МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи
УДК 551.513

ЖЕЛЕЗНОВА Ирина Владимировна

ОТКЛИК В СИСТЕМЕ ОКЕАН-АТМОСФЕРА НА КАНОНИЧЕСКОЕ ЭЛЬ-НИНЬО И ЭЛЬ-НИНЬО МОДОКИ

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Москва, 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение ... 4
Глава 1. Каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки и удаленный отклик на эти явления ... 10
1.1 Явление Эль-Ниньо – Южное колебание ... 10
1.2 Механизмы возникновения и развития явления Эль-Ниньо – Южное Колебание ... 14
1.3 Каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки ... 27
1.4 Индексы, используемые при определении ЭНЮК ... 32
1.5 Дальние связи явления Эль-Ниньо – Южное колебание ... 35
1.6 Удаленный отклик на каноническое и Модоки Эль-Ниньо ... 39
Глава 2. Материалы и методика исследований ... 49
2.1 Данные ... 49
2.2 Интегральный индекс циркуляции как средство описания крупномасштабных особенностей циркуляции атмосферы ... 51
2.3 Построение вертикальных ячеек циркуляции ... 55
2.4 Корреляционный и регрессионный анализ ... 57
2.5 Методы выделения двух типов Эль-Ниньо ... 59
2.6 Bootstrap-метод ... 62
2.7 Краткое описание модели общей циркуляции атмосферы и океана GFDL-ESM-2M ... 62
Глава 3. Удаленный отклик на два типа Эль-Ниньо в полях приземной температуры воздуха и осадков ... 65
3.1 Обобщенный отклик на два типа Эль-Ниньо ... 67
3.2 Анализ регрессионных связей между аномалиями приземной температуры воздуха и индексами канонического и Модоки Эль-Ниньо ... 71
3.3 анализ регрессионных связей между аномалиями осадков и индексами канонического и Модоки Эль-Ниньо ... 77

Глава 4. Взаимодействие двух типов Эль-Ниньо с глобальной и региональной атмосферной циркуляцией 84
4.1. Взаимодействие с глобальной зональной циркуляцией 84
4.2. Взаимодействие Эль-Ниньо с аномалиями циркуляции в вертикальной плоскости 96
4.2.1 Ячейка Уокера 100
4.2.2 Ячейка Хэдли 104
4.3. Взаимодействие двух типов Эль-Ниньо с аномалиями циркуляции в центрах действия атмосферы 116
Глава 5. Влияние двух типов Эль-Ниньо на процессы синоптического масштаба в тропических широтах 147
5.1 Изменчивость характеристик тропических циклонов в период развития двух типов Эль-Ниньо 147
5.2 Перуанское струйное течение и изменчивость его синоптического механизма в периоды канонического и Модоки Эль-Ниньо 161
Глава 6. Изменение структуры дальних связей двух типов ЭНЮК в условиях потепления климата 173
6.1. Валидация модели GFDL-ESM-2M 174
6.2. Моделирование отклика в условиях потепления климата 186
Заключение 193
Список литературы 197
Приложения 208

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы.

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) является одной из наиболее ярких аномалий в климатической системе нашей планеты. Аномалии температуры поверхности тропического Тихого океана и связанные с ними нарушения в атмосферной циркуляции оказывают огромное влияние на погодные и климатические условия, как в районе распространения самого явления, так и далеко за его пределами. К наиболее ярким проявлениям воздействия Эль-Ниньо относятся катастрофические наводнения и сильные засухи, значительные аномалии в температурном режиме, нарушения муссонной циркуляции. Проблема прогноза аномалий, связанных с Эль-Ниньо, крайне важна не только с точки зрения фундаментального понимания механизмов взаимодействия между тропиками и умеренными широтами, но и для минимизации экономического ущерба, связанного с последствиями катастрофических событий.

Серьезной проблемой, стоящей перед исследователями ЭНЮК, является непохожесть явлений одного на другое. До относительно недавнего времени считалось, что, несмотря на существенные различия в особенностях развития каждого отдельного Эль-Ниньо, все они являются, по сути, вариациями единого процесса, существующего в тропической зоне Тихого океана. Однако в последнее десятилетие было установлено [Ashok et al., 2007; Kug et al., 2009], что, наряду с каноническим Эль-Ниньо, при котором максимальные аномалии температуры поверхности возникают на востоке Тихого океана, существует еще один тип явления, максимум аномалий для которого смещен в центральную часть Тихого океана, в район линии перемены дат. Новый тип получил название Эль-Ниньо Модоки (от японского слова, означающего «похожий, но другой») или Центрально-Тихоокеанское (ЦТ) Эль-Ниньо. Каноническое Эль-Ниньо в свою очередь, также называют Восточно-Тихоокеанским (ВТ).

Актуальность исследования отклика на два типа Эль-Ниньо определяется следующими причинами.

1. Изменение локализации аномалий температуры поверхности океана (ТПО) в период развития Эль-Ниньо может приводить к значительным изменениям отклика в климатической системе. Максимальная чувствительность атмосферы к воздействию со стороны океана отмечается на западе тропического Тихого океана, в районе морского континента Индонезии, где максимально развиты процессы глубокой конвекции. Поэтому интенсивность удаленного отклика, которая определяется как амплитудой аномалий ТПО, так и степенью атмосферной чувствительности к воздействию со стороны океана, будет больше управляться процессами, происходящими не на востоке, а в центре Тихого океана. Это позволяет предположить, что удаленный отклик на Эль-Ниньо Модоки отличается от отклика на каноническое Эль-Ниньо не только по структуре, но и по интенсивности.

