

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Осипов Александр Михайлович

**Механизмы формирования двух типов Эль-Ниньо
и их модификация в меняющемся климате**

1.6.18 – Науки об атмосфере и климате

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

научный руководитель:

доктор географических наук,

профессор Гущина Дарья Юрьевна

Москва – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ЯВЛЕНИЕ ЭЛЬ-НИНЬО И МЕХАНИЗМЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ	11
1.1. Явление Эль-Ниньо – Южное Колебание.....	11
1.2. Индексы, описывающие состояние Тихого океана.....	15
1.3. Классификации Эль-Ниньо.....	18
1.4. Механизмы формирования Эль-Ниньо.....	22
1.5. Механизмы эволюции аномалии температуры перемешанного слоя.....	33
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ	37
2.1. Используемые данные.....	37
2.2. Критерии выделения Эль-Ниньо.....	41
2.3. Определение типа Эль-Ниньо.....	43
2.4. Расчёт пространственных мод изменчивости аномалий температуры поверхности океана.....	47
2.5. Расчёт компонент уравнения бюджета тепла верхнего перемешанного слоя океана.....	49
2.6. Определение вертикальной мощности перемешанного слоя	55
2.7. Проекция компонент бюджета тепла на пространственные моды E и C.....	57
ГЛАВА 3. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ	60
3.1. Выделение событий Эль-Ниньо и определение их типов по данным реанализа GLORYS2V4.....	60
3.2. Оценка вклада компонент бюджета тепла перемешанного слоя океана в формирование двух типов Эль-Ниньо.....	64
3.3. Вклад вертикальной и горизонтальной адвекции в формирование аномалии температуры перемешанного слоя при двух типах Эль-Ниньо.....	72
3.4. Сравнение компонент бюджета тепла по данным реанализа GLORYS2V4 с оценками, полученными в предыдущих исследованиях.....	87

ГЛАВА 4. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ ПО ДАННЫМ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ	92
4.1. Выделение Эль-Ниньо и определение их типов по данным климатических моделей.....	93
4.2. Оценка составляющих бюджета тепла по данным моделей.....	98
4.3. Оценка компонент бюджета тепла перемешанного слоя океана для двух типов Эль-Ниньо.....	101
4.4. Сравнение механизмов формирования двух типов Эль-Ниньо по модельным данным.....	109
ГЛАВА 5. МОДИФИКАЦИИ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО ДВУХ ТИПОВ В УСЛОВИЯХ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА	115
5.1. Оценка статистических характеристик Эль-Ниньо в будущем климате.....	118
5.2. Бюджет тепла перемешанного слоя океана в период развития Эль-Ниньо в будущем климате.....	123
5.3. Модификации механизма формирования Эль-Ниньо двух типов в будущем климате.....	127
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	133
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	136
ПРИЛОЖЕНИЯ	149

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования.

Явление Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК) – это значительная флуктуация температуры поверхности океана (ТПО) в приэкваториальной части тихоокеанского бассейна, являющееся одним из наиболее сильных проявлений изменчивости межгодового масштаба в тропиках. Вызываемые аномалиями ТПО (АТПО) изменения атмосферной циркуляции приводят к возникновению большого числа погодных аномалий как непосредственно в районе формирования данного явления, так и в достаточно удалённых регионах земного шара, вызывая засухи и лесные пожары в одних, а в других провоцируя интенсивные ливневые осадки и наводнения. Эти природные катастрофы приводят к человеческим жертвам и наносят значительный ущерб экономике многих государств. Таким образом, проблема выявления механизма формирования Эль-Ниньо важна не только с точки зрения фундаментального понимания особенностей взаимодействия океана и атмосферы в тропическом тихоокеанском регионе, но и для улучшения возможностей прогнозирования Эль-Ниньо и минимизации возможного ущерба, связанного с последствиями данного явления.

Ключевым вопросом теории Эль-Ниньо является вопрос о механизме формирования данного явления. Исследователями проводились многочисленные попытки дать описание данного механизма. Так, ещё Бьеркнесом [Bjerknes, 1969] была предложена система обратных связей в системе океан-атмосфера между интенсивностью пассатов, АТПО и глубиной залегания термоклина, приводящих к росту аномалии ТПО на востоке Тихого океана. Появившаяся в конце XX века группа теорий основана на свободном распространении в океане экваториальных волн. В частности, в рамках теории запаздывающего осциллятора [Suarez and Schopf, 1988] Эль-Ниньо рассматривается как результат эволюции пассатов и океанических волн. Одной из наиболее совершенных является теория «загрузки-разгрузки» [Jin et al., 2007], в которой помимо распространения волн учитывается накопление тепла в океане в районе экватора или отток его во внетропические

широты. Перечисленные теории не описывают механизм формирования Эль-Ниньо в полной мере, однако к настоящему моменту в научном сообществе сформировалась более-менее единая точка зрения о процессах, генерирующих Эль-Ниньо, и о процессах, ответственных за его развитие.

Триггером развития Эль-Ниньо являются атмосферные компоненты внутрисезонной тропической изменчивости (ВТИ) – колебания Маддена-Джулиана (Madden-Julian Oscillation – МЮ) и экваториальные волны Россби, которые приводят к возникновению так называемого всплеска западных ветров. Он способствует формированию в океане аномалий глубины термоклина, которые распространяются посредством волны Кельвина в восточную часть тихоокеанского бассейна, вызывая рост ТПО у побережья Южной Америки [McPhaden et al., 2006; Hendon et al., 2007; Gushchina and Dewitte, 2011, 2012]. Основными процессами, приводящими к дальнейшему нелинейному росту положительной АТПО, соответствующей Эль-Ниньо, являются процессы в верхнем перемешанном слое океана, в частности, горизонтальная адвекция тепла и вертикальная адвекция аномалий температуры [Jin et al., 2003; Takahashi and Dewitte, 2015; Santoso et al., 2017].

Отдельно следует отметить проблему непохожести Эль-Ниньо друг на друга. В последнее время было установлено [Ashok et al., 2007; Kug et al., 2009], что существует два типа Эль-Ниньо – канонический (Восточнотихоокеанский), при котором максимальные аномалии ТПО отмечаются в восточной части Тихого океана, и Эль-Ниньо Модоки (Центральнотихоокеанский), при котором аномалии смещены в центральную часть тихоокеанского бассейна. Удалённый отклик в режиме погоды на два типа Эль-Ниньо неодинаков, а в некоторых районах земного шара может быть даже противоположным, что обуславливает актуальность исследования специфики каждого из типов Эль-Ниньо, включая механизмы их формирования.

Традиционно разделение Эль-Ниньо на два типа осуществляется на основе анализа аномалий ТПО в географически фиксированных районах экваториального

Тихого океана по данным наблюдений и систем реанализов. Однако в климатических моделях структура АТПО может воспроизводиться с некоторым пространственным сдвигом. Более того, в меняющемся климате возможно смещение районов максимальной изменчивости АТПО. Поэтому в данном исследовании рассматривается иная методика разделения ЭНЮК на два режима, предложенная в [Takahashi and Dewitte, 2011; Takahashi and Dewitte, 2016; Takahashi et al., 2019], основанная на разложении аномалий ТПО на эмпирические ортогональные функции. В рамках этого метода учитывается не только локализация, но и интенсивность аномалий.

В последнее время отмечается рост повторяемости Эль-Ниньо с максимумом АТПО в центральной части экваториального Тихого океана, что некоторые исследователи [Yeh et al., 2009; Kug et al., 2009] связывают с влиянием глобального потепления. Однако модельные оценки изменений характеристик двух типов Эль-Ниньо в условиях меняющегося климата до конца XXI в. [Lee and McPhaden, 2010; Cai et al., 2014] весьма неоднозначны, что может быть связано с изменением характера обратных связей в системе океан-атмосфера. В связи с этим, важной является проблема оценки модификации процессов в атмосфере и океане, связанных с формированием Эль-Ниньо каждого из двух типов, в условиях более теплого климата.

Объект исследования – два типа явления Эль-Ниньо.

Предмет исследования – характеристики и механизмы формирования аномалий теплосодержания верхнего перемешанного слоя океана для двух типов Эль-Ниньо.

Целью работы является оценка модификации механизма формирования Эль-Ниньо двух типов в современном и будущем климате по данным реанализа и ансамбля климатических моделей.

В соответствии с поставленной целью были сформулированы **основные задачи** исследования:

- создать алгоритм расчёта составляющих бюджета тепла с разделением Эль-Ниньо на две моды;
- определить вклад различных составляющих бюджета тепла в формирование аномалий теплосодержания верхнего перемешанного слоя океана для двух типов Эль-Ниньо в современном климате;
- оценить воспроизведение составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя океана в моделях проекта CMIP5 в современном климате по данным сценария «Historical»;
- оценить модификацию механизмов формирования Эль-Ниньо двух типов в условиях потепления климата по данным ансамбля климатических моделей.

Положения, выносимые на защиту:

- Два типа Эль-Ниньо, определенные по интенсивности (сильные/умеренные) или локализации (ВТ/ЦТ) существенно не различаются по характеру процессов, ответственных за рост температуры перемешанного слоя: по данным реанализа ВТ Эль-Ниньо соответствуют сильным событиям, а ЦТ – умеренным. По данным климатических моделей для более длинной выборки отмечаются также умеренные события на востоке Тихого океана и сильные в центре.
- Основные различия механизмов формирования двух типов Эль-Ниньо заключаются в интенсивности нагрева океана под действием различных составляющих бюджета тепла перемешанного слоя. Сходство проявляется в доминирующем вкладе в повышение температуры вертикальной адвекции на востоке Тихого океана, горизонтальной адвекции тепла – в центре Тихого океана, в уменьшении температуры за счёт отрицательной обратной связи «ТПО-облачность».
- Наиболее успешными в воспроизведении Эль-Ниньо в современном климате являются модели, которые корректно воспроизводят вклад линейной океанической адвекции, в особенности термоклинной обратной связи.

- Согласно оценкам климатических моделей CMIP5 в будущем климате ожидается ослабление вклада горизонтальной адвекции и усиление роли нелинейной адвекции в формировании Эль-Ниньо вне зависимости от типа явления.

Научная новизна работы

Впервые с использованием более точного реанализа (GLORYS2V4) проведена оценка механизма формирования Эль-Ниньо с его дифференциацией по типам на основе двух классификаций и проведено их сравнение между собой.

Впервые проведена комплексная оценка способности ансамбля климатических моделей воспроизводить процессы, протекающие в перемешанном слое океана, в период формирования Эль-Ниньо двух типов.

Впервые проведена оценка изменений механизма формирования двух типов Эль-Ниньо в условиях потепления климата по данным ансамбля климатических моделей.

Практическая значимость работы заключается в разработке алгоритма, предназначенного для оценки процессов в океане, ответственных за формирование двух типов Эль-Ниньо. Результаты исследования будут способствовать лучшему пониманию механизмов формирования Эль-Ниньо, а также повышению точности его моделирования и прогноза, в том числе пространственной локализации и интенсивности Эль-Ниньо, а также связанных с ним экстремальных погодных явлений на региональном и глобальном масштабах.

Личный вклад автора

Все основные научные результаты, представленные в работе, были получены автором лично или в соавторстве с доктором географических наук, профессором кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ Дарьей Юрьевной Гущиной.

Личный вклад автора состоит в самостоятельной разработке алгоритма и проведении всех необходимых расчетов, в частности, создании программного кода расчёта бюджета тепла перемешанного слоя океана, оценке вклада компонент бюджета тепла в формирование аномалий теплосодержания верхнего перемешанного слоя океана при двух типах Эль-Ниньо в современном и будущем климате.

Апробация работы

Основные результаты работы докладывались соискателем лично и в соавторстве на конференциях: 1-й Всероссийская научная конференция школьников, студентов и молодых ученых «Морские исследования и рациональное природопользование» (Севастополь, Россия, 2018); всероссийской конференции «М.А. Петросянц и отечественная метеорология» (Москва, Россия, 2019); всероссийской научной конференции с международным участием «Экология и климат» (Санкт-Петербург, Россия, 2020).

По теме диссертации опубликовано **пять статей** в научных журналах, которые включены в перечень российских рецензируемых научных журналов и изданий для опубликования основных научных результатов диссертации.

Структура и объём диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы из 129 наименований работ отечественных и зарубежных авторов и приложений, и содержит 157 страниц компьютерного текста, включая 36 рисунков и 6 таблиц в основном тексте, а также 4 рисунка в приложениях.

Благодарности

Автор диссертации выражает благодарность научному руководителю, д.г.н. Гущиной Дарье Юрьевне за многолетнюю совместную работу и неоценимую помощь в подготовке диссертации; д.г.н. Кислову Александру Викторовичу, д.б.н. Ольчеву Александру Валентиновичу, к.г.н. Платонову

Владимиру Сергеевичу, к.г.н. Железновой Ирине Владимировне, д.г.н. Сурковой Галине Вячеславовне и всем сотрудникам кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова за обсуждение результатов работы, ценные советы и замечания. Автор выражает благодарность д.ф.-м.н. Дианскому Николаю Ардальяновичу за научные консультации по ходу выполнения работы, доктору Борису Девицку за предоставление данных реанализа и научные консультации. Автор признателен Лобову Михаилу Анатольевичу и Осипову Дмитрию Михайловичу за техническую помощь при подготовке диссертации.

ГЛАВА 1. ЯВЛЕНИЕ ЭЛЬ-НИНЬО И МЕХАНИЗМЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

1.1. ЯВЛЕНИЕ ЭЛЬ-НИНЬО – ЮЖНОЕ КОЛЕБАНИЕ

Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК) – сильнейшее проявление изменчивости межгодового масштаба в тропиках. ЭНЮК представляет собой значительное колебание температуры поверхности океана (ТПО) в приэкваториальной части тихоокеанского бассейна. Положительная фаза данного явления (Эль-Ниньо) характеризуется потеплением экваториального Тихого океана, отрицательная (Ла-Нинья) сопровождается похолоданием. Существует также нейтральная фаза, когда состояние океана близко к климатической норме. Южное Колебание – это атмосферный компонент ЭНЮК, характеризующийся колебаниями давления в нижней тропосфере над западной и восточной частями Тихого океана.

Явление Эль-Ниньо известно человечеству уже несколько столетий. Ещё издавна перуанские рыбаки замечали, что в канун Рождества наблюдается снижение улова рыбы. Позднее было отмечено, что это явление сопровождается потеплением поверхностных вод океана, а время от времени ещё и серьезными природными бедствиями, такими как засухи, ливни и наводнения, которые наблюдаются как непосредственно в районе локализации Эль-Ниньо, так и в достаточно удалённых районах тропиков.

Первое достоверное историческое упоминание об Эль-Ниньо датируется 1525 г. (Перу). Само же название «Эль-Ниньо» (что в переводе с испанского означает «мальчик») впервые было употреблено применительно к ежегодному потеплению поверхностных вод океана в канун Рождества у побережья Южной Америки от Эквадора до северного Перу на конгрессе Географического Общества в Лиме в 1892 г. Вполне логично, что на выбор названия данного явления повлияло именно его проявление в канун Рождества.

В отдельные годы эта положительная аномалия ТПО достигает достаточно больших значений, вплоть до нескольких градусов, и охватывает большие пространства, распространяясь на значительную часть экваториального Тихого океана. При этом увеличиваются и временные масштабы нагрева океана. В настоящее время термином Эль-Ниньо принято называть именно такие сильные явления. За период инструментальных наблюдений наиболее сильно оно проявилось в 1982–1983, 1997–1998, 2015–2016 гг.

Климатическое среднее состояние экваториального Тихого океана характеризуется тёплыми водами на западе (так называемый «тёплый бассейн») и достаточно холодными для данных широт водами на востоке (рисунок 1.1). Очаг холодных вод формируется вследствие совместного действия интенсивного апвеллинга (подъёма холодных вод) у берегов Южной Америки и холодного Перуанского течения. Термоклин, представляющий собой границу между верхним перемешанным слоем океана и холодными глубинными водами, на западе Тихого океана заглублён (глубина залегания около 200 м), на востоке же он находится намного ближе к поверхности (порядка 50 м). Над очагом тёплых вод на западе развивается активная конвекция, приводящая к значительным осадкам в данном регионе. Поднимающийся воздух распространяется над Тихим океаном в верхних слоях тропосферы на восток, где опускается, формируя зональную циркуляционную ячейку Уокера. Замыкается данная циркуляция приземными восточными ветрами (пассатами), дующими из области повышенного давления над очагом холодных вод в сторону области пониженного давления над «тёплым бассейном».

В период Эль-Ниньо происходит значительная перестройка состояния тропического Тихого океана и атмосферы в данном регионе. На востоке или в центре возникает положительная АТПО, таким образом, температура в обычно более холодных областях тихоокеанского бассейна повышается.

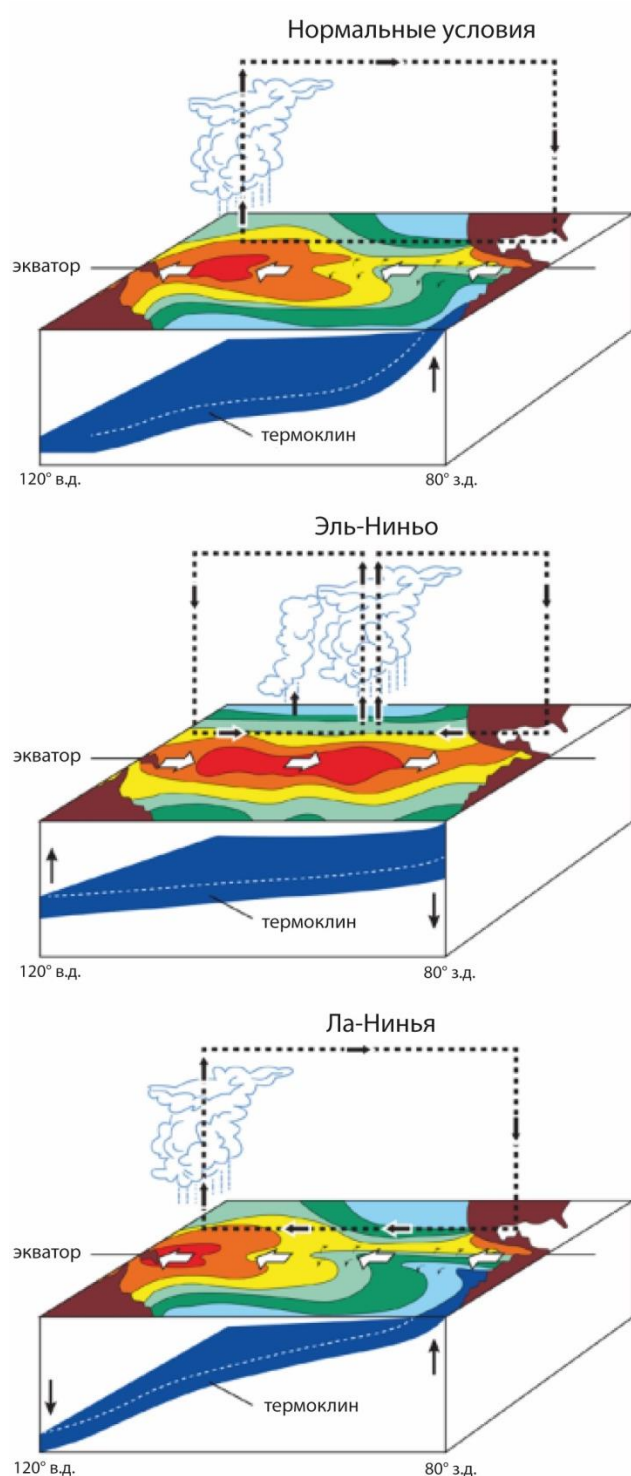


Рисунок 1.1. Схематическое изображение процессов в экваториальном Тихом океане при нормальных условиях (нейтральная фаза ЭНЮК) и в периоды Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Из [McPhaden et al., 2010].

Вслед за очагом наиболее тёплых вод происходит смещение зоны конвекции и осадков в центр или на восток Тихого океана. Повышение температуры вызывает уменьшение зонального градиента давления и ослабление пассатов (западную аномалию скорости ветра), что приводит к ослаблению отгона поверхностных вод на востоке в западном направлении. В восточной части Тихого океана отмечается заглубление термоклина, на западе, напротив, его поднятие; таким образом, происходит выполаживание термоклина в зональном направлении. Апвеллинг в таких условиях также ослабляется, т.е. уменьшается адвекция холодных глубинных вод на востоке. Таким образом, при Эль-Ниньо отмечаются благоприятные условия для дальнейшего роста температуры.

Противоположная (отрицательная) фаза ЭНЮК называется Ла-Нинья (в переводе с испанского – «девочка») и характеризуется отрицательной аномалией ТПО в центральном и восточном тропическом Тихом океане. Угол наклона термоклина в зональном направлении увеличивается, происходит усиление пассатов, на западе усиливаются конвекция и осадки. По сути, Ла-Нинья представляет собой несколько «гипертрофированные» нормальные условия.

Южное Колебание – это атмосферный компонент ЭНЮК, представляет собой значительное колебание давления на уровне моря между восточной (Таити) и западной (Дарвин) частями тихоокеанского бассейна. Когда в Дарвине давление повышено, на Таити отмечается понижение давления, и наоборот. Впервые Южное Колебание было описано в 1924 г. Гилбертом Уокером [Walker, 1924].

Предположение о взаимосвязи Южного Колебания и явления Эль-Ниньо впервые было выдвинуто Якобом Бьеркнесом [Bjerknes, 1969]. С метеорологической точки зрения возникающие отклонения приземного давления формируются как следствие аномалий ТПО. С другой стороны, связанные с Эль-Ниньо аномалии ТПО формируются в том числе под действием определяемого полем давления распределения ветра.

Эль-Ниньо характеризуется ярко выраженной неперIODичностью: период данного явления в среднем составляет от 2 до 8 лет, что значительно усложняет задачу его прогнозирования. Вслед за явлением Эль-Ниньо может наступить как Ла-Нинья, так и нейтральная фаза ЭНЮК [Петросянц и Гущина, 2002]. Иногда отмечается развитие двух Эль-Ниньо подряд. В то же время Эль-Ниньо редко развивается в год после Ла-Нинья [Larkin and Harrison, 2002].

Посредством механизма дальних связей Эль-Ниньо может оказывать влияние на многие районы земного шара, вызывая значительные погодные аномалии [Ropelewski and Halpert, 1987; Trenberth, 1998; Weng et al., 2009; Yuan and Yang, 2012; Мохов и др., 2012; Железнова и Гущина, 2015, 2016, 2017; Мохов и Тимажев, 2017; Осипов и Гущина, 2018; Gushchina et al., 2020], такие как засухи и лесные пожары, сильные ливни и наводнения. Подобные природные

катастрофы могут наносить ущерб экономике многих государств и приводить к человеческим жертвам. Отклик на ЭНЮК проявляется не только в атмосфере и океане, но и в других компонентах климатической системы. В частности, может вызывать аномалии биогеохимических циклов через аномалии потоков парниковых газов [Gushchina et al., 2019]. Более того, отклик на Эль-Ниньо может усиливаться в условиях потепления климата [Fasullo et al., 2018].

Таким образом, прогнозирование Эль-Ниньо – важнейшая задача. Заблаговременное оповещение о развивающемся Эль-Ниньо может способствовать минимизации экономического ущерба и снизить число человеческих жертв.

1.2. ИНДЕКСЫ, ОПИСЫВАЮЩИЕ СОСТОЯНИЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Для характеристики условий в тропиках Тихого океана, а также определения фазы цикла ЭНЮК, используется ряд количественных индексов, базирующихся на оценке состояния океана и/или атмосферы.

Одним из основных индексов, используемых для идентификации условий Эль-Ниньо, является индекс Южного Колебания (SOI – Southern Oscillation Index). SOI был введён сэром Гилбертом Уокером, который обнаружил наличие корреляции между атмосферным давлением в западной и восточной частях тропического Тихого океана. В то время как повышалось давление в районе острова Пасхи, отмечалось его падение над Индонезией и Северной Австралией, и наоборот. Для описания этой зависимости и был введён SOI, представляющий собой разность аномалий приземного давления в системе низкого давления над Северной Австралией и Индонезией (Дарвин) и в области высокого давления в восточной части Тихого океана (Таити). Рассчитывается SOI следующим образом:

$$I_i = \left(\frac{(P_T - P_D)}{\sigma_T \sigma_D} \right) - \overline{\left(\frac{(P_T - P_D)}{\sigma_T \sigma_D} \right)}, \quad (1.1)$$

где I_i – индекс Южного колебания в конкретный месяц, P_T и P_D – значения приземного давления на Таити и в Дарвине соответственно, σ_T и σ_D – среднеквадратические отклонения приземного давления в рассматриваемых пунктах, индекс i служит для обозначения конкретного месяца, черта сверху обозначает осреднение по времени, в течение которого проводились наблюдения.

Чем выше значение SOI, тем, больше разность давления между западной и восточной частями Тихого океана. При нормальных условиях давление в восточной части тихоокеанского бассейна выше, чем в его западной части, что соответствует положительным значениям SOI. Если в течение длительного времени наблюдаются отрицательные значения SOI, это может служить сигналом о наличии Эль-Ниньо, т. к. падение индекса связано с перестройкой поля приземного давления и ослаблением пассата в западном Тихом океане или даже его заменой на западные ветры.

Поскольку Эль-Ниньо характеризуется значительной пространственной изменчивостью, был введён ряд индексов Niño, основанных на аномалиях ТПО, каждый из которых имеет значения, соответствующие определённым географическим районам. Основные индексы, использующиеся для определения фазы и интенсивности Эль-Ниньо, а также границы регионов, для которых они рассчитываются, приведены в таблице 1. Чаще всего при анализе Эль-Ниньо рассматривается индекс Niño 3.4. Тем не менее, индексы Niño 3 и Niño 4 активно применяются для определения типа Эль-Ниньо с точки зрения локализации максимума АТПО (см. раздел 1.3).

В период с 1950 г. отмечался значительный рост ТПО в регионе Niño 3.4, в связи с чем для явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья, определяемых на основе аномалии ТПО относительно среднего значения за фиксированный 30-летний период, характеризующий условия современного климата, наличие этого тренда на потепление оказывалось не учтённым. Поэтому NOAA Climate Prediction Center был предложен Oceanic Niño Index (ONI), рассчитываемый как аномалия

относительно среднего значения ТПО в регионе Niño 3.4 для скользящего трёхмесячного периода.

Изначально считалось, что эволюция Эль-Ниньо начинается с нагрева у берегов Южной Америки, после чего положительная аномалия ТПО распространяется в центральную часть Тихого океана летом Южного полушария (декабрь-январь-февраль) [Wyrтки, 1975; Rasmusson and Carpenter, 1982]. После Эль-Ниньо 1982–1983 и 1997–1998 с несколько иной схемой развития – значительные аномалии одновременно наблюдались на востоке и в центре Тихого океана – был предложен новый индекс Trans-Niño Index (TNI) [Trenberth and Stepaniak, 2001]. TNI рассчитывается как разность нормированных аномалий ТПО в регионах Niño 1+2 и Niño 4. Таким образом, TNI характеризует градиент аномалий ТПО между центральным и восточным Тихим океаном. Значительный градиент аномалий ТПО чаще всего отмечается при наличии аномалий разного знака в центре и на востоке Тихого океана.

Таблица 1.1. Основные индексы Эль-Ниньо и регионы, для которых они применяются.

Индекс	Регион	Примечания
Niño 1+2	0° ю. ш. – 10° ю. ш., 80° з. д. – 90° з.д	средняя АТПО в данном регионе
Niño 3	5° ю. ш. – 5° с. ш., 90° з. д. – 150° з.д	средняя АТПО в данном регионе
Niño 3.4	5° ю. ш. – 5° с. ш., 120° з. д. – 170° з.д	средняя АТПО в данном регионе
Niño 4	5° ю. ш. – 5° с. ш., 160° в. д. – 150° з. д.	средняя АТПО в данном регионе
ONI	5° ю. ш. – 5° с. ш., 120° з. д. – 170° з.д	Скользящая средняя 3-месячная АТПО в данном регионе
Trans-Niño index		разность между нормированной АТПО регионов Niño 4 и Niño 1+2

1.3. КЛАССИФИКАЦИИ ЭЛЬ-НИНЬО

Каноническое и Модоки Эль-Ниньо

Явление Эль-Ниньо не имеет единой схемы развития и пространственно-временной структуры его характеристик. Один из основоположников учений об Эль-Ниньо Клаус Виртки в 1975 г. писал «no two El Nino events are quite alike» [Wyrtki, 1975], т.е. нет таких двух явлений Эль-Ниньо, которые были бы друг на друга полностью похожи. Эль-Ниньо могут быть настолько непохожими друг на друга, что на данный момент выделяют два типа данного явления.

В работе [Rasmusson and Carpenter, 1982] на основе композиционного анализа аномалий ТПО, поля ветра и дивергенции скорости в периоды 6 зарегистрированных с 1951 г. по 1972 г. случаев Эль-Ниньо была описана типичная эволюция метеорологических и океанологических характеристик во время Эль-Ниньо. Полученные композиты описывают тип Эль-Ниньо, называемый *каноническим*, характеризующийся зарождением аномалий у побережья Южной Америки и их постепенным распространением на запад.

При каноническом типе Эль-Ниньо максимальные аномалии ТПО отмечаются на востоке Тихого океана, где происходит заглубление термоклина; вслед за тёплой водой на восток происходит смещение зоны активной конвекции и атмосферных осадков (рисунок 1.2а).

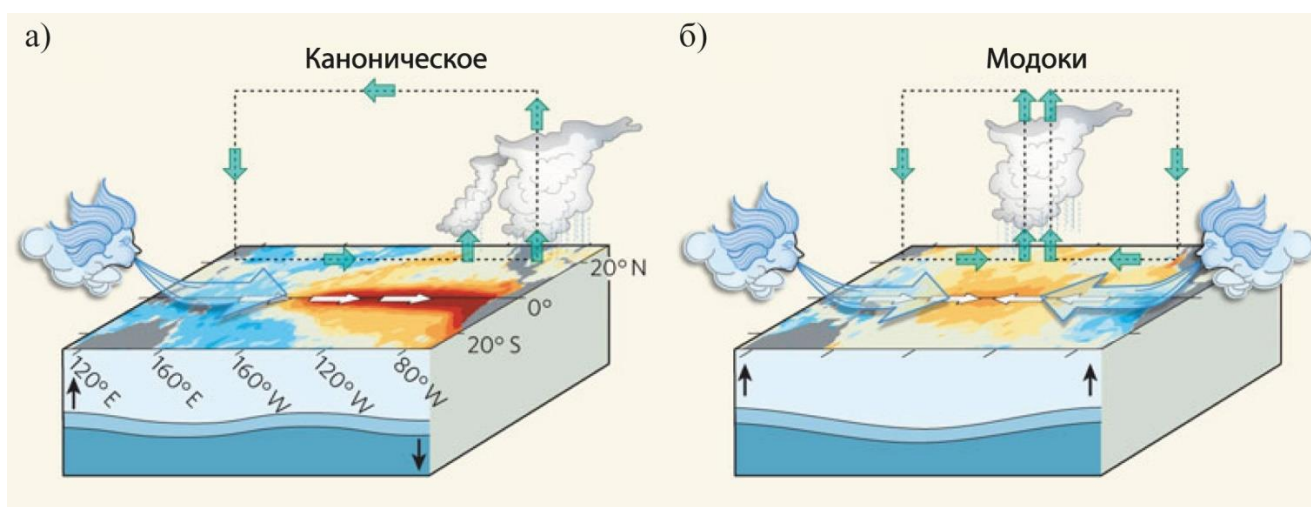


Рисунок 1.2. Схематическое изображение процессов в Тихом океане при а) канонических/ВТ, б) Модоки/ЦТ Эль-Ниньо. Из [Ashok and Yamagata, 2009].

Первоначально считалось, что Эль-Ниньо проявляется исключительно в восточной части Тихого океана. В конце 90-х гг. XX в. Эль-Ниньо на некоторое время исчезло из поля зрения учёных. Однако это было связано с тем, что максимум аномалий сместился с востока Тихого океана в его центральную часть, что было обнаружено уже в первом десятилетии XXI в. Отмечалась достаточно необычная картина распределения аномалий ТПО в зимний период: более тёплые, чем обычно, поверхностные воды в центральной части Тихого океана и отрицательные аномалии ТПО в его западной и восточной частях [Ashok et al., 2007; Као and Yu, 2009; Kug et al., 2009]. Для событий такого типа было предложено название «Эль-Ниньо Модоки» (в переводе с японского слово «Modoki» означает «похожий, но другой»). Также данный тип явления называют Центральнотихоокеанским Эль-Ниньо (CP El Niño/ ЦТ Эль-Ниньо), в зарубежной литературе встречаются названия «Warm Pool El Niño» [Kug et al. 2009], «date line El Niño» [Larkin and Harrison, 2005]. Тип Эль-Ниньо с максимумом аномалий на востоке Тихого океана называют каноническим [Rasmusson and Carpenter, 1982] или Восточнотихоокеанским (EP El Niño/ ВТ Эль-Ниньо).

Для Эль-Ниньо Модоки характерна «трипольная» система распределения АТПО с положительной аномалией в центре Тихого океана и отрицательными на западе и востоке (рисунок 1.2б).

В условиях Эль-Ниньо Модоки в обыкновенно и так засушливом регионе на восточном побережье Тихого океана отмечается ещё большее уменьшение осадков. Это приводит к засухе в странах тропической Южной Америки, омываемых Тихим океаном, где при каноническом Эль-Ниньо выпадают обильные осадки. Вторая область отрицательных аномалий наблюдается над западной частью тропического Тихого океана, но здесь ситуация обратная: при каноническом Эль-Ниньо область с засушливыми условиями лучше выражена и простирается на большие территории.

Для разделения Эль-Ниньо на два типа применяются индексы Niño 3 и Niño 4. Явление относят к каноническому (ВТ) типу в случае, когда аномалия ТПО в течение декабря-января-февраля превышает $0,5^{\circ}\text{C}$ в регионе Niño3, и при этом

больше, чем в регионе [Yeh et al., 2009]. Если же АТПО превышает $0,5^{\circ}\text{C}$ и при этом выше в регионе Niño4, то Эль-Ниньо относят к типу Модоки (ЦТ).

Сильные и умеренные Эль-Ниньо

Традиционное разделение Эль-Ниньо на два типа – канонический и Модоки – имеет чёткую привязку к регионам, в которых аномалии ТПО наблюдаются по данным реанализа. В климатических моделях пространственная структура АТПО может воспроизводиться с некоторым пространственным сдвигом, при этом значительная доля изменчивости может проявляться за пределами регионов Niño3 и Niño4.

В ряде исследований [Takahashi et al., 2011; Takahashi and Dewitte, 2016; Takahashi et al., 2019] было предложено разделять события ЭНЮК на два динамических режима. Данная типизация опирается на анализ рядов индексов E и C, описывающих основные моды изменчивости в тропическом Тихом океане. Данные индексы определены следующим образом: $E = (PC1 - PC2) / \sqrt{2}$ и $C = (PC1 + PC2) / \sqrt{2}$, где PC1 и PC2 – главные компоненты ЭОФ-разложения поля аномалий ТПО в тропическом Тихом океане. Индексы E и C при этом характеризуют изменчивость на востоке и в центре экваториального Тихого океана соответственно (см. раздел 2.3).

Первый режим включает в себя явления Ла-Нинья и умеренные Эль-Ниньо. Ко второму режиму относятся сильнейшие Эль-Ниньо (такие как явления 1982–1983, 1997–1998 гг.) с очень высокими значениями АТПО. В соответствии с данной классификацией Эль-Ниньо, относящиеся к первому режиму, было предложено называть умеренными, ко второму – сильными.

В рамках данного подхода Эль-Ниньо разделяются на два типа не просто на основе достижения или недостижения высокого уровня АТПО. В качестве критерия разделения явлений предложено [Takahashi and Dewitte, 2016] рассматривать получаемое на основе кластерного анализа пороговое значение индекса E (см. раздел 2.3), которое соответствует такому уровню АТПО, при

котором резко усиливаются глубокая конвекция и западные аномалии ветра. Таким образом, сильные и умеренные Эль-Ниньо различаются не только на основе АТПО, но и с точки зрения отмечающихся в системе «океан – атмосфера» процессов.

Эль-Ниньо, экстремальные с точки зрения атмосферных осадков

При Эль-Ниньо с высокими значениями АТПО очаг тёплых вод распространяется на весь экваториальный Тихий океан. Поскольку область активной конвекции смещается вслед за очагом тёплых вод, при росте ТПО происходит сдвиг внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) от её климатологического положения (8° с.ш.) в сторону экватора [Rasmusson and Carpenter, 1982; Lengaigne and Vecchi, 2010], приводя к аномальным (более 5 мм/сутки) осадкам на востоке экваториального Тихого океана, где обычно отмечаются достаточно засушливые условия.

В соответствии с определением, предложенным в [Cai et.al, 2014], экстремальное явление Эль-Ниньо выделяется при значительной перестройке атмосферной конвекции, приводящей к значительному росту осадков на востоке Тихого океана. В качестве порогового значения выбрано осреднённое по региону Niño3 количество осадков, равное 5 мм/сутки в период, соответствующий зиме Северного полушария (декабрь-январь-февраль). Использование данного подхода позволяет отнести сильнейшие в истории наблюдений Эль-Ниньо 1982–1983, 1997–1998 и 2015–2016 гг. к числу экстремальных явлений [Wang et al., 2020].

Иные подходы

Следует также отметить существование классификаций Эль-Ниньо, в которых на статистически значимом уровне выделяют три типа явления. Например, в [Воскресенская и Михайлова, 2010] были выделены «весенние», «летне-осенние кратковременные» и «летне-осенние долгоживущие» Эль-Ниньо, различающиеся по времени начала, интенсивности и продолжительности.

В [Wang et al., 2019] на основе пространственно-временной эволюции явлений определено три типа Эль-Ниньо: «strong basin-wide», «moderate eastern Pacific» и «moderate central Pacific».

Тем не менее, с точки зрения интенсивности аномалий ТПО в различных регионах на основании кластерного анализа по данным наблюдений и климатического моделирования выделяется два чётких кластера Эль-Ниньо [Takahashi and Dewitte, 2016]. Поэтому в данном исследовании за основу взято разделение явлений именно на два типа.

1.4. ТЕОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО

На данный момент существует целый ряд теорий, описывающих механизм возникновения ЭНЮК, но следует отметить, что ни одна из них не описывает все особенности данного явления полностью. Среди наиболее важных дискуссионных вопросов можно назвать выявление причины возникновения ЭНЮК, объяснение нерегулярности данного явления и установление причин большого разнообразия Эль-Ниньо (так называемое «ENSO diversity»).

Одна из первых теорий, описывающих процесс формирования явления Эль-Ниньо, была предложена Бьеркнесом [Bjerknes, 1969]. При нейтральной фазе ЭНЮК, когда господствует пассатный перенос, поверхность океана на востоке Тихого океана охлаждена. Если на востоке тихоокеанского бассейна возникает положительная аномалия ТПО, это приводит к уменьшению зонального градиента давления, и, как следствие, к ослаблению пассатного переноса, представляющего собой приземную составляющую циркуляционной ячейки Уокера. Снижение интенсивности сгона воды на востоке Тихого океана из-за ослабления восточных ветров способствует заглублению термоклина и росту теплосодержания верхнего слоя океана, вследствие чего при апвеллинге у побережья Южной Америки поднимаются более тёплые воды, что способствует дальнейшему росту аномалии ТПО.

Описанный выше механизм, также называемый обратной связью Бьеркнеса (Bjerknes feedback), даёт наглядный пример действия положительных обратных связей в системе океан-атмосфера, но не подтверждается данными наблюдений. В действительности между ослаблением пассатов и дальнейшим усилением аномалии ТПО существует некоторое временное запаздывание, т.к. эволюция теплосодержания определяется не только режимом ветра, но и комплексом процессов в океане, которые обеспечивают в том числе и циклический характер колебаний. Более того, предложенный Бьеркнесом механизм не объясняет, почему прекращается рост аномалии ТПО и система возвращается в исходное состояние или вовсе переходит в противоположную фазу.

Одной из теорий, наиболее полно объясняющих квазициклическую Эль-Ниньо, и хорошо согласующаяся с данными наблюдений, является *теория запаздывающего осциллятора*. В рамках данной теории события Эль-Ниньо и Ла-Нинья рассматриваются как фазы самоподдерживающегося цикла, обеспеченного взаимодействием ТПО, приземного ветра и мощности верхнего перемешанного слоя океана в тропиках Тихого океана.

На основании линейных уравнений динамики атмосферы и океана в работе [Suarez and Schopf, 1988] был предложен следующий сценарий развития ЭНЮК. В качестве триггера цикла ЭНЮК рассматривается эволюция пассатов над Тихим океаном. Господство пассатного переноса обеспечивает аккумуляцию тёплых поверхностных вод и заглубление термоклина в западной части тихоокеанского бассейна. В начальной фазе Эль-Ниньо на западе Тихого океана возникает западная аномалия ветра. В соответствии с теорией Экмана она вызывает конвергенцию вод в районе экватора и подъём уровня океана. Для сохранения равновесия нижняя граница перемешанного слоя опускается, то есть термоклин заглубляется. Во внеэкваториальных районах, напротив, наблюдается отток воды и повышение уровня термоклина. Возникшие аномалии распространяются в виде волн: на восток – в приэкваториальном поясе в виде захваченной волны Кельвина (граница - экватор, где сила Кориолиса меняет знак), на запад – вне экваториального волновода как волна Россби (рисунок 1.3а).

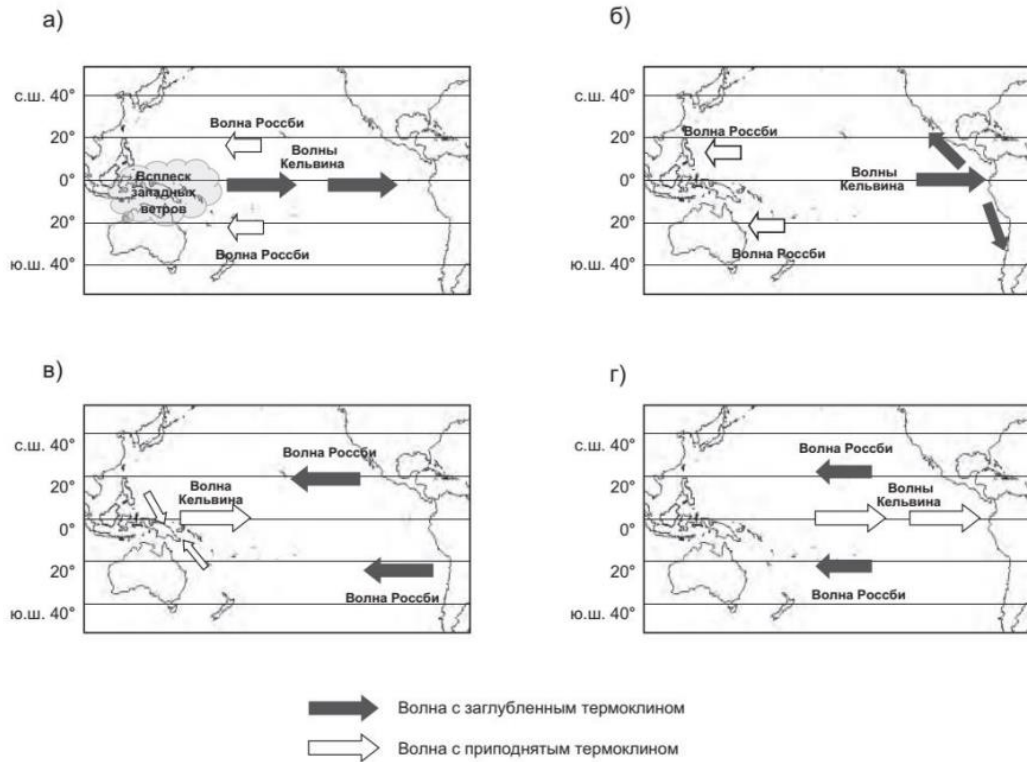


Рисунок 1.3. Схема распространения свободных волн в Тихом океане согласно теории запаздывающего осциллятора. Из [Гущина, 2014].

Приблизительно через 75 дней волна Кельвина достигает Южной Америки и вызывает там заглубление термоклина. Пространственный масштаб океанической волны Кельвина таков, что половина длины волны (положительная аномалия) охватывает все расстояние от Индонезии до Южной Америки. Наиболее сильный отклик в температуре поверхностных вод возникает у побережья Южной Америки. Это связано с апвеллингом: в условиях Эль-Ниньо он ослаблен, но сохраняется. Заглубление термоклина приводит к тому, что поднимающиеся воды имеют более высокую температуру, и охлаждения поверхностного слоя глубинными водами не происходит. Солнечная радиация продолжает нагревать поверхность, как и в других районах Тихого океана, и формируются положительные аномалии ТПО. Потеплению поверхностных вод способствует взаимодействие с атмосферой. Интенсивность апвеллинга определяется интенсивностью пассатов, которые, отгоняя воды от материка, приводят к подъёму из глубин более холодных водных масс. При уменьшении интенсивности пассата в период Эль-Ниньо апвеллинг ослабевает, и ТПО

повышается. У берегов Южной Америки происходит отражение волны Кельвина (рисунок 1.3б), и положительная аномалия термоклина переносится обратно на запад уже в виде волны Россби.

Волна Россби, изначально возникшая на западе Тихого океана, с термоклинном, расположенным близко к поверхности океана, напротив, доходит до берегов Индонезии, отражается в виде волны Кельвина и далее переносит в направлении Южной Америки отрицательную аномалию уровня океана (рисунок 1.3в). Когда она достигает восточных районов Тихого океана, цикл замыкается (рисунок 1.3г). Таким образом, внеэкваториальные волны Россби обеспечивают запаздывающую обратную отрицательную связь, которая необходима для существования квазипериодического цикла ЭНЮК.

На рисунке 1.4 представлена полученная на основе модельного эксперимента [Гущина, 2014] схема эволюции волн в Тихом океане в соответствии с теорией запаздывающего осциллятора, где в наглядной форме представлено распространение в океане волн с заглублённым (показаны красным цветом) и приподнятым (показаны синим цветом) термоклинном.

Несмотря на корректное объяснение квазицикличности Эль-Ниньо теория запаздывающего осциллятора обладает рядом существенных недостатков:

1) В рамках данной теории важна асинхронность взаимодействия между атмосферой и океаном. Тёплая фаза Эль-Ниньо должна начать исчезать через 4–5 месяцев после своего возникновения, что сопоставимо со временем, необходимым волне Россби для достижения западной границы Тихого океана, переотражения в виде волны Кельвина и достижения ею побережья Южной Америки. В действительности же время жизни тёплой фазы Эль-Ниньо составляет значительно больший промежуток времени.

2) В западной части Тихого океана отсутствует непрерывная береговая линия (морской континент Индонезия), вследствие чего нельзя говорить об идеальном отражении волн в данном регионе.

