-разгрузки», переносит аномалию заглубленного термоклина с запада на восток с последующим образованием там области теплой воды. Усиления западных ветров могут возникать на периферии депрессий, расположенных по обеим сторонам от экватора. Однако временной и пространственный масштабы депрессий в системе ВЗК не соответствуют океанической волне Кельвина. Западная аномалия ветра может быть связана также с колебаниями Маддена-Джулиана и экваториальными волнами Россби (ER). Причем их

пространственно-временные характеристики совпадают с аналогичными характеристиками океанических волн Кельвина, благодаря чему они способны генерировать ее в океане. Всплески западных ветров на западе и в центре Тихого океана возникают при прохождении МЖО или волн Россби (Gushchina, Dewitte, 2011, 2012; Puy et al., 2016) и возбуждают внутрисезонную океаническую волну Кельвина, которая впоследствии распространяется на восток. Важно отметить, что максимальная интенсивность волн Россби отмечается в центральных районах Тихого океана, поэтому связанные с ними западные аномалии ветра способны поддерживать продвижение волны Кельвина на восток, препятствуя ее затуханию (Gushchina, Dewitte, 2012). Таким образом, волне Кельвина, переносящей аномалию термоклина, удастся достигнуть берегов Америки и вызвать там аномалию ТПО.

Ввиду того, что прогностическая значимость основного предиктора Эль-Ниньо – теплосодержания океана – уменьшилась, начиная с XXI века, а вклад ВТИ в генерацию ЭНЮК характеризуется значительной изменчивостью на масштабах десятилетий (Gushchina, Dewitte 2019), встает вопрос о возможном изменении прогностической значимости компонент ВТИ относительно Эль-Ниньо. В настоящей работе проведена оценка относительного вклада этих двух факторов в генерацию аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане и рассмотрены его изменения в последние десятилетия с учетом существования двух типов Эль-Ниньо на основе простой статистической модели. Несмотря на то, что очевидно, что теплосодержание океана имеет большую прогностическую значимость, чем ВТИ (в силу значительно большей инерционности и теплоемкости океана по сравнению с атмосферой), исследование изменения относительного вклада СТО и ВТИ в успешность прогноза Эль-Ниньо представляет значительный интерес как с точки зрения оценки влияния климатического тренда на значимость предикторов Эль-Ниньо, так и с точки зрения сравнения прогнозов, полученных с помощью простой статистической модели с другими существующими системами прогноза Эль-Ниньо (Barnston et al., 2012; Kirtman et al., 2014).

Материалы и методы исследования

Данные

Для выделения компонент ВТИ были использованы ежедневные значения зональной компоненты скорости ветра на уровне 850 гПа по данным реанализа NCEP/NCAR за период 1948-2016 гг. с шагом $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ и зонального напряжения ветра с шагом $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$.

Для оценки аномалии среднего теплосодержания океана была использована величина WWV (Warm Water Volume) – объем воды с температурой более 20°C в регионе 5° с.ш. - 5° ю.ш., 120° в.д. - 80° з.д., полученная с сайта <https://www.pmel.noaa.gov/tao/wwv/data/wwv.dat> за период 1980-2016 гг.

Сравнение результатов нашей модели с результатами других модельных оценок проводилось на основе прогнозов Эль-Ниньо, размещенных на сайте <https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/enso/>.

Методика

Для выделения компонент ВТИ был применен пространственно-временной спектральный анализ. Согласно методике (Wheeler, Kiladis, 1999), исходные поля разлагаются на симметричную и асимметричную относительно экватора компоненты, и в дальнейшем разложение на спектры происходит для каждой компоненты отдельно. Чтобы исключить воздействие атмосферного шума, спектры рассчитываются для интервалов времени 96 дней с 30-дневным перекрытием двух последовательных интервалов. Итоговый спектр получается осреднением полученных распределений спектральной плотности для 96-дневных интервалов. Далее для каждой широты проводится комплексное Фурье-преобразование по долготе и по времени, что позволяет получить распределение спектральной плотности в зависимости от зонального волнового числа и частоты колебания. Анализ двумерного спектра позволяет выделить максимумы спектральной плотности, соответствующие МЮ и экваториальным волнам. Далее производится обратное Фурье преобразование с сохранением коэффициентов только в области волновых чисел и частот, соответствующих определенному типу волны или колебанию МЮ. Для МЮ зональное волновое число составляет 1-3, период 30-96 дней, для ER – зональное волновое число -1... -8, период 10-50 дней (отрицательное зональное волновое число соответствует распространению волны на запад). Амплитуда волн Россби и МЮ рассчитывается путем вычисления среднеквадратичного отклонения по скользящему периоду со сдвигом в один день. Длина периода зависит от типа волны: 90 и 48 дней для МЮ и экваториальных волн Россби соответственно. Рассчитанная таким образом амплитуда ежемесячно осредняется, после чего происходит осреднение временных рядов амплитуд вдоль экватора (5°с.ш. - 5°ю.ш.) в каждой точке долготы. Для получения индексов активности ВТИ полученные временные ряды осредняются по регионам, где наблюдается максимальная связь между компонентами ВТИ и ЭНЮК: это западная часть Тихого океана (5°с.ш. - 5°ю.ш., 120°з.д. - 180°з.д.) для МЮ и центральная часть Тихого океана (5°с.ш. - 5°ю.ш., 140°в.д. - 160°з.д.) для волн Россби (Gushchina, Dewitte, 2011). Эти индексы далее называются индексами МЮ и волн Россби (ER).

Для выделения двух типов Эль-Ниньо был использован метод, описанный в (Takahashi et al., 2011). Аномалии ТПО в тропическом Тихом океане раскладываются на ортогональные эмпирические функции (ЭОФ), где наибольшую изменчивость описывают первые две моды (68 и 14% соответственно). Распределение ЭОФ1 соответствует аномалиям ТПО при каноническом Эль-Ниньо, а распределение ЭОФ2 – Эль-Ниньо Модокки (Ashok et al. 2007). Первым двум модам ЭОФ разложения соответствуют временные ряды основных компонент $PC1$ и $PC2$. В работе (Takahashi et al. 2011) показано, что сами по себе ряды $PC1$ и $PC2$ не являются репрезентативными с точки зрения разделения Эль-Ниньо на два типа. На основании анализа гистограммы рассеяния в координатах $PC1/PC2$ было предложено выражать E и S индексы через

линейную комбинацию временных рядов основных компонент первых двух мод ЭОФ разложения ($PC1$ и $PC2$):

$$E_{\text{индекс}} = \frac{PC1 - PC2}{\sqrt{2}}, \quad (1)$$

$$C_{\text{индекс}} = \frac{PC1 + PC2}{\sqrt{2}}. \quad (2)$$

Полученные индексы ортогональны и могут быть использованы в корреляционном анализе.

Статистическая модель

За основу была взята статистическая модель для прогноза Эль-Ниньо, разработанная в Государственном университете Флориды (Clarke, Van Gorder, 2003). В данной модели в качестве предикторов ТПО в экваториальном Тихом океане используются аномалии среднего теплосодержания океана и ветровое воздействие на океан со стороны атмосферы, а также непосредственно аномалия ТПО на востоке Тихого океана в предшествующий срок. Используемое уравнение имеет вид:

$$S(t+\Delta t) = \alpha NINO3.4(t) + \beta \tau(t) + \gamma \bar{h}, \quad (3)$$

где $S(t+\Delta t)$ – прогнозируемый индекс аномалии ТПО в районе Nino3.4, $NINO3.4(t)$ – наблюдаемый индекс аномалии ТПО в районе Nino3.4, $\tau(t)$ – осредненный во времени (по месяцам) и пространству (смещающийся в экваториальной зоне с востока Индийского на запад Тихого океана в зависимости от месяца года) индекс западной аномалии напряжения ветра, \bar{h} – индекс аномалии СТО (глубина изотермы 20°C), α, β, γ – коэффициенты, зависящие от календарного месяца.