2. Как было показано в ряде исследований [Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009; Mo, 2010 и др.], удаленный отклик на два типа Эль-Ниньо в ряде регионов Земного шара может серьезно различаться, вплоть до противоположного. Так, например, регионы, в которых в период канонического Эль-Ниньо наблюдался сильный дефицит осадков, могут быть подвержены избыточному увлажнению в годы Эль-Ниньо Модоки. Однако особенности удаленного отклика на каждый из типов Эль-Ниньо, также как и механизмы, приводящие к аномалиям в различных регионах Земного шара, до настоящего времени изучены достаточно слабо. В большинстве исследований, посвященных удаленному отклику на ЭНЮК, отсутствовало разделение на два типа явления. Поэтому полученные ранее результаты представляют совокупный отклик на оба типа Эль-Ниньо, что может приводить к маскировке аномалий в отдельных регионах. Таким образом, актуальной проблемой является выделение отклика на каждый из типов Эль-Ниньо.

3. В немногочисленных исследованиях, посвященных изучению удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо, рассмотрены особенности отклика

в конкретных районах Земного шара. Кроме того, крайне слабо охвачены исследованиями регионы, удаленные от района локализации аномалий в период развития ЭНЮК. Поэтому систематизация и структуризация результатов, а также изучение физических механизмов удаленного отклика являются актуальной научной задачей.

4. Бóльшая повторяемость Эль-Ниньо Модоки в последние десятилетия может являться реакцией климатической системы на рост глобальной температуры [Yeh et al., 2009]. В связи с этим, важной является проблема изменения структуры и механизмов удаленного отклика на Эль-Ниньо в условиях потепления климата в XXI веке.

Объекты исследования – два типа явления Эль-Ниньо, глобальная атмосферная циркуляция, процессы синоптического масштаба в тропической зоне.

Предмет исследования – характеристики и циркуляционные механизмы удаленного отклика на два типа ЭНЮК в тропиках и внетропической зоне.

Целью работы является определение удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо – каноническое и Модоки, исследование циркуляционных механизмов дальних связей и оценка изменения этих механизмов в условиях потепления климата.

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

• определить удаленный отклик на два типа Эль-Ниньо в полях приземной температуры воздуха и осадков и причины возникновения аномалий;

• выявить взаимосвязь аномалий глобальной и региональной атмосферной циркуляции с аномалиями температуры поверхности экваториального Тихого океана в период канонического и Модоки Эль-Ниньо;

• определить изменения структуры вертикальных ячеек циркуляции в тропической тропосфере (Хэдли и Уокера) в период развития двух типов ЭНЮК;

• выявить влияние канонического и Модоки Эль-Ниньо на процессы синоптического масштаба в тропической зоне Тихого океана;

• определить изменение удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо в условиях потепления климата.

Положения, выносимые на защиту.

• Аномалии метеорологических характеристик (приземной температуры и осадков), сопровождающие два типа Эль-Ниньо, существенно различаются по локализации и интенсивности, вплоть до противоположного знака аномалии.

• Интенсивность отклика зональной крупномасштабной циркуляции зависит от типа Эль-Ниньо, при этом пространственная структура отклика в целом идентична, а локальные различия обусловлены региональными аномалиями циркуляции.

• Изменение локализации аномалий приземной температуры воздуха и осадков в условиях канонического и Модоки Эль-Ниньо определяется особенностями отклика региональной и вертикальной циркуляции атмосферы.

• Характеристики процессов синоптического масштаба в тропической зоне (на примере тропических циклонов и Перуанского струйного течения) существенно изменяются на межгодовых масштабах, что обусловлено влиянием Эль-Ниньо.

• Удаленный отклик циркуляции атмосферы на Эль-Ниньо в условиях потепления климата существенно ослабевает, при этом ослабление более ярко выражено для канонического Эль-Ниньо.

Научная новизна работы.

Впервые определен удаленный отклик в аномалиях приземной температуры и осадков на два типа Эль-Ниньо с использованием нового объективного метода выделения двух типов ЭНЮК.

Впервые с использованием новых индексов циркуляции описана эволюция аномалий циркуляции в горизонтальной и вертикальной плоскости в атмосфере в период развития канонического и Модоки Эль-Ниньо.

Впервые определены циркуляционные причины формирования аномалий температуры воздуха и осадков в период Эль-Ниньо двух типов.

Впервые определена изменчивость характеристик тропических циклонов в зависимости от типа Эль-Ниньо как в Тихом океане, так и за его пределами. Определен синоптический механизм Перуанского атмосферного струйного течения, оказывающего влияние на апвеллинг, и изменения этого механизма в период развития двух типов Эль-Ниньо.

Впервые выявлено изменение отклика глобальной и региональной атмосферной циркуляции на два типа ЭНЮК в условиях потепления климата XXI века.

Практическая значимость работы заключается в том, что ее результаты позволили определить изменение удаленного климатического отклика в зависимости от типа Эль-Ниньо и усовершенствовать понимание механизмов этого отклика. Результаты исследования могут быть использованы при определении последствий Эль-Ниньо в условиях потепления климата.

Личный вклад автора.

Все основные научные результаты, представленные в работе, были получены автором лично или в соавторстве с доктором географических наук, доцентом кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ Дарьей Юрьевной Гущиной. Личный вклад автора состоит в самостоятельном проведении всех необходимых расчетов, выявлении дальних связей двух типов Эль-Ниньо в полях аномалий приземной температуры и осадков, и определении циркуляционных механизмов удаленного отклика. Самостоятельно была проведена оценка изменения удаленного отклика глобальной атмосферной циркуляции в условиях потепления климата XXI века, а также исследование изменчивости характеристик тропических циклонов в период развития двух типов ЭНЮК.