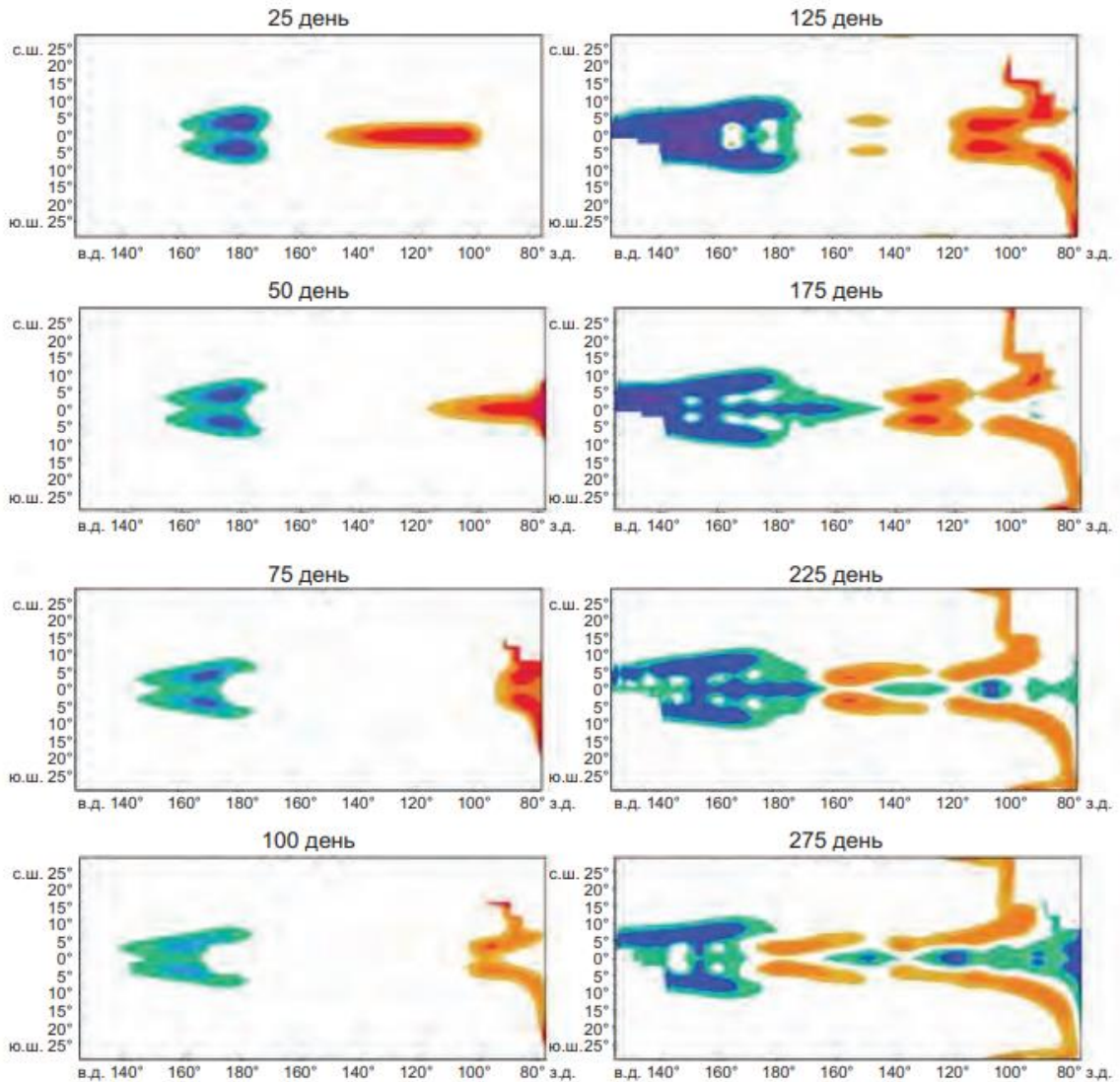


Рисунок 1.4. Теоретическая схема распространения волн в Тихом океане в период цикла ЭНЮК в соответствии с теорией запаздывающего осциллятора. Синим цветом показана волна с мелким термоклином, изначально возникающая как волна Россби, красным – волна с заглублённым термоклином, возникающая как волна Кельвина. Модельный эксперимент. Из [Гущина, 2014].

Кроме того, у данной теории есть ещё один недостаток, впрочем, свойственный многим теориям Эль-Ниньо. Предполагается регулярное чередование тёплых и холодных событий. В действительности вслед за явлением Эль-Ниньо может наступить как Ла-Нинья, так и нейтральная фаза [Петросянец и Гущина, 2002]. Иногда отмечается наступление двух явлений Эль-Ниньо подряд, как, например, в 2014–2015 и 2015–2016 гг.

Широкое распространение в последние десятилетия получила *теория загрузки – разгрузки* («the recharge-discharge oscillator theory»), предложенная Джином [Jin, 1997]. Данная теория также базируется на основе осциллятора с запаздывающим воздействием. Цикл ЭНЮК связывают с накоплением тепла у экватора (фаза загрузки) и фазами его разгрузки, в которых происходит перенос тепла во внеэкваториальные районы, то есть важная роль отводится меридиональной адвекции.

В данной теории важная роль отводится глубине термоклина. Было выявлено, что у глубины термоклина существует две основные моды, описывающие значительную долю её изменчивости (в то время как в теории запаздывающего осциллятора рассматривается только одна мода). Первая мода (tilt mode или наклонная мода) характеризует наклон нижней границы термоклина с запада на восток тропического Тихого океана. Вторая мода (WWV – warm water volume) характеризует общее теплосодержание верхнего перемешанного слоя в экваториальном Тихом океане. Данные моды получены в результате разложения на эмпирические ортогональные функции глубины залегания термоклина в тропиках Тихого океана и представляют собой первую (наклонная мода) и вторую (WWV) моды ЭОФ разложения. На рисунке 1.5 представлены временные ряды главных компонент при первых двух модах разложения. Видно, что между ними существует запаздывание на 9 месяцев, причём сначала отмечаются изменения теплосодержания экваториального Тихого океана, на которые затем отвечают наклон термоклина и АТПО.

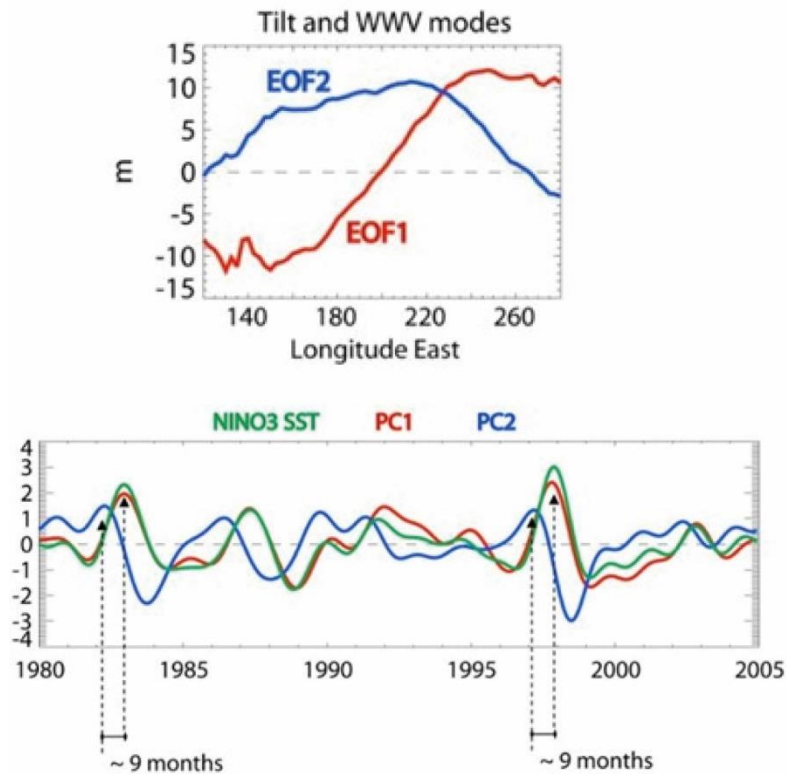


Рисунок 1.5. Две главные моды ЭОФ-разложения поля аномалий глубины залегания термоклина в регионе (5° ю.ш. – 5° с.ш.) (сверху); временные ряды АТПО в регионе Niño и двух главных мод за 1980–2005 гг. (внизу). Из [Carreric, 2019].

На рисунке 1.6 показаны фазы эволюции системы океан-атмосфера в Тихом океане согласно теории загрузки-разгрузки. Развитие Эль-Ниньо начинается с нейтральной фазы. Исходное состояние нарушается возникновением положительной аномалии ТПО. Аномалия ТПО способствует возникновению западной аномалии ветра, которая заглубляет термоклин на востоке и поднимает на западе Тихого океана (I). Также западная аномалия ветра способствует оттоку воды от экватора в направлении полюсов в подповерхностном слое, что приводит к охлаждению тропического Тихого океана в целом. Такое сочетание условий называется фазой разгрузки (discharge). В конце этой фазы экваториальный термоклин в среднем оказывается приподнятым. Необходимо отметить, что обмен теплом с субтропическими районами происходит медленнее, чем подстройка наклона термоклина к аномалии ветра, поэтому изменение второй моды (WWV) в среднем на четверть фазы отстаёт от изменения наклонной моды.

Schematic of the Recharge/Discharge Theory of ENSO

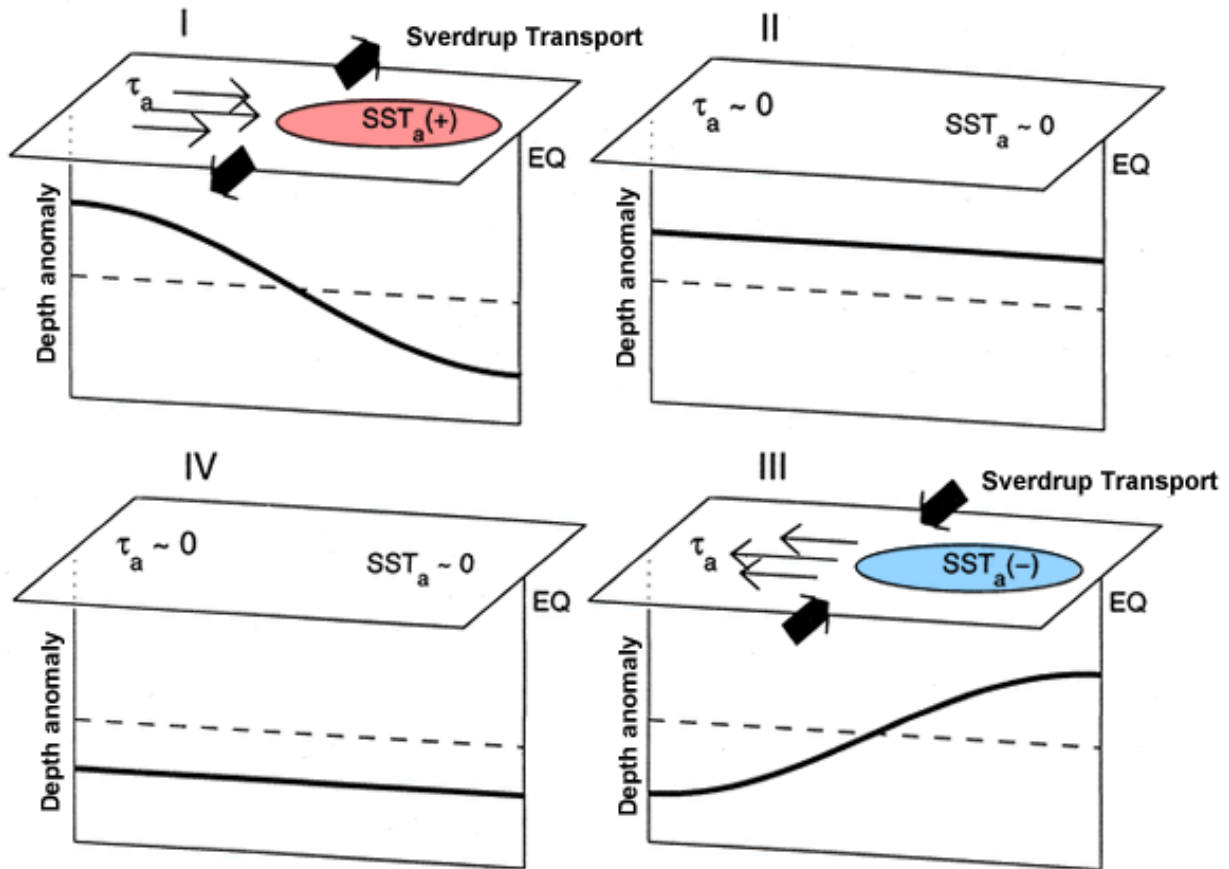


Рисунок 1.6. Фазы эволюции ЭНЮК согласно теории загрузки-разгрузки: тёплая фаза (I), переход от тёплой к холодной фазе (II), холодная фаза (III), переход от холодной к тёплой фазе (IV). Прямоугольная область представляет бассейн экваториального Тихого океана; эллипсы представляют аномалии ТПО; тонкие стрелки – аномалии напряжения ветра; толстые стрелки – накопление/расход теплосодержания океана; графики под диаграммами представляют распределение аномалий термоклина. Из [Meinen and McPhaden, 2000].

Отрицательная аномалия средней глубины термоклина приводит к уменьшению положительной аномалии ТПО на востоке, что одновременно приводит к исчезновению аномалии напряжения ветра. Таким образом, во вторую фазу наблюдаются нормальные ТПО и напряжение ветра, однако термоклин расположен выше обычного во всём экваториальном Тихом океане, так как подстройка средней глубины термоклина происходила с определенным запаздыванием (II). При минимальной глубине термоклина также отмечается

минимальный объём тёплой воды в приэкваториальных районах, т. е. разгрузка (слив) тёплой воды осуществилась.

Уменьшение средней глубины залегания термоклина приводит к дальнейшему охлаждению приэкваториальных районов и возникновению отрицательной аномалии ТПО, которая создаёт напряжение ветра, близкое к нормальному (восточные ветры), что приводит к возникновению наклона термоклина с востока на запад. Восточная аномалия напряжения ветра способствует дальнейшему понижению ТПО за счёт усиления апвеллинга и испарения. Усиление пассатов приводит к усилению сгона воды в сторону экватора и способствует заглублению термоклина на западе Тихого океана. Это соответствует холодной фазе ЭНЮК (III). Заглублённый термоклон на западе приводит к восстановлению нормальной ТПО на западе Тихого океана. Тёплая вода стремится вернуться к экватору, что приводит к постепенному увеличению средней глубины термоклина. Это соответствует фазе загрузки (recharge) тёплой воды в приэкваториальных районах.

Когда объём тёплой воды восстанавливается, и средняя глубина термоклина увеличивается, то аномальный апвеллинг приводит к подъёму менее холодной воды на поверхность, и отрицательная аномалия ТПО исчезает. Это вызывает ослабление пассата. Однако термоклон в экваториальном Тихом океане расположен глубже обычного, и океан готов к развитию следующей тёплой фазы (IV).

Таким образом, отличие данной теории от предыдущих состоит в том, что она учитывает межширотный обмен теплом между экватором и внеэкваториальными районами и запаздывание между колебаниями глубины термоклина в зональном направлении и переносом тепла от экватора к субтропикам и обратно.

Достоинством теории загрузки – разгрузки является вывод о том, что изменения ТПО в Тихом океане могут определяться собственными модами системы океан-атмосфера, которые, в свою очередь, определяются динамикой

экваториальных волн и имеют пространственно-временные масштабы, соответствующие ЭНЮК.

В ряде исследований [Gushchina and Dewitte, 2011, 2012; Puy et al., 2017] было показано, что ключевую роль в механизме генерации Эль-Ниньо играют возмущения внутрисезонного масштаба в тропической атмосфере (ВТИ – внутрисезонная тропическая изменчивость), а именно колебания Маддена-Джулиана (Madden-Julian Oscillation, MJO) и экваториальные волны Россби.

Колебания Маддена-Джулиана (MJO – это колебания волнового характера, которые отмечаются над районами Тихого и Индийского океанов с наиболее высокой температурой поверхности. Изначально MJO были обнаружены в поле аномалий зонального ветра в тропических широтах [Madden and Julian, 1972]. Колебания Маддена-Джулиана представляют собой чередование зон глубокой конвекции с большим количеством осадков, с областями подавленной конвекции над районами с низкой ТПО. Эти две фазы MJO связаны между собой через зональную ячейку циркуляции. Вся система распространяется с запада на восток со средней скоростью 5 м/с.

Экваториальные волны Россби – это также колебания волнового характера в атмосфере тропиков, распространяющиеся на запад относительно фонового потока. Волны Россби обладают ярко выраженным вихревым характером. Наилучшим образом проявляются в полях геопотенциала и ветра.

Рассмотрим механизм воздействия компонент ВТИ на цикл ЭНЮК. При нормальных условиях над Тихим океаном господствует пассатный перенос. Термоклин имеет наклон с востока на запад. В год, предшествующий Эль-Ниньо, на западе Тихого океана, как правило, наблюдаются западные ветры. При усилении MJO в этом районе происходит сложение западной аномалии ветра, связанной с MJO, с западным средним потоком. Всплеск западных ветров генерирует в океане волну Кельвина внутрисезонного масштаба (рисунок 1.7а,д), распространяющуюся на восток и приводящую к заглужению термоклина в

экваториальном Тихом океане. Распространение на восток очага повышенной ТПО способствует смещению на восток максимума МЖО, что поддерживает существование волны Кельвина в океане. Когда волна Кельвина достигает центральных районов Тихого океана, её амплитуда затухает, но возникает вторичный форсинг, обеспеченный западными аномалиями ветра, связанными с экваториальной волной Россби. Они формируют второй пакет волн Кельвина, способствующий сохранению аномалий ТПО.

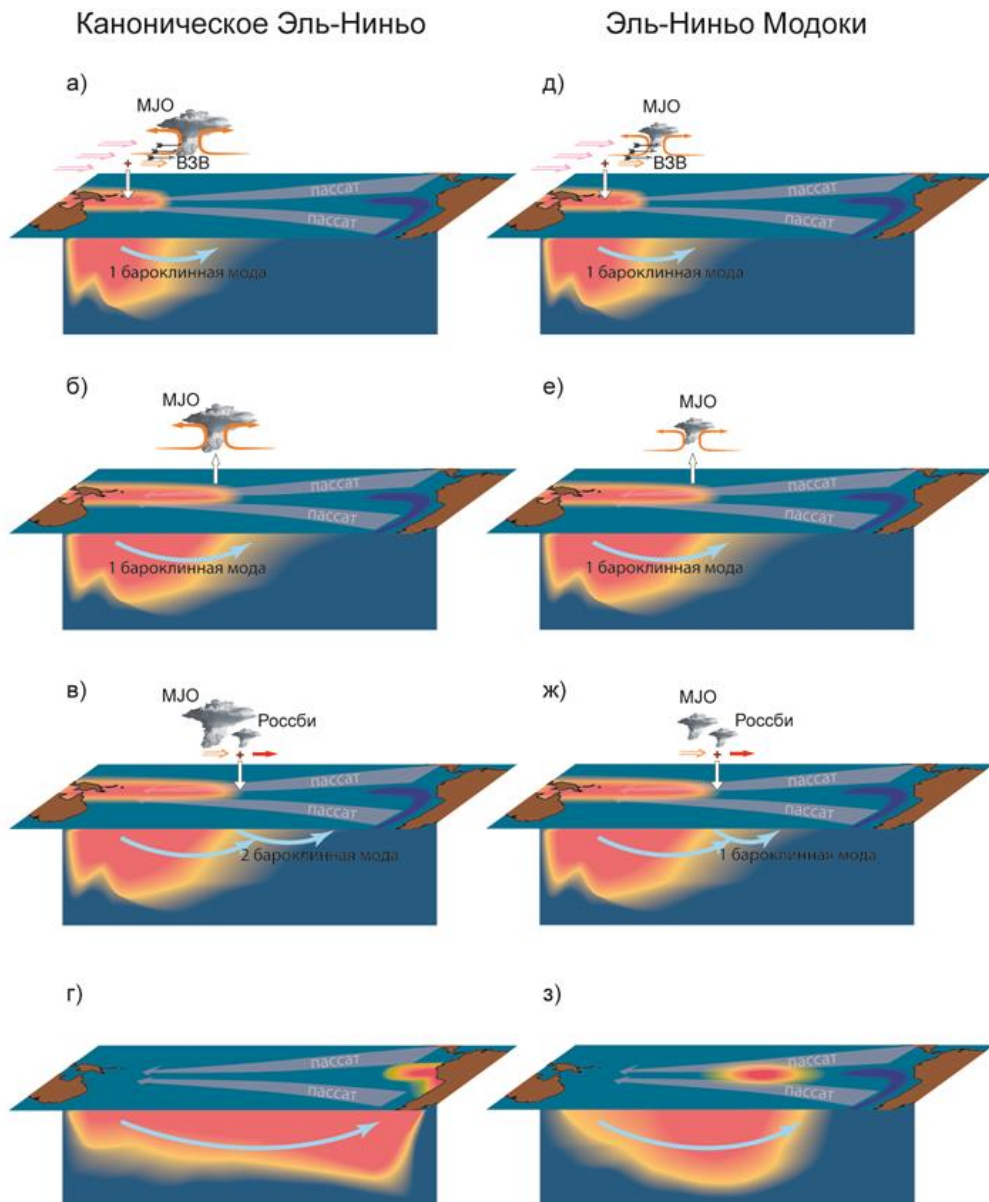


Рисунок 1.7. Схема эволюции двух типов Эль-Ниньо; ВЗВ – всплеск западных ветров, красным цветом показана более тёплая вода. В океане обозначены первая и вторая бароклинные моды волны Кельвина. Из [Гущина и Девитт, 2016].

Когда аномалия термоклина, связанная с волнами Кельвина, достигает побережья Южной Америки, то формируются условия Эль-Ниньо (рисунок 1.7г,з). При каноническом типе Эль-Ниньо после фазы кульминации интенсивность МЮ и волн Россби резко уменьшается, волна Кельвина в океане ослабляется и аномалия ТПО исчезает. При Эль-Ниньо Модоки после фазы кульминации интенсивность МЮ и волн Россби остается аномально высокой, и аномалия ТПО сохраняется в течение последующего года.

Следует отметить, что для формирования Эль-Ниньо необходимо достаточно продолжительное воздействие со стороны атмосферы. Так, например, в 2014 г. всплеск западных ветров сгенерировал в океане волну Кельвина, которая распространилась на восток Тихого океана и сформировала положительную аномалию в мае-июне. Однако во второй половине года западная аномалия ветра отсутствовала, что привело к отрицательной аномалии интенсивности волн Кельвина, и аномалия ТПО на востоке Тихого океана не получила дальнейшего развития, вследствие чего Эль-Ниньо в 2014-2015 гг. не состоялось [Осипов и Гущина, 2018].

1.5. МЕХАНИЗМЫ ЭВОЛЮЦИИ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ

Эволюция аномалий температуры в экваториальном Тихом океане при Эль-Ниньо и Ла-Нинья, обеспечивается действием в верхнем перемешанном слое океана двух основных процессов: зональной адвекции и изменениями положения термоклина. Этим процессам соответствует три типа положительных обратных связей [Jin et al., 2006]:

- Зональная адвективная связь;
- Экмановская связь через интенсивность апвеллинга;
- Бьеркнесова связь через глубину термоклина (термоклинная).

Верхний перемешанный слой океана – это приповерхностный слой океана, в пределах которого свойства воды, такие как температура, солёность и плотность, изменяются очень слабо.

Эволюцию температуры в перемешанном слое можно упрощённо представить следующим образом:

$$\frac{\partial T'}{\partial t} \approx -u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}, \quad (1.2)$$

где $\frac{\partial T'}{\partial t}$ – изменения аномалии температуры в единицу времени, u, w – зональная и вертикальная составляющие скорости соответственно, $\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial z}$ – зональный и вертикальный градиенты температуры; горизонтальные черты над членами соответствуют средним климатическим значениям, штрихи – аномалиям относительно них. Первый член в правой части описывает действие зональной адвективной связи, второй – Экмановской связи через апвеллинг, третий – термоклинной связи. Эти положительные связи приводят к усилению аномалий ТПО в фазу развития Эль-Ниньо или Ла-Нинья.

Зональная адвективная связь представляет собой адвекцию средней температуры аномальными зональными течениями. Она проявляется следующим образом. Предположим, что на востоке экваториального Тихого океана возникла некоторая положительная АТПО. Данная аномалия приводит к усилению западных ветров, что способствует возникновению в океане аномальных западных течений. Таким образом, интенсифицируется адвекция тёплых вод с запада на восток Тихого океана, что усиливает изначальную положительную аномалию ТПО и создаёт благоприятные условия для дальнейшего усиления западных ветров.

Возникновение положительной АТПО и сопровождающее её ослабление пассатов приводят к сходимости поверхностных океанических течений к экватору и накоплению водных масс в приэкваториальной зоне, вследствие чего у нижней границы перемешанного слоя отмечается усиление нисходящих движений. Таким

образом, средний климатический апвеллинг на востоке Тихого океана ослабевает, и более холодные глубинные воды поднимаются к поверхности менее интенсивно, что создаёт благоприятные условия для дальнейшего усиления положительной аномалии ТПО. Этот механизм представляет собой *Экмановскую связь* через апвеллинг.

Западная аномалия ветра, возникающая как отклик на изначальную положительную аномалию ТПО на востоке Тихого океана и уменьшение западно-восточных градиентов температуры и давления, создаёт благоприятные условия для заглупления термоклина на востоке Тихого океана [Bjerknes, 1969]. При апвеллинге у побережья Южной Америки происходит подъём более тёплой, чем обычно, воды, что приводит к усилению положительной аномалии ТПО. Данный механизм называют *Бьеркнесовой термоклинная связь*.

Взаимодействие между атмосферой и океаном сильнее проявляется в западной части экваториального Тихого океана [Picaut et al., 1997], в то время как на востоке Тихого океана ТПО более чувствительна к глубине залегания термоклина [Vialard et al., 2001].

Интенсивность и локализация аномалий ТПО определяется интенсивностью проявления перечисленных связей в период формирования Эль-Ниньо. Таким образом, тип самого явления будет определяться соотношением положительных связей, проявляющихся в эволюции процессов горизонтальной адвекции и апвеллинга.

Различная локализация центров максимального проявления каждой из перечисленных связей обуславливает их различную роль в формировании двух типов Эль-Ниньо: термоклинная связь вносит основной вклад в эволюцию АТПО на стадиях формирования и затухания канонических (ВТ) Эль-Ниньо, в то время как зональная адвективная связь является ключевым механизмом роста АТПО при Модоки (ЦТ) Эль-Ниньо [Kug et al., 2009; Choi et al., 2011; Capotondi, 2013; Ren and Jin, 2013].

Положительные связи способствуют продолжающемуся росту положительной (или отрицательной в случае Ла-Нинья) АТПО, и должны были бы приводить к постоянному тёплому (холодному) состоянию экваториального Тихого океана. В действительности такого не происходит благодаря действию отрицательных связей, сдерживающих рост аномалии, таких как разгрузка тепла от экватора и связь «ТПО – облачность» и «ТПО-испарение». Рост ТПО в период Эль-Ниньо приводит к увеличению потоков явного и скрытого тепла с поверхности океана. Развитие глубокой конвекции над тёплыми водами приводит к росту балла облачности и уменьшению потока приходящей коротковолновой радиации к поверхности океана [Chen et al., 2018].

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Для расчёта составляющих бюджета тепла в современном климате использовались данные океанологического реанализа GLORYS2V4 (Global Ocean Reanalysis and Simulation, version 4) прогностического центра MERCATOR-Ocean [Garric et al., 2017]. В основе данного реанализа лежит модель океана NEMO3.1 (Nucelus for European Modelling of the Ocean, версия 3.1) в конфигурации ORCA025_LIM [Madec, 2008]. Модель основана на трёхполюсной сетке координат (полюса расположены в Антарктиде, Северной Азии и Северной Канаде). Горизонтальное разрешение сетки составляет около $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$, что соответствует примерно 27 км вблизи экватора. Вертикальная сетка координат имеет 75 уровней, из которых 18 приходятся на верхний 50-метровый слой океана; вблизи поверхности океана шаг сетки составляет около 1 м, постепенно увеличиваясь с глубиной.

Метод ассимиляции данных основывается на фильтре Калмана. Особенность реанализа GLORYS2V4 состоит в том, что анализ проводится в середине 7-дневного цикла ассимиляции, а не в его конце. Ассимилированные данные включают спутниковые данные о температуре поверхности океана (ТПО), аномалиях уровня океана, а также *in situ* профили температуры и солёности из базы данных CORA4.1 (Coriolis Ocean dataset for Reanalysis). Для корректировки крупномасштабных отклонений в полях температуры и солёности используется метод трёхмерной коррекции (3D-VAR Large Scale biases Correction).

Атмосферный форсинг задаётся в GLORYS2V4 по данным реанализа ERA-Interim [Dee et al., 2011], которые переинтерполируются на сетку модели ORCA025. Крупномасштабные отклонения значений радиационных потоков и количества осадков также корректируются.

Выбор реанализа GLORYS2V4 был обусловлен рядом его достоинств по сравнению с другими океанологическими реанализами. Высокое пространственное разрешение позволяет учитывать процессы небольшого

пространственного масштаба. Также GLORYS2V4 характеризуется достаточно высокой степенью согласованности с данными наблюдений [<https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-GLO-QUID-001-025.pdf>]. Так, в среднем среднеквадратичная ошибка значений температуры в приэкваториальных районах Тихого океана не превышает 0,4°C [Garric et al., 2017], в то время как во многих океанологических реанализах в данном регионе она превышает 0,6–0,8 °C [Yan and Zhu, 2023]. Для составляющих скорости в океане ошибка не превышает 0,25 м/с.

В данном исследовании использовались данные GLORYS2V4 с месячным разрешением по времени о зональной и меридиональной компонентах скорости течений, а также о потенциальной температуре воды в пределах верхнего перемешанного слоя для периода 1992–2015 гг. Вертикальная компонента скорости была рассчитана на основе зональной и меридиональной компонент скорости с помощью уравнения неразрывности следующим образом:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right). \quad (2.1)$$

Для расчёта потока тепла между океаном и атмосферой использовались данные реанализа ERA-Interim о потоках коротковолновой радиации, уходящей длинноволновой радиации, потоках явного и скрытого тепла с месячным разрешением по времени и пространственным шагом 0,25°×0,25°. Выбор ERA-Interim обусловлен тем, что на основе него задаётся атмосферный форсинг для GLORYS2V4. Данные ERA-Interim были переинтерполированы на горизонтальную сетку координат реанализа GLORYS2V4.

Также в данном исследовании использовались данные о зональной и меридиональной компонентах скорости течения и потенциальной температуре воды в пределах перемешанного слоя океана 16 климатических моделей проекта CMIP5, в число которых вошли: BCC-CSM1-1, CCSM4, CESM1-BGC, CESM1-CAM5, CMCC-CESM, CMCC-CM, CMCC-CMS, CNRM-CM5, FIO-ESM, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M, GISS-E2-H, GISS-E2-R, IPSL-CM5B-LR, MIROC5, MRI-

CGCM3. Выбор данных моделей обусловлен их способностью воспроизводить существование двух чётко различающихся типов Эль-Ниньо с локализацией максимальной АТПО в центре и на востоке экваториального Тихого океана [Cai et al., 2018].

Для анализа современных климатических условий использовался сценарий Historical (реализация r1i1p1) с реальным изменением концентрации углекислого газа в атмосфере. Данный сценарий часто используется для валидации моделей [Taschetto et al. 2014; Nam et al., 2015; Xu et al., 2017]. Для анализа будущего климата использовался сценарий RCP8.5, соответствующий наиболее интенсивному росту глобальной температуры к концу XXI в. По причине отсутствия указанных сценариев в данном исследовании не рассматривалась модель FGOALS-s2.

Помимо перечисленных выше моделей в данной работе использовалась также российская климатическая модель INM-CM5-0, входящая в шестой этап проекта CMIP. Предыдущая версия этой модели, INM-CM4, входящая в проект CMIP5, не показала себя успешной в разделении двух типов Эль-Ниньо [Cai et al., 2018]. Поэтому в настоящей работе для анализа механизма формирования двух типов Эль-Ниньо была выбрана усовершенствованная версия данной модели INM-CM5-0, способная воспроизводить два типа Эль-Ниньо. Для данной модели также рассматривались данные сценария historical.

Краткая информация об использованных в данном исследовании моделях, включая организацию и страну разработки, а также пространственное разрешение, приведена в таблице 2.1. Следует отметить, что характеристики сеток координат приведены для океанических блоков моделей. Поскольку пространственное разрешение в большинстве моделей непостоянно, вместо него приведено число узлов сетки в зональном и меридиональном направлениях.

Таблица 2.1. Характеристики использованных моделей.

Модель	Организация	Страна	Число узлов сетки		Число уровней по вертикали				
			Долгота	Широта					
BCC-CSM-1.1	Beijing Climate Center (BCC), China Meteorological Administration (CMA)	Китай	360	232	40				
CCSM4	National Center for Atmospheric Research (NCAR)	США	384	320	60				
CESM1-BGC									
CESM1-CAM5									
CMCC-CESM	Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici/Euro-Mediterranean Center on Climate Change (CMCC)	Италия	182	149	31				
CMCC-CM									
CMCC-CMS									
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques (CNRM), Centre Europeen de Recherche et de Formation Avanceeen Calcul Scientifique (CERFACS)	Франция	362	292	42				
FIO-ESM	The First Institute of Oceanography (FIO), State Oceanic Administration (SOA)	Китай	320	384	40				
GFDL-CM3	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)	США	360	200	50				
GFDL-ESM2M									
GISS-E2-H						National Aeronautics and Space Administration (NASA) Goddard Institute for Space Studies (GISS)	144	90	26
GISS-E2-R									32
IPSL-CM5B-LR	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL)	Франция	182	149	31				
MIROC5	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	Япония	256	224	50				
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute (MRI)		368	360	51				
INM-CM5-0	Institute of Numerical Mathematics (INM)	Россия	720	720	40				

Климатические средние значения, представляющие собой средний за многолетний период годовой ход анализируемых величин, рассчитывались для каждого массива данных, при этом сезонный ход принимался постоянным в пределах каждого из расчётных периодов. Таким образом, для реанализа осреднение осуществлялось за весь доступный период 1992–2015 гг. Для климатических моделей для характеристики современного климата анализировался период 1850–2005 гг. по сценарию Historical. Однако для относящейся к проекту CMIP6 модели INM-CM5-0 был доступен период 1850–

2015 гг. В будущем климате для анализируемых моделей для осреднения использовался период 2006–2100 гг.

Для расчёта месячных аномалий относительно средних климатических значений из рядов данных был удалён сезонный ход, а также линейный тренд, который рассчитывался методом наименьших квадратов в каждой точке пространства.

2.2. КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО

В 2003 г. Национальное управление океанических и атмосферных исследований США (National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA) предложило выделять Эль-Ниньо в случаях, когда положительная аномалия температуры поверхности океана (АТПО) относительно среднего за период 1971–2000 гг. значения в регионе Niño 3.4 (5° ю. ш. – 5° с. ш., 120° з. д. – 170° з. д.) превышает $0,5^{\circ}\text{C}$ в течение минимум трёх последовательных месяцев. Следует отметить, что согласно данному определению большее число аномально тёплых событий стало соответствовать критериям Эль-Ниньо [Larkin and Harrison, 2005], т.к. рассматриваемый регион Niño 3.4 учитывает состояние не только восточного, но и центрального Тихого океана, где также могут отмечаться значительные аномалии ТПО.

Затем указанный выше критерий был модифицирован, и для определения условий Эль-Ниньо стал чаще использоваться индекс ONI (Oceanic Niño Index), представляющий собой скользящее 3-х месячное значение АТПО в регионе Niño 3.4 относительно 30-летнего климатического периода, который сдвигается раз в 5 лет для учёта трендовых изменений температуры океана.

В данной работе использовались иные критерии выделения Эль-Ниньо, не привязанные к анализу АТПО в строго ограниченном регионе. В соответствии с использованной в ряде работ [Takahashi and Dewitte, 2016; Carreric et al., 2020] методикой, явление Эль-Ниньо выделяется при превышении главной

компонентой (PC1) ЭОФ-разложения (по эмпирическим ортогональным функциям) поля АТПО в тропическом Тихом океане (10° ю. ш. – 10° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) своего 75-го перцентиля в течение как минимум 5 последовательных месяцев, поскольку PC1 описывает значительную долю изменчивости ТПО в данном регионе, и в её значениях проявляются в том числе аномально тёплые события. В дополнение к данному критерию учитывались значения АТПО в экваториальном Тихом океане. Данная коррекция применялась в тех случаях, когда в ряду PC1 наблюдались разрывы в 1 месяц (значение PC1 было меньше 75-го перцентиля), или PC1 превышала 75-й перцентиль в течение периода менее 5 месяцев подряд, но при этом АТПО оставалась значительной.

Данный подход к выделению Эль-Ниньо позволяет абстрагироваться от строгой привязки аномально тёплых явлений к зимнему сезону, на который обычно приходится кульминация явления, и выявить аномально тёплое состояние Тихого океана вблизи экватора вне зависимости от сезона. Также он является более универсальным, т.к. подходит как для данных наблюдений, так и климатических моделей (в моделях области максимальной изменчивости АТПО могут быть смещены за пределы традиционных регионов Niño [Cai et al., 2018]).

Эль-Ниньо характеризуются высокой степенью неоднородности с точки зрения интенсивности и локализации максимума АТПО, на основе чего они разделяются на типы в рамках ряда классификаций (см. раздел 1.3). При этом различия в локализации аномалии и её амплитуде могут быть обусловлены отличными друг от друга сочетаниями процессов в верхнем перемешанном слое, т.е. иметь разные механизмы генерации. Исходя из этого, важной задачей является определение типа каждого явления.

2.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА ЭЛЬ-НИНЬО

Сильные и умеренные Эль-Ниньо

В основе разделения Эль-Ниньо на сильный и умеренный режимы лежит пространственно-временной анализ АТПО [Takahashi et al., 2011]. Поле АТПО в тропическом Тихом океане (10°с.ш. – 10°ю.ш., 120°в.д. – 70°з.д.) раскладывается по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ). Две первые моды ЭОФ-разложения описывают значительную долю изменчивости АТПО в данном регионе (72% и 14% по данным GLORYS2V4). Режим ЭОФ1 соответствует структуре АТПО при каноническом типе Эль-Ниньо (Восточнотихоокеанском), когда максимум АТПО отмечается на востоке экваториального Тихого океана, режим ЭОФ2 – структуре, характерной для Эль-Ниньо Модоки (Централнотихоокеанском), с положительными аномалиями в центре и отрицательными на западе и востоке экваториального Тихого океана [Ashok et al. 2007].

На основе главных компонент ЭОФ-разложения рассчитываются индексы E и C [Takahashi et al., 2011]:

$$C = \frac{PC_1 - PC_2}{\sqrt{2}}, \quad (2.2)$$

$$E = \frac{PC_1 + PC_2}{\sqrt{2}}, \quad (2.3)$$

где PC1, PC2 – временные ряды нормированных на своё среднеквадратичное отклонение первой и второй главных компонент ЭОФ-разложения соответственно. В фазовом пространстве главных компонент PC1 и PC2 рассчитанные таким образом индексы E и C образуют диагональные оси координат, повернутые на 45° относительно осей PC1 и PC2 (рисунок 2.1). Точки, соответствующие месячным значениям PC1 и PC2, тяготеют к осям индексов E и C, образуя напоминающую бумеранг структуру, с чем и связано формула определения индексов. При этом в фазовом пространстве PC1/PC2 можно

выделить два режима ЭНЮК. При первом, соответствующем экстремально тёплым событиям ($PC1 > PC2$), точки выстраиваются вдоль оси Е, при втором, соответствующем холодным и умеренно тёплым событиям ($PC1 < PC2$) – вдоль оси С.

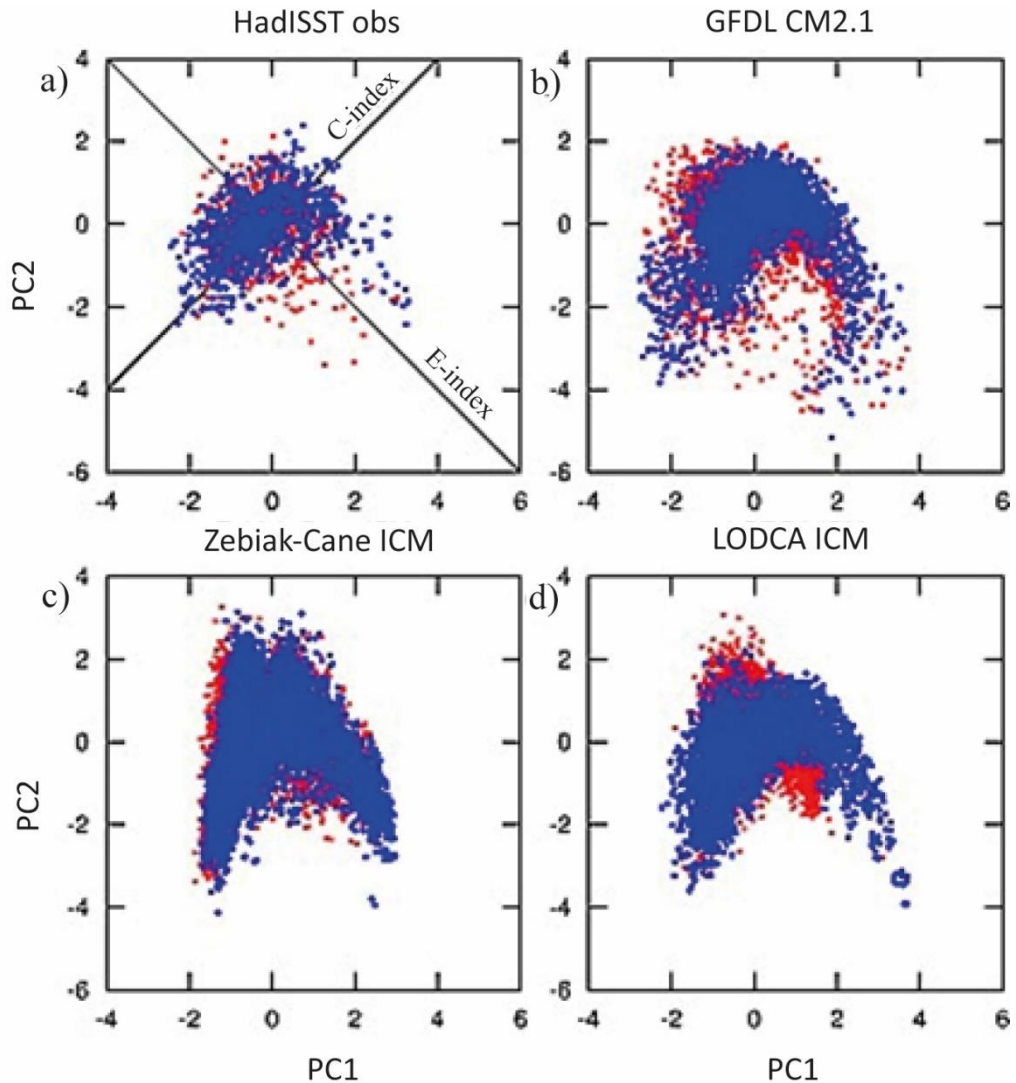


Рисунок 2.1. Месячные значения PC1 и PC2 (октябрь–март: синие круги; апрель–сентябрь: красные круги) по данным: а) HadISST (1870–2010), б) климатической модели GFDL CM2.1, а также моделей промежуточной сложности в) Zebiak-Cane и д) LODCA. Из [Takahashi et al., 2011].

Индексы Е и С характеризуют аномальное термическое состояние на востоке (Е-индекс) и в центре (С-индекс) экваториального Тихого океана, описывая две основные моды изменчивости в данном регионе.

Явления Эль-Ниньо разделяются на сильные и умеренные на основе значений индекса E [Takahashi et al., 2016], учитывая таким образом амплитуду явлений. По результатам анализа данных наблюдений и климатической модели GFDL CM2.1 в исследовании [Takahashi and Dewitte, 2016] было предложено определять Эль-Ниньо как умеренное, если значение индекса E не превышает 1,5–1,8. Данные значения соответствуют критическому уровню АТПО, при превышении которого отмечается резкое усиление Бьеркнесовой связи, характеризующей взаимодействие между ТПО и процессами в атмосфере и верхнем слое океана на востоке экваториального Тихого океана. Когда значение индекса E оказываются выше порогового, явление характеризуется как сильное.

Указанное пороговое значение индекса E было получено с помощью кластерного анализа значений индексов E и S в месяц кульминации Эль-Ниньо методом k -средних [Hartigan et al., 1979] при числе кластеров $k=2$. Данный метод заключается в разделении исходного массива данных на заданное число кластеров k . Для каждого кластера определяется значение, соответствующее его центру масс, и называемое центроидом. Затем данные перераспределяются по новым кластерам в зависимости от близости к полученным на предыдущем шаге центроидам, которые на данном шаге становятся центрами новых кластеров. Алгоритм продолжается до тех пор, пока при каждой последующей итерации сами кластеры не перестанут меняться. Смысл данного алгоритма состоит в минимизации суммарного квадратичного отклонения точек кластеров от центроидов этих кластеров.

При анализе данных климатических моделей не во всех случаях прослеживается существование двух чётких кластеров. Исходя из этого, определение порогового значения представляется субъективным, и в значительной степени зависит от особенностей конкретной модели [Carreric et al., 2020]. Тем не менее, в цитируемой работе проводилась оценка чувствительности числа Эль-Ниньо к сдвигу пороговых значений, и было показано, что вариации числа сильных Эль-Ниньо не превышают 10% от общего количества случаев. Учитывая изменчивость порогов выделения кластеров, пороговые значения в ряде

случаев задавались с достаточно широким диапазоном, чтобы максимально разделить две группы явлений, соответствующих основанным на данных наблюдений кластерам. Если Эль-Ниньо не попадало явным образом в один из двух кластеров, то такое явление определялось как переходное между ними.

Физический смысл порогового значения заключается в том, что при превышении его индексом E на востоке Тихого океана достигается такой уровень АТПО, при котором происходит значительное усиление отклика глубокой конвекции и западного напряжения ветра на потепление в данном регионе [Takahashi and Dewitte, 2016]. Таким образом, происходит нелинейное усиление Бьеркнесовой связи, что обеспечивает дальнейшее потепление восточного Тихого океана и определяет возможность существования Эль-Ниньо большой интенсивности.

Данная классификация позволяет разделить Эль-Ниньо на два типа в зависимости от интенсивности явлений с учетом физического механизма формирования аномалии, так как порог выделяется на основе интенсивности бьеркнесовой связи. В то же время она позволяет учитывать и пространственную структуру аномалий ТПО.

Восточно- и Центральнотихоокеанские Эль-Ниньо

Традиционно разделение Эль-Ниньо на два типа (канонический/ВТ и Модоки/ЦТ) осуществляется на основе пространственного анализа поля аномалий ТПО. Согласно критерию, предложенному в [Yeh et al., 2009], явление относят к каноническому типу в случае, когда аномалия ТПО в течение декабря-января-февраля превышает $0,5^{\circ}\text{C}$ в регионе Niño3 (5° ю. ш. – 5° с. ш., 90° з. д. – 150° з. д.), и при этом больше, чем в регионе Niño4 (5° ю. ш. – 5° с. ш., 160° в. д. – 150° з. д.). При обратном соотношении между аномалиями в указанных регионах Эль-Ниньо относят к типу Модоки.

Указанный выше критерий имеет существенный недостаток, проявляющийся при использовании модельных данных. В климатических моделях основные моды изменчивости ТПО могут воспроизводиться со

значительным пространственным сдвигом [Cai et al., 2018], и при использовании фиксированных регионов Niño3 и Niño4 основная аномалия ТПО может оказаться за их пределами; в таком случае возможно неверное определение типа Эль-Ниньо.

В данном исследовании применялся критерий, основанный на индексах E и C, описывающих изменчивость ТПО в восточном и центральном тропическом Тихом океане на основании ЭОФ разложения без фиксированной географической привязки. Эль-Ниньо определялось как ВТ когда значение индекса E превышало значение индекса C в течение как минимум трёх последовательных месяцев, включая месяц кульминации явления; в противоположной ситуации Эль-Ниньо относилось к типу ЦТ. В случаях, когда не отмечалось преобладания одного индекса над другим, явление определялось как смешанное, и далее не рассматривалось в рамках композиционного анализа.