Нами была проведена модификация модели с учетом цели исследования. Вместо индекса напряжения ветра были использованы индексы интенсивности МЖО и волн Россби, непосредственно участвующих в генерации западной аномалии ветра. Прогноз осуществлялся для восточно-тихоокеанского (4) и центрально-тихоокеанского (5) типа Эль-Ниньо с использованием индексов E и C вместо индекса Nino3.4, коэффициенты для каждого предиктора были получены путем расчета многомерной линейной регрессии между индексом ТПО и используемыми предикторами для каждого календарного месяца и каждого периода заблаговременности прогноза:

$$E(t+\Delta t) = \bar{\alpha}_E(\Delta t).E(t) + \bar{\beta}_E(\Delta t).C(t) + \bar{\gamma}_E(\Delta t).WWV(t) + \bar{\mu}_E(\Delta t)ER/MJO(t), \quad (4)$$

$$C(t+\Delta t) = \bar{\alpha}_C(\Delta t).E(t) + \bar{\beta}_C(\Delta t).C(t) + \bar{\gamma}_C(\Delta t).WWV(t) + \bar{\mu}_C(\Delta t)ER/MJO(t), \quad (5)$$

где $E(t+\Delta t)$ – прогнозируемый индекс аномалии ТПО на востоке Тихого океана, $C(t+\Delta t)$ – прогнозируемый индекс аномалии ТПО в центре Тихого океана,

ана, $E(t)$, $C(t)$ – индекс аномалий ТПО соответственно на востоке и в центре Тихого океана, $WWV(t)$ – индекс аномалии теплосодержания экваториального Тихого океана, $ER/MJO(t)$ – индекс Россби/МЮ, $\bar{\alpha}_E, \bar{\beta}_E, \bar{\gamma}_E, \bar{\mu}_E, \bar{\alpha}_C, \bar{\beta}_C, \bar{\gamma}_C, \bar{\mu}_C$ – коэффициенты, зависящие от календарного месяца и заблаговременности прогноза для каждого типа Эль-Ниньо.

Результаты

Вклад основных предикторов ЭНЮК в успешность прогноза явления

Для оценки вклада компонент ВТИ и теплосодержания океана в формирование аномалий ТПО в условиях Эль-Ниньо построена простая статистическая модель прогноза аномалий ТПО. В качестве характеристики успешности прогноза используется корреляция между наблюдавшимся значением индекса C или E и рассчитанными аналогичными индексами по статистической модели с разной заблаговременностью.

В качестве параметра, характеризующего ВТИ, на предварительном этапе помимо зональной составляющей скорости ветра на уровне 850 гПа рассматривались также зональная составляющая приземного ветра и зональное напряжение ветра. Анализ показал, что структура всех трех полей, отфильтрованных для компонент ВТИ, похожа, однако наиболее тесные связи между индексами МЮ/ЕР и аномалиями ТПО практически во всех случаях наблюдаются для компонент ВТИ, отфильтрованных в поле зонального ветра на уровне 850 гПа (не показано). Поэтому для дальнейшего анализа был выбран именно этот параметр.

Оценка успешности прогноза двух типов Эль-Ниньо в зависимости от его заблаговременности представлена на рис. 1. С увеличением периода заблаговременности прогноза значение корреляций для обоих индексов закономерно уменьшается. Причем качество прогноза восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо при увеличении заблаговременности падает значительно быстрее (при сдвиге в 6 месяцев коэффициент корреляции становится меньше 0.6), чем центрально-тихоокеанского типа (значения корреляции более 0.6 при заблаговременности до 11 месяцев).

Для оценки способности модели прогнозировать Эль-Ниньо без разделения на типы были также получены аналогичные корреляции для индекса Nino 3.4, рассчитанного на основе индексов C и E по формуле $NINO3.4^* = 0.47E + 0.67C$ (полученный индекс объясняет 82% изменчивости стандартного индекса Nino 3.4 – аномалия ТПО, осредненная по району 5°с.ш. - 5°ю.ш., 170°з.д. - 120°з.д.) (Gushchina, Dewitte, 2019). В среднем для Эль-Ниньо статистическая модель может давать успешный прогноз с заблаговременностью около 7-8 месяцев.

Довольно быстрое уменьшение качества прогноза при увеличении заблаговременности отчасти обусловлено тем, что прогноз представлен без дифференциации по месяцам года, в то время как взаимосвязи между вышеперечисленными предикторами и аномалиями ТПО имеют ярко выраженный сезонный ход. А именно, усиление МЮ на западе Тихого океана вес-

ной северного полушария генерирует волну Кельвина в океане с заглубленным термоклином, которая распространяется вдоль экватора на восток. Интенсификация волн Россби летом северного полушария в центре Тихого океана поддерживает амплитуду волны Кельвина, которая к осени достигает побережья Южной Америки и вызывает опускание термоклина и соответствующее увеличение ТПО (Gushchina, Dewitte, 2019; Izumo et al., 2019). Таким образом, связи между весенне-летними индексами ВТИ и ТПО последующей осенью и зимой выражены значительно сильнее, чем во все остальные периоды года. В связи с этим, в дальнейшем прогноз рассчитывался не только для разных периодов заблаговременности, но и с учетом сезонной дифференциации.

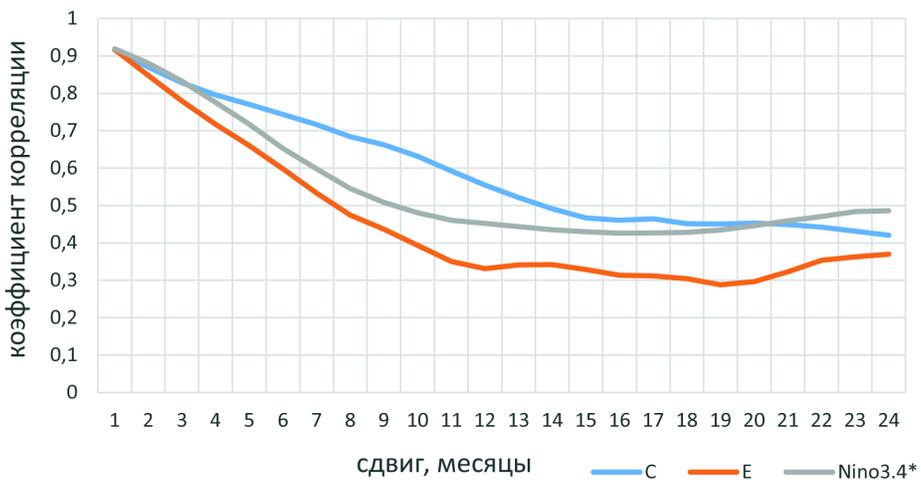


Рисунок 1. График успешности прогноза ТПО для индексов Е, С и Nino 3.4* в зависимости от заблаговременности прогноза

Figure 1. SST forecast skill for indices E, C and Nino 3.4 * as a function of the forecast lead time

Полученные распределения корреляций представлены в двух видах:

- 1) как зависимость от месяца, для которого рассчитывается прогноз ТПО;
- 2) как зависимость от стартового месяца прогноза.

Первый вариант представления дает возможность оценить важность учета тех или иных факторов при прогнозе определенной стадии эволюции Эль-Ниньо: зарождения, развития, кульминации. Второй тип позволяет определить относительный вклад предиктора с учетом сезонного хода взаимосвязей.