Совместно с Д.Ю. Гущиной проведен начальный этап исследования влияния двух типов Эль-Ниньо на аномалии глобальной и региональной атмосферной циркуляции. Далее исследование было расширено и продолжено

автором работы лично. Совместно определен синоптический механизм Перуанского струйного течения и его изменчивость в годы различных типов Эль-Ниньо.

Апробация работы.

Основные результаты работы докладывались автором на международных и отечественных конференциях и семинарах, в том числе на Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (Москва, 2009), Международном русско-французском семинаре «Климатическая изменчивость в тропическом Тихом океане: механизмы, моделирование и удаленный отклик» (Москва, 2009), Всероссийской конференции «Михаил Арамаисович Петросянц и современные проблемы метеорологии и климатологии» (к 90-летию со дня рождения М.А. Петросянца, Москва, 2009), Школе-конференции молодых ученых «Изменение климата и окружающей среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация» (Кисловодск, 2014), Генеральной ассамблее Европейского геофизического общества EGU-2015 (Вена, Австрия, 2015).

По теме диссертации опубликовано 7 работ, в том числе 2 статьи в научных журналах и изданиях, которые включены в перечень российских рецензируемых научных журналов и изданий для опубликования основных научных результатов диссертации, 1 статья в рецензируемом сборнике и 4 – тезисов докладов к научным конференциям.

Структура и объем диссертации.

Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы из 135 наименований работ отечественных и зарубежных авторов и приложений, и содержит 264 страниц компьютерного текста, включая 50 рисунков и 12 таблиц в основном тексте, а также 39 рисунков и 3 таблицы в приложениях.

ГЛАВА 1. КАНОНИЧЕСКОЕ ЭЛЬ-НИНЬО И ЭЛЬ-НИНЬО МОДОКИ И УДАЛЕННЫЙ ОТКЛИК НА ЭТИ ЯВЛЕНИЯ

1.1 ЯВЛЕНИЕ ЭЛЬ-НИНЬО – ЮЖНОЕ КОЛЕБАНИЕ

Явление Эль-Ниньо – Южное колебание представляет собой крупномасштабную короткопериодную климатическую флуктуацию, являющуюся результатом взаимодействия тропического Тихого океана и атмосферы. Это явление оказывает существенное влияние на климатическую изменчивость на значительной части Земного шара [Петросянц М.А. и др., 2005]. Название Эль-Ниньо появилось более века назад. Этим словом, в переводе с испанского означающим «ребенок, младенец, мальчик» южноамериканские рыбаки называли потепление поверхностных вод океана, наблюдаемое ежегодно в канун Рождества у побережья Южной Америки от Эквадора до северного Перу. В среднем температура поверхности океана здесь ниже, чем в окружающих районах, что обусловлено влиянием холодного Перуанского течения и апвеллингом. Однако, в период Рождества ежегодно отмечается возникновение теплого течения, направленного на юг и способствующего опусканию холодных вод, что приводит к сокращению количества питательных элементов в поверхностных водах, и, следовательно, к снижению улова рыбы. Как правило, это течение занимает относительно небольшую площадь, не распространяясь дальше северного Перу, и исчезает к марту-апрелю.

Но в отдельные годы эта положительная аномалия температуры может быть значительно более интенсивной, достигая нескольких градусов, и охватывать большие пространства, распространяясь на значительную часть экваториального Тихого океана. При этом нагрев не ограничивается несколькими месяцами, а может сохраняться в течение года и более. В настоящее время ученые называют термином Эль-Ниньо именно эти исключительные явления, а не ежегодные кратковременные потепления. Наиболее яркими явлениями последнего столетия были события 1957—58, 1972—73, 1982—83, 1997—98 и 2009—2010 гг.

Иногда за явлением Эль-Ниньо следует противоположная фаза явления, получившая название Ла Нинья («девочка»), которая выражается в появлении отрицательной аномалии температуры поверхностных вод у южноамериканского побережья. При этом отмечается интенсификация процесса апвеллинга и усиление пассатных ветров вдоль экватора в восточной части Тихого океана. Однако смена положительных и отрицательных фаз происходит не систематически, т.е. не за каждым явлением Эль-Ниньо будет следовать Ла Нинья, и наоборот.

Связь между явлением Эль-Ниньо и аномалиями, возникающими в период его развития в атмосфере, впервые была отмечена еще Якобом Бьеркнесом [Bjerknes, 1966]. Он обратил внимание, что аномалии температуры тропического Тихого океана тесно связаны с изменениями давления в центре области высокого давления в районе острова Пасхи и в системе низкого давления над Индонезией и Северной Австралией. Для того, чтобы количественно описать этот феномен, Уокером в 1924 году [Walker, 1924] был введен индекс Южного колебания – ИЮК (Southern Oscillation Index – SOI), который представляет собой аномалию разности приземного давления между областью высокого давления на востоке Тихого океана (Таити) и областью низкого давления на западе Тихого океана (Дарвин) (рис. 1.1) (подробнее про индекс см. ниже в разделе 1.5). В настоящее время эти явления рассматривают только в совокупности, обозначая весь комплекс явлений термином ЭНЮК (Эль-Ниньо – Южное колебание) или сохраняя историческое название Эль-Ниньо.