2.4. РАСЧЁТ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ МОД ИЗМЕНЧИВОСТИ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Для выделения пространственных структур АТПО в экваториальном Тихом океане, соответствующих индексам E и C, используется двумерная линейная регрессия поля АТПО на временные ряды E и C. Коэффициенты регрессии были определены следующим образом:

$$b = \frac{\sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})(y_n - \bar{y})}{\sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2}, \quad (2.4)$$

где x_n – значения независимой переменной (временной ряд индекса E или C), \bar{x} – среднее значение независимой переменной, y_n – значение зависимой переменной (поле АТПО), \bar{y} – среднее значение зависимой переменной, N – общее число значений в ряду независимой переменной. Полученные коэффициенты регрессии характеризуют степень взаимосвязи между аномалиями ТПО и двумя типами Эль-Ниньо.

Тогда двумерная линейная регрессия поля АТПО на индексы выглядит следующим образом:

$$SSTA(i, j, t) = \alpha(i, j) \cdot E(t) + \beta(i, j) \cdot C(t) + residual, \quad (2.5)$$

где $\alpha(i, j)$, $\beta(i, j)$ представляют собой моды пространственной изменчивости (паттерны) АТПО, соответствующие временным рядам индексов Е и С; i, j характеризуют долготу и широту, t – шаг по времени, *residual* – остаточный член, представляющий собой изменения АТПО, не связанные с двумя ведущими модами.

Расчёт регрессий позволяет получить моды пространственной изменчивости (паттерны) АТПО при каждом из двух режимов Эль-Ниньо, то есть выделить районы, в которых при сильных и умеренных Эль-Ниньо возникают наиболее интенсивные аномалии. Карты полученных паттернов Е и С по данным реанализа GLORYS2v4 представлены на рисунке 2.2.

Хорошо заметно, что Е-мода объясняет большую часть изменчивости АТПО в восточной части Тихого океана (восточнее 120° з.д.), в то время как С-мода имеет максимальную амплитуду в центре Тихого океана. При этом С-мода напоминает структуру, которую можно получить путём совмещения пространственных структур изменчивости АТПО при тёплых и холодных фазах ЭНЮК, в то время как Е-мода соответствует разнице между этими фазами [Hoerling et al., 1997]. Эволюция ЭНЮК представляет собой комбинацию этих двух мод [Takahashi et al., 2011].

Таким образом, индексы Е и С позволяют охарактеризовать явление Эль-Ниньо как с точки зрения пространственного положения максимума аномалий (ЦТ или ВТ), так и с позиции его интенсивности (сильное или умеренное) [Takahashi and Dewitte, 2016; Dewitte and Takahashi, 2019].

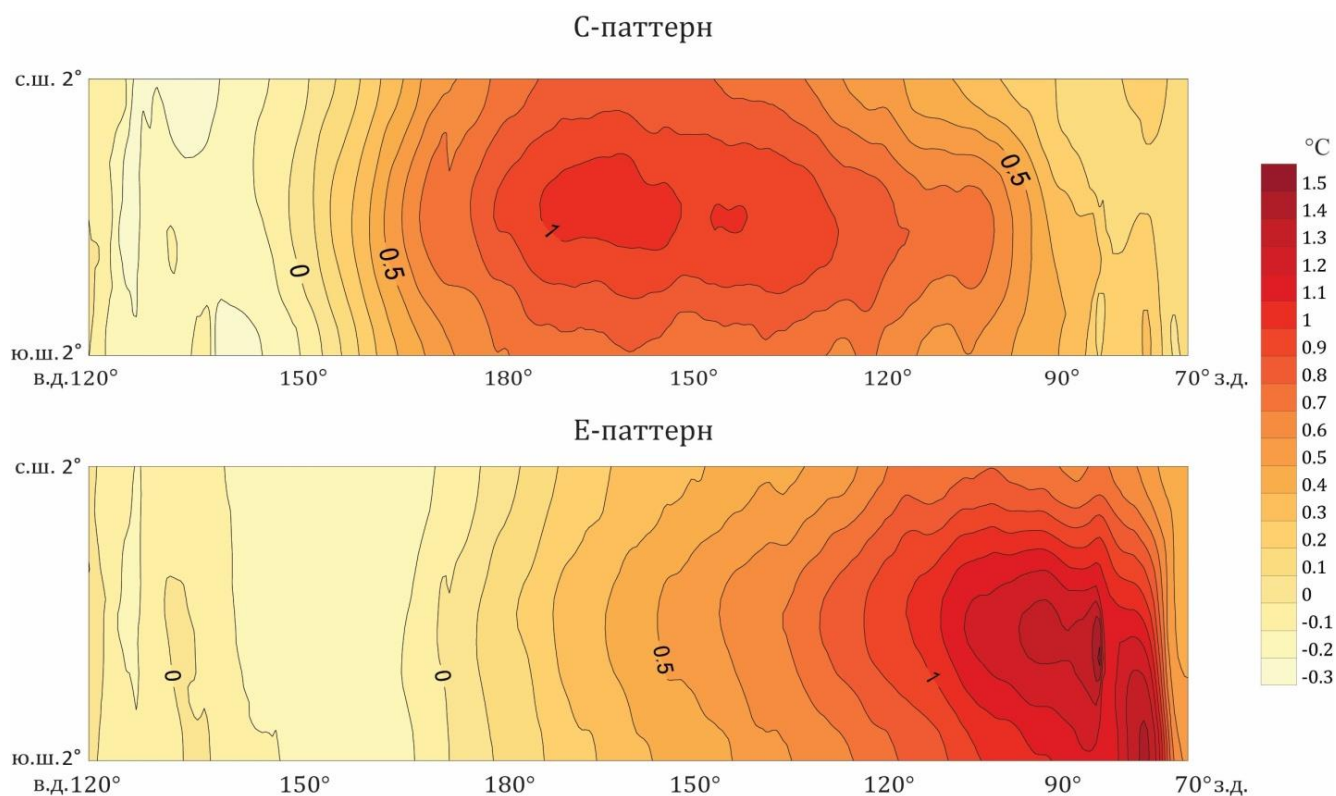


Рисунок 2.2. Карты пространственных структур (паттернов) изменчивости АТПО при умеренном (С-паттерн) и сильном (Е-паттерн) режимах Эль-Ниньо по данным реанализа GLORYS2V4 для периода 1992–2015 гг. Единицы измерения – °С.

2.5. РАСЧЁТ КОМПОНЕНТ УРАВНЕНИЯ БЮДЖЕТА ТЕПЛА ВЕРХНЕГО ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ ОКЕАНА

Для выявления океанических процессов, ответственных за развитие связанных с Эль-Ниньо аномалий ТПО, был рассмотрен бюджет тепла верхнего перемешанного слоя океана. В данном исследовании вертикальная толщина перемешанного слоя принималась постоянной во времени и пространстве в пределах экваториального Тихого океана (см. раздел 2.6). В пределах перемешанного слоя параметры по вертикали принимаются однородными, без резких колебаний.

Уравнение бюджета тепла перемешанного слоя океана в общем виде можно представить следующим образом:

$$\left[\frac{dT}{dt} \right] = - \left[u \frac{\partial T}{\partial x} \right] - \left[v \frac{\partial T}{\partial y} \right] - \left[w \frac{\partial T}{\partial z} \right] + Q_{net} + R, \quad (2.6)$$

где T – потенциальная температура воды (К), u , v и w – зональная, меридиональная и вертикальная составляющие скорости (м/с). Квадратные скобки соответствуют вертикальному осреднению по всей толще перемешанного слоя.

Член Q_{net} описывает тепловой баланс верхнего слоя океана и выражается следующим образом:

$$Q_{net} = \frac{Q_s}{\rho_0 c_p h}, \quad (2.7)$$

где ρ_0 – плотность морской воды, которая принималась постоянной (1025 кг/м³), c_p – удельная теплоёмкость (4000 Дж/(кг·К)), h – толщина перемешанного слоя (м). Q_s представляет собой поток тепла на поверхности океана и состоит из потоков коротковолновой радиации, уходящей длинноволновой радиации, потоков явного и скрытого тепла. Таким образом, Q_{net} также выражается в терминах изменения температуры в единицу времени (°С/месяц).

Остаточный член R представляет собой невязку бюджета тепла, и включает в себя потоки коротковолновой радиации на нижней границе перемешанного слоя, изменения температуры вследствие вовлечения воды в перемешанный слой, горизонтальную и вертикальную диффузию тепла, подсеточные по пространству и времени процессы, а также ошибки, возникающие вследствие несовершенства расчётов и использования месячного осреднения.

При оценке механизма формирования Эль-Ниньо важны те процессы, которые способствуют росту положительной аномалии температуры верхнего перемешанного слоя. Для этого составляющие уравнения (2.6) были разложены по Рейнольдсу на средние климатические значения и аномалии относительно них. При этом каждый из адвективных членов раскладывается на три составляющие: адвекцию средней температуры аномальными течениями, адвекцию аномалий температуры средними течениями и адвекцию аномалий температуры

аномальными течениями. Тогда бюджет аномалий температуры перемешанного слоя можно представить в виде:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial T'}{\partial t} \right] &= - \left[u \frac{\partial T'}{\partial x} \right]' - \left[v \frac{\partial T'}{\partial y} \right]' - \left[w \frac{\partial T'}{\partial z} \right]' + \frac{Q'_s}{\rho_0 c_p h} + R' = \\ &= - \left[\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x} + u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + u' \frac{\partial T'}{\partial x} \right] - \left[\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y} + v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} + v' \frac{\partial T'}{\partial y} \right] - \\ &\quad - \left[\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z} + w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + w' \frac{\partial T'}{\partial z} \right] + \frac{Q'_s}{\rho_0 c_p h} + R'. \end{aligned} \quad (2.8)$$

где член $\left[\frac{\partial T'}{\partial t} \right]$ описывает изменения аномалии температуры со временем (°С/месяц). Горизонтальные черты над членами уравнения соответствуют климатическим средним значениям, вертикальные штрихи соответствуют аномалиям относительно климата.

Адвективные составляющие были сгруппированы следующим образом:

$$ADV_{XY} \equiv \left[-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - \bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y} \right], \quad (2.9)$$

$$ADV_Z \equiv \left[-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z} \right], \quad (2.10)$$

$$NDH \equiv \left[-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y} - w' \frac{\partial T'}{\partial z} + \overline{u' \frac{\partial T'}{\partial x}} + \overline{v' \frac{\partial T'}{\partial y}} + \overline{w' \frac{\partial T'}{\partial z}} \right], \quad (2.11)$$

где ADV_{XY} – горизонтальная адвекция, ADV_Z – вертикальная адвекция, NDH – нелинейный динамический нагрев. В соответствии с [Takahashi and Dewitte, 2016] из NDH за счёт последних трёх членов в формуле (2.11) удаляется сезонный ход нелинейных членов.

Таким образом, бюджет тепла перемешанного слоя океана можно представить в виде:

$$\frac{\partial [T']}{\partial t} = ADV_{XY} + ADV_Z + NDH + Q'_{net} + R. \quad (2.12)$$

Для расчёта производных температуры использовалась центральная конечно-разностная схема второго порядка. Производная температуры по

времени рассчитывается между шагами по времени n и $n+1$, при этом адвективные члены определяются для шага n :

$$\frac{\partial T}{\partial t}(n, i, j, k) = \frac{T(n+1, i, j, k) - T(n-1, i, j, k)}{2\Delta t(n)}, \quad (2.13)$$

где Δt – шаг по времени. Индексы i, j, k соответствуют номеру узла сетки по долготе, широте и глубине.

Производные температуры по пространству в общем виде можно представить в виде (на примере производной в зональном направлении вдоль оси x):

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{T\left(x + \frac{\Delta x}{2}\right) - T\left(x - \frac{\Delta x}{2}\right)}{\Delta x}, \quad (2.14)$$

где Δx – шаг сетки координат вдоль оси x . Аналогичным образом определяются производные в меридиональном и вертикальном направлениях (вдоль осей y и z соответственно). Такая схема расчёта эквивалентна переинтерполяции поля температуры с исходной сетки на новую, узлы которой смещены на половину шага по пространству вдоль соответствующих осей координат.

Процесс расчёта компонент адвекции в значительной степени осложняется особенностями сеток координат океанологических реанализов и моделей, поскольку значения скалярных (температура) и векторных (скорость течения) переменных могут определяться не в одних и тех же узлах сетки. В рассматриваемых базах данных применяются три типа сеток координат: А-, В- и С-сетки Аракавы [Arakawa and Lamb, 1977], характеризующиеся различной схемой привязки данных к точкам пространства. А-сетка Аракавы представляет собой несмещённую сетку, где все переменные определены в одних и тех же узлах сетки (рисунок 2.3). В В-сетке происходит разделение двух наборов величин. Так, например, температура определяется в узлах, вокруг которых описаны прямоугольные ячейки (Т-ячейки), а значения горизонтальных составляющих скорости определяются в северо-восточном углу Т-ячейки. В С-сетке составляющие скорости определяются на середине граней соседних Т-ячеек.

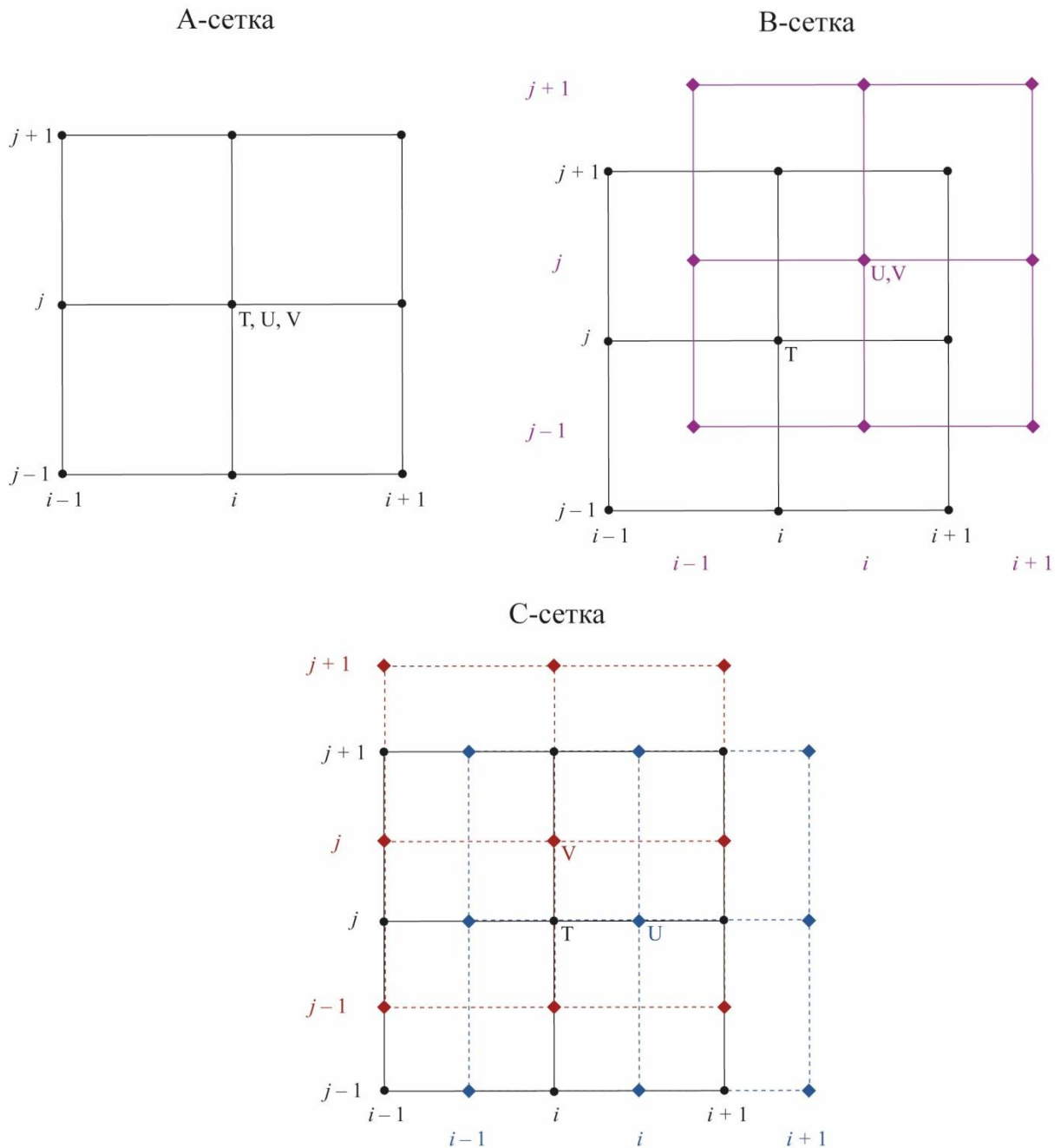


Рисунок 2.3. Схемы пространственного определения переменных согласно сеткам Аракавы. Круги соответствуют Т-узлам сетки, ромбы – узлам, в которых определены векторные переменные. Чёрными линиями показаны границы Т-ячеек, цветными – ячейки векторных величин (ячейки скорости течения выделяются в чистом виде только в С-сетке).

Ещё одной важной особенностью сеток океанологических моделей и реанализов является трансформация традиционной широтно-долготной сетки со смещением полюсов на материк или даже с переходом к трёхполюсной системе координат. За счёт этого параллели и меридианы в модельной сетке могут

отклоняться от географических; тем не менее, в низких широтах экватора такие отклонения пренебрежимо малы (составляют доли градуса широты/долготы), поэтому в данной работе в области (2° ю. ш. – 2° с. ш.) сетки координат принимались прямоугольными.

Зональные адвективные члены тогда представляются следующим образом:

$$\begin{aligned} ADV_x(i, j, k) &= \frac{\partial [u_e(i, j, k)T_e(i, j, k)]}{\partial x} = \frac{u_e(i, j, k)T_e(i, j, k) - u_w(i, j, k)T_w(i, j, k)}{DXT(i, j)} \\ &= \frac{u_e(i, j, k)T_e(i, j, k) - u_e(i - 1, j, k)T_e(i - 1, j, k)}{DXT(i, j)}, \end{aligned} \quad (2.15)$$

где u_w, u_e – значения зональной составляющей скорости на западной и восточной границах Т-ячейки, которые выражаются как:

$$\begin{cases} u_e(i, j, k) = \frac{u(i, j, k)DYU(i, j, k) + u(i, j - 1, k)DYU(i, j - 1, k)}{2DYT(i, j, k)} \\ u_w(i, j, k) = u_e(i - 1, j, k). \end{cases}$$

DXT, DYT – длина Т-ячейки в зональном и меридиональном направлениях соответственно (м), DYU – длина U-ячейки в меридиональном направлении (м).

Значения температуры на восточных границах Т-ячеек определяются как средние арифметические между значениями в центрах соответствующих смежных ячеек:

$$\begin{cases} T_e(i, j, k) = \frac{T(i + 1, j, k) + T(i, j, k)}{2} \\ T_w(i, j, k) = T_e(i - 1, j, k). \end{cases}$$

Меридиональные адвективные члены рассчитывались аналогичным образом.

Таким образом, для расчёта горизонтальных компонент адвекции вне зависимости от типа сетки использовались компоненты скорости в центрах Т-ячеек, а также значения зонального и меридионального градиента температуры в пределах Т-ячеек (т.е. сами значения градиентов также определены в центрах Т-ячеек), что позволяет применять единую методику для всех массивов данных.

Вертикальные адвективные члены определяются в центре трёхмерных Т-ячеек следующим образом:

$$\begin{aligned}
ADV_z(i, j, k) &= \frac{\partial[w(i, j, k)T(i, j, k)]}{\partial z} \\
&= \frac{w_{top}(i, j, k)T_{top}(i, j, k) - w_{bottom}(i, j, k)T_{bottom}(i, j, k)}{\partial z} \\
&= \frac{w_{top}(i, j, k)T_{top}(i, j, k) - w_{top}(i, j, k + 1)T_{top}(i, j, k + 1)}{\partial z}, \quad (2.16)
\end{aligned}$$

где $T_{top} = \frac{T_{k-1} + T_k}{2}$, $w_{top} = \frac{w_{k-1} + w_k}{2}$ представляют собой значения температуры и вертикальной компоненты скорости соответственно на верхней границе Т-ячейки, ∂z – вертикальная толщина Т-ячейки. Значения вертикальной компоненты скорости и вертикальных градиентов температуры определялись в Т-узлах горизонтальной сетки, а по вертикали – на исходных вертикальных уровнях ренализа/моделей.

Для осреднения составляющих бюджета тепла по вертикали в связи с неравномерным шагом сеток координат по глубине проводилась переинтерполяции данных на равномерную сетку с шагом 5 м начиная от поверхности. Такой подход позволил осреднять составляющие бюджета тепла в пределах верхнего 50-метрового слоя вне зависимости от исходной вертикальной сетки координат рассматриваемого массива данных.

2.6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ

Для выявления океанических процессов, ответственных за развитие связанных с Эль-Ниньо аномалий ТПО, был рассмотрен бюджет тепла верхнего перемешанного слоя океана, вертикальная толщина которого принималась постоянной во времени и пространстве в пределах тропического Тихого океана. Глубина нижней границы перемешанного слоя принималась равной 50 м. В предшествующих исследованиях [Capotondi, 2013; Wang et al., 2020] было показано, что оценка составляющих бюджета тепла при месячном масштабе осреднения не слишком чувствительна к выбору нижней границы рассматриваемого слоя, при изменении фиксированной глубины или при

использовании переменной толщины соотношения между компонентами бюджета сохраняются. В работе [An and Jin, 2004] были рассчитаны нелинейные составляющие адвекции как для перемешанного слоя непостоянной во времени и пространстве толщины, так и для слоя фиксированной толщины, и были получены очень схожие между собой результаты.

Подход с использованием перемешанного слоя фиксированной толщины при расчёте бюджета тепла перемешанного слоя применялся в исследованиях [Jin et al., 2003; Takahashi and Dewitte, 2015; Santoso et al., 2017; Wang et al., 2019]. Использование постоянной глубины термоклина позволяет значительно упростить расчёты, т.к. пропадает необходимость учёта изменения количества воды в пределах перемешанного слоя. Более того, климатические модели имеют достаточно грубый вертикальный шаг сетки (в среднем 10 м), следовательно, точно определить положение термоклина не представляется возможным. Кроме того, необходимо отметить, что в настоящем исследовании не ставится задача замыкания уравнения бюджета тепла. Акцент сделан на анализе соотношения между основными компонентами, ответственными за рост аномалий ТПО в условиях Эль-Ниньо. Следует отметить, что для оценки бюджета тепла применяется и подход с меняющейся глубиной перемешанного слоя [Stevenson et al., 2019; Xu et al., 2020].

В текущем исследовании для проверки гипотезы о незначительном влиянии выбора толщины перемешанного слоя на оценки составляющих бюджета тепла по данным реанализа GLORYS2V4 были рассчитаны составляющие бюджета тепла для слоёв с фиксированной мощностью 50 и 100 м, и значительных различий в величинах и соотношениях компонент уравнения бюджета тепла между собой при использовании указанных двух слоёв выявлено не было (рисунок 2.4).

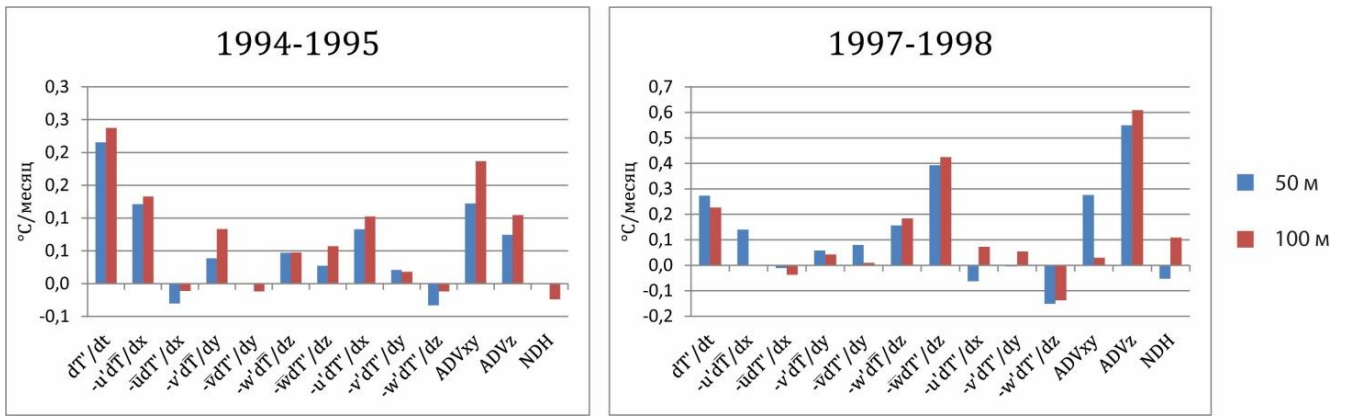


Рисунок 2.4. Компоненты бюджета тепла верхнего 50-метрового и 100-метрового слоя океана на примере умеренного (1994–1995 гг.; слева) и сильного (1997–1998 гг.; справа) Эль-Ниньо, осреднённые за период март-ноябрь.

2.7. ПРОЕКЦИЯ КОМПОНЕНТ БЮДЖЕТА ТЕПЛА НА ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ МОДЫ Е И С

На основании расчётов по формулам (2.9 – 2.11) были получены поля горизонтальной и вертикальной составляющих адвекции и нелинейного динамического нагрева, осредненных по вертикали в пределах верхнего 50-метрового слоя океана. Для получения пространственных структур (паттернов), соответствующих изменчивости поля АТПО при каждом из двух режимов Эль-Ниньо, была рассчитана нормированная на СКО двумерная линейная регрессия АТПО на временные ряды индексов Е и С (см. раздел 2.2).

На следующем шаге рассчитывались проекции составляющих бюджета тепла (горизонтальной и вертикальной составляющих адвекции и нелинейного динамического нагрева) на паттерны Е и С, что позволяет оценить их вклад в формирование положительных аномалий ТПО, связанных именно с этими паттернами, т.е. по сути – их вклад в генерацию каждого из двух типов Эль-Ниньо. Расчёт проекций производился по следующим формулам:

$$\left\langle \frac{\partial T'}{\partial t} \middle| E \right\rangle = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{x=120^\circ E}^{290^\circ E} \sum_{y=2^\circ S}^{2^\circ N} \left(\frac{\partial T'}{\partial t}(x, y, t) \cdot E(x, y) \right), \quad (2.17)$$

$$\left\langle \frac{\partial T'}{\partial t} \middle| C \right\rangle = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{x=120^\circ E}^{290^\circ E} \sum_{y=2^\circ S}^{2^\circ N} \left(\frac{\partial T'}{\partial t}(x, y, t) \cdot C(x, y) \right), \quad (2.18)$$

где $\left\langle \frac{\partial T'}{\partial t} \middle| E \right\rangle$, $\left\langle \frac{\partial T'}{\partial t} \middle| C \right\rangle$ – это проекции каждой из составляющих бюджета тепла перемешанного слоя океана, обозначенных как $\frac{\partial T'}{\partial t}$, на пространственные паттерны E ($E(x, y)$) и C ($C(x, y)$) соответственно, выраженные как эволюция аномалии температуры ($^\circ\text{C}/\text{месяц}$) для шага по времени t , обусловленная воздействием данной составляющей. N_x , N_y соответствуют числу узлов сетки координат в зональном и меридиональном направлениях в пределах обозначенного региона. Аналогичным образом рассчитывались проекции на S -паттерн. Значения проекций затем были осреднены для экваториального Тихого океана ($2^\circ\text{с.ш.} - 2^\circ\text{ю.ш.}$, $120^\circ\text{в.д.} - 70^\circ\text{з.д.}$). Наибольший вклад при осреднении по всему экваториальному региону вносят районы с большими значениями пространственных мод, поэтому при расчете проекций для E -моды более значимыми оказываются процессы на востоке Тихого океана, для S -моды – в центре. Таким образом, процедура проецирования позволяет получить вклад каждой из составляющих бюджета тепла в формирование аномалий температуры, ассоциирующихся с S - и E -паттернами, т.е. в центре и на востоке экваториального Тихого океана соответственно.

Такой подход к оценке бюджета тепла, основанный на анализе районов максимальной изменчивости АТПО, полученных путём ЭОФ-разложения, позволяет не просто оценить вклад различных процессов в рост аномалий ТПО, но провести объективную оценку изменений этого вклада в зависимости от региона Тихого океана. Необходимо подчеркнуть, что районы максимальной изменчивости не привязаны к конкретным географическим координатам, а выделяются на основе анализируемого массива данных. Это позволяет проводить сравнение данных наблюдений с данными моделей, в которых возможен пространственный сдвиг районов максимальной изменчивости АТПО [Kug et al.

2010; Capotondi 2013; Stevenson et al. 2019]. Аналогичным образом решается проблема возможного изменения положения этих районов в будущем климате.

Для определения различий между механизмами формирования двух типов Эль-Ниньо применялся композиционный анализ, в ходе которого рассчитывались средние по всем явлениям данного типа значения проекций.

Полная схема расчётов приведена на рисунке 2.5.

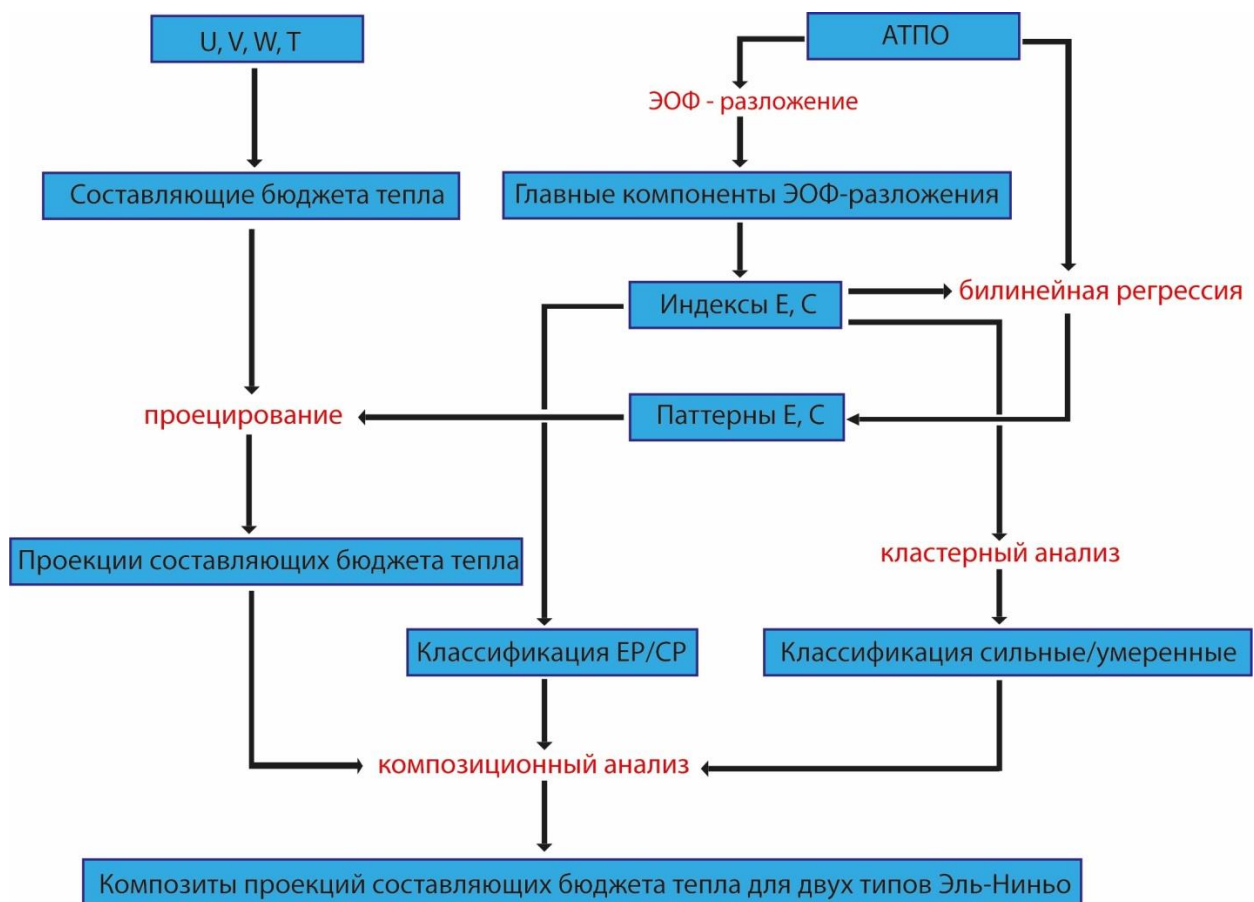


Рисунок 2.5. Схема этапов расчётов проекций компонент бюджета тепла перемешанного слоя океана. Голубые прямоугольники соответствуют используемым массивам данных, красным шрифтом выделены этапы расчётов.

ГЛАВА 3. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ¹

3.1. ВЫДЕЛЕНИЕ СОБЫТИЙ ЭЛЬ-НИНЬО И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ ТИПОВ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА GLORYS2V4

Оценка механизма формирования Эль-Ниньо двух типов в условиях современного климата осуществлялась на основе данных реанализа GLORYS2V4. За рассматриваемый период (1992–2015 гг.) на основании значений индекса ONI, представляющего собой скользящее 3-месячное значение АТПО в регионе Niño4 (5° ю ш. – 5° с. ш., 160° в. д. – 150° з. д.) выделяется восемь событий Эль-Ниньо [<https://ggweather.com/enso/oni.htm>]. Для дальнейшего композиционного анализа был определён тип каждого из выделенных явлений по двум классификациям (Восточно-Тихоокеанские (ВТ) /Центрально-Тихоокеанские (ЦТ) и сильные/умеренные).

При дифференциации Эль-Ниньо важную роль играют индексы, отражающие пространственную структуру АТПО, в частности, индексы E и C [Takahashi et al., 2011], которые характеризуют как интенсивность, так и локализацию явления [Takahashi and Dewitte, 2016]. Два сильнейших с точки зрения АТПО Эль-Ниньо в пределах анализируемого периода (1997–1998 и 2015–2016 гг.) характеризуются высокими значениями индекса E (3,9 и 2,1 в момент кульминации соответственно), превышающими пороговое значение, равное 1,5–1,8 (рисунок 3.1а). Таким образом, эти два Эль-Ниньо соответствуют предложенному в [Takahashi and Dewitte, 2016] критерию сильных явлений. В фазовом пространстве индексов E и C указанные два явления значительно выделяются, в то время как остальные шесть анализируемых событий расположены достаточно близко друг к другу, характеризуясь достаточно высокими значениями индекса C (рисунок 3.1б), при этом значения E-индекса для

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Osipov A., Gushchina D. The heat budget of the tropical pacific mixed layer during two types of El Niño based on reanalysis and global climate model data // Atmosphere. 2023. V. 15. № 1, 47. P. 1–18, доля участия 1/2.

них могут быть даже отрицательными, т.е. существование положительной аномалии на востоке экваториального Тихого океана для таких явлений не является обязательным. Поскольку индекс E для этих шести явлений не достигает порогового значения, все они были классифицированы как умеренные.

Между тем, явления 1997–1998 и 2015–2016 гг. также значительно отличаются друг от друга. При Эль-Ниньо 2015–2016 гг. не отмечалось значительного потепления на востоке экваториального Тихого океана, о чём свидетельствуют более низкие значения индекса E по сравнению с другими явлениями со значительными АТПО, такими как 1982–1983 и 1997–1998 гг. Так, в момент кульминации значения индекса E для явления 2015–2016 гг. примерно в два раза ниже значений при Эль-Ниньо 1982–1983 гг. (рисунок 3.1а), хотя и значительно выше, чем при остальных явлениях. Для Эль-Ниньо 2015–2016 гг. также не отмечалось значительного усиления глубокой конвекции [L'Heureux et al. 2017], а в [Takahashi and Dewitte, 2016] подчёркивалось, что сильным явлениям соответствует значительное нелинейное усиление глубокой конвекции на востоке Тихого океана. Основываясь на указанном выше, в [Dewitte and Takahashi, 2019] Эль-Ниньо 2015–2016 гг. отнесено к умеренным. С другой стороны, в ряде исследований явление 2015–2016 гг. определяется как сильное/экстремальное [Takahashi et al., 2011; Santoso et al., 2017; Cai et al., 2017]. В [Cai et al., 2014] в качестве экстремальных рассматривались Эль-Ниньо, при которых в регионе Niño3 отмечалось значительное увеличение количества осадков (не менее 5 мм/сутки). В [Wang et al., 2020] показано, что в 1997–1998 и 2015–2016 гг. пороговое значение для осадков было превышено, хотя при Эль-Ниньо 2015–2016 гг. порог превышен незначительно.

Учитывая значительные АТПО, а также значения индекса E выше порогового, было принято решение рассматривать в данном исследовании Эль-Ниньо 2015–2016 гг. как сильное, при этом проводить его сопоставление с явлением 1997–1998 гг., представляющим собой эталонное сильное явление.

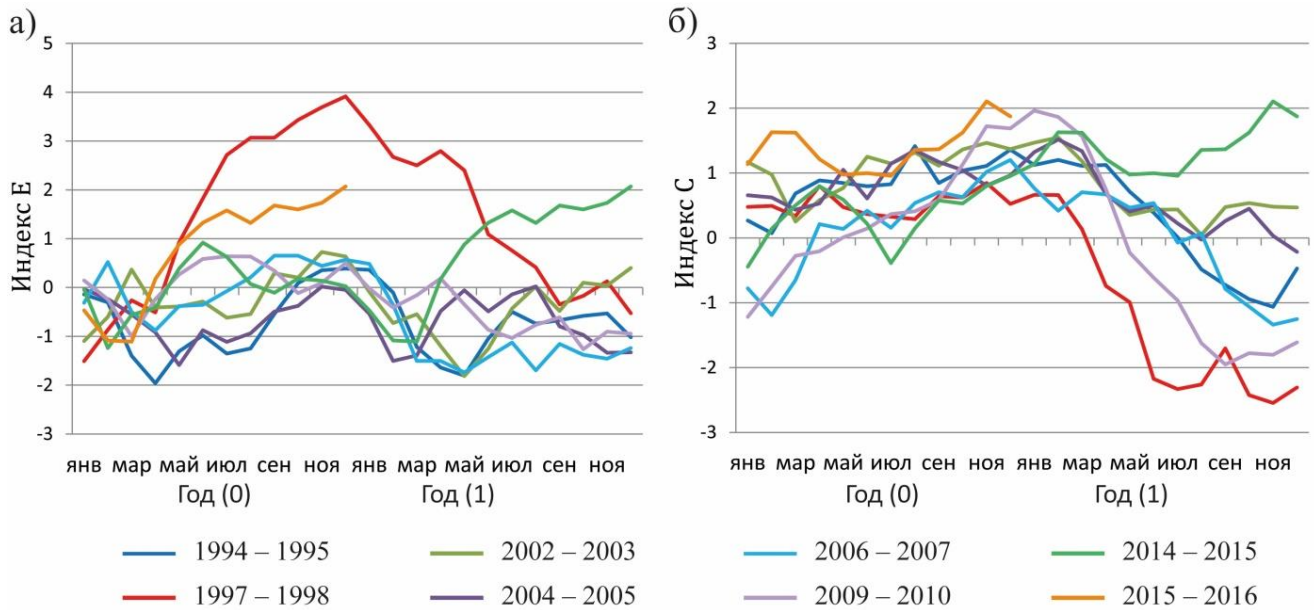


Рисунок 3.1. Значения индексов а) Е и б) С в периоды Эль-Ниньо по данным GLORYS2v4. Год (0) соответствует году перед кульминацией, (1) – после кульминации.

Согласно второй классификации, использованной в данном исследовании, в соответствии со сформулированным критерием разделения Эль-Ниньо на два типа (см. раздел 2.3), пять явлений (1994–1995, 2002–2003, 2004–2005, 2009–2010, и 2014–2015 гг.) были отнесены к типу ЦТ, и только явление 1997–1998 гг. было определено как ВТ. При сильном явлении 2015–2016 гг. и при умеренном явлении 2006–2007 гг. аномалии температуры отмечались как на востоке, так и в центре Тихого океана, при этом преобладания какого-либо из индексов (Е или С) над другим в процессе развития явлений не отмечалось, поэтому с точки зрения пространственной структуры аномалий данные Эль-Ниньо были определены как смешанные (переходные между ЦТ и ВТ). Классификация на основе соотношения индексов согласуется с предшествующими исследованиями. В исследовании [Yu and Kim, 2012] на основе нескольких методов разделения Эль-Ниньо было показано, что явления 1994–1995, 2004–2005 и 2009–2010 гг. однозначно относятся к типу ЦТ, явление 2002–2003 гг. согласно большинству критериев также относится к ЦТ; Эль-Ниньо 2006–2007 гг. в зависимости от критерия определяется либо как ВТ, либо как смешанное; сильное событие 1997–1998 гг. все критерии согласованно определяют как ВТ. Эль-Ниньо 2014–2015 гг.

определяют как ЦТ [Wang et al., 2019], явление 2015–2016 гг. ряд исследователей относят к смешанным [Paek et al., 2017; Timmermann et al., 2018], другие [Воскресенская и др., 2015; Осипов и Гущина, 2018] определяют его как ВТ.

Типы явлений, определённые в текущем исследовании по двум классификациям на основе данных реанализа GLORYS2V4, представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1. Типы Эль-Ниньо по двум классификациям по данным реанализа GLORYS2V4.

Явление	Тип	
	Сильное/ Умеренное	ВТ/ЦТ
1994–1995	Умеренное	ЦТ
1997–1998	Сильное	ВТ
2002–2003	Умеренное	ЦТ
2004–2005	Умеренное	ЦТ
2006–2007	Умеренное	Смешанное
2009–2010	Умеренное	ЦТ
2014–2015	Умеренное	ЦТ
2015–2016	Сильное	Смешанное

Следует отметить, что полного соответствия между двумя классификациями по данным наблюдений не отмечается. Как было показано в [Dewitte and Takahashi, 2019], несмотря на то, что сильные явления практически всегда являются ВТ, что в значительной степени связано с самим определением сильных Эль-Ниньо на основе индекса Е, обратное не всегда верно, и отмечается существование умеренных ВТ, при которых более значительные АТПО отмечаются на востоке экваториального Тихого океана, но пороговое значение индекса Е не достигается. Согласно [Takahashi and Dewitte, 2016], сильное Эль-Ниньо – это явление, при котором на востоке экваториального Тихого океана происходит резкое усиление бьеркнесовой обратной связи, которая вызывает дальнейший рост аномалии. Пороговое значение индекса Е соответствует таким значениям АТПО, при которых значительно усиливается отклик на аномальное

потепление океана, представленный в виде развития глубокой конвекции и возникновения западных аномалий напряжения ветра. Умеренные же Эль-Ниньо характеризуются высокой степенью изменчивости АТПО на востоке Тихого океана от одного явления к другому [Dewitte and Takahashi, 2019], положительные значения АТПО здесь могут как присутствовать, так и не отмечаться вовсе. Таким образом, возможно возникновение умеренного явления с максимумом АТПО на востоке экваториального Тихого океана, при котором аномальный нагрев будет недостаточен для значительной интенсификации конвекции.

3.2. ОЦЕНКА ВКЛАДА КОМПОНЕНТ БЮДЖЕТА ТЕПЛА ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ ОКЕАНА В ФОРМИРОВАНИЕ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО

Для того, чтобы разделить вклад различных процессов в экваториальном океане в эволюцию аномалий температуры перемешанного слоя с учётом пространственной неоднородности этого вклада, составляющие бюджета тепла были спроецированы на основные пространственные моды, описывающие изменчивость температуры при двух типах Эль-Ниньо (см. раздел 2.4). Данная процедура позволяет оценить относительный вклад каждого из процессов, описываемых компонентами уравнения бюджета тепла, в изменения аномалии температуры в восточной и центральной частях экваториального Тихого океана (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.).

Для выделенных на основе реанализа GLORYS2V4 случаев Эль-Ниньо (раздел 3.1) был проведён композиционный анализ, в ходе которого были получены средние по всем явлениям каждого типа значения проекций компонент бюджета тепла. Проекция анализировались отдельно для двух периодов. Первый период (январь(0) – июль(0)) соответствует фазе зарождения Эль-Ниньо, когда активизируются процессы, приводящие к возникновению изначальной аномалии температуры; второй период (июль(0) – январь(1)) соответствует фазе усиления и

развития Эль-Ниньо вплоть до его кульминации, которая, как правило, приходится на декабрь-январь. Индексы в названии периодов обозначают номер года: 0 – год перед кульминацией явления, 1 – год после кульминации. Подход с осреднением вкладов различных составляющих бюджета тепла в формирование аномалии температуры за периоды, соответствующие тем или иным стадиям Эль-Ниньо, неоднократно применялся в работах по оценке процессов в период развития данного явления [Takahashi and Dewitte, 2016; Abellán et al., 2018; Santoso et al., 2017].

Полученные композиционные проекции компонент бюджета тепла в терминах вклада каждой из них в изменения аномалии температуры перемешанного слоя океана ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) для сильных и умеренных Эль-Ниньо представлены на рисунке 3.2, для ВТ и ЦТ Эль-Ниньо – на рисунке 3.5. Изменения значений проекций в E-моде следует интерпретировать как эволюцию аномалий температуры преимущественно на востоке экваториального Тихого океана, изменения в C-моды характеризуют процессы в центре.

Вне зависимости от типа Эль-Ниньо с точки зрения интенсивности (сильное/умеренное), рост аномалии температуры наблюдается в течение обеих рассматриваемых фаз явления (зарождения и развития), причём для сильных явлений скорость роста аномалии значительно замедляется в стадии развития, в то время как для умеренных явлений аномалия увеличивается более равномерно (рисунок 3.2). Такое поведение аномалии температуры прослеживается и на долго-временных разрезах: хорошо заметно, что при сильных Эль-Ниньо на востоке экваториального Тихого океана наибольший прирост аномалии отмечается в феврале-июне, в центре – в апреле-октябре (рисунок 3.3 б). При этом хорошо прослеживаются две волны роста аномалии температуры, что определяется динамикой процессов в океане, а именно, связано с прохождением двух пакетов океанических внутрисезонных волн Кельвина. Они способствуют распространению аномалии глубины термоклина с запада на восток Тихого океана, приводя к заглублению термоклина у побережья Южной Америки, тем

самым усиливая положительные обратные связи, действующие через вертикальные движения [Гущина и др., 2000; Dewitte et al., 2002]. При этом наличие второго пакета волн Кельвина, приходящегося на фазу развития Эль-Ниньо, оказывается ключевым для формирования явлений высокой интенсивности, т.к. способствует сохранению и дальнейшему усилению возникшей ранее аномалии ТПО в восточной части экваториального Тихого океана вплоть до кульминации Эль-Ниньо [Осипов и Гущина, 2018].