Максимальная корреляция между спрогнозированными и наблюдаемыми индексами Эль-Ниньо достигается при прогнозе кульминации явления. Так, при прогнозе аномалий ТПО, соответствующих каноническому Эль-Ниньо, для зимы Северного полушария значения корреляций достигают 0.6 при заблаговременности прогноза 7 месяцев (рис. 2а). Для центрально-тихоокеанского типа успешность прогноза выше: значения полученной корреляции составляют почти 0.8 при той же заблаговременности (рис. 2б).

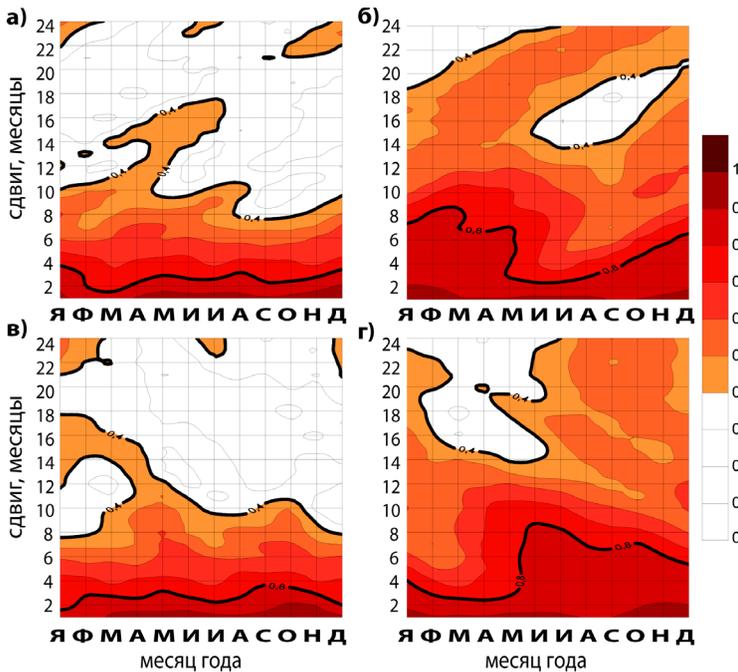


Рисунок 2. Корреляция между наблюдавшимся и рассчитанным по модели индексом E (слева) и C (справа) с учетом индекса МЖО, Россби (ER) и теплосодержания (WWV) Верхняя панель – зависимость от месяца, для которого рассчитывается прогноз ТПО; нижняя панель – зависимость от стартового месяца прогноза. Цветом показаны статистически значимые корреляции (>0.4)

Figure 2. Correlation between the observed and calculated by the model index E (left column) and C (right column) with MJO, ER (Rossby) indexes, and WWV index of heat content The top panel illustrates the dependence on the month for which the forecast of SST is calculated; the bottom panel shows the dependence on the starting month of the forecast. Statistically significant correlations (>0.4) are colored

Полученные зависимости успешности прогноза от стартового месяца подтверждают выводы, сделанные в предыдущих работах (Gushchina, Dewitte 2011, 2012). Для C индекса наибольшая связь отмечается при старте прогноза в июне-июле с последующим возникновением аномалий ТПО через 6-10 месяцев (коэффициенты корреляции достигают 0.7- 0.8) (рис. 2г). То есть усиление МЖО и волн Россби в начале-середине лета приводит к росту ТПО на востоке и в центре Тихого океана последующей осенью-зимой Северного полушария. Успешность прогноза восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо (E индекса) в модели оказывается существенно хуже. Максимальные связи отмечаются для прогнозов с заблаговременностью 5-7 месяцев, стартовых в мае-июне или сентябре-октябре (коэффициенты корреляции достигают 0.5-0.6) (рис. 2в).

Оценка прогностической значимости предикторов Эль-Ниньо

Для оценки вклада в прогноз двух типов Эль-Ниньо каждого из предикторов были рассчитаны прогнозы с учетом и без учета каждого из рассматриваемых предикторов:

- 1) инерционный прогноз, зависящий только от самих E и C индексов (далее они всегда участвуют в прогнозе);
- 2) прогноз с учетом только теплосодержания океана;
- 3) прогноз с учетом только индекса МЖО или волн Россби;
- 4) прогноз с полным набором предикторов.

Сперва был рассмотрен вклад исключительно компонент ВТИ в прогноз Эль-Ниньо (теплосодержание в статистической модели не учитывалось). На рис. 3 представлена разность успешности прогноза, рассчитанного с учетом и без учета вклада МЖО или ER. Результаты представлены как функция от месяца года, для которого предсказывается ТПО и как зависимость от стартового месяца прогноза.

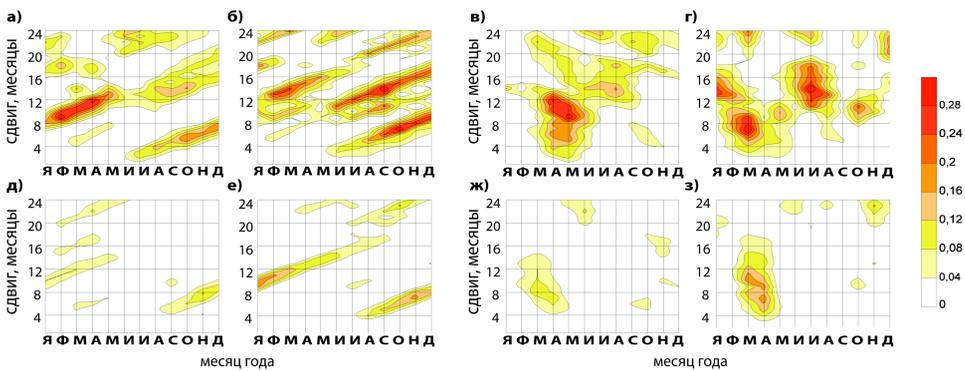


Рисунок 3. Левая панель: разность между прогнозом E (верхняя строка) и C (нижняя строка) индексов с учетом и без учета вклада колебаний Маддена-Джулиана (первый столбец) и волн Россби (второй столбец) в зависимости от месяца, для которого рассчитывается прогноз ТПО. Правая панель: то же, но в зависимости от стартового месяца прогноза

Figure 3. The left panel shows the difference between E (top line) and C index (bottom line) predicted with and without ITV components: MJO (first column) and ER (second column) as dependent on the month the forecast of SST is calculated for. Right panel: as left panel, but as dependent on the starting month of the forecast.

В случае восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо максимальные разности для МЖО наблюдаются в феврале-мае при заблаговременности прогноза от 8 до 13 месяцев (рис. 3а). То есть для прогноза аномалий ТПО в феврале-мае важен учет интенсификации МЖО в июне предшествующего года. Весенняя активизация волн Россби оказывает максимальное влияние на прогноз ТПО в стадии развития ЭНЮК, то есть в сентябре-октябре (рис. 3б).

Для центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо учет стохастического атмосферного воздействия оказывает меньшее влияние на механизм его генерации. Для прогноза ТПО в ноябре можно отметить учет вклада весенней активизации МЖО и в большей степени усиления интенсивности волн Россби весной того же года. Кроме того, весенняя интенсификация волн Россби важна и для прогноза кульминации Эль-Ниньо, то есть ТПО в январе (рис. 3д, е).