Серьезная проблема, с которой столкнулось научное сообщество, заключается в том, что явление Эль-Ниньо не является строго периодическим, и каждое отдельное явление не похоже на другие, имея свою специфику. Как отметил еще в 1975 году Клаус Виртки [Wyrtki, 1975], нет двух таких Эль-Ниньо, которые были бы полностью похожи друг на друга (“no two El Nino events are quitealike”). В связи с этим, достаточно сложной задачей представлялось создание некоторого общего сценария развития явления. В начале 80-х годов, на базе накопленных наблюдений по Эль-Ниньо в период с 50-х по 70-е годы, был составлен средний сценарий развития явления Эль-Ниньо, получивший название «канонического явления».

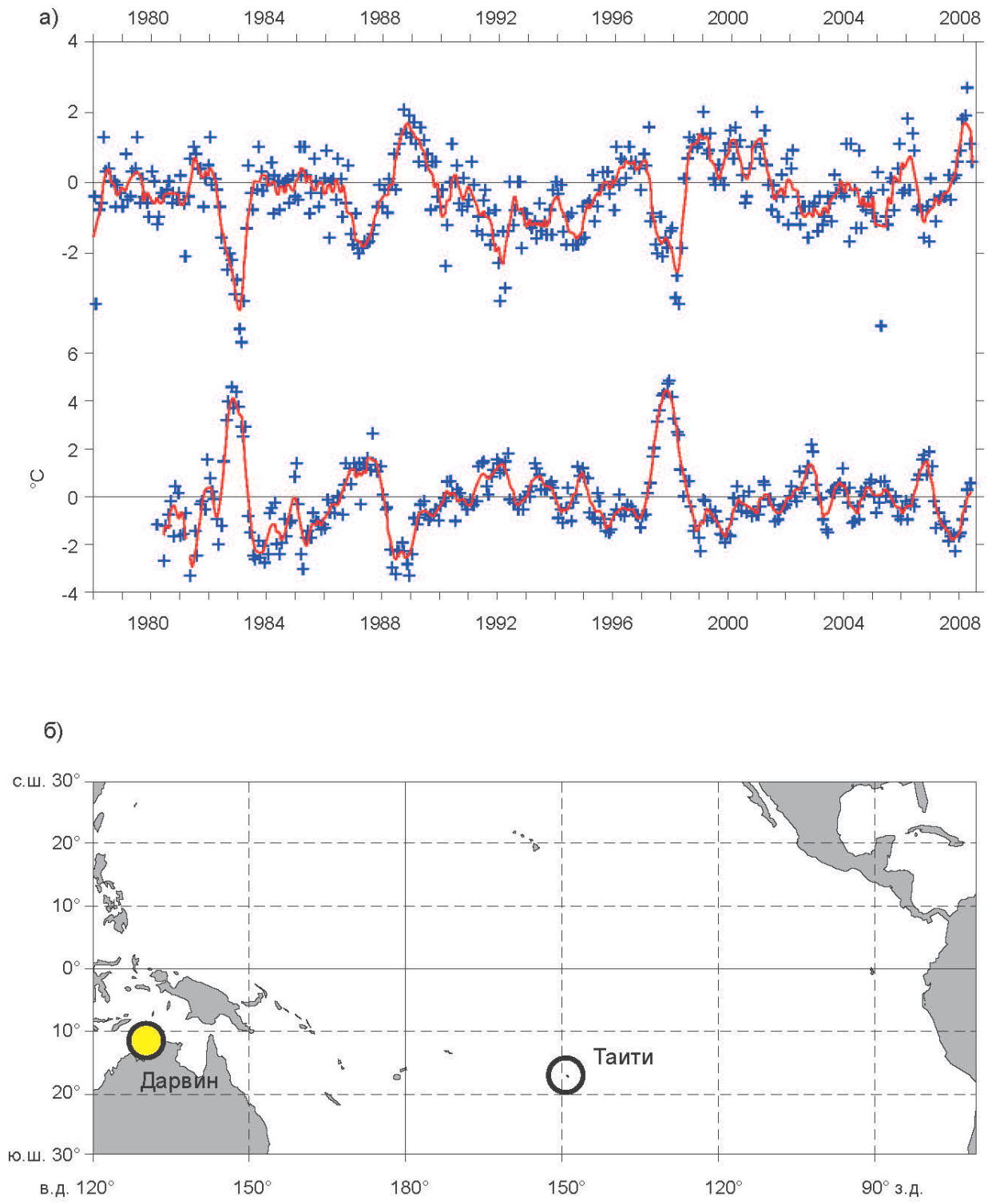


Рис. 1.1. а) Индекс Южного колебания (уравнение (1.1.)) и аномалии температуры поверхности экваториального Тихого океана на экваторе и 110° з.д. по данным [Reynolds and Smith, 2002], среднемесячные значения (синие крестики) и 5-месячное скользящее среднее (красная линия); б) положение пунктов наблюдений, по которым рассчитывается индекс Южного колебания.

Считалось, что аномальный нагрев поверхностных вод начинается у побережья Южной Америки и распространяется вдоль экватора с востока на запад, достигая максимального развития в декабре-феврале месяце.