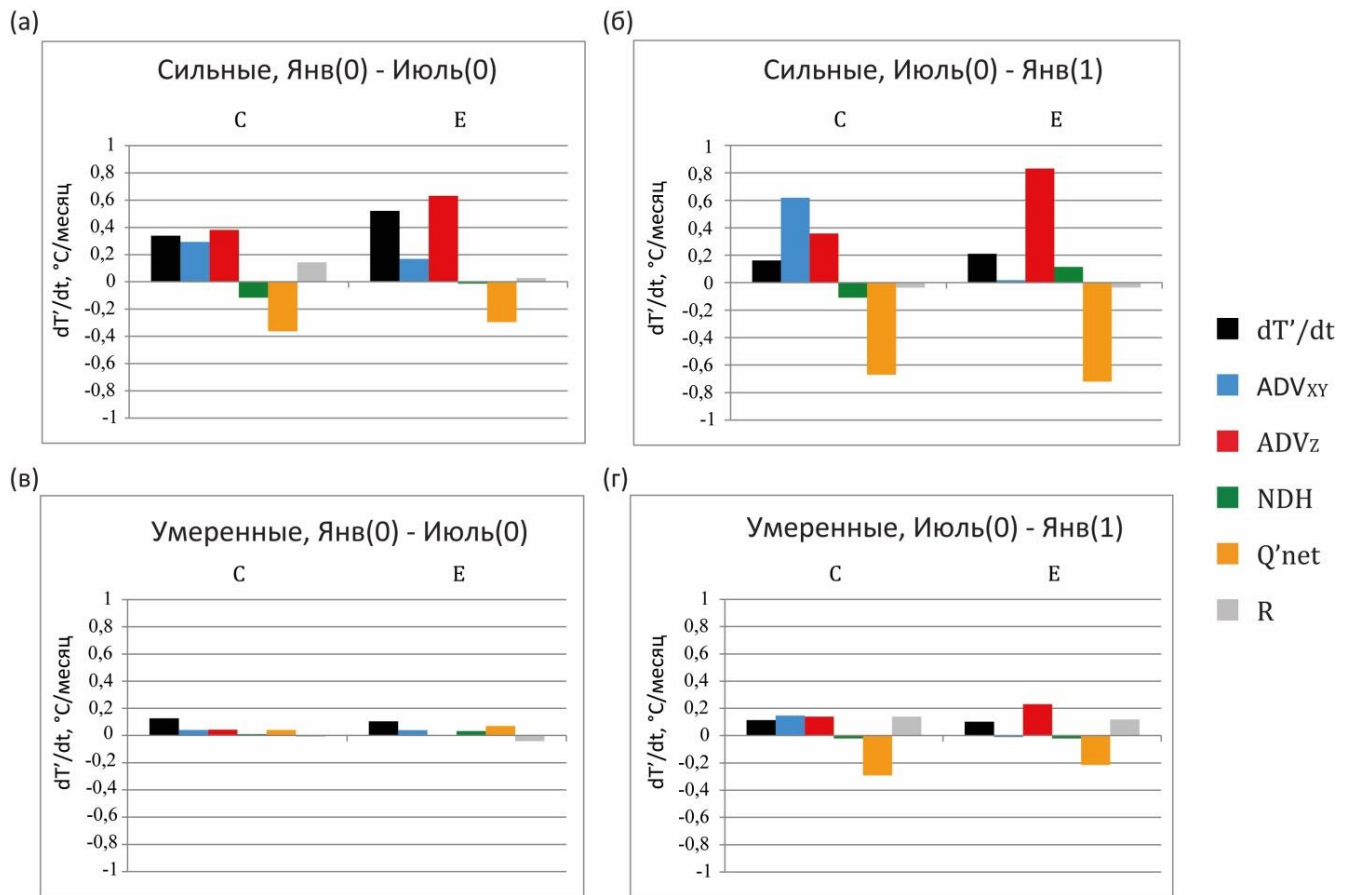


Рисунок 3.2. Проекция составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана (°C/месяц) на пространственные моды E и C; композиционные схемы для сильных (верхняя панель) и умеренных (нижняя панель) Эль-Ниньо в период зарождения (январь(0) – июль(0)) (левая панель) и развития (июль(0)-январь(1)) (правая панель) по данным реанализа GLORYS2V4.

Ожидается, что для сильных Эль-Ниньо общие темпы нагрева оказались выше, чем для умеренных. При сильных явлениях первоначальный рост АТПО начинается на востоке, постепенно распространяясь в центральную часть экваториального Тихого океана (рисунок 3.3б), что проявляется в более высоких темпах роста аномалии в Е-моды по сравнению с С-модой (рисунок 3.2а). Это согласуется со схемой развития канонического Эль-Ниньо [Rasmusson and Carpenter, 1982]. При умеренных Эль-Ниньо аномалия возникает в центре (рисунок 3.3а), распространяясь на восток, при этом темпы роста аномалии в Е- и С-модах имеют одинаковый порядок величин (рисунок 3.2в,г). Максимум вторичного всплеска роста аномалии при сильных отмечается восточнее по сравнению с умеренными явлениями, непосредственно у берегов Южной Америки, что проявляется в больших скоростях роста аномалии температуры в Е-моды по сравнению с С-модой (рисунок 3.2б).

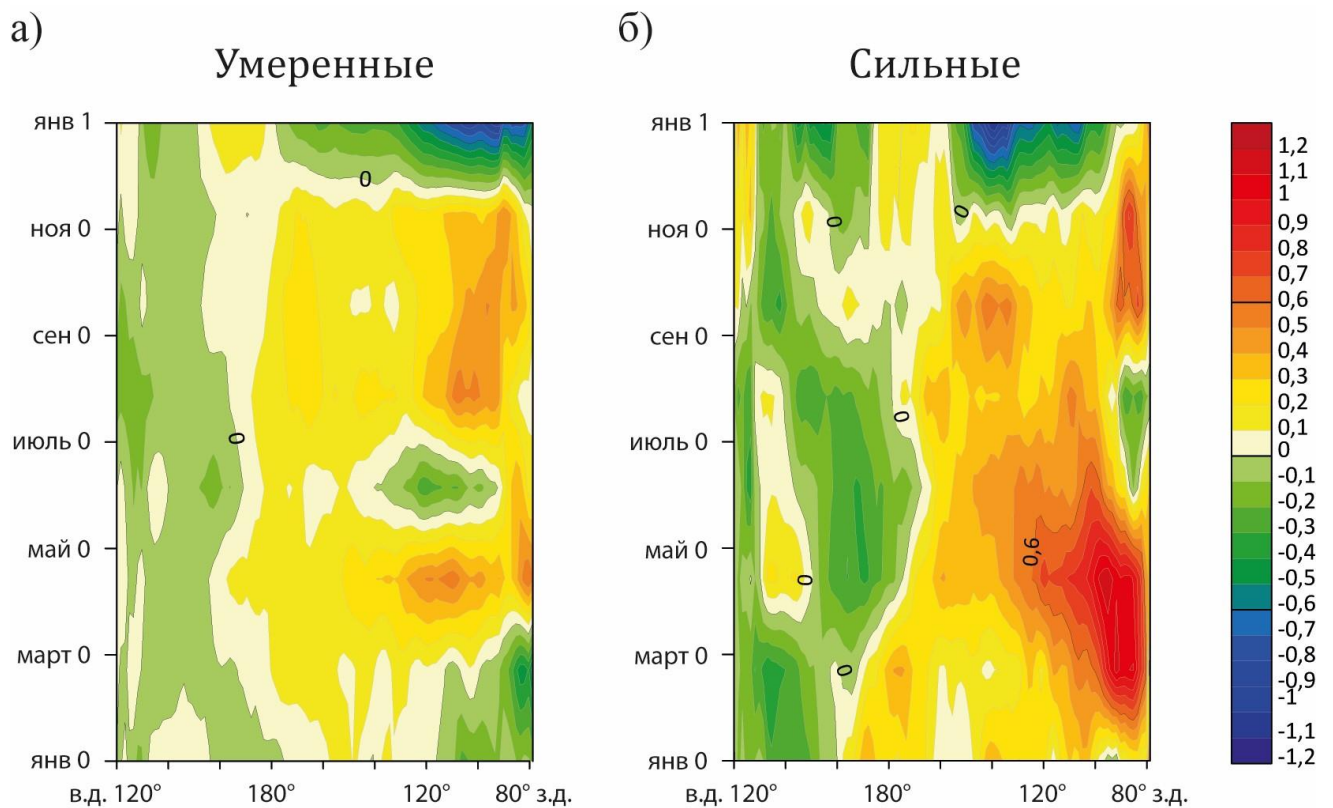


Рисунок 3.3. Композиционные долготно-временные разрезы для изменения аномалии температуры верхнего 50-метрового слоя для умеренных (а) и сильных (б) Эль-Ниньо в экваториальном (2° ю. ш. – 2° с. ш.) Тихом океане. Размерность: °С/месяц.

В целом и горизонтальная, и вертикальная линейные составляющие адвекции, в сумме представляющие собой линейную адвекцию тепла, способствуют росту положительной аномалии температуры. Линейная океаническая адвекция выступает как основной источник эволюции АТПО в экваториальном Тихом океане, что подтверждается в исследованиях [Su et al., 2010; Pan et al., 2020]. При этом горизонтальная адвекция вносит больший вклад в С-моду, максимум интенсивности которой проявляется в центре Тихого океана, а вертикальная – в Е-моду, проявляющуюся преимущественно на востоке, что согласуется с полученными ранее результатами (например, [Pan et al., 2020; Takahashi and Dewitte, 2016]).

Увеличение вклада вертикальной адвекции в формировании АТПО на востоке экваториального Тихого океана связано с небольшой глубиной залегания термоклина в данном регионе, что увеличивает чувствительность ТПО к изменениям положения термоклина. Более того, у побережья Южной Америки отмечается высокая интенсивность восходящих вертикальных движений (апвеллинг), при этом велика изменчивость вертикальных движений в ответ на изменения состояния океана [Vialard et al., 2001; An and Jin, 2001; Jin et al., 2006].

Вклад горизонтальной адвекции, в первую очередь её зональной составляющей, напротив, уменьшается на востоке. Это связано с господством в данном регионе пассатного переноса, который препятствует проникновению тёплых вод с запада, а также с удалённостью от очага климатически тёплых вод, так называемого «тёплого бассейна», расположенного на западе экваториального Тихого океана.

Следует отметить, что в центральной части Тихого океана нагрев, связанный с действием горизонтальной адвекции, постепенно усиливается: на стадии зарождения Эль-Ниньо (январь(0) – июль(0)) вклад вертикальной адвекции оказывается несколько выше, чем действие горизонтальной адвекции. В фазе развития Эль-Ниньо (июль(0) – январь (1)) в данном регионе отмечается преобладание вклада горизонтальной адвекции, причём более значительное её

усиление характерно для сильных явлений. На востоке Тихого океана, напротив, вклад горизонтальной адвекции со временем уменьшается, что связано с эволюцией зональной адвективной связи (см. раздел 3.3).

Вклад вертикальной адвекции, напротив, заметно усиливается по мере развития Эль-Ниньо. Это может быть связано с тем, что интенсивность апвеллинга при повышении АТПО снижается постепенно; более того, по мере заглубления термоклина усиливается аномалия температуры в нижней части перемешанного слоя (в особенности в том слое, на который заглубился термоклин), и в ходе апвеллинга поднимается всё более тёплая вода.

Нелинейный динамический нагрев NDH , складывающийся из членов, представляющих собой адвекцию аномалий температуры аномальными течениями, не вносит значительного вклада в рост АТПО, причём в С-моде он характеризуется преимущественно отрицательными значениями. При сильных Эль-Ниньо в фазе развития отмечаются положительные значения NDH в Е-модe. Амплитуда NDH значительно меньше амплитуды горизонтальной и вертикальной линейной адвекции. Таким образом, именно линейная составляющая адвекции в значительной степени ответственна за рост положительной аномалии температуры (рисунок 3.4).

Аномалии теплового баланса Q'_{net} на стадии зарождения Эль-Ниньо в значительной степени замедляют рост аномалий температуры, о чём свидетельствуют отрицательные значения данного слагаемого бюджета тепла. В стадии развития Эль-Ниньо эффект ослабления нагрева за счёт потоков тепла на поверхности океана ещё больше усиливается, что связано с увеличением балла облачности вслед за ростом ТПО, что приводит к ослаблению радиационного нагрева поверхности океана [Lloyd et al., 2012]. По мере роста АТПО также увеличивается количество уходящего с поверхности уже прогретого океана длинноволнового излучения, потоков явного и скрытого тепла, что способствует уменьшению аномалии температуры. Таким образом, поток тепла с поверхности

океана обеспечивает значительный демпинг температуры, что согласуется с предыдущими исследованиями (например, [Zhang and McPhaden, 2010; Bayr et al., 2020]).

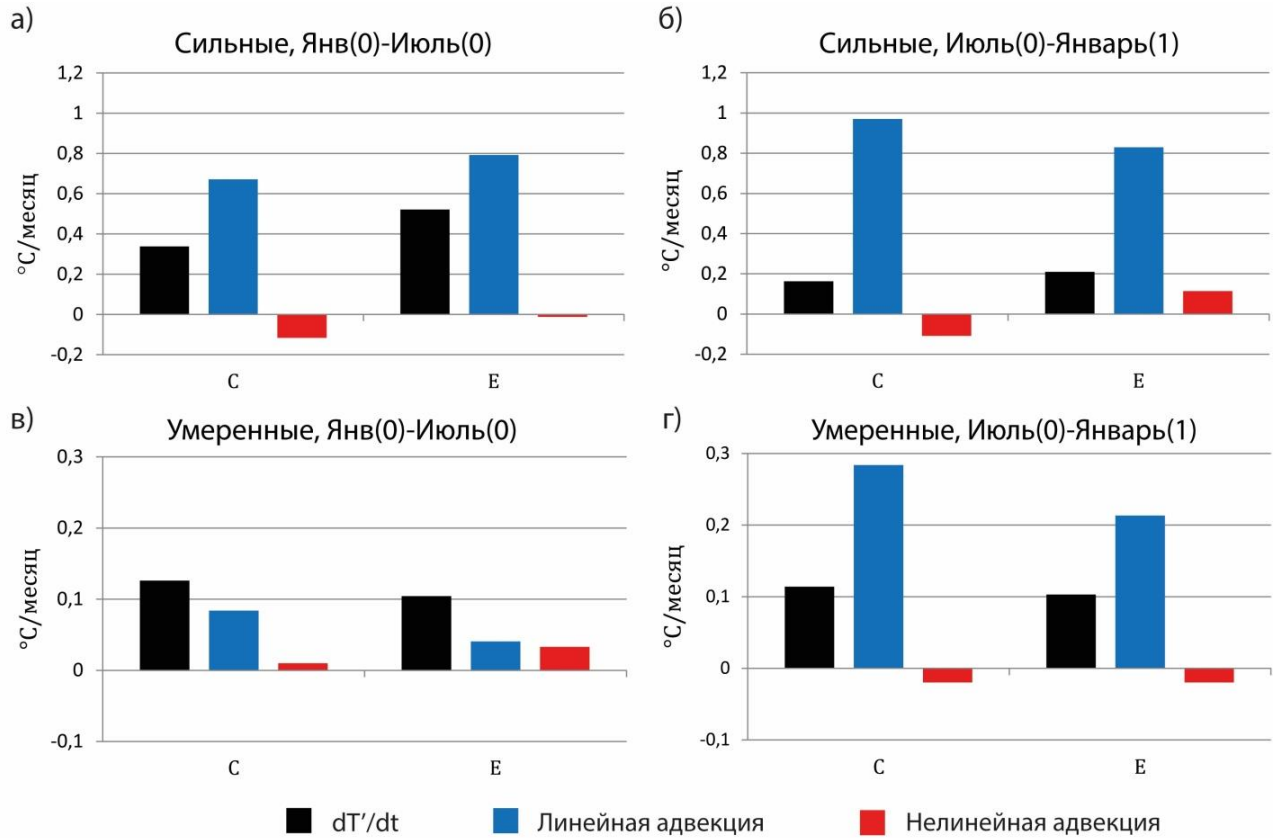


Рисунок 3.4. Суммарные проекции линейных и нелинейных составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) на пространственные моды Е и С; композиционные схемы для сильных (верхняя панель) и умеренных (нижняя панель) Эль-Ниньо в период зарождения (январь(0) – июль(0)) (левая панель) и развития (июль(0)-январь(1)) (правая панель) по данным реанализа GLORYS2V4.

Главное различие между сильными и умеренными Эль-Ниньо состоит именно в амплитуде роста аномалий температуры: для сильных явлений она ожидаемо выше. Для умеренных явлений темпы роста аномалии ($\partial[T']/\partial t$) сопоставимы в центре и на востоке экваториального Тихого океана, при сильных же большая интенсивность прироста аномалий отмечается на востоке. При сильных Эль-Ниньо также значительно интенсифицируется нагрев за счёт

главного для каждой из пространственных мод процесса – вертикальной адвекции в E-моде (на востоке) и горизонтальной адвекции в C-моде (в центре) экваториального Тихого океана. При сильных явлениях намного выше интенсивность демпинга положительной аномалии температуры под действием аномального потока тепла Q'_{net} . Вклад остаточного члена R относительно прочих составляющих бюджета тепла становится намного меньше при сильных Эль-Ниньо, в то время как при умеренных данный член сопоставим по величине с адвективными слагаемыми.

Соотношение составляющих бюджета тепла при ВТ и ЦТ Эль-Ниньо по данным реанализа практически не отличается от наблюдаемого при сильных и умеренных явлениях соответственно (рисунок 3.5). В значительной степени это может быть связано с небольшим размером выборки, т.е. с малым количеством анализируемых явлений. В большинстве случаев сильные события совпадают с ВТ, умеренные – с ЦТ. Так, из шести выделенных умеренных явлений пять относятся к ЦТ, а из двух сильных одно (1997–1998 гг.) определено как ВТ, другое (2015–2016 гг.) – как смешанное. При анализе более продолжительного периода с большим числом явлений различия между двумя классификациями могут стать более выраженными. Поэтому в дополнение к анализу данных реанализа была проведена оценка компонент бюджета тепла перемешанного слоя океана в период формирования Эль-Ниньо по данным климатических моделей (см. главу 4).

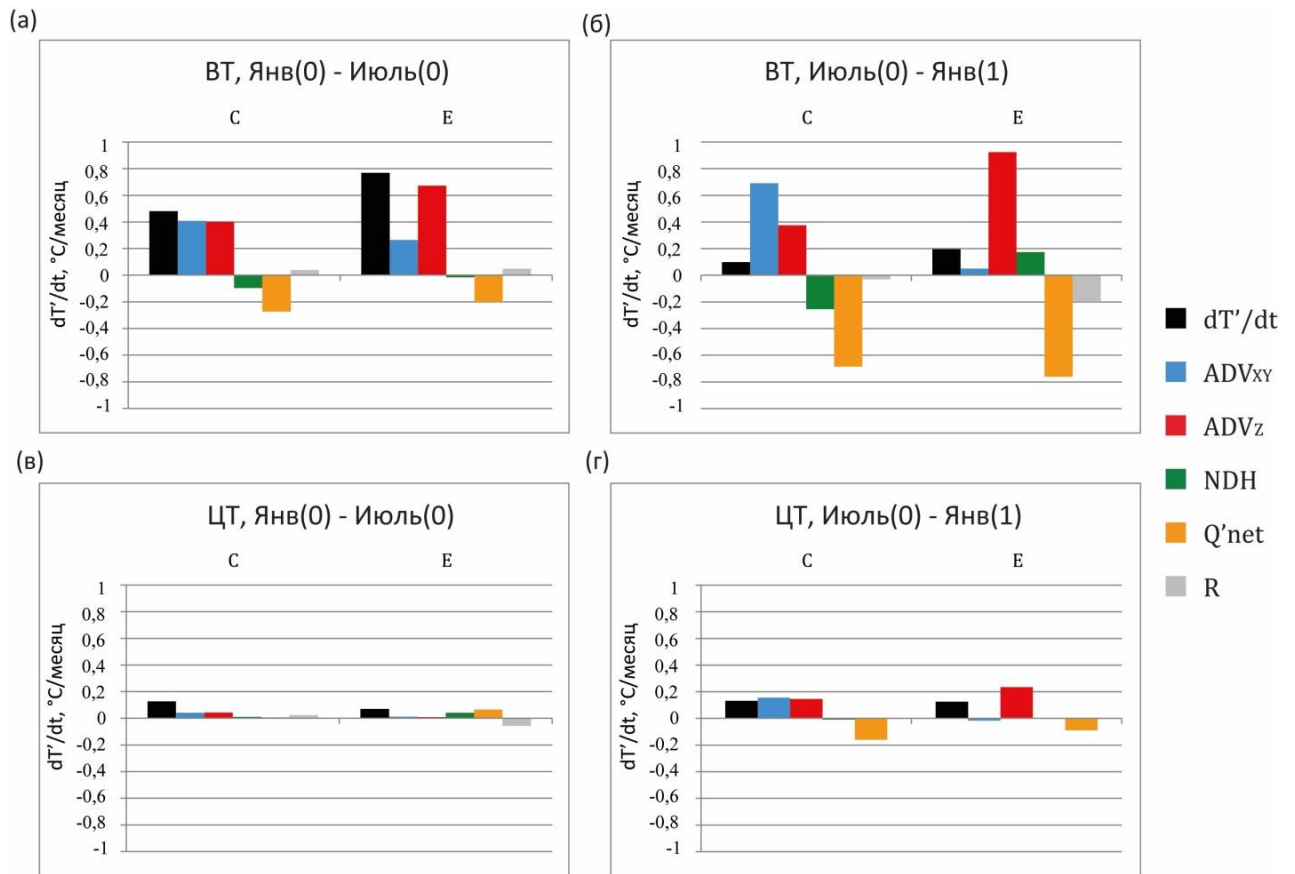


Рисунок 3.5. Проекция составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) на пространственные моды E и C; композиционные схемы для VT (верхняя панель) и ЦТ (нижняя панель) Эль-Ниньо в период зарождения (январь(0) – июль(0)) (левая панель) и развития (июль(0)-январь(1)) (правая панель) по данным реанализа GLORYS2V4.

3.3. ВКЛАД ВЕРТИКАЛЬНОЙ И ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ АДВЕКЦИИ В ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ ПРИ ДВУХ ТИПАХ ЭЛЬ-НИНЬО

Для более детального анализа процессов, приводящих к росту температуры перемешанного слоя при развитии Эль-Ниньо, были проанализированы отдельные адвективные члены, характеризующие перенос тепла в горизонтальном и вертикальном направлениях. Некоторые из этих членов характеризуют интенсивность положительных обратных связей (термоклинной, адвективной и

экмановской), ответственных за эволюцию аномалии температуры при явлении Эль-Ниньо.

Поскольку анализируемый по данным реанализа период (1992–2015 гг.) достаточно короток (как правило, для характеристики климатического состояния рассматриваются периоды не менее 30 лет), возможно возникновение отклонений в оценках средних за исследуемый период значений переменных от среднеклиматических за более длительный срок под влиянием преобладания какой-либо из фаз ЭНЮК. В пределах рассматриваемого периода отмечается 8 событий Эль-Ниньо и 9 Ла-Нинья; соответственно, в оставшиеся 7 лет отмечалась нейтральная фаза ЭНЮК. Несмотря на примерно равное соотношение тёплых, холодных и нейтральных событий, следует отметить, что два события Эль-Ниньо были экстремально сильными и, по всей видимости, могли дать асимметричный вклад в средние значения температуры, не уравновешиваемый Ла-Нинья с меньшей амплитудой ТПО. Тогда рассчитанные средние значения переменных для данного периода могут характеризовать не средние климатические условия, соответствующие нейтральной фазе ЭНЮК, а некоторое смещённое в сторону тёплых событий состояние экваториального Тихого океана.

Проекции адвективных членов на пространственные моды E и C в период формирования сильных и умеренных Эль-Ниньо представлены на рисунке 3.6.

Главным фактором роста температуры как при сильных, так и при умеренных Эль-Ниньо является член $-\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}$, отражающий перенос аномалий температуры в перемешанном слое средними вертикальными движениями, т.е. описывающий термоклинную (Бьеркнесову) связь [An and Jin, 2001]. Господствующий вблизи экватора апвеллинг соответствует положительным значениям вертикальной скорости при направленной вверх вертикальной оси z ($\bar{w} > 0$); градиент аномалий температуры в верхнем 50-метровом слое оказывается отрицательным на востоке и в центре Тихого океана ($\partial T' / \partial z < 0$), т.к. максимум аномалии отмечается не на поверхности, а на некоторой глубине

(рисунки 3.7, 3.8), что является результатом заглупления термоклина. Тогда член $-\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}$ имеет положительные значения, т.е. происходит подъём аномально тёплой воды от нижней границы перемешанного слоя к поверхности, способствуя распространению аномалии вверх по всей толще перемешанного слоя.

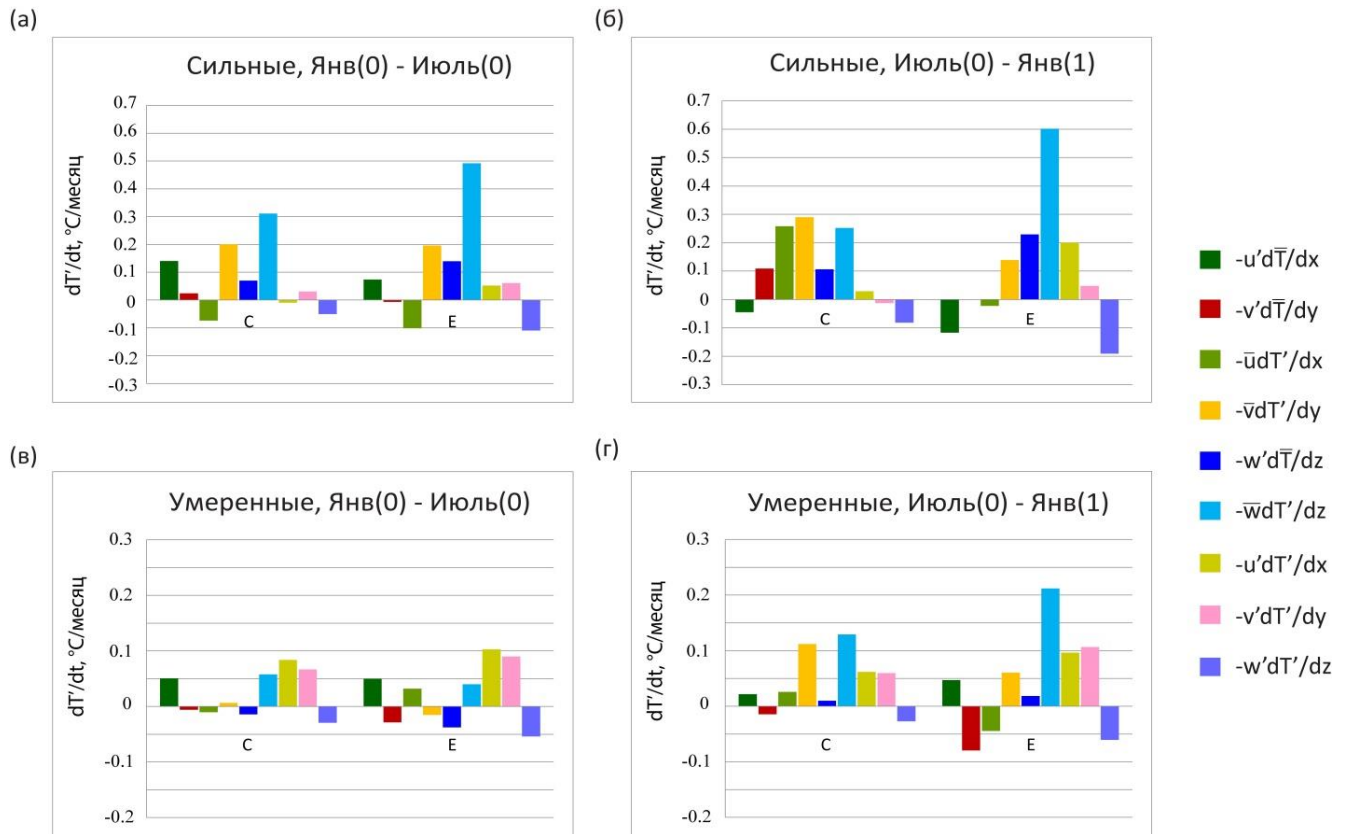


Рисунок 3.6. Проекция адвективных составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана ($^\circ\text{C}/\text{месяц}$) на пространственные моды E и C; композиционные схемы для сильных (верхняя панель) и умеренных (нижняя панель) Эль-Ниньо в период зарождения (январь(0) – июль(0)) (левая панель) и развития (июль(0)-январь(1)) (правая панель) по данным реанализа GLORYS2V4.

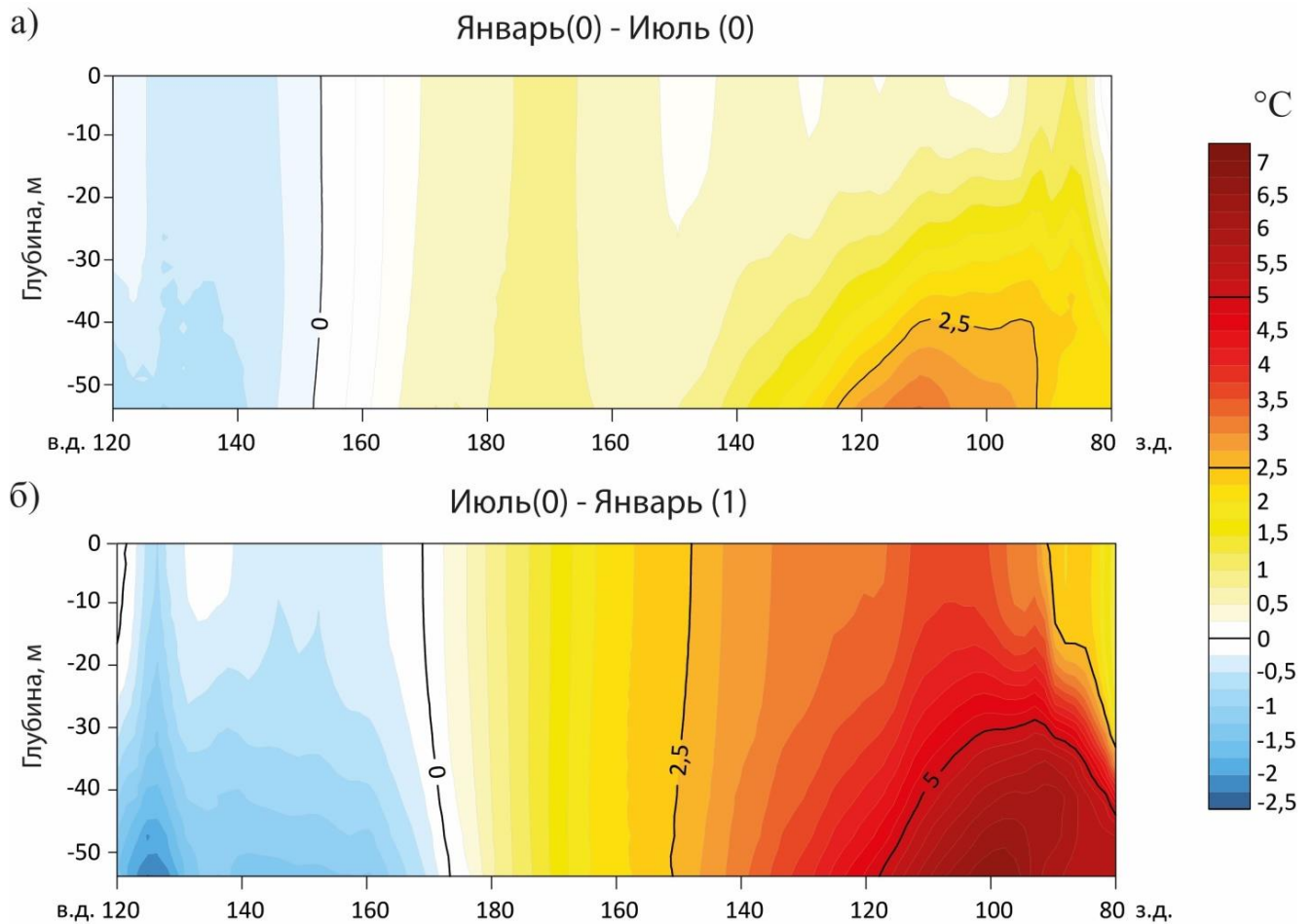


Рисунок 3.7. Вертикальные долготные разрезы аномалий температуры верхнего 50-метрового слоя океана ($^{\circ}\text{C}$) вдоль экватора (2° ю. ш. – 2° с. ш.) для сильных Эль-Ниньо в фазы а) зарождения; б) развития.

Особенно значимым вклад термоклинной связи оказывается в Е-моде, т.е. её действие возрастает на востоке экваториального Тихого океана, где благодаря меньшей глубине залегания термоклина даже относительно небольшие её колебания оказывают значительное влияние на ТПО [An and Jin, 2003; Jin et al., 2006], в то время как в центре экваториального Тихого океана чувствительность ТПО к колебаниям глубины залегания термоклина существенно меньше. Однако термоклинная связь оказывается важным источником роста аномалии температуры и в С-моде. Главенствующая роль термоклинной связи в управлении эволюцией АТПО в восточной части Тихого океана неоднократно демонстрировалась в предшествующих исследованиях [Neelin et al., 1998; An and Jin, 2001; Jin et al., 2006; Kug et al., 2009; Borlace et al., 2013; Capotondi, 2013;

Fedorov et al., 2015; Guan et al., 2019; Carréric et al., 2020]. При сильных Эль-Ниньо рост аномалии температуры за счёт термоклинной связи на востоке оказывается в несколько раз больше, чем для умеренных. По мере развития Эль-Ниньо отмечается усиление вклада термоклинной связи, т.к. при повышении АТПО происходит дальнейшее заглубление термоклина, следовательно, при апвеллинге происходит подъём все более тёплой воды.

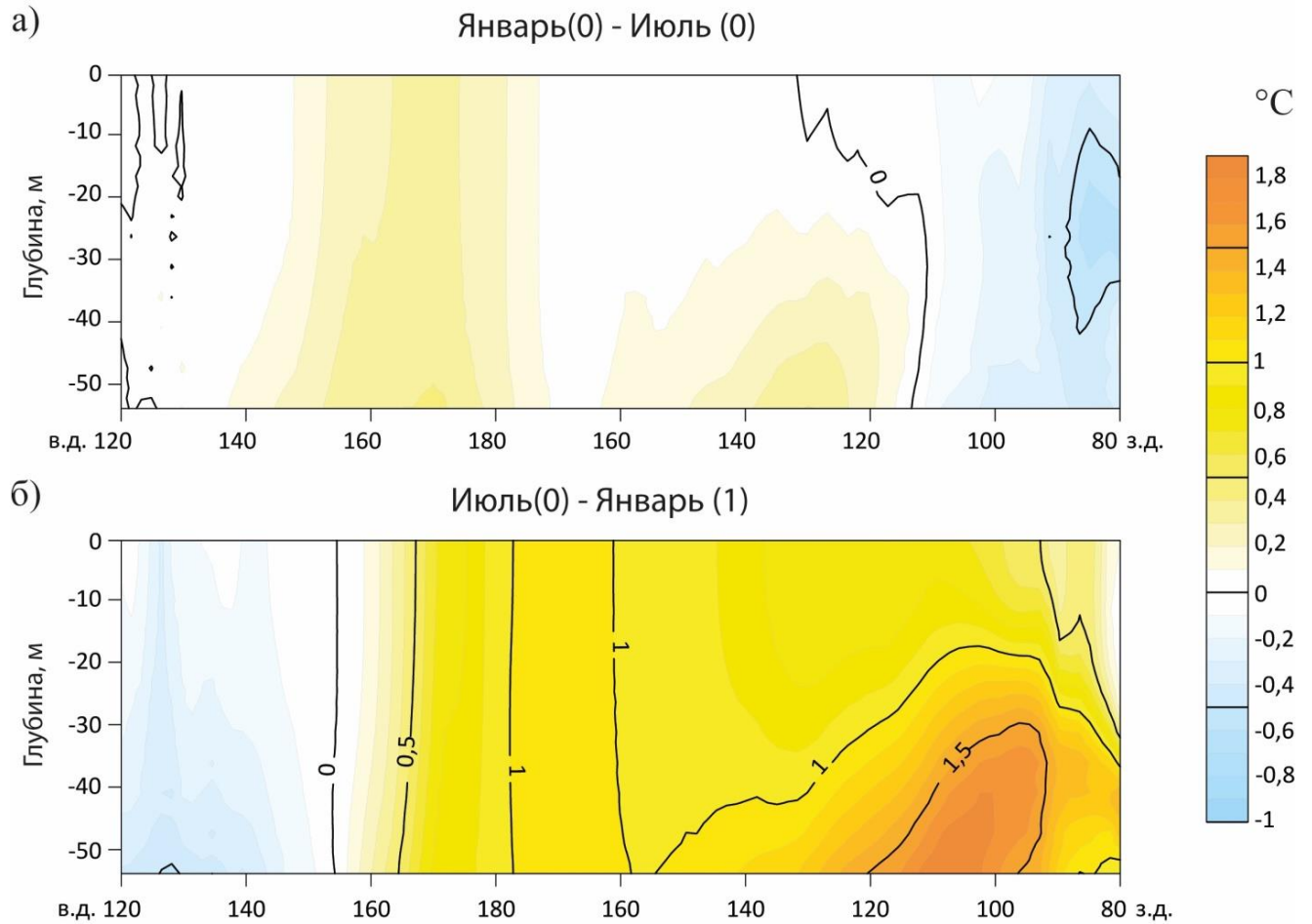


Рисунок 3.8. То же, что на рисунке 3.7 для умеренных Эль-Ниньо.

Другой важный процесс, характеризующий Экмановскую связь, а именно перенос тепла аномальными вертикальными движениями $(-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z})$ также способствует росту температуры, но проявляется в основном при сильных Эль-Ниньо, в особенности в Е-моде. В период формирования Эль-Ниньо возникновение аномального даунвеллинга, т.е. нисходящих движений, соответствует отрицательным аномалиям вертикальной скорости ($w' < 0$), что при

среднем убывании температуры с глубиной ($\partial\bar{T}/\partial z > 0$) даёт положительные значения члена $-w' \frac{\partial\bar{T}}{\partial z}$, т.к. ослабляется подъём более холодных глубинных вод. При сильных явлениях данный процесс начинает способствовать нагреву уже в фазу зарождения Эль-Ниньо, в то время как при умеренных он проявляется только в фазе развития, причём значительно слабее. Это может быть связано с тем, что при сильных явлениях на востоке, как правило, отмечаются более благоприятные условия для ослабления апвеллинга и подъёма в ходе него аномально тёплой воды, в то время как при умеренных явлениях у побережья Южной Америки могут сохраняться средние климатические условия с интенсивным подъёмом холодной воды. При этом сам по себе апвеллинг имеет большую интенсивность именно на востоке Тихого океана.

Значительный вклад в рост температуры вносит меридиональная адвекция аномалий температуры средними течениями $-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}$, в особенности в С-моде. Средние меридиональные движения в целом направлены от экватора в более высокие широты, за исключением восточной части Тихого океана (рисунок 3.9); при этом в Южном полушарии при направленной на север оси y $\bar{v} < 0$, в Северном – $\bar{v} > 0$, . Таким образом, происходит отток воды с максимальными значениями аномалии температуры от экватора. Данный процесс способствует расширению области положительной аномалии температуры в меридиональном направлении, повышая в целом аномалию температуры в области (2° ю. ш. – 2° с. ш.) в предшествующий кульминации Эль-Ниньо период.

На востоке и в центре Тихого океана максимум аномалий температуры оказывается несколько смещён к югу от экватора (рисунки 3.10, 3.11), т.е. в области (2° ю. ш. – 2° с. ш.) преобладают отрицательные значения меридионального градиента ($\partial T'/\partial y < 0$). В период развития Эль-Ниньо (т.е. летом Северного полушария) над большей частью экваториального Тихого океана внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) находится к северу от экватора, что, согласно [Su et al., 2010] способствует формированию направленных на север

потоков в океане; поскольку смещение ВЗК происходит не только в годы Эль-Ниньо, то средние потоки в океане направлены с юга на север ($\bar{v} > 0$). В итоге, на востоке и в центре Тихого океана слагаемое $-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}$ оказывается положительным, то есть приводит к росту аномалии температуры.

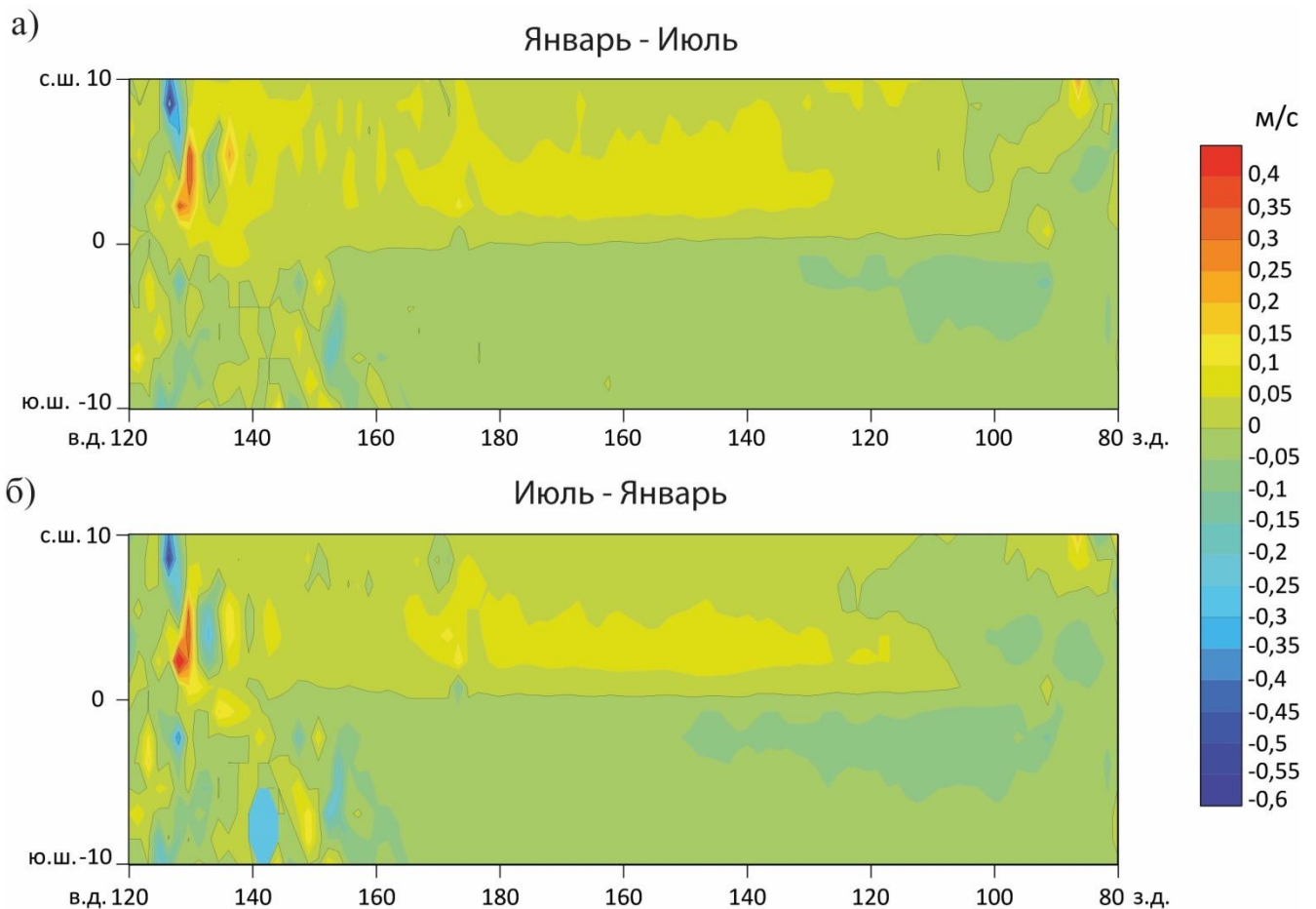


Рисунок 3.9. Карты средних меридиональных составляющих скорости в январе-июле (сверху) и июле-январе (снизу).

Для сильных Эль-Ниньо слагаемое $-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}$ играет важную роль в течение всего года перед кульминацией, для умеренных его воздействие проявляется только во втором периоде. В центре Тихого океана меридиональный перенос тепла оказывается более важным для формирования Эль-Ниньо процессом, чем зональная адвективная связь, что согласуется с результатами, полученными в [Huang et al., 2012].

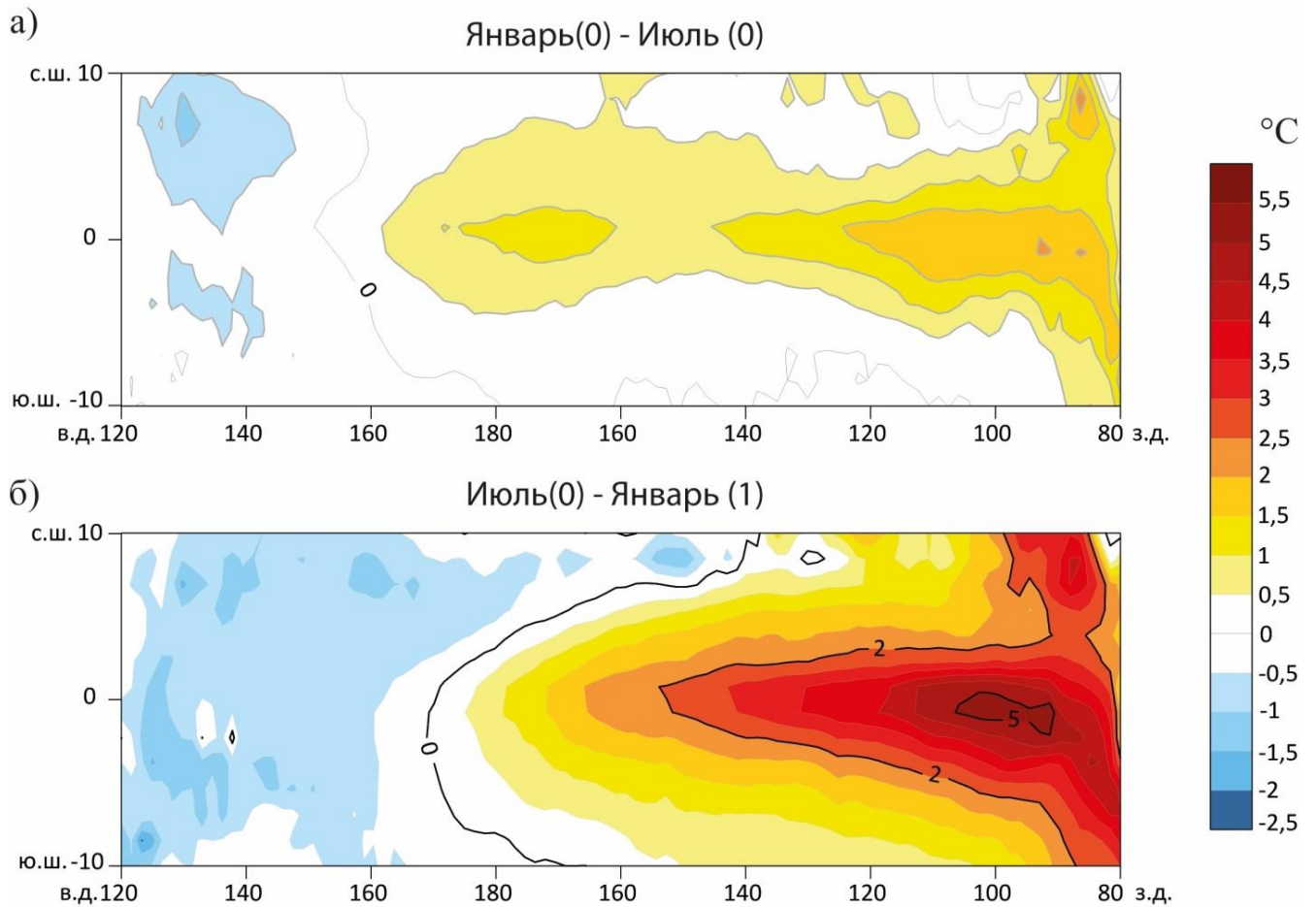


Рисунок 3.10. Карты аномалий температуры верхнего 50-метрового слоя океана ($^{\circ}\text{C}$) в фазе а) зарождения и б) развития сильных Эль-Ниньо.