При анализе успешности прогноза в зависимости от стартового месяца прогноза было выявлено, что максимальное улучшение прогноза дает учет активизации атмосферных возмущений в весенний период. Весенняя интен-

сификация ВТИ является важным механизмом формирования всплеска западных ветров, являющихся спусковым крючком для дальнейшего развития аномалий в океане, приводящих к потеплению поверхностных вод на востоке или центре Тихого океана. Так, высокая интенсивность колебаний Маддена-Джулиана и волн Россби в марте-апреле приводит к кульминации центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо через 9-10 месяцев (максимальные разности между прогнозами с учетом и без вклада ВТИ наблюдаются именно в эти месяцы) (рис. 3в, ж). Для восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо активизация волн Россби в марте также благоприятствует развитию Эль-Ниньо через 6-9 месяцев, а интенсификация МЮ в апреле-мае важна для прогноза ТПО через 9-12 месяцев (рис. 3г, з). Таким образом, оценка индивидуального вклада компонент ВТИ в прогноз Эль-Ниньо подтвердила важность учета сезонной дифференциации при прогнозе ЭНЮК.

На следующем этапе был сопоставлен вклад атмосферного воздействия, которое является внешним процессом по отношению к механизму генерации Эль-Ниньо с вкладом теплосодержания океана, главным компонентом механизма «загрузки-разгрузки» и необходимым звеном для образования аномалии ТПО в процессе цикла ЭНЮК. Были проанализированы разности успешности прогноза с учетом или без учета влияния теплосодержания океана (при учете влияния ВТИ), а также успешность прогноза с учетом и без учета компонент ВТИ (при учете теплосодержания) (рис. 4).

При исключении теплосодержания из числа предикторов в целом наблюдается существенное ухудшение качества прогноза. Так, для восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо прогноз ухудшается до 56%, если не учитывать теплосодержание за 5-7 месяцев для прогноза аномалий ТПО на период с июля по октябрь (рис. 4а). Влияние компонент ВТИ оказывается слабее, но тоже значительно – так, в тот же период суммарный недоучет влияния колебаний Маддена-Джулиана и волн Россби ухудшает прогноз до 35% (рис. 4в). Проценты ухудшения или улучшения качества прогноза рассчитывались как отношение разности корреляций, полученных с учетом или без учета предиктора, к значению корреляции для конкретного месяца, заблаговременности и предиктора, выраженное в процентах.

Для центрально-тихоокеанского типа Эль-Ниньо отдельный вклад каждого предиктора выражен слабее. Так, учет теплосодержания при прогнозе кульминации Эль-Ниньо с заблаговременностью 9 месяцев улучшает прогноз лишь на 27% (рис. 4б), а роль компонент ВТИ оказывается практически незначимой (рис. 4г).

Далее была рассмотрена успешность прогноза в зависимости от его стартового месяца. Было получено, что исключение теплосодержания из предикторов резко ухудшает прогноз, который стартует с декабря по март. Причем больше всего учет теплосодержания важен для прогноза стадии кульминации Эль-Ниньо (максимальные разности получаются для прогноза ТПО в зимний период с заблаговременностью 8 месяцев) (рис. 4д). Учет воздействия ВТИ в апреле-мае при прогнозировании кульминации восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо (то есть ТПО в январе) улучшает успеш-

ность прогноза на 16% (Рис. 4ж), а прогноз, стартующий в октябре с заблаговременностью 10 месяцев – до 25%.

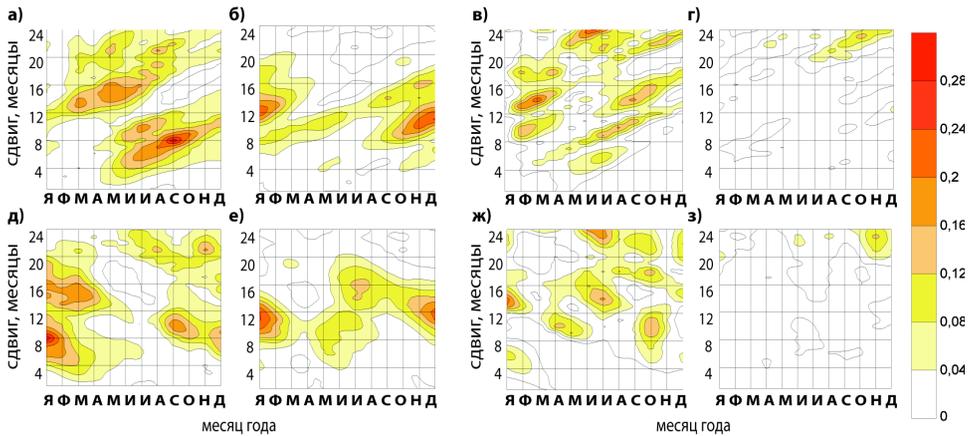


Рисунок 4. Левая панель: разность между индексами E (слева) и C (справа), спрогнозированными с учетом и без учета СТО в зависимости от месяца, для которого составлялся прогноз (верхняя строка) и в зависимости от стартового месяца прогноза (нижняя строка). Правая панель: то же, но с учетом и без учета ВТИ

Figure 4. The left panel shows the difference between E (first column) and C (second column) indices predicted with and with no account of WWV, as dependent on the month the forecast of SST is calculated for (top line), and on the starting month of the forecast (bottom line). Right panel: as left panel, but with and with no account of ITV

Исключение теплосодержания из предикторов при прогнозе центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо ухудшает прогноз с ноября по март до 20%. Роль ВТИ, как уже упоминалось выше, для этого типа Эль-Ниньо оказывается невелика. Возможно, это связано с различным вкладом компонент ВТИ в поддержании аномалии ТПО на разных стадиях эволюции Эль-Ниньо Модоки и канонического. Как было показано в (Gushchina, Dewitte, 2012), значительный вклад в развитие аномалий ТПО компоненты ВТИ оказывают при восточно-тихоокеанском Эль-Ниньо, тогда как при Эль-Ниньо Модоки максимальная интенсивность колебаний Маддена-Джулиана и волн Россби отмечается в период кульминации явления и после нее, что способствует более продолжительному существованию аномалии в годы Эль-Ниньо Модоки. Однако при этом прогностическая значимость компонент ВТИ уменьшается.

Таким образом, согласно результатам, полученным по простой статистической модели, наибольший вклад в генерацию ЭНЮК дает теплосодержание. Это неудивительно, так как данная характеристика обладает значительно большей инерционностью по сравнению со стохастическим воздействием атмосферы, и представляет собой память системы океан-атмосфера. Кроме того, теплосодержание верхнего слоя океана является основным звеном, обеспечивающим циклическую природу ЭНЮК в рамках теории «загрузки-разгрузки».

Несмотря на то, что вклад компонент ВТИ меньше, тем не менее он довольно существенен, в первую очередь для восточно-тихоокеанского типа Эль-Ниньо. Таким образом, недооценка вклада ВТИ может существенно ухудшать результаты прогноза.

Изменение вклада предикторов в прогноз Эль-Ниньо на масштабе десятилетий

Учитывая обнаруженное в (McPhaden, 2012) уменьшение в последние десятилетия роли теплосодержания океана в прогнозе Эль-Ниньо, а именно уменьшение срока запаздывания наступления аномалии ТПО после изменения теплосодержания с трех сезонов до одного, была проведена оценка изменения роли предикторов Эль-Ниньо за 36 лет. Были рассчитаны разности между значениями вклада каждого предиктора в период с 1980 по 1999 гг. и соответствующими значениями в период с 2000 по 2016 гг. (рис. 5). Полученные распределения корреляций позволяют увидеть качественные сдвиги, произошедшие во взаимосвязях предикторов с явлением ЭНЮК в XXI веке. Положительные разности означают, что вклад того или иного параметра в успешность прогноза увеличился; отрицательные, наоборот, говорят об уменьшении прогностической значимости предиктора. Распределение корреляций представлено в зависимости от стартового месяца прогноза.