Однако явления 1982—83 и 1997—1998 гг. развивались отнюдь не по этому сценарию: не наблюдалось ни распространения теплой аномалии от берегов к центру бассейна, ни предшествующего повышения уровня океана на западе Тихого океана. Явление 1982—83 гг. достигло своей кульминации в конце 1982 года, причем не на востоке, а в центре Тихого океана. Стала очевидна необходимость развития сети наблюдений в районе локализации явления и более подробного

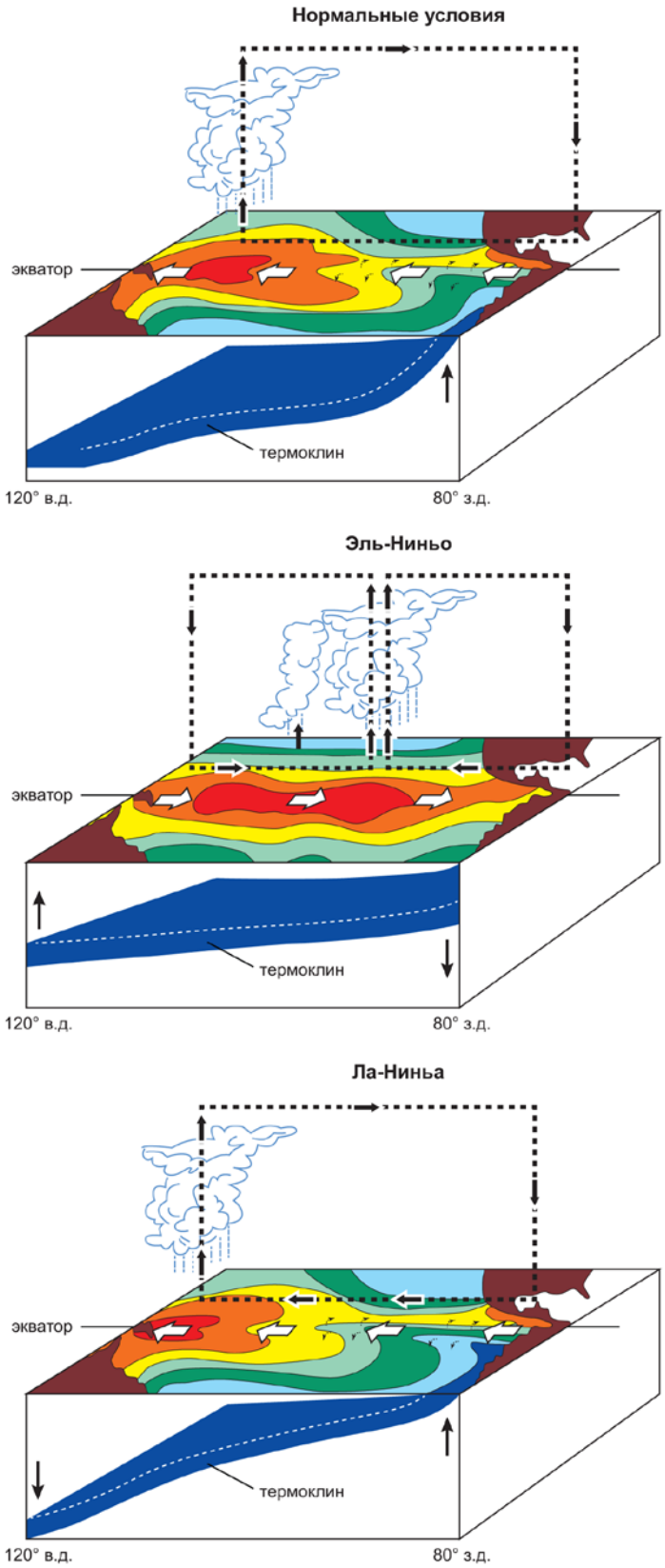


Рис. 1.2. Схематическое изображение процессов в Тихом океане в период явлений Эль-Ниньо, Ла-Нинья и при нормальных условиях. В нормальных условиях более теплые воды (27-28°С) располагаются на западе Тихого океана, а более холодные (22-23 °С) - на востоке. При нормальных условиях термоклин наклонён с востока (где он залегает на глубине ~50 м) на запад (глубина залегания ~200 м). Над теплой водой на западе Тихого океана развивается мощная конвективная облачность и выпадают осадки. В период Эль-Ниньо теплые воды смещаются на восток, термоклин поднимается на западе и заглубляется на востоке, зона конвекции и осадков смещается вслед за теплой водой на центральные и восточные районы Тихого океана. В период Ла-Нинья, напротив, угол наклона увеличивается, осадки интенсифицируются над западом Тихого океана, пассаты усиливаются. Из [DuPenhoat and Eldin, 2000].

изучения процессов, сопровождающих Эль-Ниньо в атмосфере и океане. Для этого в 1985 году была инициирована научная программа ТОГА (Тропический океан – Глобальная атмосфера), которая продолжалась 10 лет и позволила существенно расширить представления о природе и механизмах явления Эль-Ниньо. В результате проведения этой программы стали более понятны механизмы влияния явления Эль-Ниньо – Южное колебание на глобальную циркуляцию внутри тропического пояса [Latif and Barnett, 1994; Гущина и др., 1997], в частности, связь ЭНЮК с аномалиями в циркуляции вертикальных ячеек Хэдли и Уокера (см. подробнее главу 4). Схематичное изображение процессов в Тихом океане в период теплой и холодной фаз ЭНЮК и при нормальных условиях представлено на рис 1.2.

1.2 МЕХАНИЗМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЯВЛЕНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО – ЮЖНОЕ КОЛЕБАНИЕ.