Зональная адвективная связь [An and Jin, 2001], т.е. адвекция среднего зонального градиента температуры аномальными течениями в океане $(-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x})$, в целом по всему экваториальному Тихому океану является одним из ключевых факторов роста температуры (рисунки 3.2, 3.3). Однако при проецировании на пространственные моды изменчивости АТПО данный член уступает свою главенствующую роль (рисунок 3.6), в особенности на востоке Тихого океана, где у побережья Южной Америки отмечаются даже отрицательные значения данного слагаемого, что может свидетельствовать о сохранении пассатов и индуцируемых ими течений, направленных на запад, в данном районе. Более того, по мере развития Эль-Ниньо вклад зональной адвективной связи постепенно уменьшается, и даже меняется на отрицательный и в Е-, и в С-моды для сильных Эль-Ниньо к моменту кульминации (рисунок 3.6).

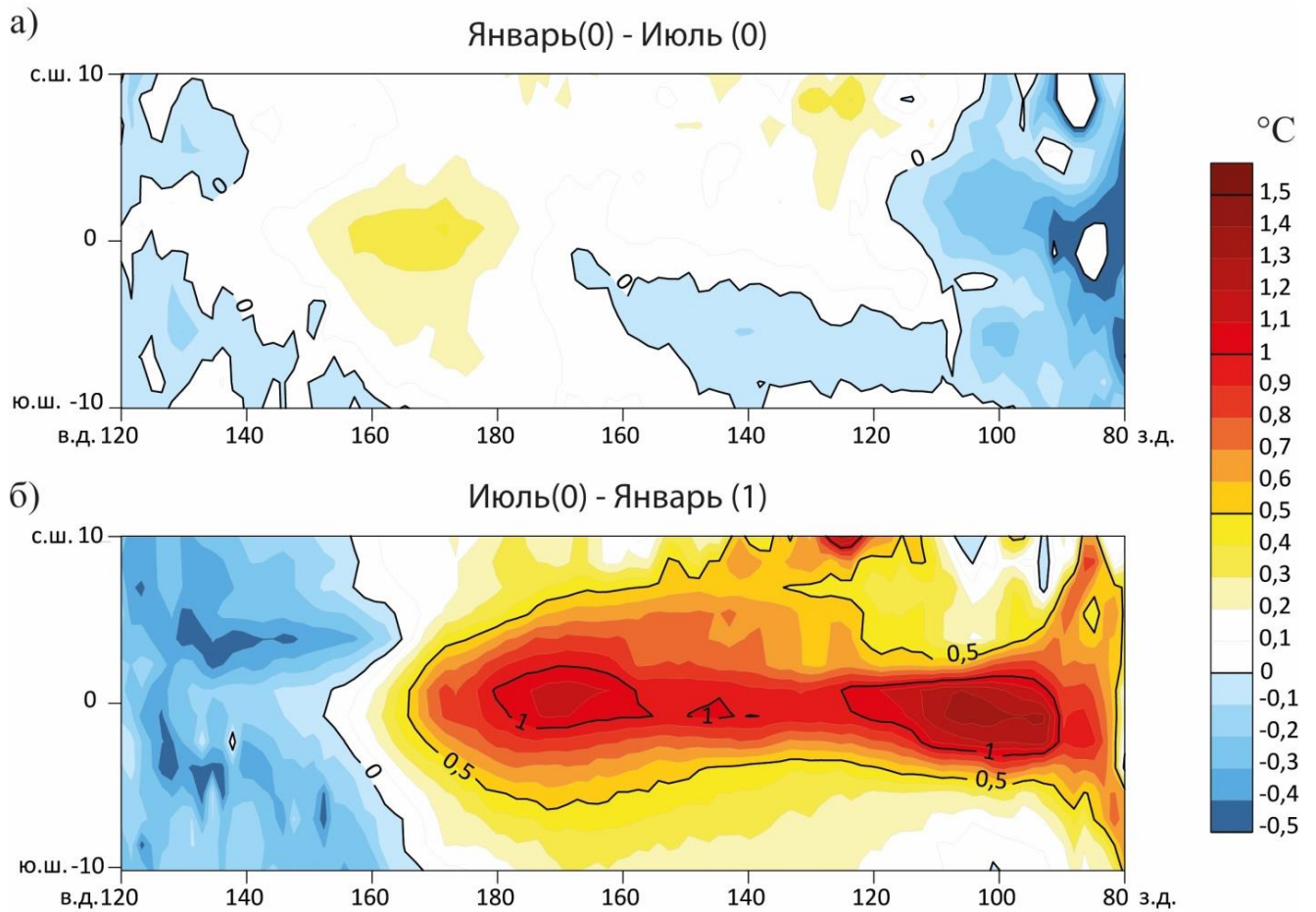


Рисунок 3.11. То же, что на рисунке 3.9 для умеренных Эль-Ниньо.

В исследованиях [Santoso et al., 2017; Pan et al., 2019] был показан важный вклад зональной адвективной связи в рост температуры в регионах Niño3 и Niño4. В текущем исследовании по данным реанализа GLORYS2V4 было выявлено, что основная зона положительных аномалий зональных течений (т.е. потоков, направленных с запада на восток в океане) расположена к северу от экватора, в особенности в фазу развития сильных Эль-Ниньо (рисунок 3.12б), поэтому зональная адвективная связь, соответствующая адвекции аномальными западными течениями тёплой воды, наиболее сильно проявляется к северу от экваториальной зоны (2° ю. ш. – 2° с. ш.). При этом вблизи экватора от 180° до 90° з.д. отмечается преобладание восточных аномальных потоков ($u' < 0$); в то же время средний градиент температуры в данном регионе отрицателен ($(\partial^- T)/\partial x < 0$), т.к. температура убывает с запада на восток. Таким образом, в фазу развития сильных Эль-Ниньо член $-u' (\partial^- T)/\partial x$ вблизи экватора (2° ю. ш. – 2° с. ш.) отрицателен, т.е. в Е- и С-модах отмечается адвекция холодных вод с востока

аномальными течениями. Для сильных Эль-Ниньо в фазе зарождения в пределах экваториальной зоны (2° ю. ш. – 2° с. ш.) отмечаются как западные, так и восточные аномальные потоки, в связи с чем проекции члена $-u' (\partial^- T)/\partial x$ на Е- и С-моды по полученным в данном исследовании оценкам имеют меньшие значения, чем оценки по регионам Niño3 и Niño4, рассматриваемым в большинстве исследований, где осреднение происходит по полосе широт 5° ю. ш. – 5° с. ш. Для умеренных явлений смещение зоны аномалий не столь значительно, и в пределах зоны 2° ю. ш. – 2° с. ш. сохраняется положительный вклад зональной адвективной связи в изменение температуры перемешанного слоя (рисунок 3.6в,г).

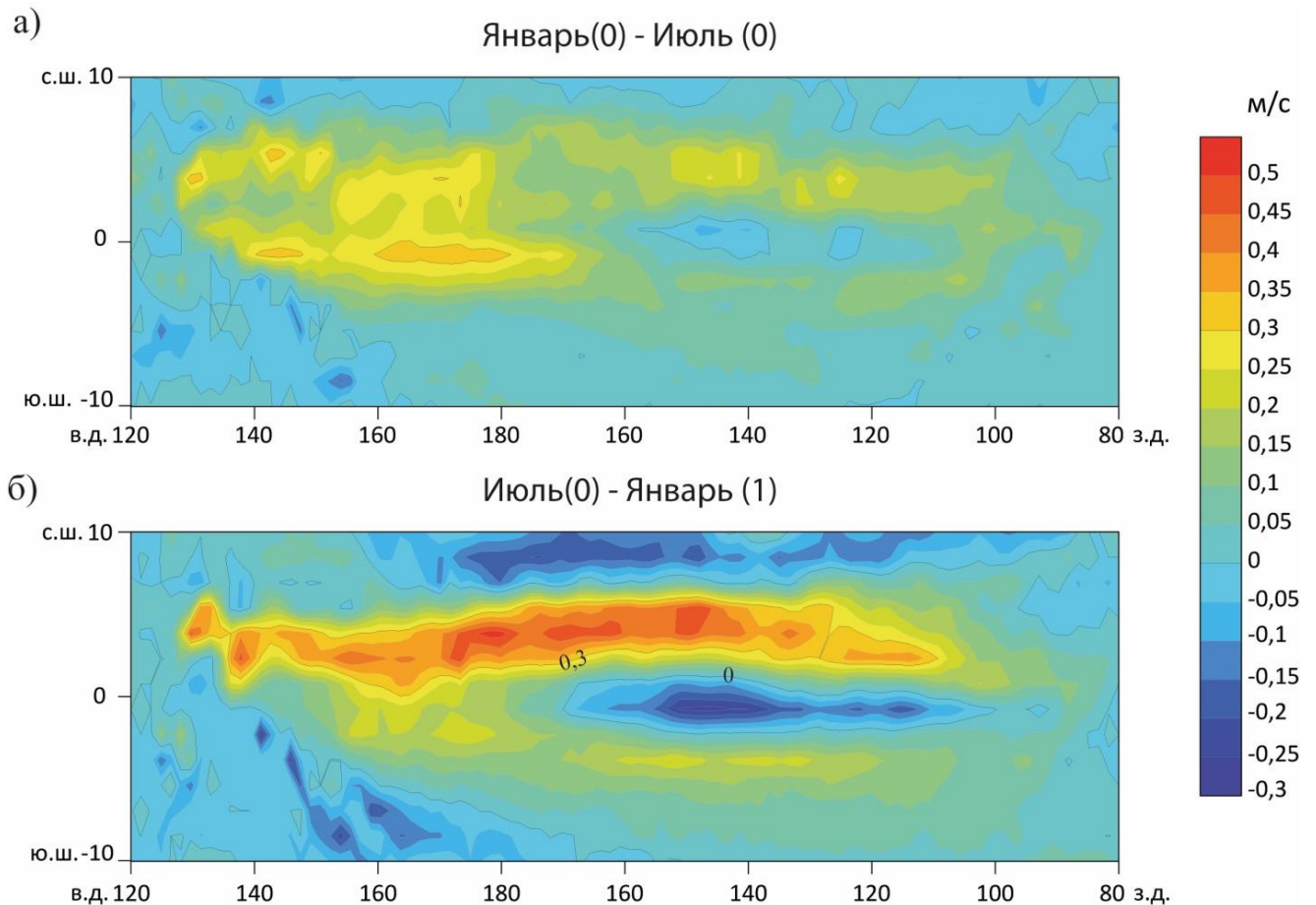


Рисунок 3.12. Карты аномалий зональной компоненты скорости (u' , м/с) в верхнем 50-метровом слое океана для сильных Эль-Ниньо в а) фазе зарождения; б) фазе развития.

В С-моде значителен вклад адвекции аномалий температуры средними зональными течениями $-\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x}$, причём роль данного процесса возрастает по мере развития Эль-Ниньо. Вблизи экватора в среднем господствует восточный пассатный перенос, поэтому $\bar{u} < 0$, и только на крайнем западе Тихого океана и в годы экстремальных событий Эль-Ниньо (например, 1997–1998 гг.) может происходить смена направления ветра на западные, вызывая в океане течения соответствующего направления ($\bar{u} > 0$). Однако она наблюдается только в период кульминации явления и не на всем протяжении экваториальной зоны [Семёнов и др., 2006]. В период Эль-Ниньо максимум аномалии температуры локализован не у самого побережья Южной Америки (рисунки 3.10, 3.11), таким образом, на востоке экваториальной области Тихого океана отмечается отрицательный градиент аномалии температуры ($\partial T' / \partial x < 0$), соответственно для Е-моды $-\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x} < 0$, т.к. с востока происходит адвекция более холодной воды под воздействием пассатов. Таким образом, член $-\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x}$ отрицателен в Е-моды за исключением фазы зарождения при умеренных Эль-Ниньо. Это может быть связано с тем, что умеренные события начинаются позже, чем сильные, и фаза зарождения для них может частично захватывать условия предшествующего Ла-Нинья. В центре Тихого океана аномальный зональный градиент температуры положительный (т.е. аномалия температуры повышается с запада на восток) при сильных (рисунок 3.10) и слабо выраженный при умеренных Эль-Ниньо (рисунок 3.11), поэтому под воздействием средних восточных течений вода с максимальными положительными аномалиями температуры распространяется на запад. То есть член $-\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x}$ в С-моды в фазу развития положительный, причём его вклад значителен только при сильных Эль-Ниньо. В фазу зарождения он пренебрежимо мал при умеренных явлениях и отрицателен при сильных. Последнее может быть связано с появлением весной перед сильными Эль-Ниньо интенсивных западных ветров на западе и в центре Тихого океана. Если при этом

максимальная аномалия температуры локализована к востоку от максимума аномалии ветра, то слагаемое $-\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x}$ будет отрицательным.

При умеренных Эль-Ниньо сильнее проявляется действие члена $(-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y})$, способствующего уменьшению аномалии температуры, в особенности в Е-моде. Следует отметить, что демпинг под действием адвективных членов вообще сильнее проявляется на востоке Тихого океана по сравнению с его центральной частью [Осипов и Гущина, 2021]. На востоке Тихого океана к югу от экватора возникают аномалии скорости течений, направленные на юг ($v' < 0$), к северу – направленные на север ($v' > 0$); таким образом, может усиливаться отток тепла от экватора.

Горизонтальные нелинейные члены $-u' \frac{\partial T'}{\partial x}$ и $-v' \frac{\partial T'}{\partial y}$, соответствующие адвекции аномальной температуры аномальными горизонтальными течениями, также способствуют росту положительной аномалии, особенно при умеренных Эль-Ниньо.

Положительный вклад $-u' \frac{\partial T'}{\partial x}$ в изменение температуры обусловлен тем, что в период Эль-Ниньо в восточном экваториальном Тихом океане возникает западная аномалия ветра и, соответственно, аномалия зональных океанических течений в перемешанном слое океана, т.е. $u' > 0$. Поскольку максимум АТПО локализован несколько западнее побережья Южной Америки, на востоке экваториального Тихого океана возникает отрицательный зональный градиент ($\partial T' / \partial x < 0$); в таком случае, западные аномальные течения способствуют распространению аномально тёплой воды на восток ($-u' \partial T' / \partial x > 0$). В центре Тихого океана у экватора отмечаются восточные аномалии течений ($u' < 0$) и положительный градиент ($\partial T' / \partial x > 0$), что соответствует распространению аномально тёплой воды в центральную часть Тихого океана.

При росте АТПО в районе экватора возникают направленные в сторону более высоких широт аномальные меридиональные течения (например, [Yu et al.,

2023]). Однако на востоке Тихого океана максимум аномалии и при сильных, и при умеренных Эль-Ниньо оказывается смещённым к югу от экватора, примерно на 1° ю.ш. (рисунки 3.10, 3.11). Тогда в экваториальной зоне преобладают направленные на север аномальные течения ($v' > 0$) и отрицательный меридиональный градиент температуры ($\partial T'/\partial y < 0$), что приводит к меридиональной адвекции аномального тепла ($-v' \partial T'/\partial y > 0$).

В [Su et al., 2010] показано, что горизонтальные нелинейные члены способствуют нагреву перемешанного слоя океана как при Эль-Ниньо, так и при Ла-Нинья, тем самым усиливая первые и ослабляя вторые и обеспечивая асимметрию между тёплой и холодной фазами ЭНЮК. Большой вклад этих слагаемых при умеренных событиях может быть обусловлен их более поздним началом по сравнению с сильными, и в ряде случаев фаза зарождения для умеренных явлений может захватывать кульминацию и затухание предшествующих Ла-Нинья.

Среди основных факторов, замедляющих рост положительной аномалии, следует выделить нелинейную вертикальную адвекцию $-w' \frac{\partial T'}{\partial z}$, которая во всех случаях остаётся отрицательной, что согласуется с ранее полученными результатами [Su et al., 2010]. Поскольку возникающая аномалия температуры максимальна не на поверхности океана, а на некоторой глубине, на которую происходит заглубление термоклина (рисунки 3.7, 3.8), то вертикальный градиент аномалии температуры оказывается отрицательным, если ось z направлена вверх ($\partial T'/\partial z < 0$). При Эль-Ниньо на востоке экваториального Тихого океана происходит значительное ослабление апвеллинга, т.е. формируется отрицательная аномалия восходящих движений ($w' < 0$). Таким образом, вертикальная нелинейная адвекция оказывается отрицательной ($-w' \frac{\partial T'}{\partial z} < 0$), поскольку ослабляется подъём воды к поверхности, в то время как при Эль-Ниньо максимум аномалии температуры находится в основании перемешанного слоя.

В Е-моде значительный демпинг происходит за счёт аномальных меридиональных течений $-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$; это может быть связано с формированием меридионального оттока тёплой воды от экватора, т.е. по сути здесь формируется район разгрузки тёплых вод в сторону тропиков. Из-за смещённого к югу максимума аномалии температуры экваториальная область (2° ю. ш. – 2° с. ш.) попадает в зону направленных на север аномальных течений ($v' > 0$). Климатический градиент температуры в данном районе положительный ($\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} > 0$), поскольку к югу от экватора действует холодное Перуанское течение, в то время как к северу от экватора ТПО значительно выше. В итоге $-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} < 0$.

Главное отличие сильных явлений от умеренных заключается в большей амплитуде адвективных членов. Тем не менее, различия между двумя типами проявляются и в интенсификации ряда процессов при определённом типе явлений. В целом при сильных Эль-Ниньо значительно усиливается эффект Экмановской связи вследствие больших аномалий вертикальных движений, в то время как при умеренных её роль незначительна. При умеренных явлениях вклад зональной адвективной связи остаётся положительным даже в фазе развития, в то время как при сильных к моменту кульминации данный член приводит к снижению температуры. При умеренных Эль-Ниньо, в отличие от сильных, намного сильнее проявляется демпинг аномалии за счёт аномальных меридиональных течений.

Проекции адвективных членов для ВТ и ЦТ Эль-Ниньо представлены на рисунке 3.13. Различий в соотношении адвективных членов между сильными и ВТ явлениями, а также между умеренными и ЦТ практически не прослеживается. Таким образом, с точки зрения процессов, ответственных за рост температуры при развитии Эль-Ниньо, две классификации Эль-Ниньо мало отличаются друг от друга. Учитывая, что в классификации сильные/умеренные отмечается более

чёткое разделение явлений на два типа, она была выбрана в качестве основной для характеристики современного климата.

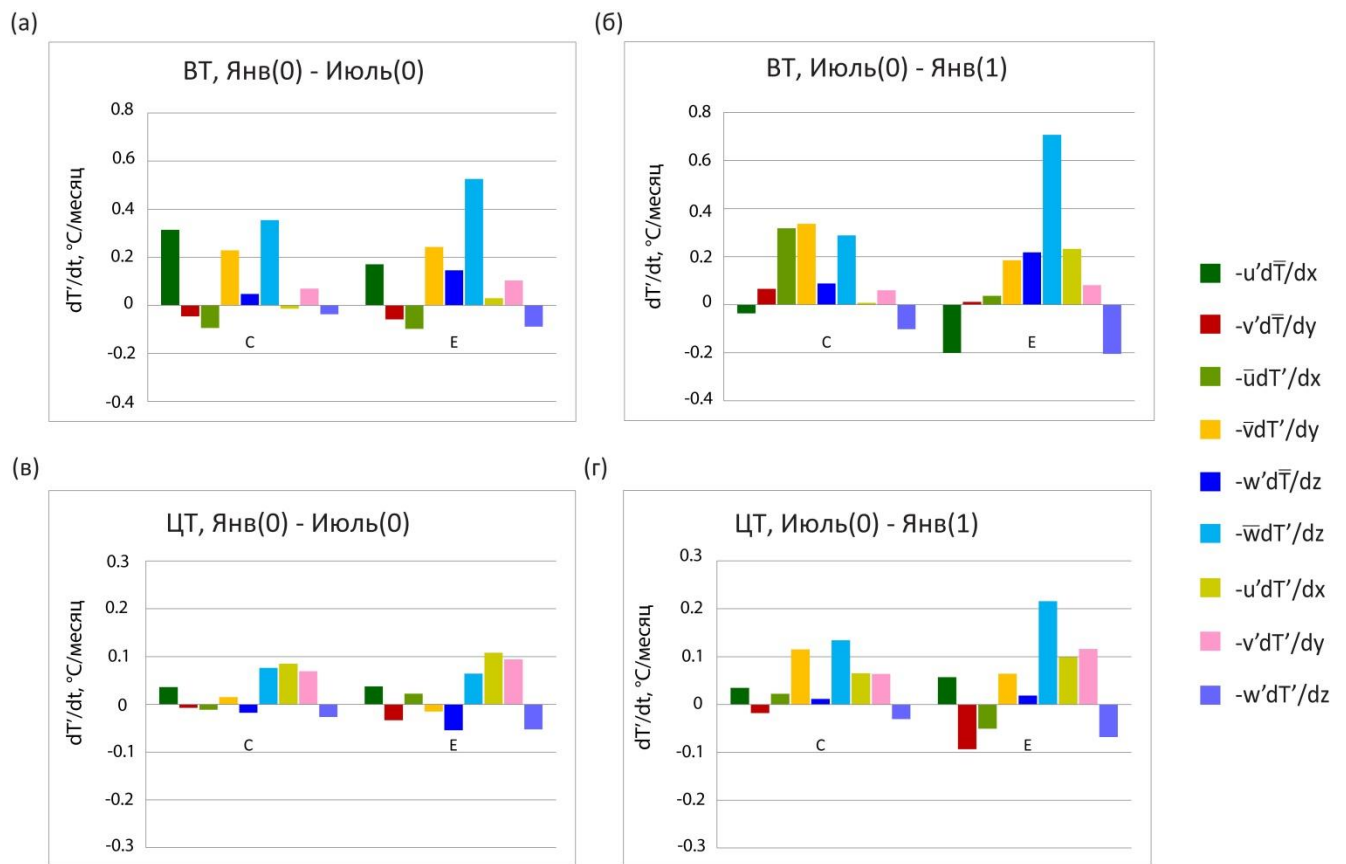


Рисунок 3.13. Проекция адвективных составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана ($^\circ\text{C}/\text{месяц}$) на пространственные моды E и C; композиционные схемы для VT (верхняя панель) и ЦТ (нижняя панель) Эль-Ниньо в период зарождения (январь(0) – июль(0)) (левая панель) и развития (июль(0)-январь(1)) (правая панель) по данным реанализа GLORYS2V4.

3.4. СРАВНЕНИЕ КОМПОНЕНТ БЮДЖЕТА ТЕПЛА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА GLORYS2V4 С ОЦЕНКАМИ, ПОЛУЧЕННЫМИ В ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ.

Общее число явлений Эль-Ниньо, выделенных по данным реанализа GLORYS2V4, оказалось небольшим, в особенности при анализе каждого из типов явлений в отдельности, что происходит из-за небольшой временной протяжённости ряда, охватываемого данным реанализом. В связи с этим возникает вопрос о статистической значимости полученных результатов. Бюджет тепла перемешанного слоя ранее неоднократно оценивался по данным реанализов с большим временным охватом. Так, например, в исследовании [Abellán et al., 2018] по данным GODAS, PEODAS и ORA-S4 проводился анализ сильных явлений 1982–1983, 1997–1998 и 2015–2016 гг. в регионе Niño 3.4. В работе [Santoso et al., 2017] также проводился анализ бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя океана, но уже для целого ряда регионов (Niño 1.2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4), что позволяет оценивать пространственные изменения вклада различных составляющих в изменения температуры поверхности, причём отдельно были выделены исторические сильные Эль-Ниньо. В исследовании [Pan et al., 2019] рассматривался бюджет тепла верхнего 30-метрового слоя на востоке Тихого океана по данным SODA v2.2.4 и GODAS за 1958–2016 гг., однако при этом разделение Эль-Ниньо на типы не проводилось.

Учитывая малое количество явлений Эль-Ниньо в реанализе GLORYS2V4, можно решить данную проблему путём сравнения результатов, полученных в данном исследовании, с результатами, полученными в перечисленных выше работах, использовавших более длинные временные ряды. Следует отметить, что использование нового реанализа в данной работе мотивировано его более высокой точностью и согласованностью с наблюдениями *in situ* [Garric et al., 2017]. Более того в предыдущих исследованиях не проводилось полноценного анализа различных типов Эль-Ниньо по двум классификациям, учитывающим как различия в пространственной локализации аномалий, так и в их интенсивности.

Также не проводилось расчета проекций компонент бюджета тепла на пространственные E и C моды, позволяющего специфицировать основные процессы, ответственные за рост аномалий ТПО, на востоке и в центре экваториального Тихого океана. Было проведено сравнение основных закономерностей в соотношении составляющих бюджета тепла между собой, а также их абсолютных значений и особенностей пространственно-временной эволюции между реанализом GLORYS2V4 и результатами, полученными в предшествующих работах по данным более длинных океанологических реанализов.

Рассчитанные по данным реанализа GLORYS2V4 адвективные члены были сравнены с полученными в [Abellán et al., 2018] на основе данных GODAS, PEODAS и ORA-S4 в регионе Niño 3.4 в периоды, предшествующие кульминации наиболее сильных в истории наблюдений Эль-Ниньо (рисунок 3.14).

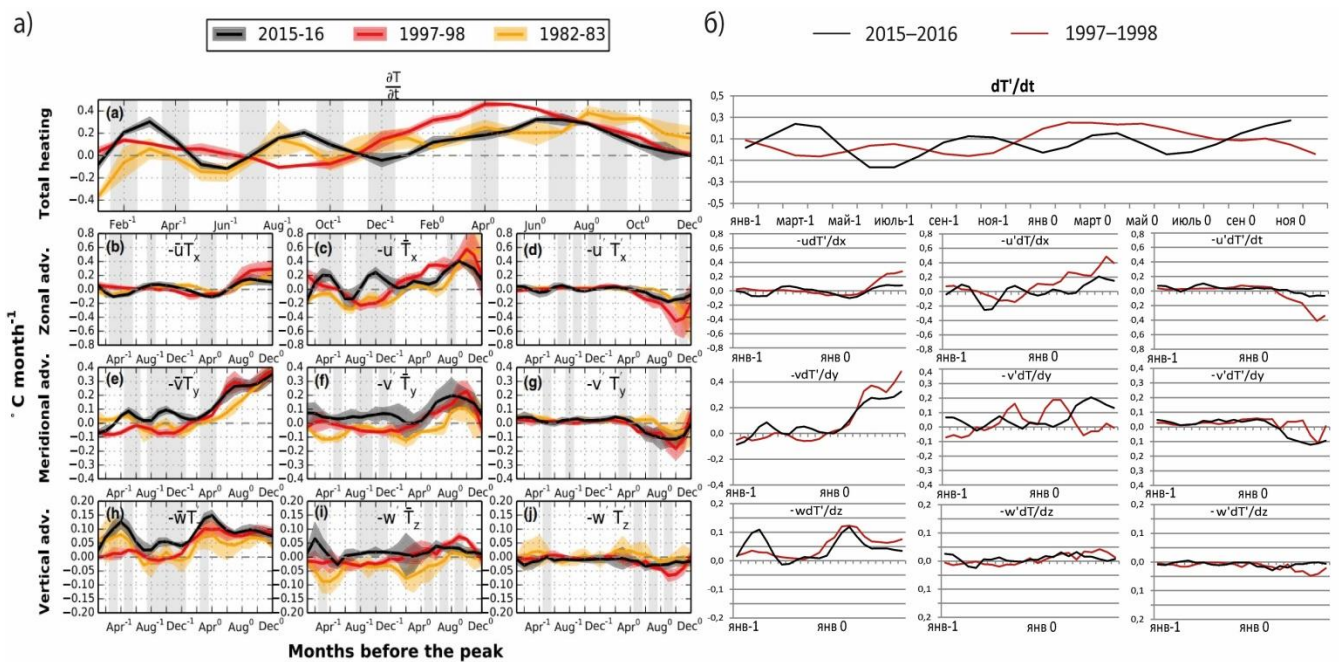


Рисунок 3.14. Временной ход составляющих бюджета тепла в периоды сильных Эль-Ниньо в регионе Niño 3.4 а) средние по данным GODAS, PEODAS и ORA-S4 (рисунок 9 из [Abellán et al., 2018]); б) по данным GLORYS2V4. Приведены скользящие 3-месячные средние значения.

Адвективные составляющие бюджета тепла по данным реанализа GLORYS2V4 в период развития Эль-Ниньо 1997–1998 и 2015–2016 гг. хорошо согласуются с точки зрения эволюции с данными других реанализов. Тем не менее, есть ряд различий: так, GLORYS2V4 значительно расходится в воспроизведении $(-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y})$ для Эль-Ниньо 1997–1998 гг., показывая более раннее усиление данного члена; при этом для явления 2015–2016 гг. отмечается высокая степень соответствия с другими реанализами. Некоторые расхождения отмечаются в воспроизведении общей тенденции аномалии температуры в фазу развития и кульминации Эль-Ниньо 2015–2016 гг. (но не в фазу зарождения). Таким образом, можно заключить, что для периода развития конкретных исторических сильных событий GLORYS2V4 демонстрирует оценки составляющих бюджета тепла, в целом согласующиеся с другими реанализами.

Также для оценки проекций на моду E, полученных в настоящем исследовании на основании GLORYS2V4, было проведено их сравнение с полученными ранее в [Takahashi and Dewitte, 2016] проекциями составляющих бюджета тепла на пространственную E моду по данным реанализа Drakkar (рисунок 6 в [Takahashi and Dewitte, 2016]). В целом соотношения между составляющими адвекции, а также динамика (в частности, усиление вертикальной и ослабление горизонтальной адвекции по мере развития Эль-Ниньо) этих составляющих по двум реанализам хорошо согласуются между собой. Однако полученные по данным GLORYS2V4 значения составляющих адвекции имеют большую амплитуду, что может быть связано с рассмотрением меньшего числа сильных явлений (1997–1998 и 2015–2016 гг.).

Проведённое сравнение реанализа GLORYS2V4 с другими океанологическими реанализами с точки зрения оценок составляющих бюджета тепла в период Эль-Ниньо позволяет сделать вывод, что GLORYS2V4 воспроизводит основные процессы в пределах верхнего слоя океана, ответственные за изменение температуры в условиях развития Эль-Ниньо,

которые согласуются с результатами, полученными по более длинным временным рядам, включающим большее количество событий Эль-Ниньо разных типов. Следует отметить, что ранее GLORYS2V4 не использовался для оценки процессов в верхнем перемешанном слое океана в период формирования Эль-Ниньо. При этом GLORYS2V4 характеризуется высоким пространственным разрешением и высокой степенью согласованности с наблюдениями благодаря усовершенствованной системе усвоения и коррекции данных [Garric et al., 2017]. Поэтому, несмотря на короткий анализируемый период, на основании согласованности с другими более длинными реанализами было принято решение использовать именно реанализ GLORYS2V4 для дальнейшей валидации моделей.

Проведённый анализ составляющих бюджета тепла перемешанного слоя океана по данным реанализа GLORYS2V4 позволил сформулировать следующие **выводы**:

Для всех Эль-Ниньо вне зависимости от типа ключевой вклад в рост аномалии температуры в период формирования явления вносит линейная океаническая адвекция, которую составляют горизонтальная и вертикальная адвекция. Рост температуры сдерживается за счёт аномалий теплового баланса, создаваемых связью «ТПО-облачность» и усилением потока тепла с поверхности океана.

С точки зрения соотношений между составляющими бюджета тепла по данным реанализа не отмечается значительных различий между сильными и ВТ Эль-Ниньо, а также между умеренными и ЦТ явлениями. В значительной степени это может быть связано с совпадением указанных типов из разных классификаций ввиду малой выборки. Данный вывод требует дальнейшего подтверждения при рассмотрении большего числа событий Эль-Ниньо по данным климатических моделей.

Ключевыми процессами, способствующими росту аномалии температуры, являются: термоклинная связь, вклад которой значительно проявляется на

востоке экваториального Тихого океана; меридиональная адвекция аномального тепла средними течениями, более значительная в центре. Нелинейная вертикальная адвекция способствует снижению темпов аномального нагрева.

Различия между двумя типами Эль-Ниньо проявляются в интенсификации ряда процессов при определённом типе явлений.. При сильных Эль-Ниньо возрастает роль Экмановской связи между ТПО и интенсивностью апвеллинга. Для умеренных Эль-Ниньо сильнее проявляется отток тепла от экватора посредством аномальных меридиональных течений, в особенности на востоке Тихого океана. При умеренных отмечается повышение вклада зонального и меридионального нелинейных членов в рост температуры вследствие усиления адвекции аномально тёплой воды аномальными течениями. Также при сильных Эль-Ниньо по данным GLORYS2V4 отмечается смещение зоны аномальных западных течений к северу от экватора, вследствие чего при оценке по области $2^{\circ}\text{с.ш.} - 2^{\circ}\text{ю.ш.}$ вклад зональной адвективной связи несколько уменьшается по сравнению с результатами других исследований (например, [Santoso et al., 2017; Pan et al., 2019]).

ГЛАВА 4. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ ПО ДАННЫМ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ²

Данные метеорологических и океанологических наблюдений имеют существенное ограничение по продолжительности доступного периода. Вследствие этого число явлений Эль-Ниньо, доступных для всестороннего изучения по данным наблюдений, достаточно мало, что может вызывать вопрос о статистической значимости полученных результатов; особенно значима данная проблема при выявлении различий между событиями Эль-Ниньо разных типов. Для получения результатов с большей статистической достоверностью используются, как правило, долгопериодные реализации климатических моделей атмосферы и океана (например, [Carréric et al., 2020; Cai et al., 2018]), что позволяет получить большее число явлений в выборке.

Однако следует отметить, что для климатических моделей характерна проблема пространственного сдвига районов максимальной изменчивости температуры в океане относительно наблюдений [Kug et al., 2010; Capotondi, 2013; Stevenson et al., 2019; Cai et al., 2018]. Более того, аналогичное смещение может наблюдаться и для районов максимальной интенсивности развития процессов, ответственных за рост аномалий температуры. Поэтому на первом этапе требуется проведение детальной валидации моделей, включающей оценки пространственных и временных особенностей процессов в океане в каждой модели, и подтверждающих способность каждой из них адекватно воспроизводить механизм формирования Эль-Ниньо в современном климате.

В данном исследовании рассматривались модели, которые хорошо воспроизводят наличие двух типов Эль-Ниньо с различной локализацией максимума АТПО: Централно- (ЦТ) и Восточнотихоокеанского (ВТ) [Cai et al.,

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Osipov A., Gushchina D. The heat budget of the tropical pacific mixed layer during two types of El Niño based on reanalysis and global climate model data // Atmosphere. 2023. V. 15. № 1, 47. P. 1–18, доля участия 1/2.

2018]. Однако данные модели не анализировались ранее с точки зрения воспроизведения сильных и умеренных явлений, поэтому в ходе работы была также проверена их способность выделять два кластера Эль-Ниньо в фазовом пространстве индексов E и C на основе интенсивности явлений.

4.1. ВЫДЕЛЕНИЕ ЭЛЬ-НИНЬО И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ ТИПОВ ПО ДАННЫМ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Выделение Эль-Ниньо

Явления Эль-Ниньо выделялись на основе главной компоненты ЭОФ-разложения поля АТПО в экваториальном Тихом океане (см. раздел 2.3). Следует отметить, что за одинаковый период времени (155 лет для моделей CMIP5 и 165 лет для INM-CM5-0) число выделенных явлений значительно варьируется от модели к модели. В среднем в рассматриваемых моделях отмечается 2,7 явления в декаду, их повторяемость меняется от 2,1 в MIROC5 до 3,2 в BCC-CSM1-1 и CNRM-CM5.

На следующем этапе из дальнейшего рассмотрения были исключены некоторые выделенные Эль-Ниньо. Во-первых, далее не анализировались явления, кульминация которых приходилась на летние месяцы, т.к. для них могут отмечаться нереалистичные особенности процессов, приводящих к формированию Эль-Ниньо, связанные с сезонными изменениями среднего состояния экваториального Тихого океана. Во-вторых, были исключены из рассмотрения относительно слабые (с точки зрения АТПО) явления, развивающиеся на следующий год после сильных, т.к. невозможно отделить процесс затухания первого явления от процесса зарождения и развития второго. Также не учитывались Эль-Ниньо, у которых не отмечалось выраженной кульминации, и максимальные значения АТПО сохранялись в течение трёх и более месяцев.

Следует отметить, что только для моделей CCSM4 и GFDL-ESM2M все выделенные изначально Эль-Ниньо соответствовали указанным критериям. Наибольшая доля явлений, не отвечающих приведённым выше требованиям, отмечается в BCC-CSM1-1.

Определение типов Эль-Ниньо

На основе кластерного анализа значений индексов E и C по всем выделенным явлениям методом k-средних для каждой из используемых моделей были определены пороговые значения индекса E, разделяющие сильные и умеренные явления. В рамках кластерного анализа рассматривались абсолютно все выделенные Эль-Ниньо вне зависимости от сезона кульминации. Полученные пороговые значения варьируются в широком диапазоне в зависимости от модели, от 1,5 до 3,3 (таблица 4.1), что является следствием различной модельной изменчивости температуры воды в пределах перемешанного слоя. Полученные для каждой из моделей кластеры сильных и умеренных явлений представлены в Приложениях (рисунок П1.1). Следует отметить, что полученные изначально кластеры далеко не для всех моделей оказались чётко разграниченными; в ряде случаев явления, явно тяготеющие к одному из типов по соотношению индексов E и C, в ходе кластеризации относилась к другому типу. Поэтому пороговые значения дополнительно корректировались для получения более физически обоснованных кластеров в фазовом пространстве E-C.

Следует отметить, что в каждой модели отмечаются случаи Эль-Ниньо, при которых значение индекса E в момент кульминации близко к пороговому. В ряде моделей (CESM1-BGC, GISS-E2-H, GISS-E2-R, INM-CM5-0, IPSL-CM5B-LR) не прослеживается чёткого разделения явлений на два кластера в фазовом пространстве индексов E и C. Всё вышперечисленное приводит к тому, что не для каждого явления возможно однозначно определить его тип; такие явления определялись как переходные между сильными и умеренными, и не учитывались при построении композиционных схем.

Классификация ВТ/ЦТ основана на большей величине значений одного из индексов, E или C, в момент кульминации явления; при невозможности однозначно определить тип Эль-Ниньо оно определялось как смешанное (MIX), и исключалось из дальнейшего рассмотрения. Количество явлений каждого типа по обеим классификациям представлено в таблице 4.2.

Таблица 4.1. Пороговые значения индекса E в современном климате

Реанализ/ модель	Пороговое значение индекса E
GLORYS2V4	1,5–1,8
BCC-CSM1-1	1,6–1,7
CCSM4	2,6–2,8
CESM1-BGC	1,8–2,3
CESM1-CAM5	2,0–2,2
CMCC-CESM	2
CMCC-CM	2,7–3,3
CMCC-CMS	2,2–2,5
CNRM-CM5	2,1–2,2
FIO-ESM	1,9
GFDL-CM3	1,7–2,0
GFDL-ESM2M	1,5–2,1
GISS-E2-H	1,6–1,8
GISS-E2-R	1,5–2,2
IPSL-CM5B-LR	1,6–2,0
MIROC5	1,7–2,7
MRI-CGCM3	1,7–2,0
INM-CM5-0	2,0–2,7

Практически все модели воспроизводят значительно больше умеренных явлений, чем сильных. Единственное исключение составляет GFDL-ESM2M, где сильных Эль-Ниньо практически столько же, сколько и умеренных. По данным наблюдений в XX – начале XXI в. всего 4 явления Эль-Ниньо (1972–1973, 1982–1983, 1997–1998, 2015–2016 гг.) характеризуются достижением индексом E порогового значения сильных явлений, причём вопрос об отнесении явлений 1972–1973 2015–2016 гг. к категории сильных остаётся спорным [Dewitte and Takahashi, 2019]. Общее же число выделяемых на основе индекса ONI

[<https://ggweather.com/enso/oni.htm>] явлений за период 1951–2022 гг. составляет 26, т.е. 22 из них определяются как умеренные. Таким образом, соотношение количества сильных и умеренных явлений в моделях соответствует наблюдаемому.

Таблица 4.2. Число выделенных явлений Эль-Ниньо (общее число, количество отобранных, а также число явлений каждого типа, включая промежуточные) для каждой из анализируемых моделей.

Модель	Общее число	Отобрано	Сильные	Умеренные	Переходные	BT	CT	MIX
BCC-CSM1-1	51	40	7	16	17	13	6	21
CCSM4	42	42	7	30	5	12	14	16
CESM1-BGC	41	38	7	17	14	11	10	17
CESM1-CAM5	46	45	7	33	5	13	12	20
CMCC-CESM	38	35	4	21	10	9	9	17
CMCC-CM	39	35	3	21	11	12	3	20
CMCC-CMS	44	40	3	23	14	8	7	25
CNRM-CM5	50	48	4	37	7	9	11	28
FIO-ESM	46	43	5	18	20	13	9	21
GFDL-CM3	45	42	9	25	8	11	7	24
GFDL-ESM2M	36	36	11	13	12	12	12	12
GISS-E2-H	46	42	5	25	12	8	7	27
GISS-E2-R	45	40	7	19	14	19	7	14
IPSL-CM5B-LR	42	35	10	17	8	17	8	10
MIROC5	33	30	3	21	6	7	12	11
MRI-CGCM3	45	41	3	25	13	15	9	17
INM-CM5-0	39	34	3	20	11	9	6	19

Соотношение между BT и CT Эль-Ниньо меняется от модели к модели, но всё же более чем в половине из них преобладают явления типа BT (таблица 4.2). Следует отметить, что оценки соотношения между количеством CT и BT Эль-Ниньо в современном климате по данным наблюдений значительно расходятся. Так, в [Yu and Kim, 2012] показано, что определение типа Эль-Ниньо в значительной степени зависит от метода, на основании которого оно проводится, что влияет на количество явлений каждого типа. В среднем по данным наблюдений и климатических реконструкций [Freund et al., 2019] отмечается примерно одинаковая повторяемость CT и BT Эль-Ниньо в период 1850–2000 гг.

Однако все исследования отмечают увеличение доли ЦТ Эль-Ниньо в последние десятилетия [Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009; Kug et al., 2009; Lee and McPhaden, 2010; McPhaden et al., 2011; Newman et al., 2011; Yeh et al., 2015; Alizadeh et al., 2022].

Следует отметить, что больше событий с не определяемым однозначно типом отмечается в рамках классификации ВТ/ЦТ, чем по классификации сильные/умеренные (в среднем по ансамблю рассматриваемых моделей 48% и 28% всех явлений соответственно относятся к промежуточным типам).

В модельных данных, как и по данным наблюдений, обнаружено значительное совпадение типов Эль-Ниньо, определённых по двум классификациям (таблица 4.3). Так, практически все сильные Эль-Ниньо относятся к типу ВТ. Аналогичные результаты были получены в [Dewitte and Takahashi, 2017]. Между тем, обратное не всегда верно: в то время как при сильных Эль-Ниньо всегда отмечается более сильное потепление на востоке Тихого океана (большие положительные значения индекса E), нежели в центре, явления с максимумом аномалии на востоке не обязательно достигают порогового значения, и среди ВТ Эль-Ниньо значительная доля приходится на умеренные и переходные. Однако следует отметить, что модели проекта CMIP5 имеют тенденцию к занижению интенсивности ВТ Эль-Ниньо по сравнению с наблюдениями [Kim and Yu, 2012], что, вероятно, является причиной значительного количества воспроизводимых умеренных ВТ явлений. Среди умеренных Эль-Ниньо в моделях отмечаются явления с различной локализацией максимума АТПО (и в центре, и на востоке Тихого океана), и на долю ЦТ приходится, как правило, около половины случаев. Явления смешанного типа (MIX), промежуточные между ВТ и ЦТ, практически всегда оказывались умеренными.

Таблица 4.3. Соответствие типов явлений Эль-Ниньо между собой.

Модель	Сильные				Умеренные				Переходные			
	всего	BT	ЦТ	MIX	всего	BT	ЦТ	MIX	всего	BT	ЦТ	MIX
BCC-CSM1-1	7	7	-	-	16	1	6	10	5	5	-	-
CCSM4	7	7	-	-	30	5	14	11	0	-	-	-
CESM1-BGC	7	7	-	-	17	2	9	6	3	2	1	-
CESM1-CAM5	7	7	-	-	33	4	12	17	2	2	-	-
CMCC-CESM	4	4	-	-	21	2	9	10	3	3	-	-
CMCC-CM	3	3	-	-	21	8	3	10	0	-	-	-
CMCC-CMS	3	3	-	-	23	3	7	13	2	2	-	-
CNRM-CM5	4	4	-	-	37	2	11	24	3	3	-	-
FIO-ESM	5	5	-	-	18	2	9	7	6	6	-	-
GFDL-CM3	9	9	-	-	25	1	7	17	1	1	-	-
GFDL-ESM2M	11	11	-	-	13	-	12	1	1	1	-	-
GISS-E2-H	5	4	-	1	25	2	7	16	1	1	-	-
GISS-E2-R	7	7	-	-	19	3	7	9	9	9	-	-
INM-CM5-0	3	3	-	-	20	2	6	12	4	4	-	-
IPSL-CM5B-LR	10	10	-	-	17	2	7	8	6	5	1	-
MRI-CGCM3	3	3	-	-	25	7	9	9	5	5	-	-

4.2. ОЦЕНКА СОСТАВЛЯЮЩИХ БЮДЖЕТА ТЕПЛА ПО ДАННЫМ МОДЕЛЕЙ

Для выделенных по двум классификациям явлений Эль-Ниньо были рассчитаны композиты составляющих бюджета тепла, а также их проекций на пространственные моды E и C, в пределах экваториального Тихого океана (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.). Для оценки процессов на разных стадиях эволюции Эль-Ниньо рассматривалось два периода аналогично выделенным по реанализу: первый период соответствует фазе зарождения явления (январь (0) – июль (0) по наблюдениям), второй – фазе развития (июль (0) – январь (1)). Поскольку в моделях кульминация Эль-Ниньо далеко не всегда приходится на зиму Северного полушария, то рассматриваемые два периода для модельных Эль-Ниньо были скорректированы, и определялись следующим образом: фаза зарождения охватывает период от 12 до 6 месяцев до кульминации (где сам месяц кульминации соответствует 0), фаза развития – от 6 до 0 месяцев. Данные периоды по продолжительности эквивалентны выделенным по реанализу.

Кульминация Эль-Ниньо определялась на основе значений АТПО как месяц с её максимальным значением в пределах данного явления; при наличии двух пиков АТПО для определения кульминации использовались скользящие 3-месячные значения АТПО, а также значения индексов E и C.

На первом этапе отбора моделей были оценены значения основных компонент бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя океана, причём Эль-Ниньо не подразделялись на два типа, а изменения температуры оценивались по всему экваториальному Тихому океану (рисунок 4.1). Следует отметить, что климатические модели характеризуются различной амплитудой изменчивости температуры, поэтому сравнивались не абсолютные значения изменений аномалии температуры, а соотношение вклада составляющих бюджета тепла в рост аномалии температуры перемешанного 50-метрового слоя океана. Поскольку глубины, на которых определяются данные, в разных моделях различаются, при расчёте адвективных членов проводилась их переинтерполяция на вертикальную сетку с равномерным шагом, равным 5м, тем самым позволяя проводить осреднение в пределах верхнего 50-метрового слоя.

Большинство моделей согласуется с оценками, полученными по данным реанализа, демонстрируя рост положительной аномалии температуры за счёт линейных (ADV_{XY} и ADV_Z) составляющих адвекции. Одна из моделей, MIROC5, резко выделяется из общего ансамбля. В данной модели Эль-Ниньо формируются в первую очередь за счёт нелинейного динамического нагрева, в то время как горизонтальная линейная адвекция препятствует росту положительной аномалии температуры, что полностью противоположно оценкам, полученным по реанализу; при этом вклад вертикальной адвекции воспроизводится данной моделью адекватно.