Полученные в результате нашего анализа изменения вклада теплосодержания согласуются с результатами исследования (McPhaden, 2012). Отмечается уменьшение прогностической значимости теплосодержания при его учете в прогнозе в период с января по май, то есть за 6-12 месяцев до кульминации Эль-Ниньо. В последующие месяцы вклад теплосодержания остался прежним, либо незначительно снизился (рис. 5а).

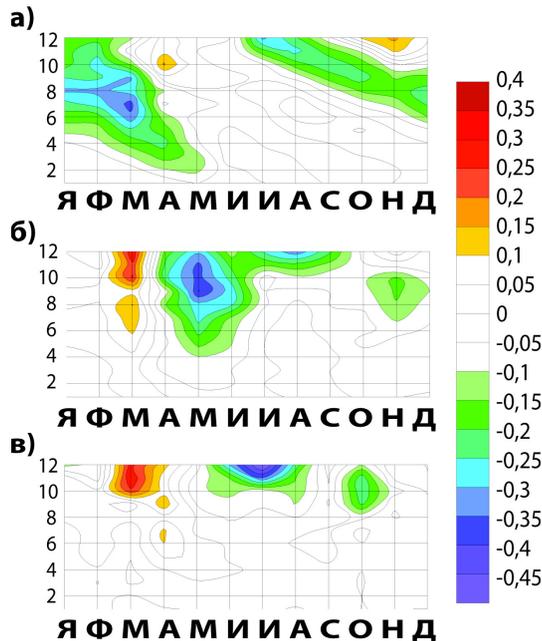


Рисунок 5. Разности вкладов теплосодержания (СТО) (сверху), колебания Маддена-Джулиана (МЮ) (в центре), экваториальных волн Россби (ЕР) (внизу) в прогноз Эль-Ниньо между периодом 1980-1999 гг. и периодом 2000-2016 гг. в зависимости от стартового месяца прогноза

Figure 5. Differences between the contribution of WWV (a), MJO (б) and ER (в) to the El Niño forecast between 1980-1999 and 2000-2016 as dependent on the start month of the forecast

Как уже было сказано выше, взаимосвязи ВТИ/ЭНЮК также не обладают исключительной устойчивостью и могут изменяться на масштабе десятилетий (Gushchina, Dewitte, 2019). Исходя из рис. 5б, можно отметить, что в период с 2000 по 2016 гг. вырос вклад интенсификации МЮ в марте при прогнозе аномалии ТПО через 10 месяцев, то есть в феврале, а майский максимум активности, наоборот, отчасти утратил свою значимость. Таким образом, прогностическая значимость МЮ возросла, так как увеличился временной интервал между активизацией МЮ и кульминацией Эль-Ниньо.

В отношении экваториальных волн Россби было выявлено, что данные атмосферные возмущения менее подвержены декадной изменчивости. Их вклад в XXI веке изменился слабо по сравнению со второй половиной XX века. Однако можно отметить рост вклада мартовского усиления индекса Россби за 10-12 месяцев до кульминации Эль-Ниньо и ослабление вклада индекса в июне-августе также примерно за год до максимума ТПО (рис. 5в), то есть и для волн Россби отмечается увеличение прогностической значимости в XXI веке, но в меньшей степени, чем для МЮ.

Оценка способности модели воспроизводить отдельные явления Эль-Ниньо

Помимо оценки относительного вклада отдельных предикторов в успешность прогноза Эль-Ниньо, была проведена проверка способности простой статистической модели прогнозировать аномалии ТПО для конкретных Эль-Ниньо, а также оценен вклад различных предикторов в прогноз отдельных явлений.

Модель демонстрирует примерно одинаковую способность прогнозировать Эль-Ниньо обоих типов, однако можно выделить некоторые закономерности (рис. 6).

Так, на стадии затухания явления более успешным оказывается прогноз восточно-тихоокеанского типа Эль-Ниньо. Возможно, это связано с большей амплитудой аномалий ТПО при этом типе Эль-Ниньо. Не слишком удачными для обоих типов явления отказываются прогнозы, стартующие в зимне-весенний период: хотя в некоторых случаях модель прогнозирует рост ТПО, но он оказывается существенно меньше, чем наблюдавшиеся в реальности значения индекса Nino3.4. При этом, прогнозы, стартующие летом, уже приближаются по величинам аномалий ТПО к данным наблюдений.

Кроме того, анализ отдельных явлений показал, что от случая к случаю предикторы вносят неодинаковый вклад в качество прогноза (рис. 6). При этом для каждого отдельного явления и сезона более или менее важными оказываются разные предикторы. Так, например, для прогноза, стартующего летом, недоучет теплосодержания океана заметно ухудшает результат, тогда как компоненты ВТИ в этот период мало влияют на качество прогноза. В то же время, для весенних прогнозов учет теплосодержания может как улучшать (для восточно-тихоокеанских Эль-Ниньо 1997-98 и 2015-16 гг.), так и существенно ухудшать прогноз (как в случае центрально-тихоокеанского Эль-

Ниньо 2004-05 гг.). Роль компонентов ВТИ для отдельных явлений Эль-Ниньо оказывается, как правило, меньше, чем роль СТО, хотя в некоторых случаях может вносить заметный вклад в изменение качества прогноза.

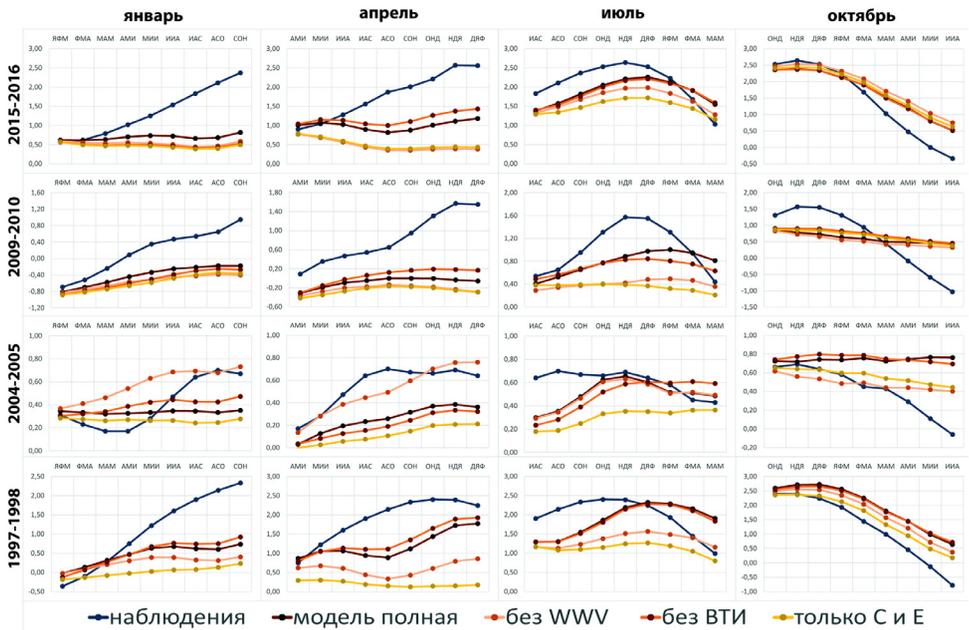


Рисунок 6. Значения индекса Nino 3.4 по данным наблюдений и индекса Nino 3.4*, полученные в моделях с учетом и без учета различных предикторов, для центральных месяцев сезонов года до кульминации событий Эль-Ниньо 1997-98, 2004-05, 2009-10 и 2015-16 гг.