За последние десятилетия было проведено множество исследований, посвященных изучению явления ЭНЮК и связанных с ним процессов в океане и атмосфере, однако ряд вопросов до сих пор остается до конца не решенным. Так, до настоящего времени не существует единой гипотезы, объясняющей природу явления Эль-Ниньо — Южное Колебание. Также без ответа пока остается вопрос о причинах, порождающих столь сильное разнообразие явлений Эль-Ниньо. Их интенсивность, характер эволюции, продолжительность, пространственно-временные масштабы в значительной степени изменяются от явления к явлению. Следующим вопросом, вызывающим споры среди исследователей, является нерегулярность ЭНЮК. Несмотря на название — Эль-Ниньо — Южное Колебание, характер этого явления не совсем похож на колебательный, а скорее напоминает последовательность отдельных явлений, характеристики которых далеко не всегда похожи. Период ЭНЮК может значительно изменяться и на масштабах десятилетий. Так, например, в период с 1920 по 1960 гг. колебания с периодом 2—3 года были выражены очень слабо (рис. 1.1) Более того, палеоклиматические анализы показывают, что колебания с периодом от 3 до 8,5

лет являются относительно недавними, то есть появились где-то в районе 6000 лет назад.

В последнее время были предприняты значительные усилия для того, чтобы понять природу апериодичности явления Эль-Ниньо. Спорным вопросом теории ЭНЮК является вопрос о процессе, вызывающем развитие глобальной аномалии в океане и атмосфере. Основным недостатком большинства существующих на настоящий момент концепций является их неспособность объяснить в рамках своей теории механизм возникновения явления. Нарушения в океане или атмосфере, как правило, принимаются в качестве начальных условий, однако механизм возникновения этих нарушений остается невыясненным.

Одну из первых теорий, объясняющую колебательный характер явления Эль-Ниньо, предложил Бьеркнес [Bjerknes, 1966]. Согласно этой теории, в период максимума индекса Южного Колебания (SOI), когда велика интенсивность пассатов, поверхность океана охлаждена, что не способствует потоку тепла из океана в атмосферу и препятствует развитию конвекции. За счет этого уменьшается вертикальный перенос массы и момента количества движения. Это, в свою очередь, уменьшает интенсивность циркуляции Хэдли и передачу момента количества движения в субтропики. Ослабление ячейки Хэдли приводит к ослаблению пассатов. После того как достигается некоторый критический уровень скорости пассатов, вследствие уменьшения апвеллинга и замедления океанических течений, на востоке Тихого океана происходит рост ТПО, который приводит к падению приземного давления над этим регионом, уменьшению ИЮК и восточно-западного градиента температуры. Таким образом, рост ТПО приводит к ослаблению ячейки Уокера и одновременному усилению ячейки Хэдли над Тихим океаном за счет увеличения потока тепла от океана к атмосфере, развития конвекции и увеличения вертикального потока массы и момента импульса. Активизация ячейки Хэдли способствует передаче большего зонального момента количества движения в субтропики. Более интенсивная ячейка Хэдли благоприятна для интенсификации пассатов, которые, усилившись, стремятся вернуть ТПО к состоянию, предшествовавшему Эль-Ниньо.

Однако данная гипотеза, давая полезный пример действенности обратных связей, не подтверждается данными наблюдений. Дело в том, что изменчивость пассата у берегов Южной Америки относительно невелика и появление теплых поверхностных вод связано с комплексом эффектов, а не с одним лишь действием ослабления пассатов. Кроме того, поскольку масштаб изменчивости атмосферной циркуляции мал по сравнению с масштабом изменчивости циркуляции в океане, в этом случае между появлением теплых вод у берегов Южной Америки и последующим усилением пассатов должно пройти очень мало времени, чего в действительности не наблюдается. В более поздних исследованиях было показано, что именно океан, обладающий большим временем приспособления, нежели атмосфера, представляет собой «память» системы и обеспечивает циклический характер колебаний.

Еще одну теорию, получившую название «Тихоокеанские качели», предложил Виртки [Wyrtki, 1975, 1981]. Ключевая роль в ней отводилась процессам в атмосфере в период, предшествующий Эль-Ниньо. В течение этого периода интенсивность пассатов над экваториальным Тихим океаном должна быть существенно выше климатической нормы. Эти аномально сильные ветры являются причиной более сильного наклона уровня океана и термоклина с запада на восток бассейна и вызывают соответствующую аккумуляцию более теплых вод в западной части экваториального Тихого океана. По мере ослабления пассата гравитационная сила, не скомпенсированная более воздействием ветра, приводит к смещению теплых вод в центр и на восток бассейна. Это объяснение является достаточно простым, однако не позволяет выявить причину ослабления пассатов. Более того, в данном сценарии ведущая роль в развитии процессов отводится атмосфере, без какого-то бы ни было обратного воздействия. Кроме этого, по данным наблюдений за Эль-Ниньо 1982-83 гг. было установлено, что начальной стадии Эль-Ниньо не всегда предшествует период более интенсивных пассатов и накопления воды в западной части Тихого океана, также как и период ослабления пассатов в восточной части Тихого океана.

Вслед за Бьеркнесом и Виртки учеными было предложено множество возможных механизмов возникновения и развития явления Эль-Ниньо –

Южное колебание. Все многообразие теорий на настоящее время может быть объединено в несколько групп:

- теории неустойчивого взаимодействия океана-атмосферы, порождающего низкочастотные моды в океане (‘slow coupled mode theories’), [Philander et al., 1984; Yamagata, 1985; Hirst, 1986, 1988; Neelin 1991; Wakata and Sarachik 1991; Jin and Neelin, 1993a; Neelin and Jin, 1993; Гилл, 1986],
- теория запаздывающего осциллятора [Schopf and Suarez, 1988; Battisti and Hirst, 1989],
- теория адвективно-отражательного осциллятора [Picaut et al., 1997],
- теория осциллятора в западном Тихом океане [Weisberg and Wang, 1997],
- теория осциллятора, основанная на расходе-возобновлении теплосодержания океана (‘the recharge-discharge oscillator theory’), [Jin, 1997a,b] и
- теории, базирующиеся на гипотезе стохастического возбуждения Эль-Ниньо [McWilliams and Gent, 1978; Lau, 1985; Penland and Sardeshmukh, 1995; Penland, 1996; Blanke et al., 1997; Kleeman and Moore, 1997; Eckert and Latif, 1997; Moore and Kleeman, 1999; Dijkstra and Burgers, 2002; Larkin and Harrison, 2002; Kessler, 2002].