Для MIROC5 были более детально рассмотрены компоненты бюджета тепла (рисунок 4.2), поскольку данная модель значительно расходится с наблюдениями. Не отмечаемое по данным реанализа охлаждение в период формирования Эль-

Ниньо происходит в MIROC5 за счёт горизонтальной адвекции, а именно связано с большими отрицательными значениями члена $-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$. Положительный знак NDH в MIROC5 связан прежде всего с сильно завышенным по сравнению с наблюдениями вкладом члена $-v' \frac{\partial T'}{\partial y}$. Таким образом, в модели MIROC5 в период формирования Эль-Ниньо нереалистичным образом воспроизводятся меридиональные потоки тепла, в особенности связанные с аномальными течениями. По этой причине данная модель была исключена из дальнейшего рассмотрения.

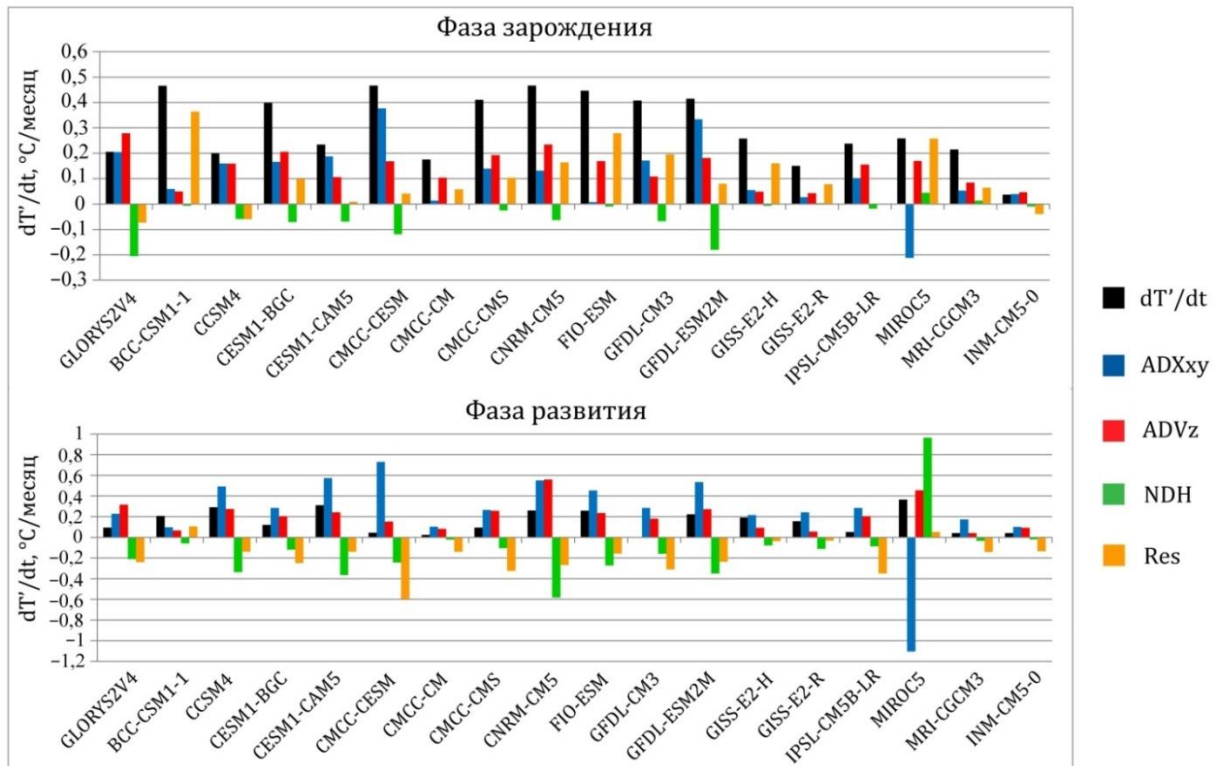


Рисунок 4.1. Составляющие бюджета тепла ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) верхнего 50-метрового слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана по данным анализируемых моделей в фазы зарождения и развития Эль-Ниньо.

В главе 3 было показано, что значения остаточного члена уравнения бюджета тепла R , как правило, невелики по сравнению с потоками тепла Q'_{net} . В то же время, из-за использования разных источников данных для задания атмосферного форсинга и различных способов его усвоения в моделях может

значительно различаться достоверность воспроизведения потоков тепла. Поскольку основной фокус при оценке моделей был сделан на оценке океанической адвекции, для упрощения расчётов члены R и Q'_{net} были объединены в остаточный член Res , описывающий суммарный вклад всех неадвективных процессов. Модели имеют тенденцию к воспроизведению данного члена с положительным знаком в стадию зарождения Эль-Ниньо, в то время как в наблюдениях он способствует охлаждению; в фазе развития согласованность моделей с реанализом в воспроизведении Res значительно выше.

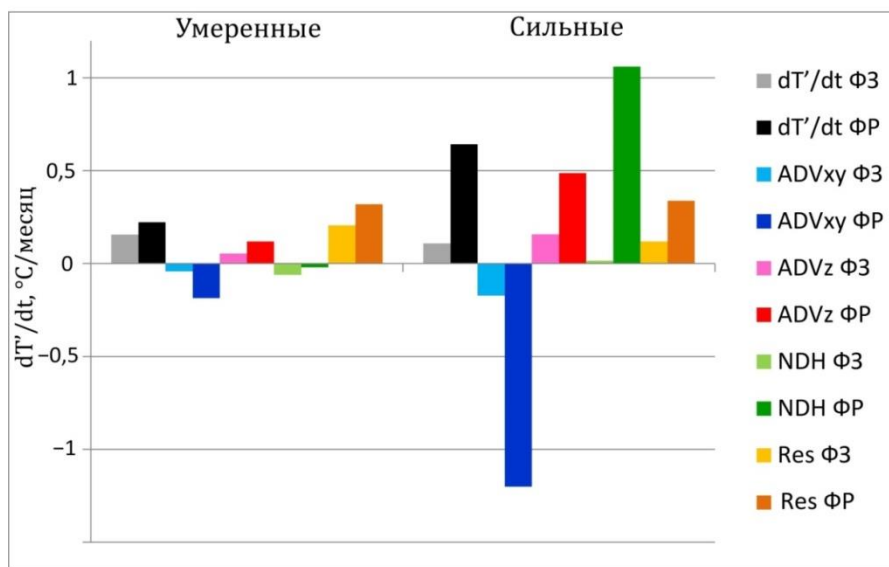


Рисунок 4.2. Составляющие бюджета тепла ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) верхнего 50-метрового слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана для фаз зарождения (ФЗ) и развития (ФР) Эль-Ниньо по данным модели MIROC5.

4.3. ОЦЕНКА КОМПОНЕНТ БЮДЖЕТА ТЕПЛА ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ ОКЕАНА ДЛЯ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО

На следующем этапе валидации для оставшихся 16 моделей была проведена оценка проекций составляющих бюджета тепла при сильных и умеренных Эль-Ниньо в периоды зарождения и последующего развития явлений (рисунок 4.3).

Следует отметить, что ряд моделей в целом недооценивает вклад адвекции в рост аномалии температуры, заметно занижая его (рисунки 4.2, 4.3). На это

указывают меньшие значения членов, соответствующих горизонтальной и вертикальной адвекции, по сравнению с общим изменением аномалии температуры $\frac{\partial[T']}{\partial t}$, а также положительные значения остаточного члена Res , свидетельствующие о том, что изменения температуры главным образом связаны не с адвективными процессами, а вызваны иными факторами. К числу таких моделей в первую очередь относится BCC-CSM1-1, где аномалия температуры при Эль-Ниньо генерируется в первую очередь за счет положительного остаточного члена, что не согласуется с данными наблюдений. Ещё целый ряд моделей (CMCC-CM, FIO-ESM, GFDL-CM3, GISS-E2-H, GISS-E2-R и INM-CM5-0) недооценивают общий вклад горизонтальной и вертикальной адвекции, при этом нагрев осуществляется за счёт остаточного члена, но он сопоставим с эффектом адвективных членов и не выступает в качестве основного фактора формирования Эль-Ниньо. Только в двух моделях (CMCC-CESM, CMCC-CMS) воспроизводится значительный вклад линейной адвекции (сумма горизонтальной и вертикальной адвекции) в эволюцию аномалий температуры, компенсируемый действием неадвективных процессов (отрицательные значения остаточного члена Res).

Около половины моделей существенно недооценивают вклад вертикальной адвекции ADV_z в рост положительной аномалии температуры. По данным реанализа данный член является основным фактором нагрева в E-моде (рисунок 4.3 а), и остаётся значительным в C-моде. К числу моделей, не воспроизводящих доминирование ADV_z в E-моде, относятся BCC-CSM1-1, CESM1-CAM5, CMCC-CESM, GISS-E2-H и GISS-E2-R, причём особенно заметно это проявляется для сильных явлений. Некоторые модели (FIO-ESM, GFDL-CM3, INM-CM5-0 и MRI-CGCM3) занижают эффект вертикальной адвекции, но не столь критично. Только семь моделей (CCSM4, CESM1-BGC, CMCC-CM, CMCC-CMS, CNRM-CM5, GFDL-ESM2M и IPSL-CM5B-LR) демонстрируют доминирующий вклад ADV_z в общий рост аномалии температуры на востоке Тихого океана.

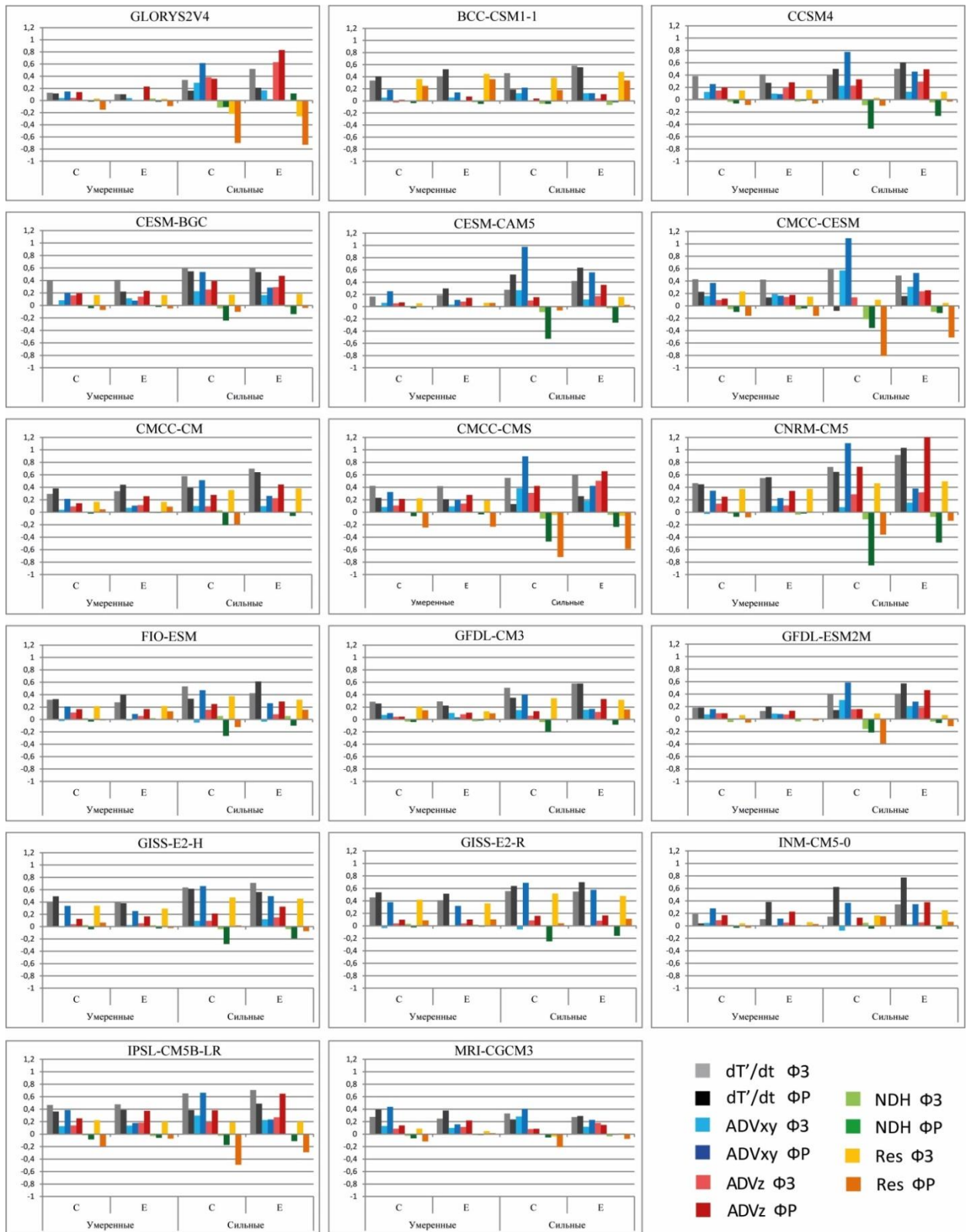


Рисунок 4.3. Проекция составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана на пространственные структуры Е и С паттернов ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) по данным реанализа и климатических моделей; композиционные схемы для умеренных и сильных Эль-Ниньо в фазы зарождения (ФЗ) и развития (ФР).

Что касается зональной составляющей адвекции, только одна модель, BCC-CSM1-1, не воспроизводит значительный нагрев за счёт данного слагаемого бюджета тепла. В трёх моделях, FIO-ESM, GISS-E2-H и GISS-E2-R, отмечаются отрицательные значения ADV_{XY} в фазе зарождения Эль-Ниньо, однако в фазе развития данный член становится значительным фактором нагрева. Следует отметить, что в наблюдениях в Е-модер отмечается уменьшение вклада ADV_{XY} со временем, тогда как большинство моделей демонстрирует значительное усиление действия данной составляющей бюджета тепла по мере развития Эль-Ниньо.

Все рассматриваемые модели согласуются с наблюдениями в воспроизведении демпинга положительной аномалии температуры за счёт нелинейной адвекции (NDH). Три модели (BCC-CSM1-1, INM-CM5-0 и MRI-CGCM3) занижают этот эффект. В ряде моделей (CCSM4, CESM1-CAM5, CNRM-CM5) эффект нелинейной адвекции, напротив, завышен, что проявляется при сильных Эль-Ниньо, и данный член становится главным (или единственным) источником уменьшения положительной аномалии температуры.

Как было показано ранее, по данным реанализа рост аномалии температуры при Эль-Ниньо обеспечивается океанической адвекцией, при этом нагрев за счёт нее даже превышает по величине общий рост аномалии температуры, что указывает на наличие компенсирующих процессов, замедляющих нагрев. Бюджет тепла в наблюдениях замыкается через отрицательные значения остаточного члена Res , который в значительной степени обусловлен отрицательной обратной связью «ТПО - облачность». Однако всего несколько моделей (CMCC-CESM, CMCC-CMS, GFDL-ESM2M, IPSL-CM5B-LR и, в меньшей степени, MRI-CGCM3) демонстрируют замыкание бюджета тепла через отрицательные значения остаточного члена. Также адекватное наблюдениям соотношение между ростом аномалии температуры и адвективным нагревом отмечается в CCSM4, CESM1-BGC, CESM1-CAM5 и CNRM-CM5, однако бюджет тепла в них замыкается через нелинейную составляющую адвекции, что может быть связано со слабым воспроизведением в данных моделях отрицательной обратной связи между ТПО и

облачностью, что вообще является типичной проблемой для климатических моделей [Kim et al., 2014].

На данном этапе было также проведено сравнение составляющих бюджета тепла для композитов двух типов Эль-Ниньо, выделенных по двум классификациям. Даже несмотря на неполное совпадение двух классификаций между собой (таблица 4.3), значительных различий в оценках вклада составляющих бюджета тепла в формирование сходных типов Эль-Ниньо (сильных и ВТ; умеренных и ЦТ) выявлено не было. По этой причине валидация моделей далее проводилась на основе классификации сильные/умеренные, в рамках которой отмечалась более высокая степень определяемости типов явлений, тогда как при разделении Эль-Ниньо на ЦТ и ВТ намного больше явлений невозможно чётко отнести к одному из типов.

Таким образом, в качестве следующего критерия оценки успешности моделей было решено рассматривать доминирующую роль линейной океанической адвекции в росте положительной аномалии температуры. Данному требованию удовлетворяют CCSM4, CESM1-BGC, CESM1-CAM5, CMCC-CESM, CMCC-CMS, CNRM-CM5, GFDL-ESM2M, IPSL-CM5B-LR и MRI-CGCM3. Наиболее успешными считались модели, в которых, как и в реанализе, адвективный нагрев превышает значения эволюции температуры ($\frac{\partial [T']}{\partial t}$), а бюджет тепла замыкается через отрицательные значения остаточного члена Res . Для всех моделей, кроме исключённой ранее MIROC5, была проведена оценка отдельных адвективных членов, в особенности описывающих вклад трёх ключевых процессов, ответственных за рост аномалии (зональной адвективной, термоклинной и экмановской связей), с целью более детальной оценки процессов в перемешанном слое океана (Приложение 2, рисунок П2.1).

На основании данных реанализа ранее было показано, что значительный вклад линейной адвекции в рост аномалии температуры обеспечивается в первую очередь большим вкладом термоклинной связи ($\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}$), в особенности на востоке

экваториального Тихого океана. Более того, вне зависимости от типа Эль-Ниньо или от пространственной моды (Е или С) данный член даёт максимальный вклад в нагрев поверхностного слоя океана. Такое доминирование термоклинной связи наиболее успешно воспроизводится моделями CESM1-BGC и IPSL-CM5B-LR; достаточно успешно вклад термоклинной связи моделируется в CCSM4, CMCC-CM, CMCC-CMS, CNRM-CM5, FIO-ESM, MRI-CGCM3, но в этих моделях более сильный вклад в С-моду принадлежит зональной адвективной связи, что, впрочем, не слишком сильно расходится с реанализом. Несколько занижен вклад термоклинной связи по сравнению с другими адвективными членами в CESM1-CAM5, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M, GISS-E2-R. В GISS-E2-H целый ряд адвективных членов имеет одинаковую амплитуду, таким образом, соотношение между ними также не соответствует наблюдаемому. В CMCC-CESM в С-моду при сильных Эль-Ниньо эффект термоклинной связи становится отрицательным, что не согласуется с наблюдениями. В BCC-CSM1-1 и INM-CM5-0 роль термоклинной связи сильно занижается, или же она вовсе выступает как источник уменьшения положительной аномалии температуры.

Экмановская связь через апвеллинг ($-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$) также является важным фактором роста аномалии температуры. По данным наблюдений, она проявляется преимущественно при сильных явлениях, но вносит значительно меньший вклад, чем термоклинная связь, в С-моду и вовсе играя вторичную роль. Экмановская связь достаточно успешно воспроизводится всеми анализируемыми моделями. Тем не менее, для ряда моделей особенности её пространственного распределения отличаются от наблюдений. Так, CMCC-CESM, CMCC-CMS, FIO-ESM и GISS-E2-R не воспроизводят усиление данного члена в Е-моду, в то время как апвеллинг и его аномалии по данным наблюдений сильнее проявляются на востоке экваториального Тихого океана. INM-CM5-0 адекватно воспроизводит пространственную структуру экмановской связи, но вместе с тем завышает её вклад в рост положительной аномалии относительно других адвективных членов; более того, поскольку данная модель не воспроизводит адекватно термоклинную

связь, то весь вертикальный нагрев в период формирования Эль-Ниньо в ней связан именно с ослаблением апвеллинга.

Зональная адвективная связь $(-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x})$ выступает важным источником аномального нагрева преимущественно на стадии развития Эль-Ниньо; в целом в E-моде она проявляется значительно слабее, чем в C-моде. Практически во всех моделях вклад зональной адвективной связи сильно завышен по сравнению с реанализом, что может быть связано со смещением аномалий зональных течений за пределы экваториального ($2^\circ\text{ю.ш.} - 2^\circ\text{с.ш.}$) Тихого океана в GLORYS2V4, в то время как в моделях аналогичный сдвиг не отмечается. Наилучшее соотношение между зональной адвективной связью и прочими адвективными членами демонстрирует IPSL-CM5B-LR. Незначительное её завышение отмечается в CESM1-BGC, GFDL-ESM2M. Нереалистичное завышение зональной адвективной связи прослеживается в GISS-E2-R, причём на долю данного слагаемого приходится более половины общего нагрева.

Значительный вклад в рост аномалии температуры вносит меридиональная загрузка тепла, представляющая собой адвекцию аномалий температуры средними меридиональными течениями $(-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y})$. Все модели воспроизводят положительный вклад данного члена в аномалию температуры, однако INM-CM5-0 сильно его занижает.

Согласно наблюдениям, горизонтальные нелинейные члены поддерживают рост аномалии температуры, в то время как вертикальный нелинейный член выступает в качестве основного источника демпинга этой аномалии. Подобное соотношение воспроизводится только двумя моделями – IPSL-CM5B-LR и MRI-CGCM3. Во всех остальных моделях отмечается значительный демпинг через зональный нелинейный член $(-u' \frac{\partial T'}{\partial x})$, возникающий как компенсация завышенного нагрева под действием зональной адвекции. В CMCC-CM, GFDL-ESM2M, GISS-E2-H данный член уменьшает положительную аномалию в

основном в С-моде, и его действие проявляется не столь сильно по сравнению с остальными моделями. В BCC-CSM1-1 и INM-CM5-0 вообще практически отсутствует демпинг под действием адвективных членов, в том числе нелинейных.

Проведённая оценка моделей позволила выявить, насколько успешно особенности процессов, приводящих к росту аномалий температуры перемешанного слоя в условиях Эль-Ниньо, воспроизводятся каждой из них. Для удобства сравнения моделей между собой оценки по каждому из ключевых факторов приведены в таблице 4.4.

Таблица 4.4. Оценка успешности воспроизведения процессов в верхнем 50-метровом слое океана анализируемыми моделями. Плюсы соответствуют высокой степени согласованности с наблюдениями (два плюса – наибольшая согласованность), минусы – её отсутствию. Цветом выделены наиболее значимые для отбора параметры: зелёным цветом – высокая согласованность с наблюдениями (тёмно-зелёным – наилучшая), розовым – низкая согласованность с наблюдениями (тёмно-розовым – наименьшая). Жирным шрифтом выделены отобранные модели.

Модель	Доминирующий вклад линейной адвекции	Вклад ADVz	Термоклинная связь	Экмановская связь	Зональная адвективная связь	$-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}$	Нелинейные члены
BCC-CSM1-1	-	-	-	+	+	±	±
CCSM4	+	+	++	+	+	+	-
CESM1-BGC	+	+	++	+	++	+	-
CESM1-CAM5	+	-	+	+	+	+	-
CMCC-CESM	+	-	±	+	+	+	-
CMCC-CM	±	+	++	+	+	+	+
CMCC-CMS	+	+	++	+	+	++	-
CNRM-CM5	+	+	++	+	+	+	-
FIO-ESM	-	±	++	+	+	+	-
GFDL-CM3	±	±	+	+	+	+	-
GFDL-ESM2M	+	+	+	+	++	++	+
GISS-E2-H	±	-	±	+	+	+	+
GISS-E2-R	-	-	+	+	±	+	-
INM-CM5-0	±	±	-	±	+	±	-
IPSL-CM5B-LR	+	+	++	+	++	+	++
MRI-CGCM3	+	±	++	+	+	+	++

На основании проведённой валидации моделями, лучше всего воспроизводящими основные особенности механизма формирования Эль-Ниньо двух типов, оказались CCSM4, CESM1-BGC, CMCC-CMS, CNRM-CM5, GFDL-ESM2M и IPSL-CM5B-LR, причём последняя характеризуется наибольшей близостью к реанализу. Этот ансамбль из шести моделей далее используется для оценки изменения механизма формирования Эль-Ниньо в будущем климате. Необходимо отметить, что модели воспроизводят различную амплитуду изменчивости температуры и составляющих скорости течений, поэтому при валидации моделей оценивались не столько абсолютные значения проекций адвективных членов, сколько их соотношения между собой.

4.4. СРАВНЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО ПО МОДЕЛЬНЫМ ДАННЫМ

Как было упомянуто выше, оценки вклада компонент бюджета тепла в развитие аномалии температуры при формировании двух типов Эль-Ниньо и сравнение их между собой по данным наблюдений осуществлялось на основе небольшого числа явлений, и потому возникает вопрос о статистической значимости полученных результатов. С целью увеличения числа анализируемых случаев Эль-Ниньо каждого типа на основе всех используемых в данном исследовании моделей (кроме MIROC5) были получены средние по всему ансамблю моделей разности проекций каждой из составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя океана при сильных Эль-Ниньо относительно умеренных (рисунки 4.4, 4.5). Отдельный акцент был сделан на шести моделях, находящихся в наибольшем согласии с наблюдениями. Положительные значения разностей соответствуют более интенсивному росту аномалии температуры под действием данной составляющей бюджета тепла при сильных Эль-Ниньо по сравнению с умеренными, отрицательные указывают на более сильный нагрев при умеренных явлениях. Для полученных разностей была оценена их

статистическая значимость при помощи парного t-критерия Стьюдента для сравнения средних значений в двух выборках [Кобзарь, 2006].

По данным моделей выявлен более интенсивный рост положительной аномалии температуры в результате линейной адвекции (рисунок 4.4) при сильных Эль-Ниньо по сравнению с умеренными, что было обнаружено и по данным реанализа. В С-моде отмечается более значительное усиление горизонтальной адвекции, в Е-модели – вертикальной адвекции. Таким образом, в период формирования сильных Эль-Ниньо по сравнению с умеренными в каждом из регионов экваториального Тихого океана возрастает интенсивность доминирующего здесь процесса.

Для горизонтальной адвекции отмечается высокая степень согласованности модельных оценок с данными наблюдений (рисунок 4.4). Однако при более детальном анализе адвективных членов заметно, что ослабление вклада зональной адвективной связи $(-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x})$ при сильных явлениях по сравнению с умеренными не подтверждается данными климатических моделей (рисунок 4.5); напротив, модели демонстрируют статистически значимое увеличение вклада данного члена в период сильных явлений. Это может быть связано со смещением зоны западных аномальных течений к северу от экваториального волновода (2°ю.ш. – 2°ю.ш.) по данным реанализа GLORYS2V4 (рисунок 3.11), что не прослеживается в моделях. При сильных Эль-Ниньо отмечается усиление притока тепла к экватору $(-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y})$, в особенности в стадии зарождения, причём по данным реанализа величина этого усиления значительно выше, чем по данным моделей.

Модели воспроизводят более интенсивный нагрев за счёт вертикальной адвекции при сильных Эль-Ниньо по сравнению с умеренными. Однако разности в моделях значительно меньше, чем в GLORYS2V4. Основная интенсификация при этом приходится на термоклинную связь $(-w \frac{\partial T'}{\partial z})$, что отмечается и на востоке, и в центре Тихого океана. Это свидетельствует о том, что в

формировании сильных Эль-Ниньо важную роль играет именно заглубление термоклина, а не ослабление апвеллинга ($-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$).

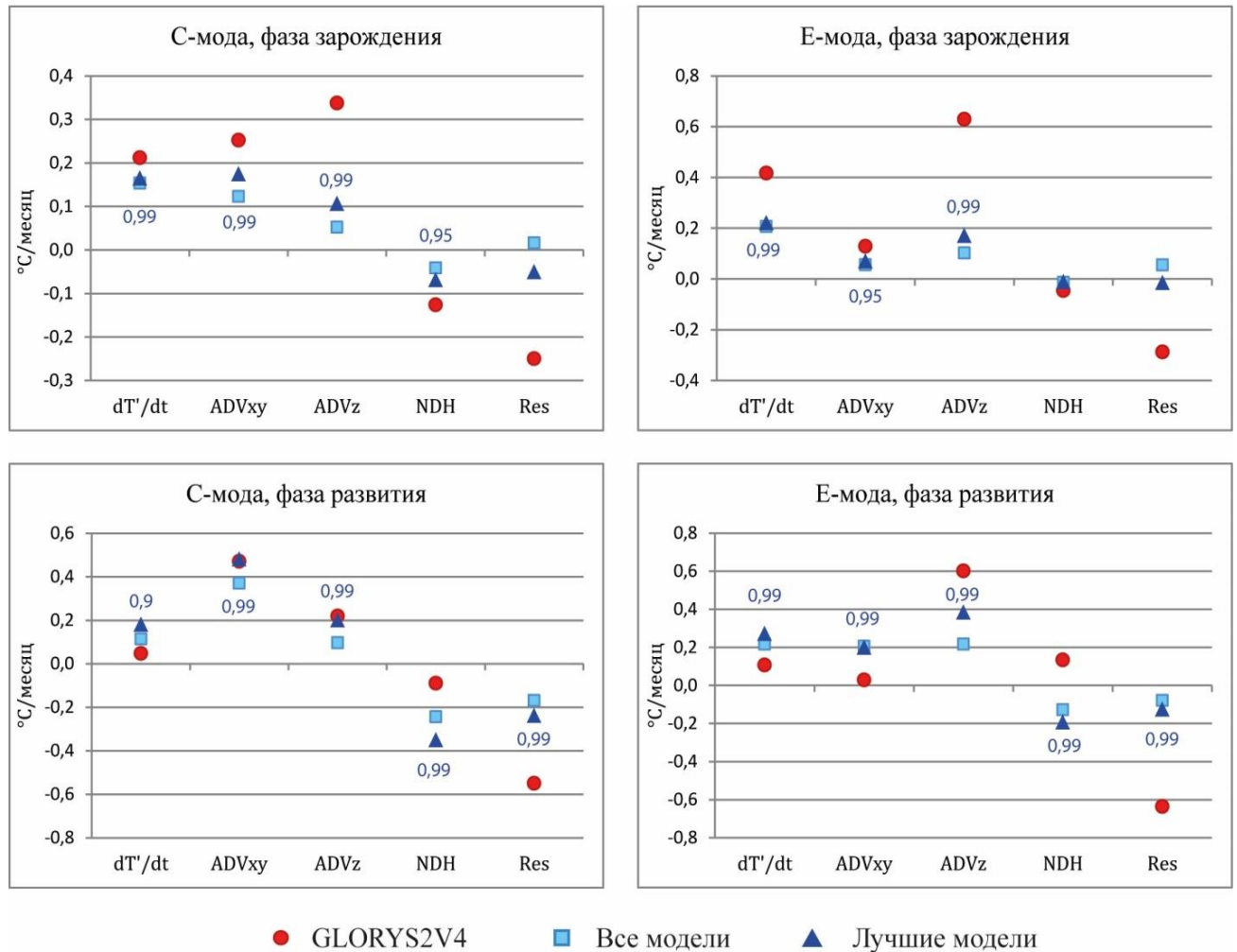


Рисунок 4.4. Разности проекций составляющих бюджета тепла (°C/месяц) в экваториальном Тихом океане (2°с.ш. – 2°ю.ш., 120°в.д. – 70°з.д.) между сильными и умеренными Эль-Ниньо в современном климате для фаз зарождения и развития. Красные круги соответствует реанализу, голубые квадраты – полному ансамблю моделей, синие треугольники – ансамблю лучших шести моделей. Цифрами указана доверительная вероятность разностей, полученных по полному ансамблю моделей, оценённая по парному t-критерию Стьюдента; отсутствие цифры указывает на отсутствие значимых различий на уровне доверительной вероятности 0,9.

Модельные данные показывают, что более интенсивный демпинг аномалий температуры при сильных Эль-Ниньо (по сравнению с умеренными) осуществляется через нелинейные члены, в особенности за счёт нелинейного

зонального члена в фазе развития (рисунок 4.5), а также за счёт остаточного члена Res . Однако последний эффект существенно меньше в моделях, чем в реанализе, что может быть связано с некорректным воспроизведением потоков тепла на поверхности. Подобные закономерности прослеживаются не только в моделях, наиболее согласованных с наблюдениями, но и при анализе полного ансамбля.

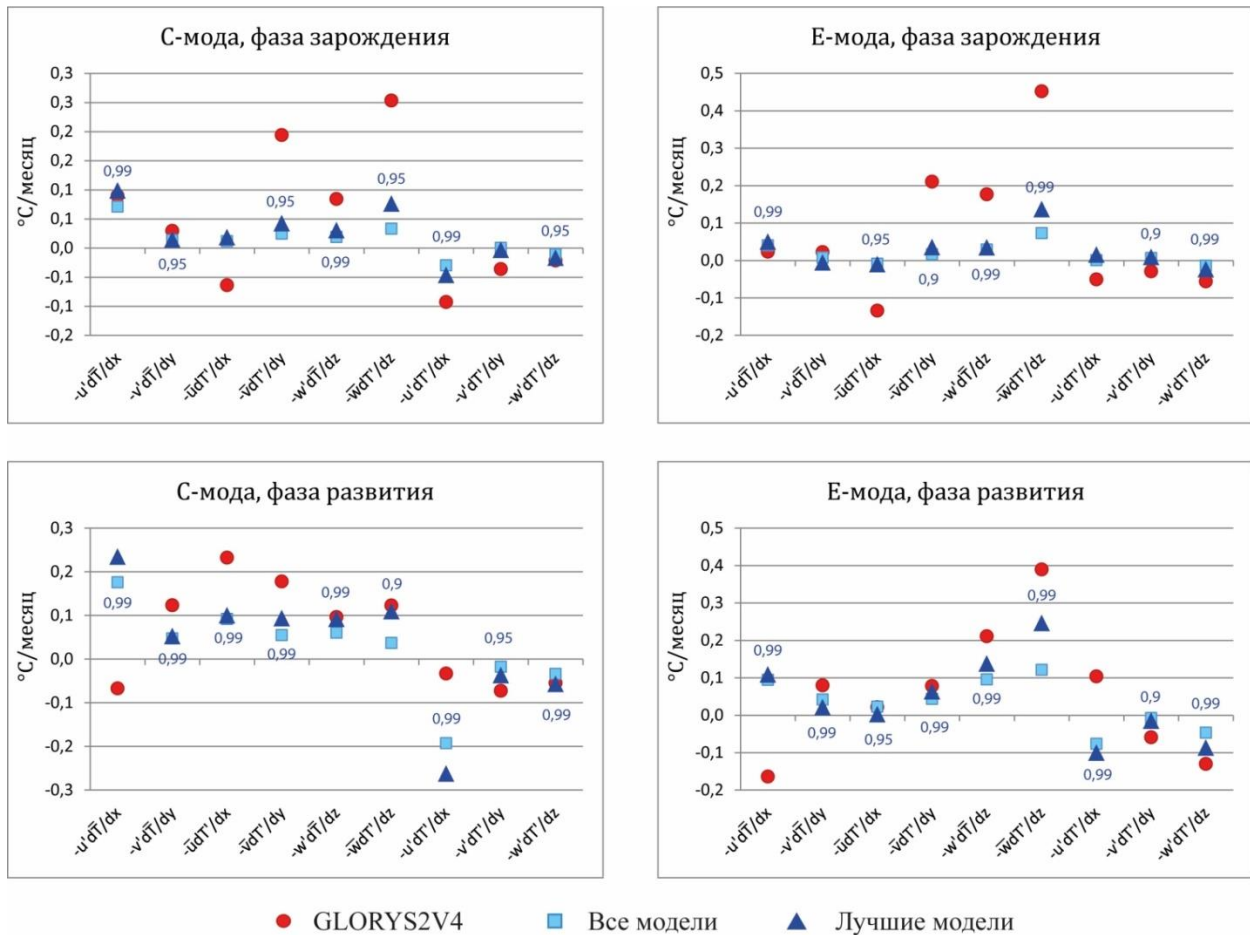


Рисунок 4.5. Разности проекций адвективных членов ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) в экваториальном Тихом океане ($2^{\circ}\text{с.ш.} - 2^{\circ}\text{ю.ш.}$, $120^{\circ}\text{в.д.} - 70^{\circ}\text{з.д.}$) между сильными и умеренными Эль-Ниньо в современном климате для фаз зарождения и развития. Красные круги соответствует реанализу, голубые квадраты – полному ансамблю моделей, синие треугольники – ансамблю лучших шести моделей. Цифрами указана доверительная вероятность разностей, оценённая по парному t -критерию Стьюдента; отсутствие цифры указывает на отсутствие значимых различий на уровне доверительной вероятности 0,9.

Таким образом, анализ большего числа явлений Эль-Ниньо каждого типа на основе данных моделей подтверждает вывод о том, что основные различия в механизмах формирования сильных и умеренных Эль-Ниньо проявляются в

амплитуде изменений аномалии температуры под воздействием составляющих бюджета тепла, при этом соотношение между вкладом различных составляющих существенно не изменяется. Одни и те же члены уравнения бюджета тепла способствуют нагреву или охлаждению вне зависимости от типа Эль-Ниньо, варьируется только их интенсивность. Необходимо заметить, что разности по данным реанализа оказываются значительно больше, чем по данным моделей. Вероятно, это обусловлено небольшим количеством явлений, анализируемых по данным реанализа, что увеличивает вклад отдельных экстремальных Эль-Ниньо.

Таким образом, анализ составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя океана в период формирования и развития Эль-Ниньо двух типов по данным ансамбля климатических моделей, позволяет сделать следующие **выводы:**

Анализ большого числа случаев Эль-Ниньо двух типов позволил подтвердить статистическую значимость полученного ранее на основе данных наблюдений вывод о том, что механизмы формирования соответствующих типов Эль-Ниньо из разных классификаций (умеренных и ЦТ; сильных и ВТ) не имеют значительных отличий друг от друга. При этом высокая степень соответствия классов явлений отмечалась только между сильными и ВТ событиями, в то время как в большинстве моделей только около половины умеренных явлений классифицировались как ЦТ.

Выявленные по данным реанализа основные различия в эволюции аномалий температуры при сильных и умеренных Эль-Ниньо, заключающиеся в интенсивности нагрева под действием составляющих линейной адвекции, подтверждены данными климатических моделей. При этом в период формирования и развития сильных Эль-Ниньо на востоке Тихого океана отмечается значительная интенсификация вертикальной адвекции по сравнению с умеренными событиями, прежде всего за счёт усиления эффекта термоклинной связи. Таким образом, интенсивность Эль-Ниньо определяется величиной нагрева под действием адвективных составляющих бюджета тепла, при этом

соотношение между вкладами различных компонент существенно не изменяется между сильными и умеренными событиями.

На основе сравнения вклада различных процессов в рост связанных с Эль-Ниньо двух типов аномалий температуры верхнего 50-метрового слоя океана были выявлены модели, воспроизводящие механизм формирования сильных и умеренных явлений наиболее успешно. К числу наилучших относятся модели, в которых корректно воспроизводится ведущий вклад вертикальной адвекции, в первую очередь, термоклинной связи, в формирование положительной аномалии температуры. Это модели: CCSM4, CESM1-BGC, CMCC-CMS, CNRM-CM5, GFDL-ESM2M и IPSL-CM5B-LR.

ГЛАВА 5. МОДИФИКАЦИИ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО ДВУХ ТИПОВ В УСЛОВИЯХ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

Серьёзной проблемой при изучении Эль-Ниньо является вопрос об изменении частоты и интенсивности явлений, а также повторяемости разных типов в условиях потепления климата. В целом в XX в. чаще отмечались Эль-Ниньо с максимумом аномалий ТПО на востоке экваториального Тихого океана, однако в последние десятилетия чаще отмечались явления, локализованные в его центральной части [Lee and McPhaden, 2010; Freund et al., 2019]. На настоящий момент причины таких изменений до конца не ясны [Capotondi et al., 2015]. Изменения преобладающего типа Эль-Ниньо ряд исследователей связывает с потеплением климата [Kao and Yu, 2009; Kug et al., 2009; Yeh et al., 2009], другие [Newman et al., 2011; Yeh et al., 2011] объясняют увеличение повторяемости ЦТ Эль-Ниньо естественной климатической изменчивостью. В связи с этим вопрос, являются ли наблюдаемые изменения интенсивности и локализации Эль-Ниньо следствием потепления климата, остаётся открытым.

Оценки изменений характеристик ЭНЮК в будущем климате очень неоднозначны, варьируясь от модели к модели. Так, среди моделей нет согласованности в оценках изменений частоты и интенсивности Эль-Ниньо в будущем климате [DiNezio et al., 2012; Bellenger et al. 2014; Guilyardi et al., 2015]. Согласно ряду исследований [Cai et al., 2014; Wang et al., 2017] ожидается рост повторяемость экстремально сильных с точки зрения осадков Эль-Ниньо. В [Latif et al., 2015] показано, что при потеплении климата может вырасти частота Эль-Ниньо большой амплитуды (т.н. «Супер Эль-Ниньо»). В [Santoso et al., 2013] показано, что вследствие ослабления пассатов значительно возрастёт повторяемость Эль-Ниньо, при которых по мере их развития происходит распространение аномалии температуры на восток. В исследовании [Воскресенская и др., 2021] по данным ряда моделей проекта CMIP6 прогнозируется уменьшение повторяемости Эль-Ниньо в условиях потепления климата.

Оценки для соотношения типов Эль-Ниньо с точки зрения локализации максимума АТПО также неоднозначны. Согласно [Kim and Yu, 2012], ожидается увеличение повторяемости ЦТ Эль-Ниньо, а также их интенсификация, в то время как динамика изменений ВТ Эль-Ниньо неоднозначна. В работе [Матвеева и Гущина, 2017] показано, что при потеплении климата изменится соотношение между типами явлений: доля ЦТ Эль-Ниньо повысится, доля ВТ – уменьшится. Согласно исследованию [Taschetto et al., 2014] не прогнозируется изменений в соотношении числа ЦТ и ВТ явлений. В [Xu et al., 2017] показано, что в будущем климате ожидается ослабление ВТ Эль-Ниньо, в то время как для ЦТ значительных различий с современными условиями не прослеживается. В [Freund et al., 2020] показано, что в будущем климате повторяемость ЦТ Эль-Ниньо снизится. В [Cai et al., 2014] отмечается рост повторяемости Эль-Ниньо обоих типов. Поскольку указанные выше исследования основаны на данных разных моделей, можно сделать вывод о зависимости оценок изменений характеристик Эль-Ниньо от особенностей конкретных используемых моделей.

Характеристики ЭНЮК в значительной степени зависят от фонового состояния экваториального Тихого океана [Neelin et al., 1998]. При нагреве экваториального Тихого океана возможна модификация механизмов формирования двух типов Эль-Ниньо, поскольку динамика ЭНЮК определяется комплексом обратных связей, которые могут иметь различную чувствительность к росту фоновой температуры. В условиях потепления климата изменения интенсивности ключевых процессов могут иметь противоположную динамику, компенсируя друг друга [Kim and Jin, 2011], что также способствует неоднозначности прогнозов. Между тем Мировой океан может иметь собственные моды изменчивости [Gulev, 2023], суперпозиция которых с глобальными трендами значительно осложняет прогнозы изменений фонового состояния.

Потепление экваториального Тихого океана согласно модельным оценкам в XXI в. прогнозируется неравномерным, с более высокими темпами роста ТПО на

востоке [Xie et al., 2010; Collins et al., 2010; Power et al., 2013], что приведёт к уменьшению зонального градиента ТПО. В таких условиях произойдёт ослабление зональной циркуляционной ячейки Уокера [Vecchi et al., 2006; Vecchi and Soden, 2007], в частности, её приземной составляющей – пассатного переноса, что, в свою очередь, будет способствовать ослаблению экваториального апвеллинга. В ответ на ослабление пассатов произойдёт выполаживание термоклина в зональном направлении [Vecchi and Soden, 2007; DiNezio et al., 2009], главным образом, за счёт его заглубления у берегов Южной Америки, а также подъёма на западе, но менее значительного. Это будет сопровождаться уменьшением вертикального градиента температуры в верхних слоях на востоке экваториального Тихого океана за счёт увеличения глубины перемешанного слоя. Перечисленные изменения будут сопровождаться расширением так называемого «тёплого бассейна» (область с максимальной температурой поверхности на западе экваториального Тихого океана) на восток. Выполаживание термоклина, увеличение толщины перемешанного слоя на востоке и ослабление пассатов должно привести к ослаблению Бьеркнесовой термоклинной связи, экмановской связи через апвеллинг и зональной адвективной связи в условиях потепления климата. Однако модельных исследований, подтверждающих эту гипотезу на основании анализа данных ансамбля моделей, на настоящий момент не существует.

Ожидаемые темпы потепления экваториального Тихого океана максимальны на поверхности и убывают с глубиной [Luo et al. 2009], это приведёт к усилению устойчивости стратификации в пределах перемешанного слоя океана, что может препятствовать вертикальным движениям. В то же время в период Эль-Ниньо максимальный рост температуры отмечается вблизи термоклина, что уменьшает устойчивость стратификации. В условиях потепления климата остаётся открытым вопрос о том, какой из указанных эффектов будет преобладать в процессе формирования Эль-Ниньо.

С другой стороны, поскольку в будущем климате прогнозируется повышение АТПО, следует также ожидать усиления потоков тепла с поверхности более тёплого океана [Philip and van Oldenborgh, 2006], что приведет к более интенсивному охлаждению поверхности в период формирования Эль-Ниньо.

Таким образом, рассмотренные выше процессы (см. главу 3), ответственные за формирование аномалии ТПО при развитии Эль-Ниньо, ожидаемо будут меняться при общем потеплении климата, но существующие на настоящий момент оценки этих изменений отличаются большой неоднозначностью и базируются на данных отдельных моделей, а не ансамбля.

5.1. ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЭЛЬ-НИНЬО В БУДУЩЕМ КЛИМАТЕ

Для оценки процесса формирования Эль-Ниньо двух типов в будущем климате было отобрано шесть климатических моделей проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project), наилучшим образом воспроизводящих процессы, ответственные за рост аномалий температуры перемешанного слоя океана при формировании Эль-Ниньо (см. главу 4).

Для оценки условий будущего климата межправительственной группой экспертов по изменению климата IPCC были предложены сценарии RCP (Representative Concentration Pathway) [Van Vuuren et al., 2011], рост температуры в которых обеспечивается за счёт увеличения концентрации парниковых газов (учитывается как эквивалент CO₂) в атмосфере. Эти сценарии используются для моделирования климата в XXI в. в рамках проекта CMIP5, в который входят все отобранные для анализа условий будущего климата модели.

Для анализа компонент бюджета тепла верхнего перемешанного слоя океана в условиях будущего климата был выбран сценарий RCP8.5, соответствующий наиболее сильному радиационному форсингу; значение 8,5 в названии сценария соответствует величине радиационного форсинга в Вт/м² к

концу XXI в. по сравнению с доиндустриальным периодом (1850 г.). Согласно данному сценарию, выбросы CO₂ продолжают расти в течение всего XXI в. Прогнозируемый рост глобальной температуры согласно данному сценарию составляет +4,9°C по сравнению с доиндустриальным периодом [Rogelj et al., 2012].

По данным отобранных моделей проекта CMIP5 в пределах рассматриваемого периода (2006–2100 гг.) на основе главной компоненты ЭОФ-разложения поля АТПО были выделены явления Эль-Ниньо (таблица 5.1). Следует отметить, что на фоне повышения ТПО в большинстве моделей повышается пороговое значение для определения условий Эль-Ниньо, определяемое как 75-й процентиль главной компоненты ЭОФ-разложения поля АТПО.

Таблица 5.1. Число выделенных явлений Эль-Ниньо (общее, а также каждого типа) для ансамбля отобранных моделей в условиях будущего климата (сценарий RCP8.5).

Модель	Число явлений					
	Всего выделено	Отобрано	Сильные	Умеренные	ВТ	ЦТ
CCSM4	27	24	8	8	6	9
CESM1-BGC	26	19	4	7	4	3
CMCC-CMS	24	18	6	9	9	1
CNRM-CM5	34	29	5	17	4	9
GFDL-ESM2M	28	25	7	14	8	11
IPSL-CM5B-LR	27	22	6	12	8	2

В целом в XXI в. по данным отобранных моделей проекта CMIP5 отмечается увеличение повторяемости Эль-Ниньо по сравнению с современным климатом (таблица 5.2), что прослеживается практически во всех анализируемых моделях. Аналогичные выводы были получены в [Marjani et al., 2019] для моделей CMIP5, причём было показано, что рост числа Эль-Ниньо тем выше, чем сильнее темпы потепления климата (в сценарии RCP8.5 увеличение больше, чем в более мягком с точки зрения роста температуры сценарии RCP4.5).