Figure 6. The Nino 3.4 index according to observations, and the Nino 3.4* index calculated using the complete model and that with certain predictors excluded, for the central months of the seasons before the culmination of 1997-98, 2004-05, 2009-10, and 2015-16 El Niño events

Также для отдельных явлений Эль-Ниньо было проведено сравнение качества прогноза по предложенной модели с другими статистическими и динамическими моделями. На основе данных проекта IRI ENSO Forecast (<https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/enso/>) было проведено сравнение с 18 динамическими и 9 статистическими моделями, используемыми для прогноза Эль-Ниньо. На рис. 7 представлено сравнение средних прогнозов по данным динамических и статистических моделей с нашей моделью. Важно отметить, что в целом далеко не все наблюдавшиеся события Эль-Ниньо были адекватно спрогнозированы моделями. Нередко статистические модели в целом оказываются заметно хуже динамических (например, зимой и весной Эль-Ниньо 2009-10 гг.). Это неудивительно, так как статистические модели, как правило, проще динамических и могут не учитывать целый ряд факторов. Тем не менее, в целом предложенная нами статистическая модель дает результаты, сравнимые с намного более сложными моделями, и нередко показывает результаты, превосходящие по уровню средний прогноз статистических моделей проекта IRI ENSO Forecast (например, зимний и осенний прогноз для Эль-Ниньо 2015-16 предложенная нами модель дает на уровне

среднего прогноза динамических моделей, а летний прогноз того же явления оказывается успешнее как статистических, так и динамических моделей). Это еще раз подчеркивает важность и необходимость учета вклада колебаний Маддена-Джулиана и волн Россби при прогнозе Эль-Ниньо с обязательным учетом сезонного изменения взаимосвязей.

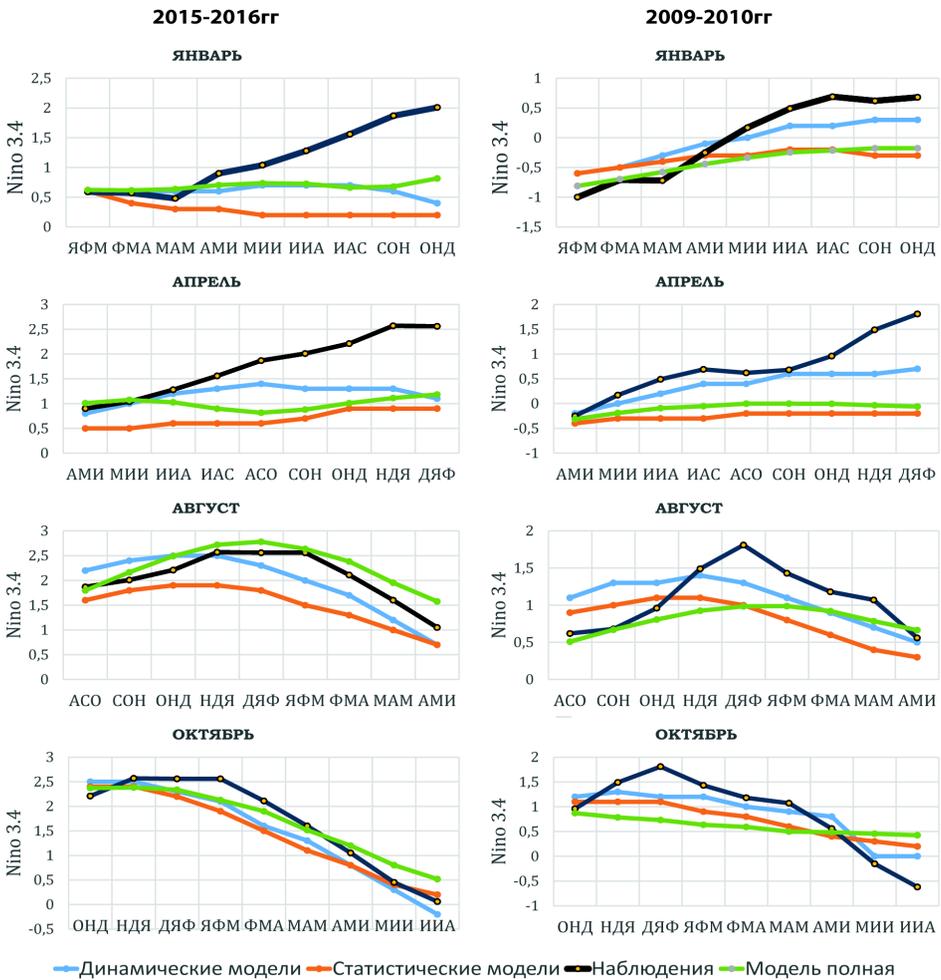


Рисунок 7. Индекс Nino 3.4 в период развития Эль-Ниньо 2015-16 гг. (слева) и 2009-10 гг. (справа) по данным наблюдения (черная линия), согласно средним значениям динамических (синяя линия) и статистических (красная линия) моделей проекта IRI ENSO Forecast, а также по данным нашей модели (зеленая линия)

Figure 7. The Nino 3.4 index during El Niño 2015-16 (left column) and El Niño 2009-10 (right column) according to observations (black line), to the average values of dynamic (blue line) and statistical (red line) models of the IRI ENSO Forecast project, and according to our model (green line)

Заключение

С помощью простой статистической модели прогноза аномалий ТПО и анализа относительного вклада теплосодержания океана и компонент ВТИ в

успешность прогноза явления Эль-Ниньо двух типов было показано, что стохастическое воздействие со стороны атмосферы играет важную роль в механизме развития Эль-Ниньо. Несмотря на то, что вклад компонент ВТИ в прогноз Эль-Ниньо ниже, чем вклад теплосодержания, их сезонный учет может улучшать прогноз почти на четверть.

Основной проблемой прогноза Эль-Ниньо на данный момент является существенное уменьшение в начале XXI века прогностической значимости главного предиктора ЭНЮК – теплосодержания океана. Было показано, что его вклад сильно уменьшился в период с марта по май, то есть срок заблаговременности получения успешного прогноза сократился на один сезон. В то же время, в XXI веке прогностическая значимость внешнего воздействия со стороны атмосферы, наоборот, выросла. А именно: активизация МЮ и экваториальных волн Россби относительно появления аномалий ТПО наблюдается в среднем на 1 сезон раньше в начале XXI века по сравнению с концом XX. Уменьшение роли теплосодержания проявляется и для прогноза конкретных явлений Эль-Ниньо обоих типов – в некоторых случаях более важными оказываются другие предикторы, а иногда учет теплосодержания не улучшает, а, напротив, ухудшает прогноз.

Таким образом, компоненты ВТИ, непосредственно влияющие на эволюцию Эль-Ниньо, в последние десятилетия не только не утратили своей прогностической значимости, а, напротив, их вклад в прогноз увеличился. С другой стороны, на данный момент колебания Маддена-Джулиана и экваториальные волны Россби воспроизводятся моделями довольно плохо. Поэтому правильное воспроизведение полными климатическими моделями компонент ВТИ – ключ к успешному прогнозу Эль-Ниньо в будущем.

Исследование было выполнено в рамках госбюджетной темы НИР АААА-А16-116032810086-4 и при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00767).

Список литературы

Матвеева Т.А., Гущина Д.Ю. 2017. Изменения характеристик центрально-тихоокеанского и восточно-тихоокеанского Эль-Ниньо в условиях потепления климата (по результатам экспериментов RCP 2.6 и RCP 8.5 CMIP5). – Фундаментальная и прикладная климатология, № 2, с. 86-110. doi: 10.21513/2410-8758-2017-2-86-110.