Остановимся на некоторых из них.

На данный момент наиболее совершенной гипотезой, объясняющей квазицикличный характер событий ЭНЮК, является теория запаздывающего осциллятора. В рамках теории тёплые и холодные эпизоды ЭНЮК рассматриваются как фазы самоподдерживающегося цикла, построенного на связях температуры поверхности океана, приземного ветра и толщины поверхностного слоя тропического Тихого океана (или глубиной залегания термоклина).

Базируясь на линейных уравнениях динамики океана и атмосферы, в работе [Suarez and Schopf, 1988] предложена следующая модель явления ЭНЮК. «Мотором» ЭНЮК является эволюция пассатов над Тихим океаном. Их локализация и интенсивность связаны с локализацией и интенсивностью субтропических антициклонов и экваториальной ложбины (внутритропической зоны конвергенции – ВЗК).

Так как индекс Южного колебания представляет собой разность давления в Южно-Тихоокеанском антициклоне и области пониженного давления над Индонезией и Австралией, то он характеризует и интенсивность пассатов, дующих по периферии Южно-тихоокеанского антициклона в направлении области пониженного давления на западе Тихого океана. Чем выше значения индекса ИЮК, тем больше разность давления между востоком и западом Тихого океана и тем интенсивнее пассат Южного полушария. Постоянное напряжение, создаваемое ветром, порождает в океане Южное экваториальное течение, которое способствует аккумуляции более теплых поверхностных вод на западе Тихого океана. Это накопление ведет за собой увеличение толщины поверхностного слоя более теплых вод или, иначе говоря, заглубление термоклина. Так, если у побережья Южной Америки термоклин залегает на глубине порядка 20 метров (небольшая глубина термоклина отчасти обусловлена постоянным апвеллингом, наблюдающимся в данном районе), то на западе Тихого океана он залегает на глубине около 200 метров (рис. 1.2). Толчком к развитию Эль-Ниньо является западная аномалия ветра, возникающая на западе Тихого океана. Она инициирует западную аномалию напряжения ветра, которая вместе с силой Кориолиса приводит к конвергенции водных масс перемешанного слоя на экваторе. Аномальная конвергенция вод у экватора приводит к подъему уровня океана в этом районе. Для сохранения равновесия нижняя граница перемешанного слоя должна опуститься, то есть увеличиться глубина термоклина (на рис. 1.3 эта аномалия показана оранжевым цветом).

Приток водных масс к экватору генерирует отрицательную аномалию уровня океана во внеэкваториальных районах (на рис.1.3 показана синим цветом). Возникшие аномалии далее распространяются в виде волн: на экваторе (в пределах экваториального волновода ±2-3° широты) на восток в виде захваченной волны Кельвина (в роли границы выступает экватор, где сила Кориолиса меняет знак), вне экватора на запад в виде волны Россби. Волна Кельвина обеспечивает распространение положительной аномалии глубины термоклина на восток. По мере распространения волны на всем протяжении экваториального Тихого океана отмечается заглубление термоклина (рис. 1.3).