Как и для современного климата, при анализе Эль-Ниньо в будущем климате из рассмотрения были исключены явления с летней кульминацией, более слабые явления, развивающиеся на фоне предшествующих более сильных, а также Эль-Ниньо без чётко выраженной кульминации. В рассматриваемых моделях значительная доля выделенных Эль-Ниньо соответствует перечисленным критериям отбора, тем не менее, в каждой из моделей их дальнейшего анализа было исключено несколько явлений.

Таблица 5.2. Повторяемость Эль-Ниньо (число явлений в 10 лет) в современном и будущем климате по данным моделей CMIP5.

Модель	Сценарий	
	Historical	RCP8.5
CCSM4	2,7	2,8
CESM1-BGC	2,6	2,7
CMCC-CMS	2,8	2,5
CNRM-CM5	3,2	3,6
GFDL-ESM2M	2,3	3,0
IPSL-CM5B-LR	2,7	2,8
Среднее по ансамблю	2,7	2,9

Для отобранных с учётом перечисленных выше критериев Эль-Ниньо были определены типы по двум классификациям. На основе кластерного анализа методом k-средних для каждой модели для условий будущего климата были определены пороговые значения индекса E, разделяющие сильные и умеренные явления. Полученные кластеры приведены в Приложениях (рисунок П1.2). Необходимо заметить, что в модели IPSL-CM5B-LR и, в особенности, CCSM4 наличие двух чётких кластеров не прослеживается.

Следует отметить, что в будущем климате отмечается уменьшение величины пороговых значений сильных Эль-Ниньо по сравнению с современными условиями (таблица 5.3). Это означает, что уже при меньшей по сравнению с современными условиями интенсивности АТПО явление идентифицируется как сильное. Однако следует отметить, что выделение кластеров в будущем климате осуществлялось по достаточно большому числу

явлений (27–34 в зависимости от модели), по сравнению с реанализом. В реанализе, где сильных явлений мало, разделение Эль-Ниньо на типы может быть подвержено вкладу отдельных экстремальных событий, что приводит к увеличению порогового значения. Однако в [Takahashi and Dewitte, 2016] показано, что при анализе 50 явлений по данным модели GFDL CM2.1 получаются кластеры, согласующиеся с наблюдениями. Вероятно, значение порога, существенно зависит от анализируемых моделей, в которых сильно различается изменчивость ТПО.

Таблица 5.3. Пороговые значения индекса E для разделения Эль-Ниньо на сильные и умеренные в современном и будущем климате по данным моделей CMIP5.

Модель	RCP8.5	Historical
CCSM4	0,5–1,5	2,6–2,8
CESM1-BGC	1,4–2	1,8–2,3
CMCC-CMS	2,1–2,2	2,2–2,5
CNRM-CM5	1,1–1,5	2,1–2,2
GFDL-ESM2M	1,4–2	1,5–2,1
IPSL-CM5B-LR	1,3–1,5	1,6–2,0

Поскольку в будущем климате состояние экваториального Тихого океана изменится, следует ожидать изменения и соотношения между типами явлений. Оценка соотношения осуществлялась на основе повторяемости явлений (число явлений в декаду). В будущем климате в большинстве моделей отмечается снижение повторяемости умеренных явлений (рисунок 5.1a), в то же время повторяемость сильных явлений несколько увеличится. Это согласуется с результатами [Marjani et al., 2019], где также показано увеличение интенсивности Эль-Ниньо с точки зрения АТПО в условиях потепления климата. Рост повторяемости сильных Эль-Ниньо обусловлен повышением вероятности развития глубокой конвекции на востоке экваториального Тихого океана; поскольку вблизи экватора прогнозируется более быстрый рост температуры, чем в районе климатического положения ВЗК, то достижение максимальных ТПО

именно на экваторе и соответствующее смещение туда зоны глубокой конвекции будет отмечаться чаще, чем в современном климате [Cai et al., 2014].

В рамках классификации ЦТ/ВТ отмечаются неоднозначные изменения соотношений между типами (рисунок 5.1б); в среднем по ансамблю и в современном, и в будущем климате отмечается примерно равная повторяемость ЦТ и ВТ явлений. Таким образом, не прослеживается зависимости между числом ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и ростом глобальной температуры. Аналогичные выводы были получены в [Freund et al., 2020], где в то же время отмечено, что доля ВТ сильно повышается в тех моделях, в которых рост средней температуры максимален не на востоке, а в центре Тихого океана, но число таких моделей мало.

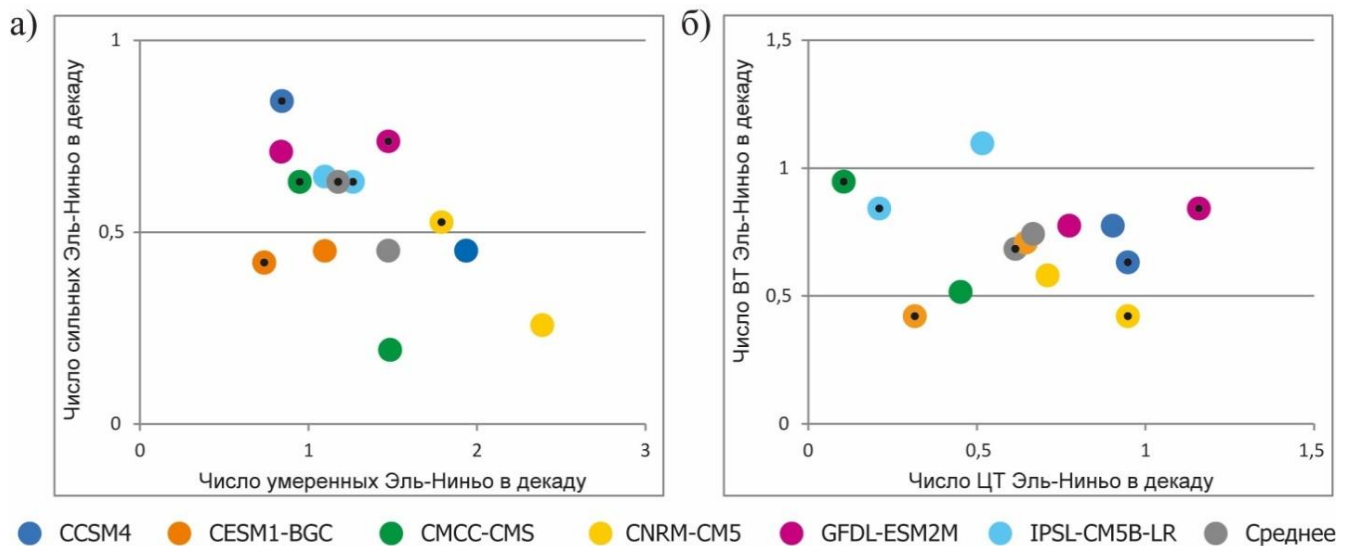


Рисунок 5.1. Повторяемость типов Эль-Ниньо а) сильных и умеренных; б) ВТ и ЦТ для отобранных моделей, а также средние межмодельные значения. Единицы измерения – число явлений в декаду. Обычные круги соответствуют сценарию Historical, кругами с точками выделены значения, соответствующие сценарию RCP8.5.

Степень соответствия между типами Эль-Ниньо по двум классификациям в будущем климате также изменится (таблица 5.4). Так, в современном климате практически все сильные явления относились к типу ВТ; при потеплении климата среди сильных возрастает доля явлений смешанного или ЦТ типов. Переходные между сильными и умеренными Эль-Ниньо в современном климате тяготеют к

типу ВТ, в условиях потепления климата среди них значительно повышается доля ЦТ и смешанных. Таким образом, в будущем климате повышается доля явлений со значительными АТПО за пределами восточного Тихого океана. По всей видимости, это связано с тем, что на фоне повышения климатических значений ТПО на востоке (более сильного, чем в центре), амплитуда положительных аномалий на востоке Тихого океана уменьшается [Матвеева и Гущина, 2017].

В [DiNezio et al., 2012; Dewitte et al. 2013] показано, что рост интенсивности ЦТ и смешанных явлений может являться следствием ослабления термоклинной связи на востоке Тихого океана, и усилением зональной адвективной и термоклинной связей в центре экваториального Тихого океана в ответ на изменение фонового состояния. Однако это не подтверждается результатами данного исследования, в рамках которого рассматривался другой набор моделей, что ещё раз указывает на сильный межмодельный разброс в оценках изменения Эль-Ниньо в будущем климате.

Таблица 5.4. Соотношение типов явлений Эль-Ниньо по двум классификациям в будущем климате.

Модель	Сильные				Умеренные				Переходные			
	Всего	ВТ	ЦТ	МIX	всего	ВТ	ЦТ	МIX	всего	ВТ	ЦТ	МIX
CCSM4	8	6	–	2	8	–	6	2	8	1	3	4
CESM1-BGC	4	4	–	–	7	1	3	3	8	–	3	5
CMCC-CMS	6	5	–	1	9	3	1	5	3	1	–	2
CNRM-CM5	5	2	1	2	17	2	5	10	7	–	4	3
GFDL-ESM2M	7	7	–	–	14	–	11	3	4	1	–	3
IPSL-CM5B-LR	6	6	–	–	12	1	2	9	4	1	–	3

5.2. БЮДЖЕТ ТЕПЛА ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ ОКЕАНА В ПЕРИОД РАЗВИТИЯ ЭЛЬ-НИНЬО В БУДУЩЕМ КЛИМАТЕ

Для отобранных моделей был проведён композиционный анализ проекций составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя океана в условиях потепления климата (сценарий RCP8.5).

В целом в каждой из отобранных шести моделей основные пространственно-временные закономерности формирования сильных и умеренных Эль-Ниньо сохраняются в условиях потепления климата. В E-модели ключевым процессом в формировании положительной аномалии температуры остаётся вертикальная адвекция (рисунок 5.2), в значительной степени, как и в современном климате, обусловленная действием термоклинной связи (рисунок П2.2). Следует отметить, что вклад термоклинной и экмановской положительных обратных связей усиливается по мере роста АТПО, т.е. в фазу развития Эль-Ниньо по сравнению с фазой формирования. В C-модели возрастает роль горизонтальной адвекции, где она становится сопоставима с вкладом вертикальной адвекции; в условиях будущего климата здесь сохраняется значимый вклад зональной адвективной связи и меридиональной загрузки тепла. Нелинейные члены в сумме способствуют снижению аномалии температуры, при этом вертикальный член способствует снижению температуры, меридиональный – её росту, а вклад зонального варьируется от модели к модели (рисунок П2.2). Остаточный член Res в фазе зарождения благоприятствует росту аномалии температуры, в фазе развития – её демпингу.

Проведённый анализ показал, что в рассматриваемых шести моделях в будущем климате сохраняются характерные для современных условий особенности распределения составляющих бюджета тепла в период формирования и развития двух типов Эль-Ниньо, такие как амплитуда, тенденция, соотношение между компонентами бюджета тепла.

Аналогичный анализ был проведён для ВТ и ЦТ Эль-Ниньо (рисунок 5.3). Как и в современных условиях, значительных различий между сильными и ВТ, а также между умеренными и ЦТ Эль-Ниньо с точки зрения соотношения вклада компонент уравнения бюджета тепла в рост аномалии ТПО в будущем климате не отмечается.

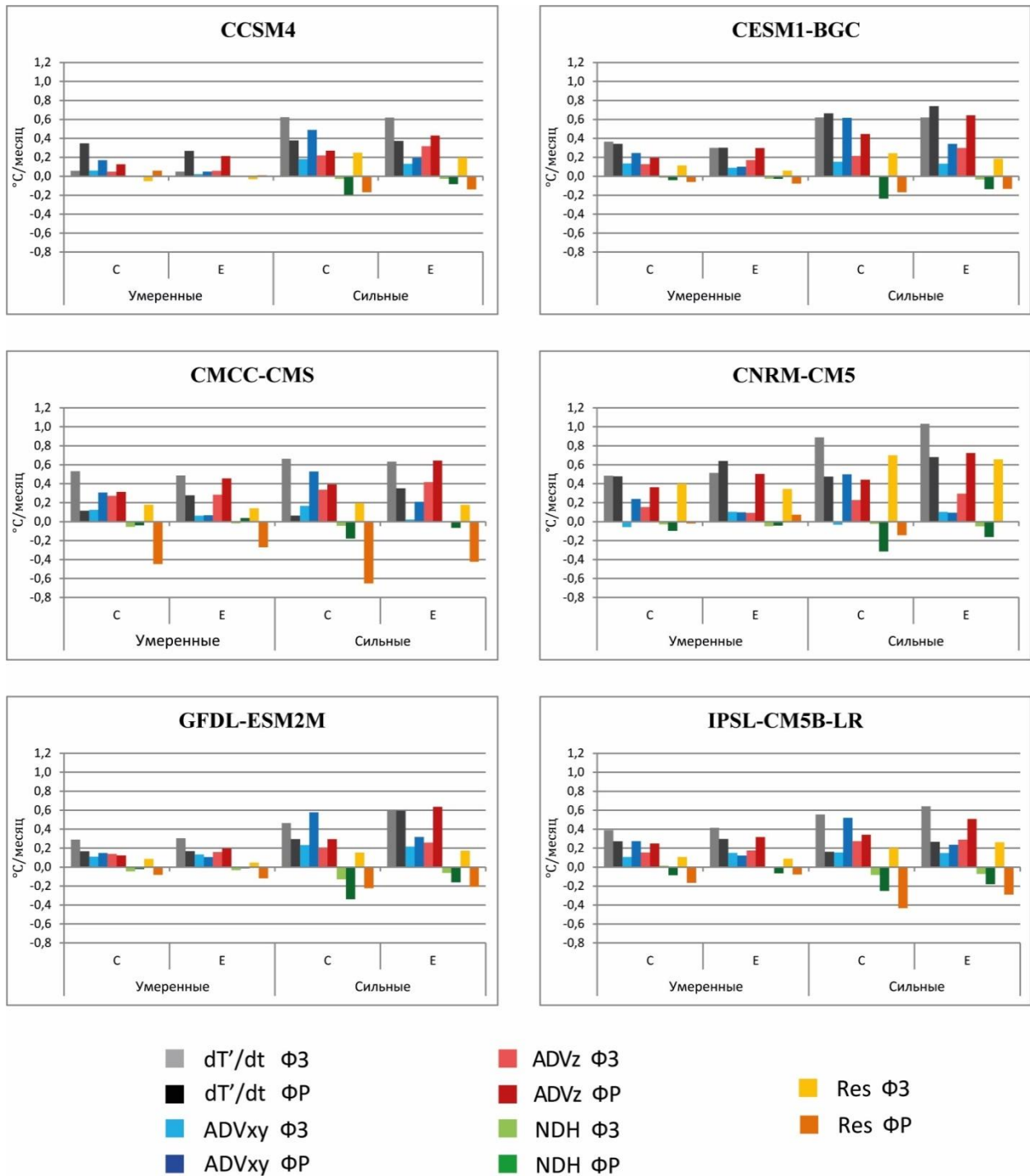


Рисунок 5.2. Проекция составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя экваториального (2° ю. ш. – 2° с. ш., 120° в. д. – 70° з. д.) Тихого океана на пространственные структуры Е и С ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) по данным климатических моделей в условиях будущего климата (сценарий RCP8.5); композиционные схемы для умеренных и сильных Эль-Ниньо в фазы зарождения (ФЗ) и развития (ФР).

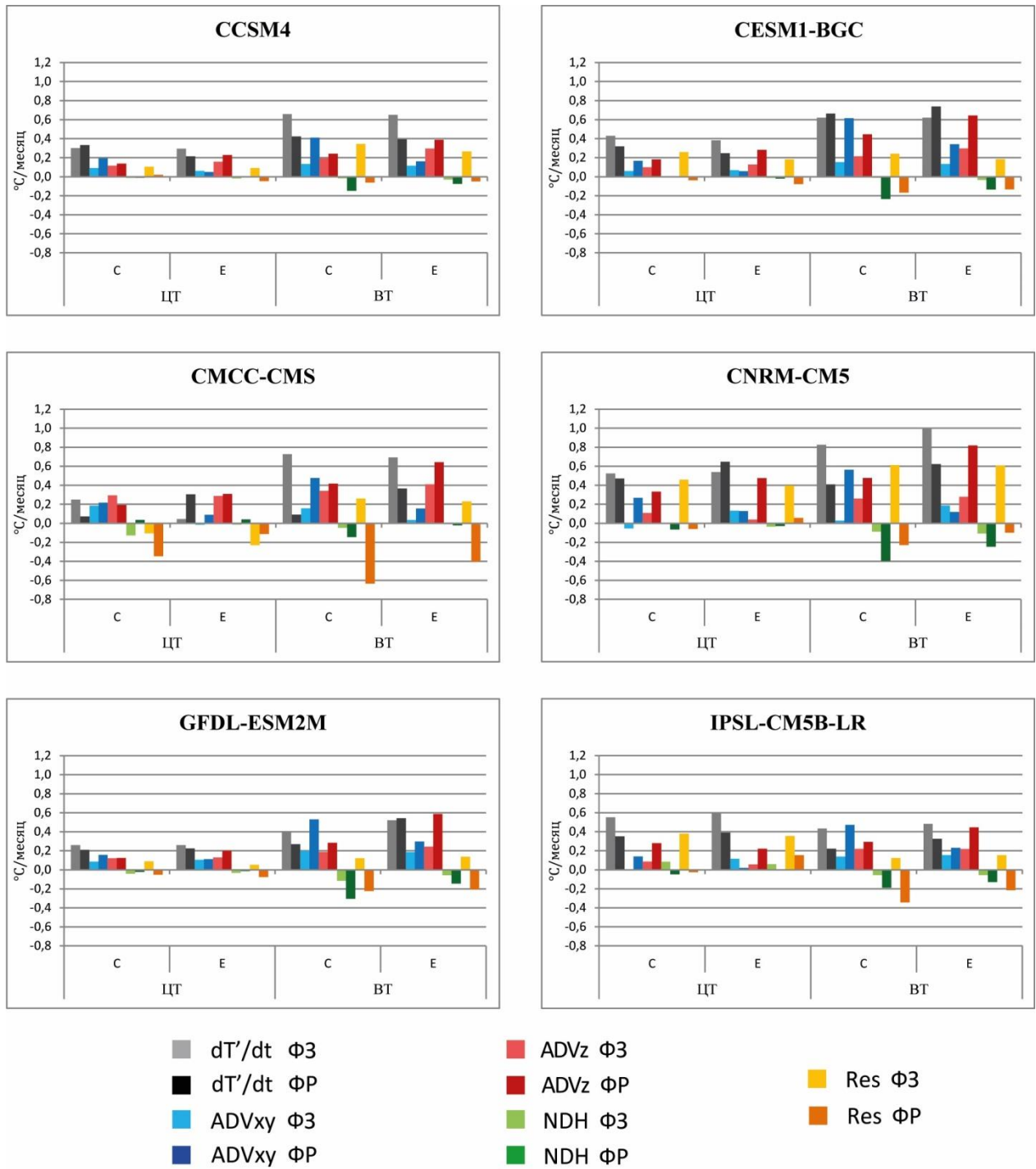


Рисунок 5.3. То же, что на рисунке 5.2. для ВТ и ЦТ Эль-Ниньо

5.3. МОДИФИКАЦИИ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО ДВУХ ТИПОВ В БУДУЩЕМ КЛИМАТЕ

Изменения фонового состояния экваториального Тихого океана в условиях потепления климата могут оказывать влияние на интенсивность протекающих в перемешанном слое процессов, в том числе ответственных за генерацию Эль-Ниньо. Поэтому была проведена оценка изменений составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя между современным и будущим климатом.

Для каждой из отобранных моделей были рассчитаны разности проекций составляющих бюджета тепла перемешанного слоя океана между будущим и современным климатом (рисунок 5.4), что позволяет оценить ожидаемые изменения их вклада в формирование положительной аномалии температуры, связанной с Эль-Ниньо. Положительные значения разностей в данном случае соответствуют усилению роста положительной аномалии температуры в будущем климате по сравнению с современными условиями, отрицательные – напротив, её ослаблению. Статистическая значимость разностей была оценена при помощи парного t-критерия Стьюдента.

Для двух типов Эль-Ниньо отмечаются противоположные тенденции в изменениях общего прироста АТПО dT'/dt : на стадии зарождения для сильных явлений ожидается усиление, для умеренных – ослабление данного члена; на стадии развития изменения приобретают противоположный характер. Это можно интерпретировать следующим образом: для сильных Эль-Ниньо основной рост АТПО будет происходить раньше относительно момента кульминации по сравнению с современным климатом, для умеренных – напротив, явления будут формироваться и развиваться за меньший период.

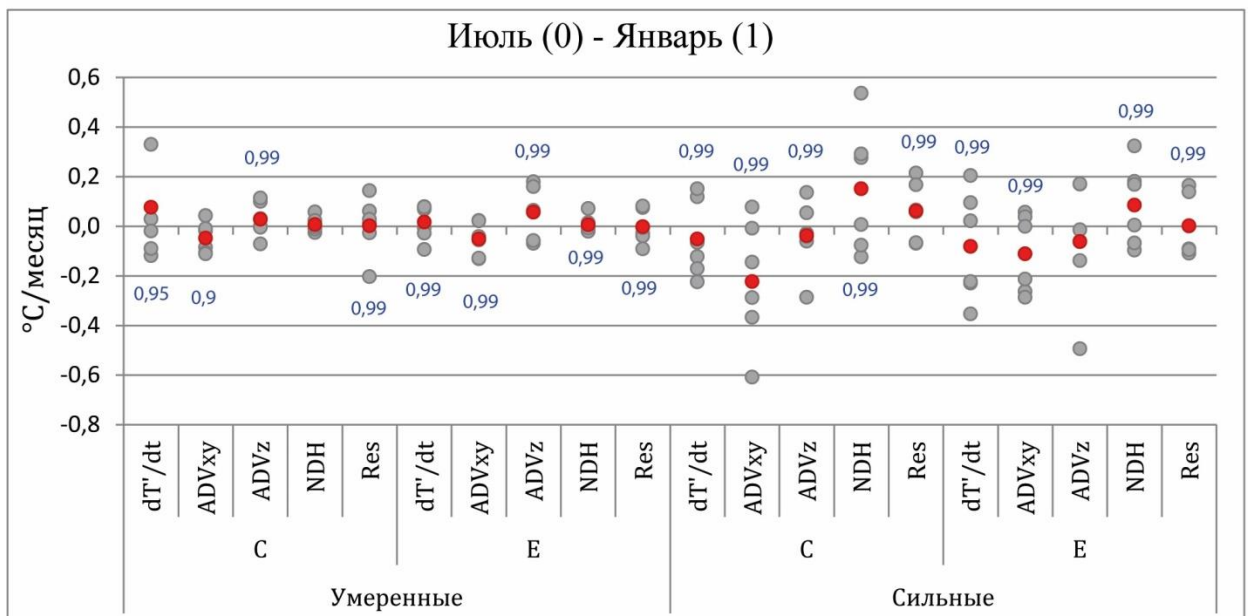
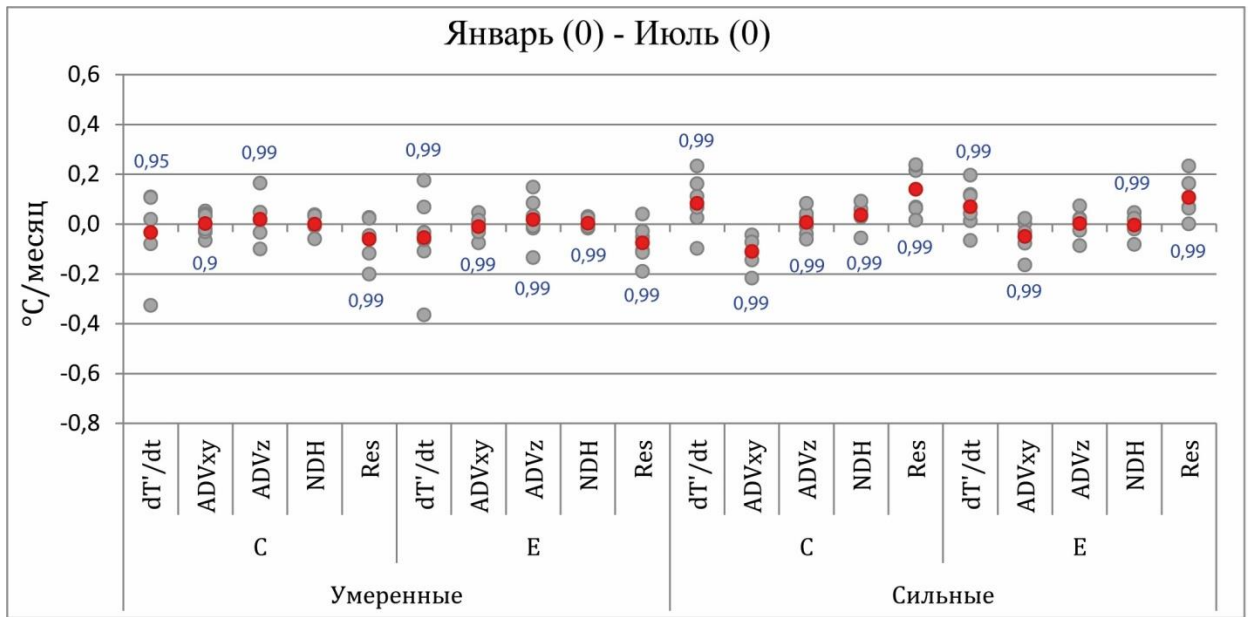


Рисунок 5.4. Разности проекций составляющих бюджета тепла перемешанного слоя океана в будущем и современном климате для фазы зарождения (сверху) и развития (снизу) Эль-Ниньо по данным ансамбля шести климатических моделей. Серые круги соответствует отдельным моделям, красные – средним по ансамблю значениям. Цифрами указана доверительная вероятность разностей, полученных по полному ансамблю моделей, оценённая по парному t -критерию Стьюдента; отсутствие цифры указывает на отсутствие значимых различий на уровне доверительной вероятности 0,9.

В целом в будущем климате отмечается ослабление вклада горизонтальной адвекции, что проявляется в основном для сильных явлений, и лучше выражено лучше в С-моде. То есть ослабление вклада данной компоненты в будущем климате наблюдается именно в том районе, где она имеет максимальное значение в современных условиях. Для вертикальной адвекции модельные оценки не столь однозначны. При сильных Эль-Ниньо отмечается усиление роста положительной аномалии под действием NDH , однако оно не проявляется во всех моделях. Также при сильных явлениях повышается вклад остаточного члена Res , при умеренных данный член способствует демпингу аномалии в фазе зарождения. Изменения вклада остальных составляющих бюджета тепла в рост аномалии ТПО неоднозначны, и сильно варьируются между моделями.

Также были оценены разности между будущим и современным климатом проекций отдельных адвективных членов (рисунок 5.5). Следует отметить, что большая амплитуда изменения в условиях потепления климата отмечается при сильных Эль-Ниньо по сравнению с умеренными, причём она увеличивается в фазу развития. Однако необходимо заметить, что межмодельный разброс также больше для сильных событий.

Для горизонтальных адвективных линейных составляющих бюджета тепла в целом характерно ослабление вклада в формирование аномалии температуры в будущем климате. Характер изменений вертикальных адвективных членов не столь однозначен. В будущем климате в среднем по ансамблю моделей отмечается усиление вклада термоклинной связи $(-\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z})$ в рост аномалии температуры, в особенности при умеренных явлениях (член А6 на рисунке 5.5). В условиях потепления экваториального Тихого океана и ослабления пассатов в будущем климате климатический апвеллинг (\bar{w}) должен ослабевать. Максимум аномалий температуры при Эль-Ниньо отмечается в основании перемешанного слоя (в том слое, где заглубляется термоклин при Эль-Ниньо), поэтому вертикальный градиент температуры в верхнем 50-метровом слое океана

отрицателен ($\partial T'/\partial z < 0$) при оси z , направленной вверх. Климатический апвеллинг, тем не менее, сохраняется, хотя и в ослабленном виде ($\bar{w} > 0$). Поэтому увеличение члена ($-\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}$) может быть связано с усилением вертикального градиента аномалии температуры. Экмановская связь ($-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$) в среднем имеет слабую отрицательную тенденцию в будущем климате (член А5 на рисунке 5.5).

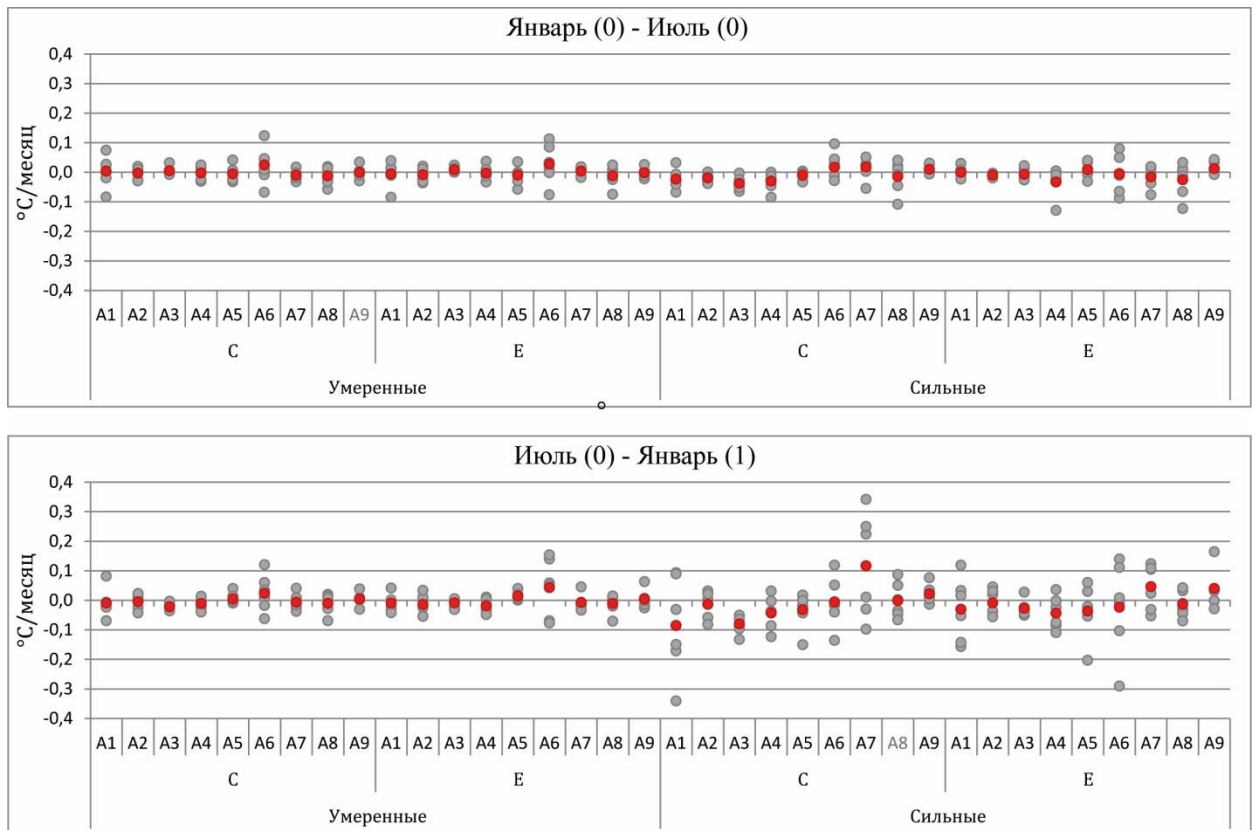


Рисунок 5.5. Разности проекций адвективных составляющих бюджета тепла перемешанного слоя океана в будущем и современном климате для фазы зарождения (сверху) и развития (снизу) Эль-Ниньо по данным ансамбля шести климатических моделей. Серые кружки соответствуют отдельным моделям, красные - среднему по ансамблю. Обозначения адвективных составляющих: А1: $-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$; А2: $-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$; А3: $-\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x}$; А4: $-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}$; А5: $-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$; А6: $-\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}$; А7: $-u' \frac{\partial T'}{\partial x}$; А8: $-v' \frac{\partial T'}{\partial y}$; А9: $-w' \frac{\partial T'}{\partial z}$. Серым цветом подписаны члены, ансамблевые разности которых не являются значимыми на основании парного t-критерия Стьюдента хотя бы на уровне доверительной вероятности 0,9.

Учитывая соотношение между изменениями линейных вертикальных членов, при потеплении климата согласно модельным оценкам эффект от заглубления термоклина на востоке Тихого океана оказывается более значительным, чем ослабление апвеллинга. Более значительное ослабление линейных горизонтальных адвективных членов отмечается в С-моде, т.е. в центральной части Тихого океана, при сильных Эль-Ниньо. Для нелинейных членов результаты неоднозначны. Тем не менее, наиболее вероятно усиление горизонтальной нелинейной адвекции в С-моде.

Оценка составляющих бюджета тепла в будущем климате позволила сделать следующие **выводы**:

В условиях потепления климата ожидается увеличение повторяемости Эль-Ниньо, при этом чаще будут отмечаться сильные явления. Среди сильных Эль-Ниньо прогнозируется повышение доли явлений с максимумом АТПО за пределами восточного Тихого океана, хотя и не очень значительное. Повторяемость ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и соотношения между ними в будущем климате меняются неоднозначно.

Соотношение между вкладом процессов, ответственных за формирование аномалии температуры в будущем климате при двух типах Эль-Ниньо (сильных и умеренных) существенно не изменится. На востоке экваториального Тихого океана ключевая роль сохранится за вертикальной адвекцией, в особенности важен вклад термоклинной обратной связи; в центре сохраняется преобладание вклада горизонтальной адвекции, связанное с действием зональной адвективной связи и меридиональной загрузки тепла к экватору. Следует отметить, что с точки зрения механизмов формирования, как и в современных условиях, в будущем климате не прослеживаются значительных различий между сильными и ВТ, умеренными и ЦТ Эль-Ниньо.

Оценки изменения вклада компонент бюджета тепла верхнего перемешанного слоя в формирование аномалии температуры при Эль-Ниньо в

будущем климате по данным климатических моделей характеризуются большим межмодельным разбросом. Тем не менее, наиболее вероятным представляется ослабление вклада в рост аномалий температуры горизонтальной линейной адвекции, а также усиление роста аномалий под действием термоклинной Бьеркнесовой связи. Большая амплитуда таких изменений в целом характерна для сильных Эль-Ниньо по сравнению с умеренными. Прогнозируется также изменение динамики роста аномалии температуры: для умеренных Эль-Ниньо он будет происходить позднее, чем в современных условиях, для сильных, напротив, сместится в фазу зарождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые исследования механизмов формирования двух типов Эль-Ниньо позволили сделать следующие выводы:

1. Механизмы формирования соответствующих типов Эль-Ниньо из разных классификаций (умеренных и ЦТ; сильных и ВТ) не имеют значительных отличий друг от друга. При этом полного соответствия между классификациями по данным как наблюдений, так и климатических моделей, не отмечается: хотя сильные явления в большинстве случаев совпадают с ВТ, обратное не всегда верно; среди умеренных отмечаются явления с различной локализацией максимума АТПО.

2. Вне зависимости от типа Эль-Ниньо основной вклад в генерацию положительной аномалии температуры перемешанного слоя вносят адвективные процессы, причём преобладает вклад линейной адвекции. На востоке экваториального Тихого океан ключевым процессом является вертикальная адвекция, что обеспечивается более сильным действием положительных обратных связей: термоклинной (через заглубление термоклина) и Экмановской (через ослабление апвеллинга); в центре Тихого океана преобладает вклад горизонтальной адвекции за счёт усиления здесь зональной адвективной обратной связи, а также переноса тепла аномальными меридиональными течениями.

Нелинейная адвекция не играет значительной роли в формировании положительной аномалии температуры. Тем не менее, горизонтальные нелинейные члены способствуют некоторому росту температуры, а вертикальный нелинейный член, напротив, замедляет нагрев.

Значительный вклад в эволюцию аномалии температуры вносит демпинг положительной аномалии за счёт отрицательной обратной связи «ТПО - облачность».

3. Механизмы формирования двух типов Эль-Ниньо (сильных и умеренных) различаются преимущественно с точки зрения скорости роста аномалий

температуры. Для сильных Эль-Ниньо характерна более высокая амплитуда нагрева/охлаждения, обеспечиваемого действием составляющих бюджета тепла перемешанного слоя океана. Соотношения между компонентами бюджета тепла при сильных и умеренных явлениях меняются незначительно. Наиболее сильные различия прослеживаются в интенсивности нагрева, связанного с линейной океанической адвекцией, которая значительно возрастает в период формирования сильных Эль-Ниньо по сравнению с умеренными. При этом отмечается пространственная неоднородность этих различий: на востоке экваториального Тихого океана они обеспечиваются в первую очередь за счёт вертикальной адвекции, в центре ключевая роль достаётся горизонтальной адвекции. Таким образом, при сильных Эль-Ниньо в каждой из пространственных мод происходит усиление действия доминирующей в ней компоненты адвекции.

4. Оценка вклада различных составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя позволила выявить модели, наилучшим (наиболее близким к реанализу) образом воспроизводящие механизмы формирования сильных и умеренных Эль-Ниньо. К числу лучших относятся те модели, в которых успешно воспроизводится ведущий вклад линейной океанической адвекции в формирование положительной аномалии температуры, с преобладанием в E-моде вертикальной адвекции, в первую очередь за счёт положительной термоклинной обратной связи. В число таких моделей входят CCSM4, CESM1-BGC, CMCC-CMS, CNRM-CM5, GFDL-ESM2M и IPSL-CM5B-LR.

5. В будущем климате согласно данным климатических моделей отмечается рост доли сильных Эль-Ниньо. Ожидается также повышение доли ВТ Эль-Ниньо, однако это подтверждается не всеми анализируемыми моделями.

6. В условиях потепления климата, несмотря на меньшее соответствие двух классификаций между собой, механизмы формирования соответствующих типов Эль-Ниньо (умеренных и ЦТ; сильных и ВТ) по-прежнему не имеют значительных различий. Это позволяет использовать одну из классификаций для характеристики различий между двумя типами Эль-Ниньо.

7. Механизмы формирования двух типов Эль-Ниньо (сильных и умеренных) в будущем климате значительно не изменятся. Согласно данным выбранных климатических моделей, соотношения между составляющими бюджета тепла перемешанного слоя океана в период формирования Эль-Ниньо сохранятся. Однако в будущем климате ожидаются изменения амплитуды компонент бюджета тепла, в частности, ослабление вклада в рост аномалий температуры горизонтальной линейной адвекции, в то время как роль нелинейной адвекции и неадвективных процессов в генерации Эль-Ниньо повысится. Более сильные изменения отмечаются для сильных Эль-Ниньо. Тем не менее, среди моделей отмечается значительный разброс в оценках изменения амплитуды аномалий температуры в будущем климате.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В. Классификация событий Эль-Ниньо и погодно-климатические аномалии в Черноморском регионе // Доп. НАН України. 2010. № 3. С. 124–130.
2. Воскресенская Е. Н., Лубков А. С., Марчукова О. В. Пространственная классификация Эль-Ниньо и условия формирования события 2015 года // Системы контроля окружающей среды. 2015. Т.2(22). С. 80–90.
3. Воскресенская Е. Н., Марчукова О. В., Афанасьева В. В. Оценка возможных изменений повторяемости событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья к концу XXI века по моделям проекта СМIP6 // Системы контроля окружающей среды. 2021. Т. 4(46). С. 14–21.
4. Гущина Д.Ю., Девитт Б., Петросянц М.А. Объединенная модель тропического Тихого океана и атмосферы. Прогноз явления ЭНЮК 1997–98 гг. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 5. С. 581–60.
5. Гущина Д.Ю. Модификация Эль-Ниньо – Южного Колебания в условиях меняющегося климата: мониторинг, причины, удаленный отклик. – М.: Диссертация на соискание учёной степени доктора географических наук, 2014, 433 с.
6. Гущина Д. Ю., Девитт Б. Явление Эль-Ниньо и его влияние на процессы в атмосфере и океане. // Труды государственного океанографического института. 2016. Т. 217. С. 184–208.
7. Железнова И.В., Гущина Д.Ю. Отклик глобальной циркуляции атмосферы на два типа Эль-Ниньо // Метеорология и гидрология. 2015. Т. 3. С. 36–50.
8. Железнова И. В., Гущина Д. Ю. Аномалии циркуляции в центрах действия атмосферы в период Восточно-Тихоокеанского и Центрально-Тихоокеанского Эль-Ниньо // Метеорология и гидрология. 2016. Т 11. С. 41–55.

9. Железнова И. В., Гущина Д. Ю. Аномалии циркуляции в ячейках Уокера и Хэдли в период развития двух типов Эль-Ниньо // *Метеорология и гидрология*. 2017. Т 10. С. 8–21.
10. Кобзарь А. И. *Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников*. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. С. 816.
11. Матвеева Т.А., Гущина Д.Ю. 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*. 2017. Т. 2. С. 86–110.
12. Мохов И.И., Смирнов Д.А., Наконечный П.И., Козленко С.С., Куртс Ю. Взаимосвязь явлений Эль-Ниньо/Южное колебание и Индийского муссона // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 1. С. 56-66.
13. Мохов И. И., Тимажев А. В. Оценки риска погодно-климатических аномалий в российских регионах в связи с явлениями Эль-Ниньо // *Метеорология и гидрология*. 2017. С. 10–22.
14. Осипов А. М., Гущина Д. Ю. Эль-Ниньо 2015–2016 гг.: эволюция, механизмы, сопутствующие удаленные аномалии // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Т. 3. С. 54–81.
15. Осипов А.М., Гущина Д.Ю. Механизм формирования двух типов Эль-Ниньо в современном климате // *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2021. № 1. С. 128–134.
16. Семёнов Е. К., Соколихина Е. В., Соколихина Н. Н. Синоптические аспекты формирования экваториальной зоны западных ветров над Тихим океаном в период экстремального Эль-Ниньо 1997 - 1998 гг // *Метеорология и гидрология*. — 2006. — № 3. — С. 17–30.
17. Петросянц М. А., Гущина Д. Ю. Об определении явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья // *Метеорология и гидрология*. 2002. Т. 8. С. 24–35.
18. Abellán E., McGregor S., England M.H., Santoso A. Distinctive role of ocean advection anomalies in the development of the extreme 2015–16 El Niño // *Climate Dynamics*. 2018. Vol. 51. P. 2191–2208.

19. Alizadeh O., Qadimi M., Zolghadrshojaee M., Irannejad, P. Frequency of different types of El Niño events under global warming // *International Journal of Climatology*. 2022. Vol. 42(16). P. 9697–9709.
20. An S.-I., Jin F.-F. Collective role of thermocline and zonal advective feedbacks in the ENSO mode // *Journal of Climate*. 2001. Vol. 14. P. 3421–3432.
21. An S.-I., Jin F.-F. Nonlinearity and asymmetry of ENSO // *Journal of Climate*. 2004. Vol. 17. P. 2399–2412.
22. Arakawa A., Lamb V. R. . Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model // *Methods of Computational Physics*. Vol. 17. P. 173–265.
23. Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., Weng H., Yamagata T. El Niño Modoki and its possible teleconnection. // *Journal of Geophysical Research*. 2007. Vol. 112. C11007.
24. Ashok K., Yamagata T. The El Niño with a difference // *Nature*. 2009. Vol. 461. P. 481–484.
25. Bayr T., Drews A., Latif M. et al. The interplay of thermodynamics and ocean dynamics during ENSO growth phase // *Climate Dynamics*. 2021. Vol. 56. P. 1681–1697.
26. Bellenger H., Guilyardi E., Leloup J., Lengaigne M., Vialard J. ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5// *Climate Dynamics*. 2014. Vol. 42. P. 1999–2018.
27. Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific // *Monthly Weather Review*. 1969. Vol. 97. P.163–172.
28. Borlace S., Cai W., Santoso A. Multidecadal ENSO Amplitude Variability in a 1000-yr Simulation of a Coupled Global Climate Model: Implications for Observed ENSO Variability // *Journal of Climate*. 2013. Vol. 26. P. 9399–9407.
29. Cai W., Borlace S., Lengaigne M. et al. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming // *Nature Climate Change*. 2014. Vol. 4. P. 111–116.

30. Cai W., Wang G., Santoso A., Lin X., Wu L. Definition of Extreme El Niño and Its Impact on Projected Increase in Extreme El Niño Frequency // *Geophysical Research Letters*. 2017. Vol. 44. P. 11184–11190.
31. Cai W., Wang G., Dewitte B., Lixin W., Santoso A., Takahashi K., Yang Y., Carréric A., McPhaden M.J. Increased variability of Eastern Pacific El Niño under greenhouse warming // *Nature*. 2018. Vol. 564. P. 201–206.
32. Capotondi A. ENSO diversity in the NCAR CCSM4 climate model // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118. P. 4755–4770.
33. Capotondi A. et al. Understanding ENSO diversity // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2015. Vol. 96. P. 921–938.
34. Carreric, A.: ENSO diversity and global warming. Ph.D. thesis, Université de Toulouse (2019).
35. Carréric A., Dewitte B., Cai W. et al. Change in strong Eastern Pacific El Niño events dynamics in the warming climate // *Climate Dynamics*. 2020. Vol. 54. P. 901–918.
36. Chen, L., Sun D.-Z., Wang L., Li T. A Further Study on the Simulation of Cloud-Radiative Feedbacks in the ENSO Cycle in the Tropical Pacific with a Focus on the Asymmetry // *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*. 2018. Vol. 55. P. 303–316.
37. Choi J., An S.-I., Kug J.-S., Yeh S.-W. The role of mean state on changes in El Niño's flavor // *Climate Dynamics*. 2011. Vol. 37. P. 1205–1215.
38. Collins M., An, S.I., Cai, W. et al. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño // *Nature Geoscience*. 2010. Vol. 3. P. 391–397.
39. Dee D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137. P. 553–597.
40. Dewitte B., Gushchina D., duPenhoat Y., Lakeev S. On the importance of subsurface variability for ENSO simulation and prediction with intermediate coupled models of the Tropical Pacific: a case study for the 1997–1998 El Niño // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29. P. 11-1–11-5.

41. Dewitte B., Yeh S.-W., Thual S. Reinterpreting the thermocline feedback in the western-central equatorial Pacific and its relationship with the ENSO modulation // *Climate Dynamics*. 2012. Vol. 41. P. 819–830.
42. Dewitte B., Takahashi K. Diversity of moderate El Niño events evolution: role of air–sea interactions in the eastern tropical Pacific // *Climate Dynamics*. 2019. Vol. 52. P. 7455–7476.
43. DiNezio, P. N., Clement A. C., Vecchi G. A., Soden B. J., Kirtman B. P., Lee S. K. Climate response of the equatorial pacific to global warming // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 22. P. 4873–4892.
44. DiNezio P. N., Kirtman B. P., Clement A. C., Lee S.-K., Vecchi G. A., Wittenberg A. Mean Climate Controls on the Simulated Response of ENSO to Increasing Greenhouse Gases // *Journal of Climate*. 2012. Vol. 25. P. 7399–7420.
45. Dommenges D., Bayr T., Frauen C. Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El Niño southern oscillation // *Climate Dynamics*. 2013. Vol. 40. P. 2825–2847.
46. Fasullo J. T., Otto-Bliesner B. L., Stevenson S. ENSO's Changing Influence on Temperature, Precipitation, and Wildfire in a Warming Climate // *Geophysical Research Letters*. 2018. Vol. 45. P. 9216–9225.
47. Fedorov A. V., Hu S., Lengaigne M., Guilyardi E. (2015). The impact of westerly wind bursts and ocean initial state on the development, and diversity of El Niño events // *Climate Dynamics*. 2015. Vol. 44(5-6). P. 1381–1401.
48. Freund M. B., Henley B. J., Karoly D. J., McGregor H. V., Abram N. J., Dommenges D. 2019: Higher frequency of central Pacific El Niño events in recent decades relative to past centuries // *Nature Geoscience*. 2019. Vol. 12. P. 450–455.
49. Freund M. B., Brow, J. R., Henley B. J., Karoly D. J., Brown J. N. Warming patterns affect El Niño diversity in CMIP5 and CMIP6 models // *Journal of Climate*. 2020. Vol. 33. P. 8237–8260.
50. Garric G., Parent L., Greiner E. et al. Performance and quality assessment of the global ocean eddy-permitting physical reanalysis GLORYS2V4. In *Proceedings*

of the Eighth EuroGOOS International Conference 3-5 October 2017, Bergen, Norway. P. 215–222.