Alexander Michael A., Daniel J. Vimont, Ping Chang and James D. Scott. 2010. The Impact of Extratropical Atmospheric Variability on ENSO: Testing the Seasonal Footprinting Mechanism Using Coupled Model Experiments. – Journal of Climate, vol. 23(11), pp. 2885-2901.

Ashok Karumuri et al. 2007. El Niño Modoki and Its Possible Teleconnection. – Journal of Geophysical Research: Oceans, vol 112(11), pp. 1-27.

Barnston Anthony G. et al. 2012. Skill of Real-Time Seasonal ENSO Model Predictions During 2002–11: Is Our Capability Increasing? – Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 93(5), pp. ES48-50.

Capotondi Antonietta et al. 2015. Understanding Enso Diversity. – Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 96(6), pp. 921-38.

Chiang John C.H. and Daniel J. Vimont. 2004. Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere-Ocean Variability. – Journal of Climate, vol. 17(21), pp. 4143-58.

Clarke, Allan J. and Stephen Van Gorder. 2003. Improving El Niño Prediction Using a Space-Time Integration of Indo-Pacific Winds and Equatorial Pacific Upper Ocean Heat Content. – Geophysical Research Letters, vol. 30(7), pp. 2-5.

Ding Ruiqiang et al. 2017. Joint Impact of North and South Pacific Extratropical. Atmospheric Variability on the Onset of ENSO Events. – Journal of Geophysical Research, vol. 122(1). pp. 279-98.

Gebbie Geoffrey, Ian Eisenman, Andrew Wittenberg and Eli Tziperman. 2007. Modulation of Westerly Wind Bursts by Sea Surface Temperature: A Semistochastic Feedback for ENSO. – Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 64(9), pp. 3281-3295.

Gushchina Daria and Boris Dewitte. 2011. The Relationship between Intraseasonal Tropical Variability and ENSO and Its Modulation at Seasonal to Decadal Timescales. – Central European Journal of Geosciences, vol. 3(2), pp. 175-196.

Gushchina Daria and Boris Dewitte. 2012. Intraseasonal Tropical Atmospheric Variability Associated with the Two Flavors of El Niño. – Monthly Weather Review, vol. 140(11), pp. 3669-3681 – Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR-D-11-00267.1>.

Gushchina Daria and Boris Dewitte. 2019. Decadal Modulation of the Relationship between Intraseasonal Tropical Variability and ENSO. – Climate Dynamics, vol. 52(3–4). pp. 2091-2103 – Available at: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-018-4235-y>.

Hendon Harry H., Matthew C. Wheeler and Chidong Zhang. 2007. Seasonal Dependence of the MJO-ENSO Relationship. – Journal of Climate, vol. 20(3), pp. 531-543.

Izumo Takeshi et al. 2019. On the Physical Interpretation of the Lead Relation between Warm Water Volume and the El Niño Southern Oscillation. – Climate Dynamics, vol. 52(5–6), pp. 2923-2942 – Available at: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-018-4313-1>.

Jin Fei-Fei. 1997. An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO . Part I: Conceptual Model. – Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 54, pp. 811-829.

Kirtman Ben P. et al. 2014. The North American Multimodel Ensemble: Phase-1 Seasonal-to-Interannual Prediction; Phase-2 toward Developing Intraseasonal Prediction. – Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 95(4), pp. 585-601.

Larson Sarah and Ben Kirtman. 2013. The Pacific Meridional Mode as a Trigger for ENSO in a High-Resolution Coupled Model. – Geophysical Research Letters, vol. 40(12), pp. 3189-3194.

McPhaden M. J., T. Lee and D. McClurg. 2011. El Niño and Its Relationship to Changing Background Conditions in the Tropical Pacific Ocean. – *Geophysical Research Letters*, vol. 38(15), pp. 2-5.

McPhaden Michael J. 2012. A 21st Century Shift in the Relationship between ENSO SST and Warm Water Volume Anomalies. – *Geophysical Research Letters*, vol. 39(9), pp. 1-5.

Meinen C. S. and M. J. McPhaden. 2000. Observations of Warm Water Volume Changes in the Equatorial Pacific and Their Relationship to El Niño and La Niña. – *Journal of Climate*, vol. 13(20), pp. 3551-3559.

Puy Martin, J. Vialard, M. Lengaigne and E. Guilyardi. 2016. Modulation of Equatorial Pacific Westerly/Easterly Wind Events by the Madden–Julian Oscillation and Convectively-Coupled Rossby Waves. – *Climate Dynamics*, vol. 46(7–8), pp. 2155-2178.

Sheinbaum Julio. 2003. Current Theories on El Niño-Southern Oscillation: A Review. – *Geofisica Internacional*, vol. 42(3), pp. 291-305.

Suarez Max J., and Paul S. Schopf. 1988. A Delayed Action Oscillator for ENSO. – *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 45(21), pp. 3283-3287.

Takahashi K., A. Montecinos, K. Goubanova and B. Dewitte. 2011. ENSO Regimes: Reinterpreting the Canonical and Modoki El Niño. – *Geophysical Research Letters*, vol. 38(10), pp. 1-5.

Wheeler Matthew and George N. Kiladis. 1999. Convectively Coupled Equatorial Waves: Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber-Frequency Domain. – *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 56(3), pp. 374-399.

Yeh Sang Wook et al. 2009. El Niño in a Changing Climate. – *Nature*, vol. 461(7263), pp. 511-514 – Available at: <http://dx.doi.org/10.1038/nature08316>.

Yeh Sang Wook et al. 2011. Natural Variability of the Central Pacific El Niño Event on Multi-Centennial Timescales. – *Geophysical Research Letters*, vol. 38(2), pp. 2-6.

Zhang Wenjun et al. 2015. Impacts of Two Types of La Niña on the NAO during Boreal Winter. – *Climate Dynamics*, vol. 44(5–6), pp. 1351-66.

Zhao Mei et al. 2016. Weakened Eastern Pacific El Niño Predictability in the Early Twenty-First Century. – *Journal of Climate*, vol. 29(18), pp. 6805-6822.

Статья поступила в редакцию: 11.01.2020 г.

После переработки: 13.04.2020 г.

EVALUATION OF CONTRIBUTION OF MAJOR EL NIÑO PREDICTORS TO ITS FORECASTS DURING THE LAST DECADES BASED ON A SIMPLE STATISTICAL MODEL

I.V. Zheleznova, D.Yu. Gushchina, M.A. Kolennikova*

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography,
Department of Meteorology & Climatology,
GSP-1, Leninskiye Gory, 119991, Moscow, Russian Federation;
* corresponding author: ijeleznova@gmail.com

Summary. The El Niño phenomenon is one of the main mode of climate variability at interannual timescale. Manifesting in surface temperature anomalies of the tropical Pacific Ocean, it affects the weather and climate both in the Pacific and remote regions of the World. Despite the close attention of the researchers to the El Niño phenomenon and the existence of a number of models simulating its dynamics, the forecast of this phenomenon is not always successful. This due to the irregularity of the ENSO cycle and the diversity of the ENSO events. The main predictor of El Niño is the heat content of the tropical Pacific Ocean. However, the contribution of atmospheric factors, particularly associated to the anomalies of the wind regime, is also significant. Recent investigations documented the decreasing of predictive value of the ocean heat content in last decades. Therefore, the contribution of the atmosphere processes to the skill of El Niño forecast may increase. These processes involve components of intraseasonal tropical variability (ITV) – Madden-Julian oscillations and atmospheric equatorial Rossby waves.

Based on a simple statistical model, the change of the contribution of various predictors to the forecast of two types of El Niño phenomena is estimated. It is shown that the most important predictor – the heat content of the ocean – has lost its predictability score in recent decades, which is consistent with other studies. Moreover, taking into account the contribution of components of intra-seasonal tropical variability, such as Madden-Julian oscillations and Rossby waves, can improve the skill of El Niño forecast by almost a quarter.

In addition to estimate the general skill of the statistical model in ENSO forecast, its ability to predict SST anomalies for the specific El Niño events was tested, and the contribution of various predictors to the forecast of individual phenomena was evaluated. It has been shown that a decrease of heat content predictability score during last decades is manifested in the prediction of the specific El Niño phenomena of both types – in some cases other predictors becomes more important, and sometimes the heat content does not improve, but decreases the skill of forecast.

Key words. El Niño forecast, statistical model, ocean heat content, Madden-Julian oscillations, Rossby waves.

References

Matveeva T.A., Gushchina D.Yu. 2017. *Izmeneniya harakteristik central'no-tihookeanskogo i vostochno-tihookeanskogo El-Nin'o v usloviyah potepleniya klimata (po rezul'tatam eksperimentov RCP 2.6 i RCP 8.5 CMIP5)* [Changes in the characteristics of the central pacific and eastern pacific el niño under global climate warming (results of RCP 2.6 and RCP 8.5 scenarios of CMIP5)], *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya – Fundamental and applied climatology*, no. 2, pp. 86-110. doi: 10.21513/2410-8758-2017-2-86-110.

Alexander Michael A., Daniel J. Vimont, Ping Chang and James D. Scott. 2010. The Impact of Extratropical Atmospheric Variability on ENSO: Testing the Seasonal Footprinting Mechanism Using Coupled Model Experiments. – *Journal of Climate*, vol. 23(11), pp. 2885-2901.

Ashok Karumuri et al. 2007. El Niño Modoki and Its Possible Teleconnection. – *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol 112(11), pp. 1-27.

Barnston Anthony G. et al. 2012. Skill of Real-Time Seasonal ENSO Model Predictions During 2002–11: Is Our Capability Increasing? – *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 93(5), pp. ES48-50.

Capotondi Antonietta et al. 2015. Understanding Enso Diversity. – *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 96(6), pp. 921-38.

Chiang John C.H. and Daniel J. Vimont. 2004. Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere-Ocean Variability. – *Journal of Climate*, vol. 17(21), pp. 4143-58.

Clarke Allan J. and Stephen Van Gorder. 2003. Improving El Niño Prediction Using a Space-Time Integration of Indo-Pacific Winds and Equatorial Pacific Upper Ocean Heat Content. – *Geophysical Research Letters*, vol. 30(7), pp. 2-5.

Ding Ruiqiang et al. 2017. Joint Impact of North and South Pacific Extratropical. Atmospheric Variability on the Onset of ENSO Events. – *Journal of Geophysical Research*, vol. 122(1). pp. 279-98.

Gebbie Geoffrey, Ian Eisenman, Andrew Wittenberg and Eli Tziperman. 2007. Modulation of Westerly Wind Bursts by Sea Surface Temperature: A Semistochastic Feedback for ENSO. – *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 64(9), pp. 3281-3295.

Gushchina Daria and Boris Dewitte. 2011. The Relationship between Intraseasonal Tropical Variability and ENSO and Its Modulation at Seasonal to Decadal Timescales. – *Central European Journal of Geosciences*, vol. 3(2), pp. 175-196.

Gushchina Daria and Boris Dewitte. 2012. Intraseasonal Tropical Atmospheric Variability Associated with the Two Flavors of El Niño. – *Monthly Weather Review*, vol. 140(11), pp. 3669-3681 – Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR-D-11-00267.1>.

Gushchina Daria and Boris Dewitte. 2019. Decadal Modulation of the Relationship between Intraseasonal Tropical Variability and ENSO. – *Climate Dynamics*, vol. 52(3–4), pp. 2091-2103 – Available at: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-018-4235-y>.

Hendon Harry H., Matthew C. Wheeler and Chidong Zhang. 2007. Seasonal Dependence of the MJO-ENSO Relationship. – *Journal of Climate*, vol. 20(3), pp. 531-543.

Izumo Takeshi et al. 2019. On the Physical Interpretation of the Lead Relation between Warm Water Volume and the El Niño Southern Oscillation. – *Climate Dynamics*, vol. 52(5–6), pp. 2923-2942 – Available at: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-018-4313-1>.

Jin Fei-Fei. 1997. An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO . Part I: Conceptual Model. – *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 54, pp. 811-829.

Kirtman Ben P. et al. 2014. The North American Multimodel Ensemble: Phase-1 Seasonal-to-Interannual Prediction; Phase-2 toward Developing Intraseasonal Prediction. – *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 95(4), pp. 585-601.

Larson Sarah and Ben Kirtman. 2013. The Pacific Meridional Mode as a Trigger for ENSO in a High-Resolution Coupled Model. – *Geophysical Research Letters*, vol. 40(12), pp. 3189-3194.

McPhaden M. J., T. Lee and D. McClurg. 2011. El Niño and Its Relationship to Changing Background Conditions in the Tropical Pacific Ocean. – *Geophysical Research Letters*, vol. 38(15), pp. 2-5.

McPhaden Michael J. 2012. A 21st Century Shift in the Relationship between ENSO SST and Warm Water Volume Anomalies. – *Geophysical Research Letters*, vol. 39(9), pp. 1-5.

Meinen C. S. and M. J. McPhaden. 2000. Observations of Warm Water Volume Changes in the Equatorial Pacific and Their Relationship to El Niño and La Niña. – *Journal of Climate*, vol. 13(20), pp. 3551-3559.

Puy Martin, J. Vialard, M. Lengaigne and E. Guilyardi. 2016. Modulation of Equatorial Pacific Westerly/Easterly Wind Events by the Madden–Julian Oscillation and Convectively-Coupled Rossby Waves. – *Climate Dynamics*, vol. 46(7–8), pp. 2155-2178.

Sheinbaum Julio. 2003. Current Theories on El Niño-Southern Oscillation: A Review. – *Geofisica Internacional*, vol. 42(3), pp. 291-305.

Suarez Max J., and Paul S. Schopf. 1988. A Delayed Action Oscillator for ENSO. – *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 45(21), pp. 3283-3287.

Takahashi K., A. Montecinos, K. Goubanova and B. Dewitte. 2011. ENSO Regimes: Reinterpreting the Canonical and Modoki El Niño. – *Geophysical Research Letters*, vol. 38(10), pp. 1-5.

Wheeler Matthew and George N. Kiladis. 1999. Convectively Coupled Equatorial Waves: Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber-Frequency Domain. – *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 56(3), pp. 374-399.

Yeh Sang Wook et al. 2009. El Niño in a Changing Climate. – *Nature*, vol. 461(7263), pp. 511-514 – Available at: <http://dx.doi.org/10.1038/nature08316>.

Yeh Sang Wook et al. 2011. Natural Variability of the Central Pacific El Niño Event on Multi-Centennial Timescales. – *Geophysical Research Letters*, vol. 38(2), pp. 2-6.

Zhang Wenjun et al. 2015. Impacts of Two Types of La Niña on the NAO during Boreal Winter. – *Climate Dynamics*, vol. 44(5–6), pp. 1351-66.

Zhao Mei et al. 2016. Weakened Eastern Pacific El Niño Predictability in the Early Twenty-First Century. – *Journal of Climate*, vol. 29(18), pp. 6805-6822.