51. Guan C., McPhaden M.J., Wang F., Hu S. Quantifying the Role of Oceanic Feedbacks on ENSO Asymmetry // *Geophysical Research Letters*. 2019. Vol. 46(4). P. 2140–2148.

52. Guilyardi E., Bellenger H., Collins M., Ferrett S., Cai w., Wittenberg A.T. A first look at ENSO in CMIP5 // *CLIVAR Exchanges*. 2012. Vol. 17. P. 29–32.

53. Gulev S.K. Global Climate Change and the Oceans // *Studies on Russian Economic Development*. 2023. Vol. 34. P. 738–745.

54. Gushchina D., Dewitte B. The relationship between intraseasonal tropical variability and ENSO and its modulation at seasonal to decadal timescales // *Central European Journal of Geosciences*. 2011, Vol. 1, №. 2, P. 175–196.

55. Gushchina D., Dewitte B. Intraseasonal Tropical Atmospheric Variability Associated with the Two Flavors of El Niño // *Monthly Weather Review*. 2012, Vol. 140, P. 3669–3681.

56. Gushchina D., Heimsch F., Osipov A., June T., Rauf A., Kreilein H., Panferov O., Olchev A., Knohl A. Effects of the 2015–2016 El Niño event on energy and CO₂ fluxes of a tropical rainforest in Central Sulawesi // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. V. 12. № 2. P. 183–196.

57. Gushchina D., Zheleznova I., Osipov A., Olchev A. Effect of Various Types of ENSO Events on Moisture Conditions in the Humid and Subhumid Tropics // *Atmosphere*. 2020. Vol. 11. P. 1354.

58. Ham Y.G., Jeong Y., Kug J.S. Changes in Independence between Two Types of El Niño Events under a Greenhouse Warming Scenario in CMIP5 Models // *Journal of Climate*. 2015. Vol. 28 (19). P. 7561 - 7575.

59. Hartigan, J.A., Wong M.A. Algorithm AS 136: A K-Means Clustering Algorithm // *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*. Vol. 28, №. 1. P. 100-108

60. Hendon H. H., Wheeler M. C Zhang C. Seasonal Dependence of the MJO–ENSO Relationship // *Journal of Climate*. 2007. Vol. 20. P. 531–543.

61. Huang B., Xue Y., Wang H., Wang W., Kumar A. Mixed layer heat budget of the El Niño in NCEP climate forecast system // *Climate Dynamics*. 2012. Vol. 39. P. 365–381.
62. Jin, F.-F., An S.-I., Timmermann A., Zhao J. Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating // *Geophysical Research Letters*. 2003. Vol. 30. P. 20–1–20–1.
63. Jin F.-F., Kim S.T., Bejarano L. A coupled-stability index for ENSO // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33. L23708.
64. Kao H.-Y., Yu J.-Y. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 22. P. 615–632.
65. Kim S. T., Yu J.-Y. The two types of ENSO in CMIP5 models // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39. L11704.
66. Kim S. T., Cai W., Jin F.-F., Yu J.-Y. ENSO stability in coupled climate models and its association with mean state // *Climate Dynamics*. 2014. Vol. 42. P. 3313–3321.
67. Kim S.-T., Jin F.-F. An ENSO stability analysis. Part II: Results from the twentieth and twenty-first century simulations of the CMIP3 models // *Climate Dynamics*. 2011. Vol. 36(7-8). P. 1609–1627.
68. Kug, J.S., Jin F.F., An S.I. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 22. P. 1499–1515.
69. Kug J.-S., Choi J., An., S.-I., Jin F.-F. and Wittenberg A. T. Warm Pool and Cold Tongue El Niño Events as Simulated by the GFDL 2.1 Coupled GCM // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23. P. 1226–1239.
70. Larkin N.K., Harrison D.E. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32. L13705.
71. Latif M., Semenov V. A., Park, W. Super El Niños in response to global warming in a climate model // *Climatic Change*. 2015. Vol. 132(4). P. 489–500.
72. Lee T., McPhaden M. J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific // *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37. L14603.

73. Lengaigne, M., Vecchi, G. A. Contrasting the termination of moderate and extreme El Niño events in coupled general circulation models // *Climate Dynamics*. 2010. Vol. 35. P. 299–313.
74. Li T., Hsu P. *Fundamentals of Tropical Climate Dynamics*.: Springer, Cham. 2018. 229 P.
75. L’Heureux M., Takahashi K., Watkins A.B., Barnston A.G., Becker E.J., Di Liberto T.E., Gamble F., Gottschalck J., Halpert M.S., Huang B., Mosquera-Vásquez K., Wittenberg A.T. Observing and predicting the 2015–16 El Niño // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2017. Vol. 98. P. 1363–1382.
76. Lloyd J., Guilyardi E., Weller H. The Role of Atmosphere Feedbacks during ENSO in the CMIP3 Models. Part III: The Shortwave Flux Feedback // *Journal of Climate*. 2012. Vol. 25. P. 4275–4293.
77. Luo Y., Liu Q., Rothstein L. Simulated response of North Pacific mode waters to global warming // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36. L23609.
78. Madden R., Julian P. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1972. Vol. 29. P. 1109–1123.
79. Madec, G. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace(IPSL), France. 2008. No 27, ISSN No 1288-1619.
80. Marjani S., Alizadeh-Choobari O., Irannejad P. Frequency of extreme El Niño and La Niña events under global warming // *Climate Dynamics*. 2019. Vol. 53. P. 5799–5813.
81. McPhaden, M.J., Busalacchi A.J., Anderson D.L.T. A TOGA retrospective // *Oceanography*. 2010. Vol. 23(3). P. 86–103.
82. McPhaden M. J., Zhang X., Hendon H. H., Wheeler M.C. Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33. L16702.
83. Meinen C. S. and McPhaden M. J. Observations of Warm Water Volume Changes in the Equatorial Pacific and Their Relationship to El Niño and La Niña // *Journal of Climate*. 2000. Vol. 13. P. 3551–3559.

84. Neelin, J. D., Battisti D. S., Hirst A. C., Jin F.-F., Wakata Y., Yamagata T., Zebiak S. E. ENSO theory // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. Vol. 103. P. 14261–14290.
85. Newman M., Shin S.-I., Alexander M. Natural variation in ENSO flavors // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38. L14705.
86. Okumura Y. M. ENSO diversity from an atmospheric perspective // *Current Climate Change Reports*. 2019. Vol. 5. P. 245–257.
87. Osipov A., Gushchina D. The heat budget of the tropical pacific mixed layer during two types of El Niño based on reanalysis and global climate model data // *Atmosphere*. 2023. Vol. 15. № 1, 47. P. 1–18.
88. Paek H., Yu J.-Y., Qian C. Why were the 2015/2016 and 1997/1998 extreme El Niños different?: Contrasting 1997/1998 and 2015/2016 El Niños // *Geophysical Research Letters*. 2017. Vol. 44. P. 1848–1856.
89. Pan X., Li T., Chen, M. Change of El Niño and La Niña amplitude asymmetry around 1980 // *Climate Dynamics*. 2020. Vol. 54. P. 1351–1366.
90. Picaut J., Masia F., du Penhoat Y. An Advective-Reflective Conceptual Model for the Oscillatory Nature of the ENSO // *Science*. 1997. Vol. 277. P. 663–666.
91. Philip S. Y., van Oldenborgh G. J. Shifts in ENSO coupling processes under global warming // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33. L11704.
92. Power S., Delage F., Chung C.T.Y., Kociuba G., Keay K. Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability // *Nature*. 2013. Vol. 502 (7472), P. 541 - 545.
93. Puy, M., Vialard, J., Lengaigne, M. et al. Influence of Westerly Wind Events stochasticity on El Niño amplitude: the case of 2014 vs. 2015 // *Climate Dynamics*. Vol. 52. P. 7435–7454.
94. Rasmusson, E. M., Carpenter, T. H. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño // *Monthly Weather Review*. 1982. Vol. 110. P. 354–384.
95. Ren, H.-L., Jin F.-F. Niño indices for two types of ENSO // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38.

96. Ren, H.-L., Jin F.-F. Recharge Oscillator Mechanisms in Two Types of ENSO // *Journal of Climate*. 2013. Vol. 26. P. 6506–6523.
97. Rogelj J., Meinshausen M., Knutti R. Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates // *Nature climate change*. 2012. Vol. 2 (4), P. 248–253.
98. Ropelewski C. F., Halpert M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the Southern Oscillation. // *Monthly Weather Review*. 1987. Vol. 115. P. 1606-1626.
99. Santoso A., McGregor S., Jin F.-F., Cai W., England M. H., An S.-I., McPhaden M. J., Guilyardi E. Late-twentieth-century emergence of the El Niño propagation asymmetry and future projections // *Nature*. 2013. Vol. 504. P. 126–130.
100. Santoso A., McPhaden M. J., Cai W. The defining characteristics of ENSO extremes and the strong 2015/2016 El Niño // *Reviews of Geophysics*. 2017. Vol. 55. P. 1079–1129.
101. Stevenson S., Capotondi A., Fasullo J., Otto-Bliesner B. Forced changes to twentieth century ENSO diversity in a last Millennium context // *Climate Dynamics*. 2019 52, 7359–7374.
102. Suarez M. J., Schopf P. S. A delayed action oscillator for ENSO // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1988. Vol. 45. P. 3283-3287.
103. Takahashi K. et al. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38. L10704.
104. Takahashi K., Dewitte B. Strong and moderate nonlinear El Niño regimes // *Climate Dynamics*. 2016. Vol. 46. P. 1627–1645.
105. Takahashi K., Karamperidou C., Dewitte B. A theoretical model of strong and moderate El Niño regimes // *Climate Dynamics*. 2019. Vol. 52. P. 7477–7493.
106. Taschetto A.S., Gupta A.S., Jourdain N.C. et al. Cold tongue and Warm Pool ENSO events in CMIP5: Mean state and future projections// *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27. P. 2861–2885.
107. Trenberth K.E., Branstator W.B., Karoly D., Kumar A., Lau N.-C. Ropelewski C. Progress during TOGA in understanding and modeling global

teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. // *Journal of Geophysical Research*. 1998, Vol.5 103, C7, P. 14291-14324.

108. Trenberth K. E., Stepaniak D. P. Indices of El Niño evolution // *Journal of Climate*. 2001. Vol. 14. P. 1697–1701.

109. Van Vuuren D.P et al. The representative concentration pathways: an overview // *Climatic Change*. 2011. Vol. 109. P. 5–31.

110. Vecchi G. A., Soden B. J., Wittenberg A. T., Held I. M., Leetmaa A., Harrison M. J. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing // *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 73–76.

111. Vecchi, G. A., B. J. Soden. Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation // *Journal of Climate*. 2007. Vol. 20. P. 4316–4340.

112. Vialard, J., Menkes C., Boulanger J.-P., Delecluse P., Guilyardi E., McPhaden M. J., Madec G. A Model Study of Oceanic Mechanisms Affecting Equatorial Pacific Sea Surface Temperature during the 1997–98 El Niño // *Journal of Physical Oceanography*. 2001. Vol. 31. P. 1649–1675.

113. Walker G.T. Correlation in seasonal variations of weather. // *Memoirs of the Indian Meteorological Department*. 1924. Vol. 24. P. 275–332.

114. Wang G., Cai W., Gan B., Wu L., Santoso A., Lin X., Chen Z., McPhaden M. J. Continued increase of extreme El Niño frequency long after 1.5 °C warming stabilization // *Nature Climate Change*. 2017. Vol. 7. P. 568–572.

115. Wang B., Luo X., Yang Y.M., Sun W., Cane M.A., Cai W., Yeh S.W., Liu J. Historical change of El Niño properties sheds light on future changes of extreme El Niño // *PNAS*. 2019. Vol. 116 (45). P. 22512–22517.

116. Wang G., Cai W., Santoso A. Stronger increase in the frequency of extreme convective El Niño than extreme warm El Niño under greenhouse warming // *Journal of Climate*. 2020. Vol. 33. P. 675–690.

117. Weng H., Behera S. K. and Yamagata T. Anomalous winter climate conditions in the Pacific Rim during recent El Niño Modoki and El Niño events // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 32. P. 663–674.

118. Wyrski K. El Niño — the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing // *Journal of Physical Oceanography*. 1975. Vol. 5. P. 572–584.
119. Xie S.P., Deser C., Vecchi G.A., Ma J., Teng H., Wittenberg A.T. Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23. P. 966–986.
120. Xu K., Tam C.-Y., Zhu C., Liu B., Wang W. CMIP5 projections of two types of El Niño and their related tropical precipitation in the twenty-first century // *Journal of Climate*. 2017. Vol. 30. P. 849–864.
121. Xu K., Tam C.Y., Liu B., Chen S., Yang, X.Y., He X.Q., et al. Attenuation of Central Pacific El Niño amplitude by North Pacific sea surface temperature anomalies // *Journal of Climate*. 2020. Vol. 33(15). P. 6673–6688.
122. Yan, C., Zhu, J. Evaluation of an Ocean Reanalysis System in the Indian and Pacific Oceans // *Atmosphere*. 2023. Vol. 14.
123. Yeh S.-W., Kug S.-J., Dewitte B., Kwon M.-H., Kirtman B. P., Jin F.-F. El Niño in a changing climate // *Nature*. 2009. Vol. 461. P. 511–514.
124. Yeh S.-W., Kirtman B. P., Kug J.-S., Park W., Latif M. Natural variability of the central Pacific El Niño event on multi-centennial timescales. *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38. L02704.
125. Yeh S.-W., Wang X., Wang C., Dewitte B. (2015). On the relationship between the north Pacific climate variability and the central Pacific El Niño // *Journal of Climate*. 2015. Vol. 28. P. 663–677.
126. Yu, J., Kim, S. Identifying the types of major El Niño events since 1870 // *International Journal of Climatology*. 2012. Vol. 33(8). P. 2105-2112.
127. Yu, J., Li T., Jiang L. Why Does a Stronger El Niño Favor Developing towards the Eastern Pacific while a Stronger La Niña Favors Developing towards the Central Pacific? // *Atmosphere*. 2023. Vol. 14. 1185.
128. Yuan Y., Yang S. 2012. Impacts of different types of El Niño on the East Asian climate: focus on ENSO cycles // *Journal of Climate*. Vol. 25. P. 7702-7722.

129. Zhang X. B., McPhaden M. J. Surface layer heat balance in the eastern equatorial Pacific Ocean on interannual time scales: Influence of local versus remote wind forcing // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23(16). P. 4375–4394.

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. Кластерный анализ Эль-Ниньо с точки зрения индексов Е и С по данным климатических моделей в современном и будущем климате.....150
2. Проекция составляющих бюджета тепла верхнего перемешанного слоя океана по данным климатических моделей.....154

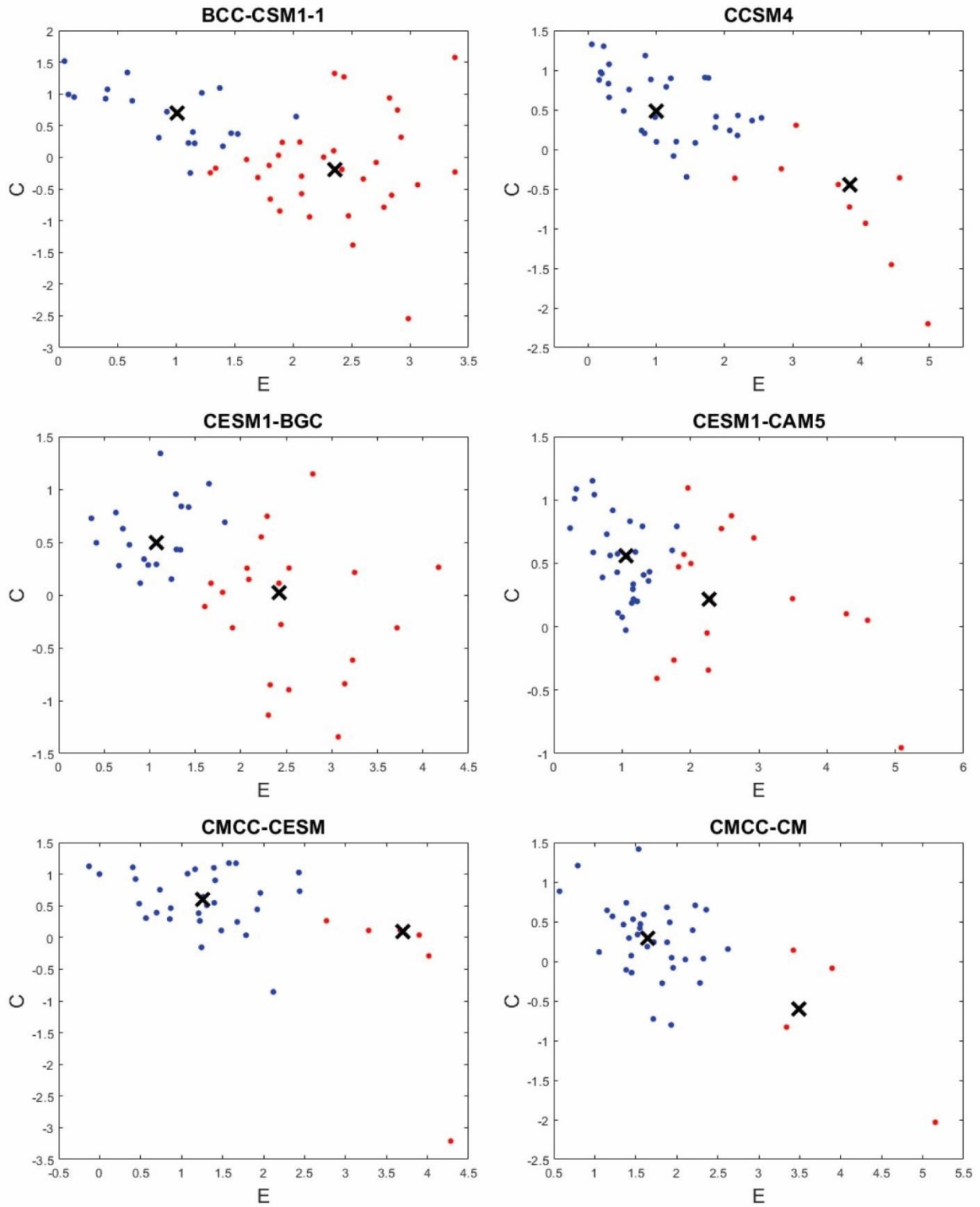


Рисунок П1.1. Полученные в ходе анализа методом k-средних применительно к значениям индексов E и C в момент кульминации Эль-Ниньо кластеры по данным сценария Historical климатических моделей. Красные точки соответствуют сильным, синие – умеренным Эль-Ниньо. Крестами отмечены центры кластеров.

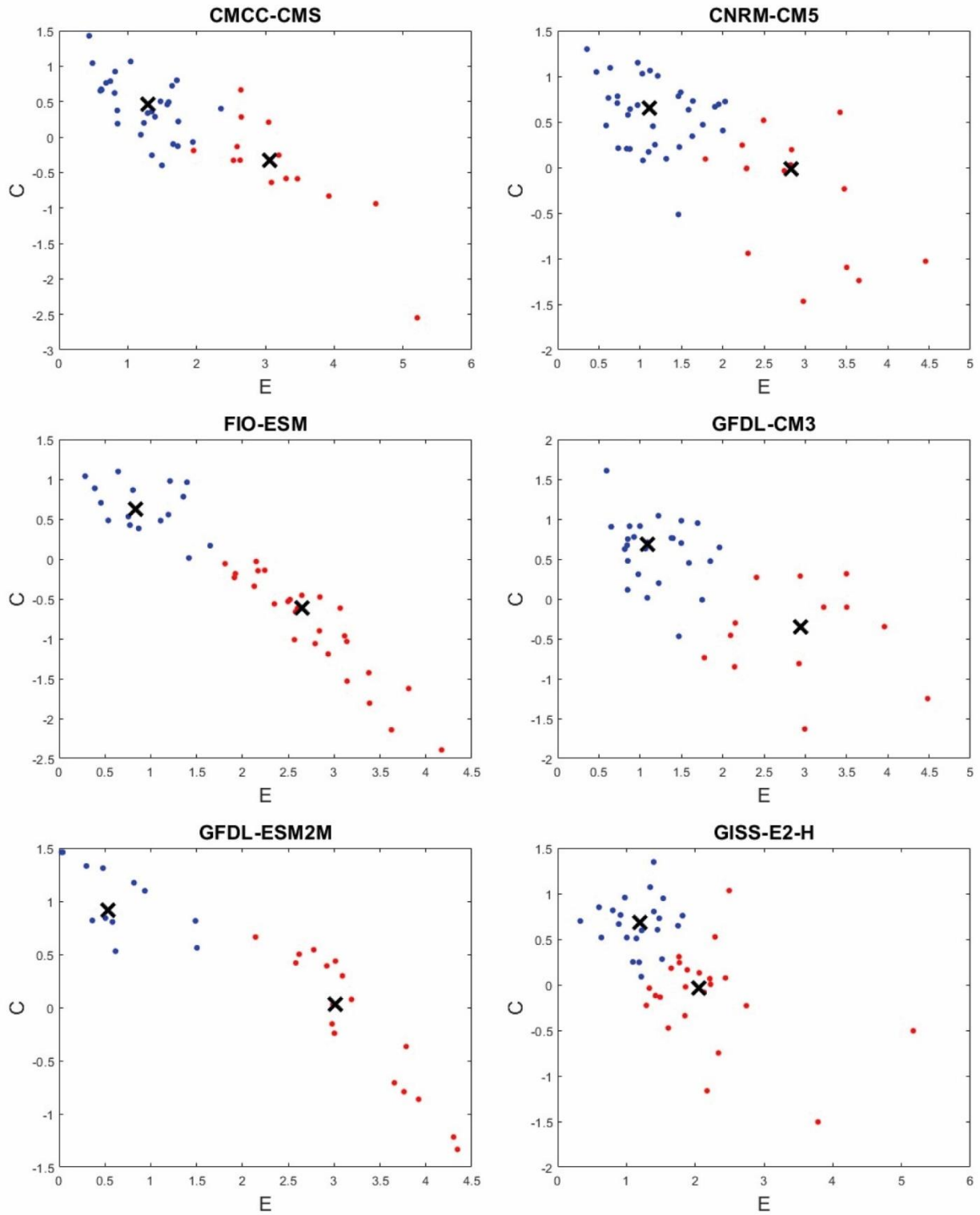


Рисунок П1.1. (продолжение) Полученные в ходе анализа методом k-средних применительно к значениям индексов E и C в момент кульминации Эль-Ниньо кластеры по данным сценария Historical климатических моделей. Красные точки соответствуют сильным, синие – умеренным Эль-Ниньо. Крестами отмечены центры кластеров.

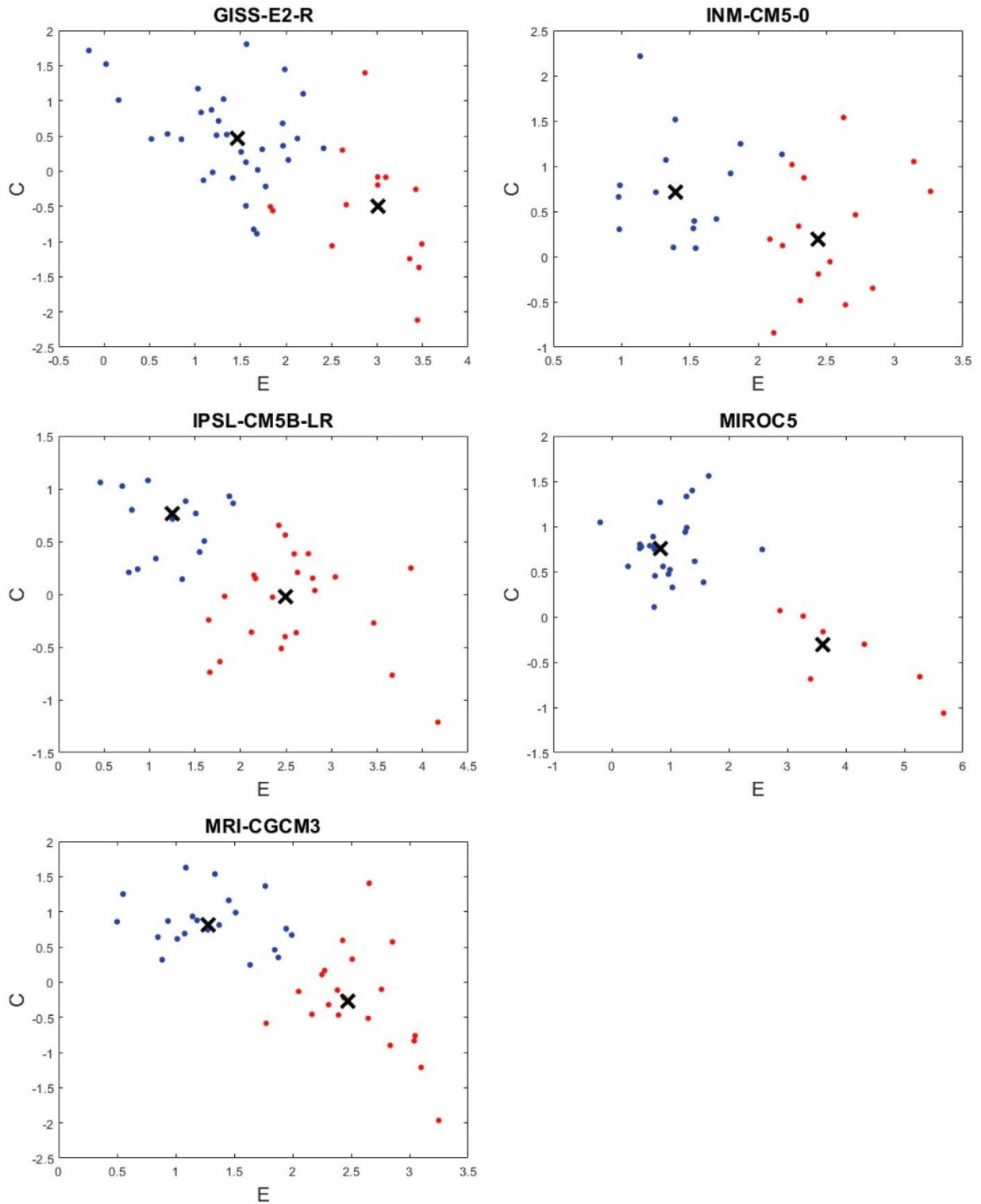


Рисунок П1.1. (продолжение) Полученные в ходе анализа методом k -средних применительно к значениям индексов E и C в момент кульминации Эль-Ниньо кластеры по данным сценария Historical климатических моделей. Красные точки соответствуют сильным, синие – умеренным Эль-Ниньо. Крестами отмечены центры кластеров.

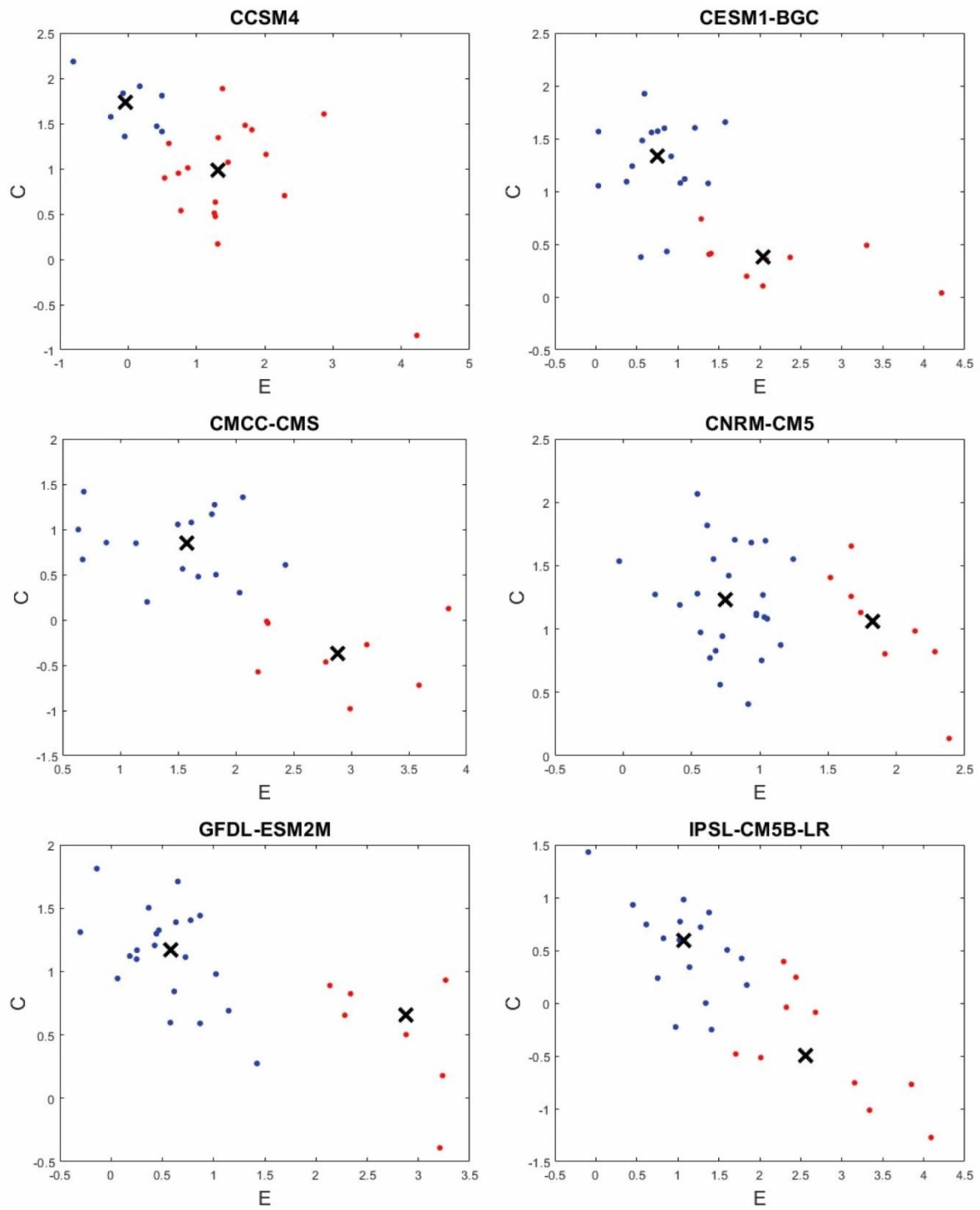


Рисунок П1.2. То же, что на рисунке П1.1 для сценария RCP8.5. Приведены кластеры только для отобранных шести моделей.

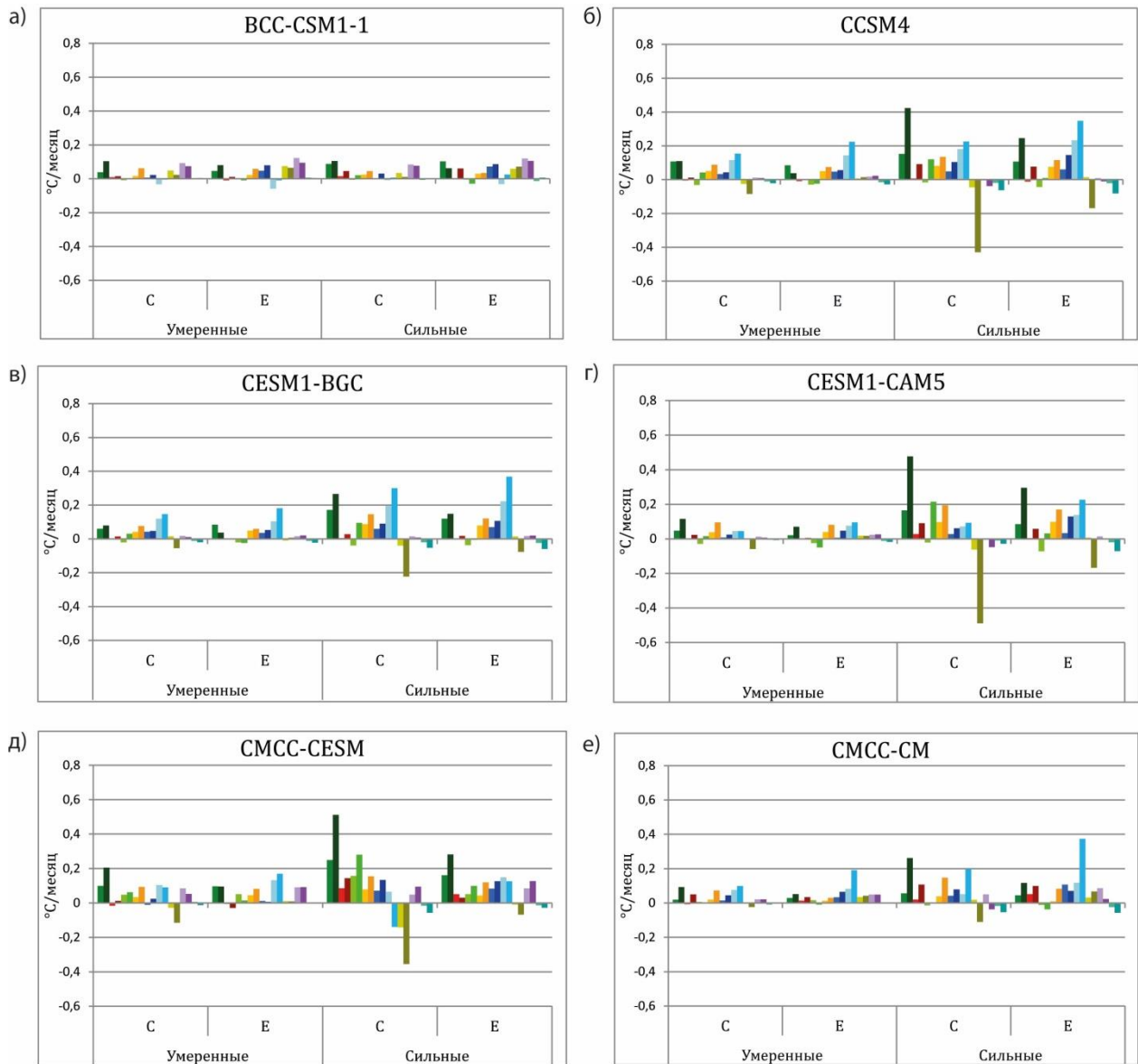


Рисунок П2.1. Проекция адвективных составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя экваториального Тихого океана на пространственные моды Е и С ($^{\circ}\text{C}/\text{месц}$) по данным климатических моделей в условиях современного климата (сценарий historical); композиционные схемы для сильных и умеренных Эль-Ниньо в фазы зарождения (ФЗ) и развития (ФР).

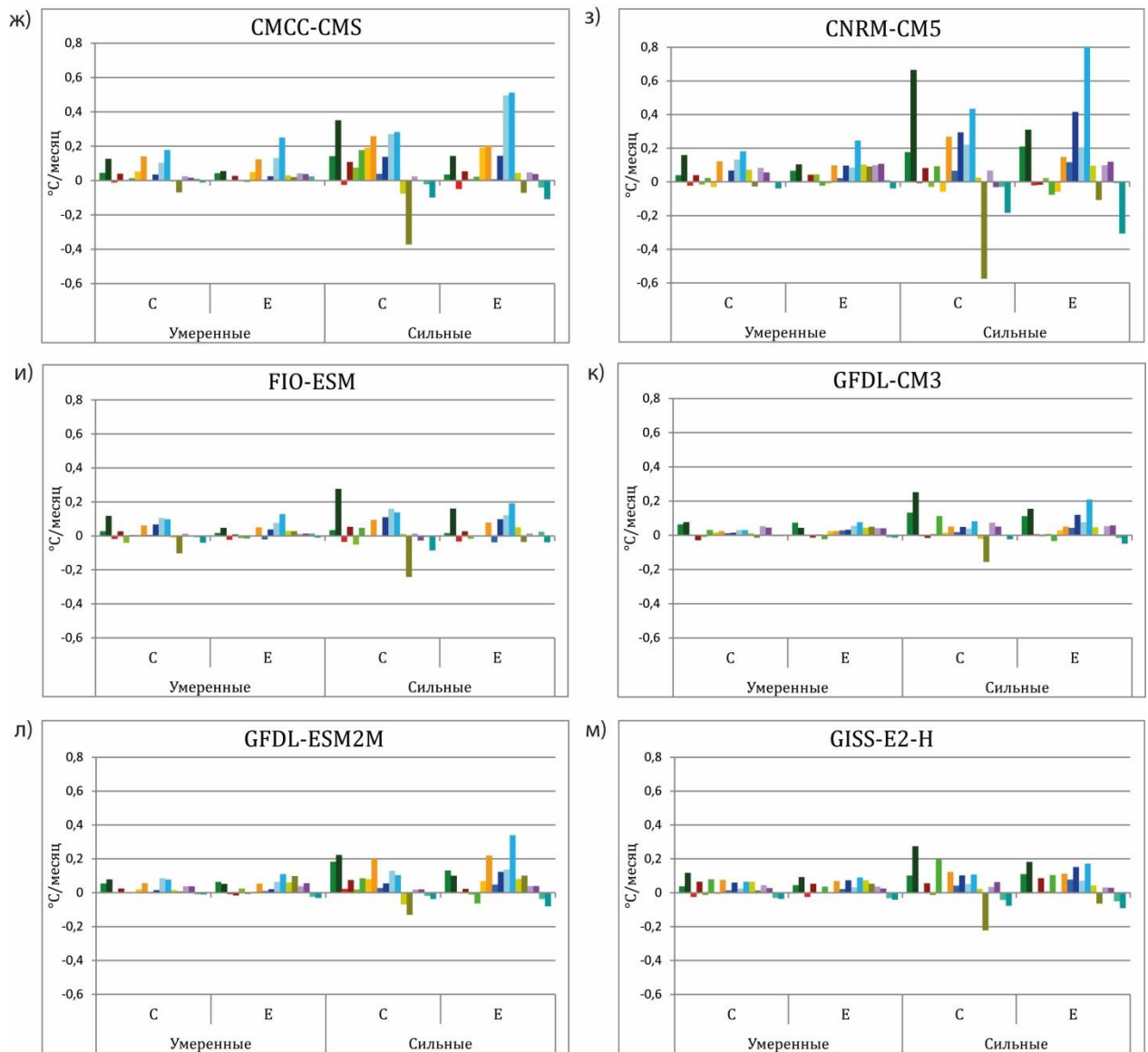


Рисунок П2.1. (продолжение) Проекция адвективных составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя экваториального Тихого океана на пространственные моды Е и С ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) по данным климатических моделей в условиях современного климата (сценарий historical); композиционные схемы для сильных и умеренных Эль-Ниньо в фазы зарождения (ФЗ) и развития (ФР).

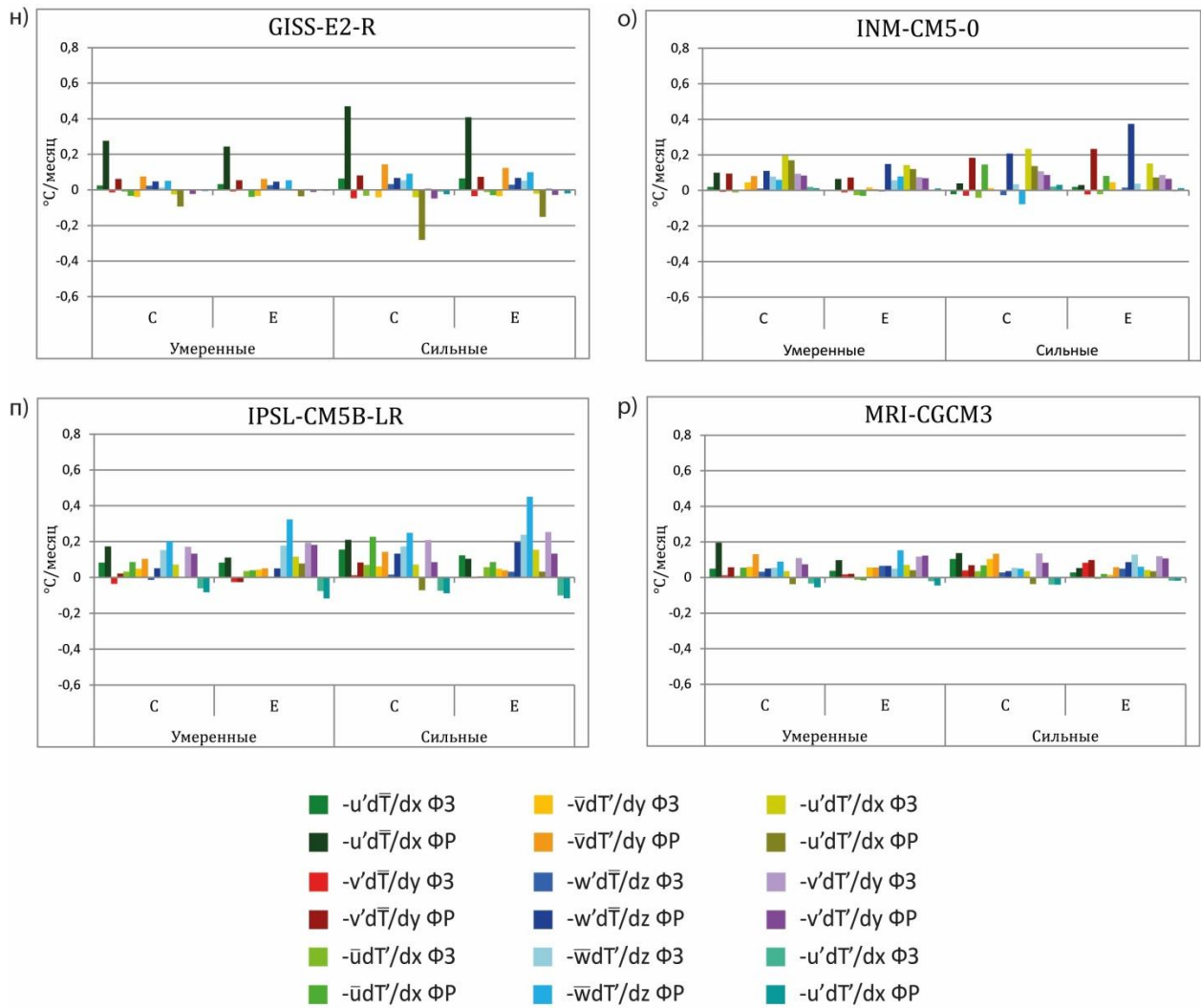


Рисунок П2.1. (продолжение) Проекция адвективных составляющих бюджета тепла верхнего 50-метрового слоя экваториального Тихого океана на пространственные моды Е и С ($^{\circ}\text{C}/\text{месяц}$) по данным климатических моделей в условиях современного климата (сценарий historical); композиционные схемы для сильных и умеренных Эль-Ниньо в фазы зарождения (ФЗ) и развития (ФР).

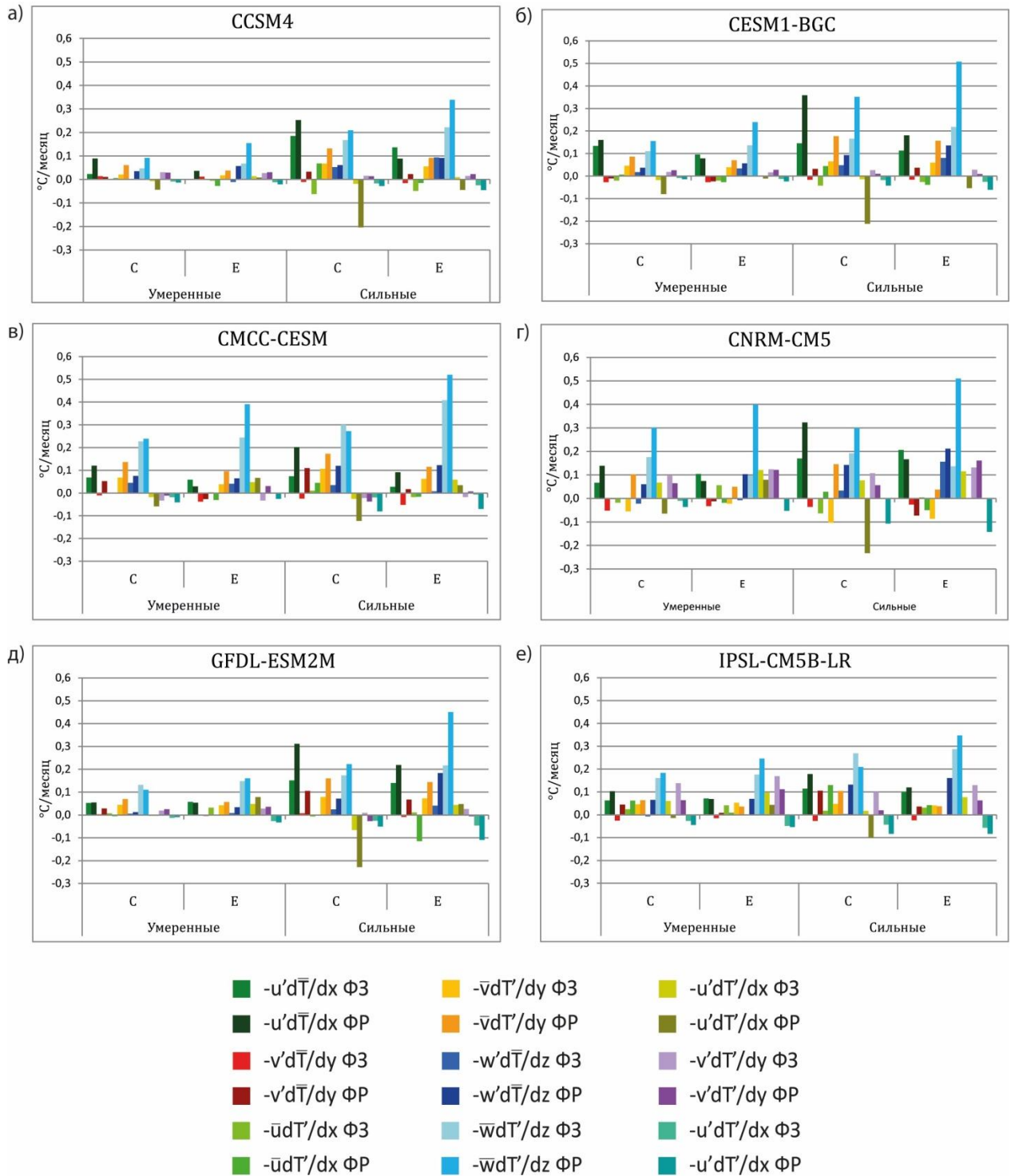


Рисунок П2.2. То же, что на рисунке П2.1 по данным сценария RCP8.5 отобранных шести моделей.