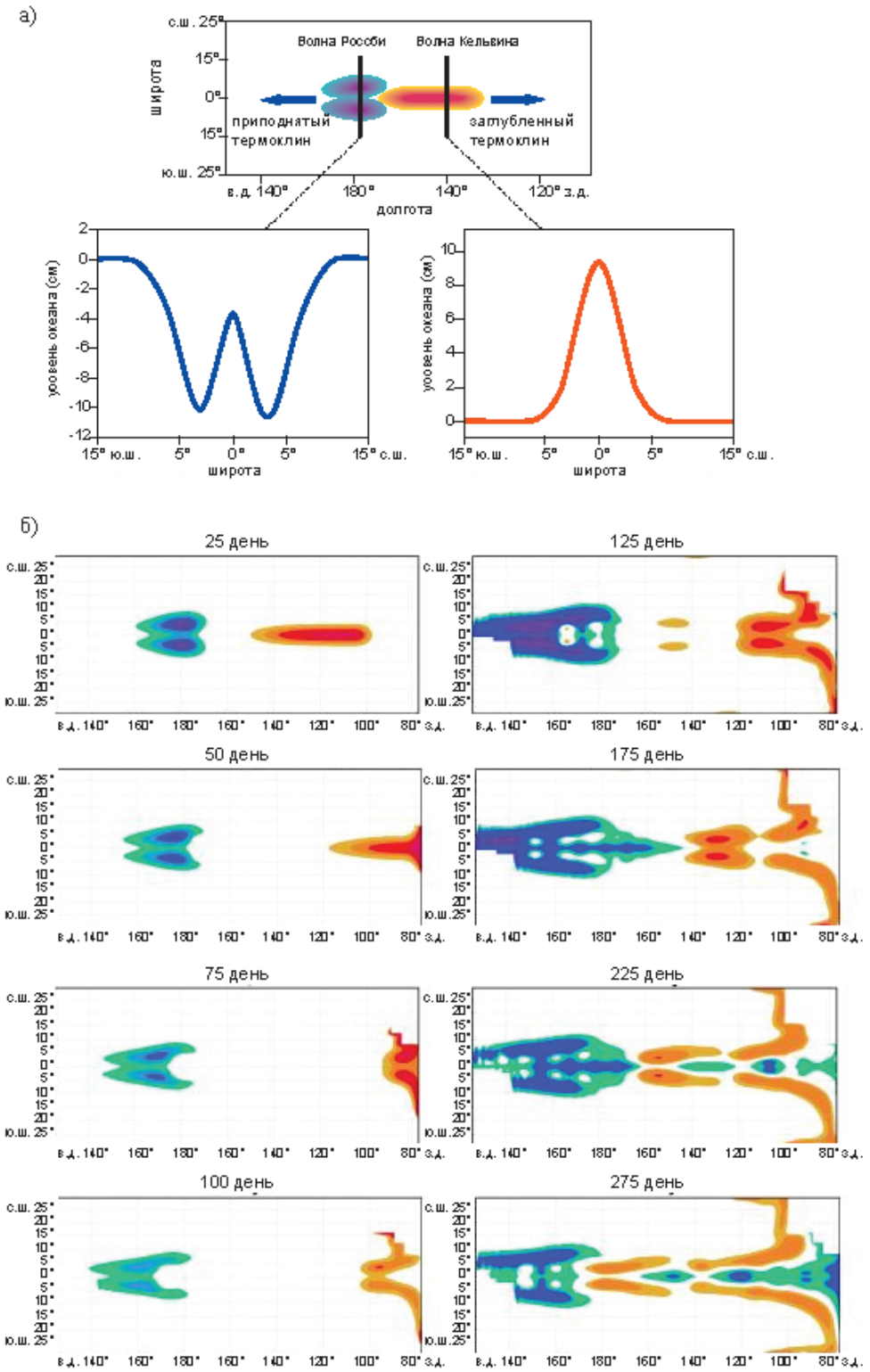


Рис. 1.3. а) Теоретическая схема океанических волн Россби (синий цвет) и Кельвина (оранжевый цвет), сгенерированных западной аномалией ветра на экваторе (вверху), и меридиональные структуры волн Россби (слева внизу) и Кельвина (справа внизу). Аномалии уровня океана (см). б) Схема распространения волн в Тихом океане в период цикла ЭНЮК согласно теории запаздывающего осциллятора. Модельный эксперимент. Из [Гущина, 2014].

Так как пространственный масштаб океанической волны Кельвина таков, что половина длины волны соответствует протяженности Тихого океана, то в районе экватора наблюдается только положительная фаза волны, и обратных по знаку аномалий термоклина не возникает. За 75 дней волна Кельвина достигает берегов Южной Америки и термоклин там опускается, возникают условия Эль-Ниньо (рис. 1.3). Заглубление термоклина вызывает наиболее сильный отклик в температуре поверхностных вод у побережья Южной Америки. Это связано с развитием в данном регионе апвеллинга. В условиях Эль-Ниньо апвеллинг сохраняется, хотя и несколько ослаблен, однако заглубление термоклина приводит к тому, что поднимающиеся воды имеют более высокую температуру, чем в нормальных условиях, охлаждения поверхностного слоя глубинными водами не происходит, солнечная радиация нагревает поверхность, как и в других районах Тихого океана, и формируются положительные аномалии ТПО. Кроме этого, потеплению способствует и воздействие со стороны атмосферы.

Интенсивность апвеллинга в значительной степени контролируется действием на океан пассатных течений – юго-восточные пассаты Южного полушария увлекают поверхностные воды от материка, а им на смену снизу поднимаются более холодные водные массы. При уменьшении интенсивности пассата в период Эль-Ниньо апвеллинг ослабевает, что способствует повышению ТПО. В годы Ла-Нинья, наоборот, более интенсивные пассаты приводят к интенсификации апвеллинга, и термоклин у берегов Южной Америки приподнимается (рис. 1.3). Схема распространения свободных волн в Тихом океане в период цикла ЭНЮК согласно теории запаздывающего осциллятора приведена на рис 1.4. Их скорость в непосредственной близости от экватора составляет треть от скорости волны Кельвина, то есть волне Россби потребуется около 210 дней для того, чтобы пересечь Тихий океан.

Достигнув восточной окраины бассейна, экваториальная волна Кельвина отражается в виде даунвеллинговой волны Россби (волны с заглубленным термоклином), которая распространяется на запад (рис. 1.4б). Распространяющиеся на запад апвеллинговые волны Россби отражаются от западной границы бассейна, то есть от индонезийских берегов, и движутся на восток внутри экваториального волновода в виде волны Кельвина с противоположными характеристиками – мелким термоклином и низкой ТПО

(рис. 1.4в). Эти волны, достигнув восточной границы Тихого океана, приводят к понижению ТПО и поднятию термоклина. К этому моменту даунвеллинговая волна Россби, распространяющаяся на запад вне экваториального волновода и возникшая за счет отражения волн Кельвина от восточной границы бассейна, достигает побережья Индонезии и вызывает вновь повышение ТПО на западе бассейна (рис. 1.4 г). В результате цикл завершается, и система возвращается к нормальным условиям: более теплая вода на западе Тихого океана и более холодная – на востоке.

Таким образом, внеэкваториальные волны Россби обеспечивают запаздывающую обратную, отрицательную связь, которая необходима для существования квазипериодического цикла ЭНЮК. Слабость данной теории заключалась в том, что, во-первых, предположение об идеальном отражении длинных волн на западной границе бассейна в реальности не может наблюдаться, так как западная граница представлена группой островов, и, во-вторых, теория не учитывала взаимодействия между океаном и атмосферой в

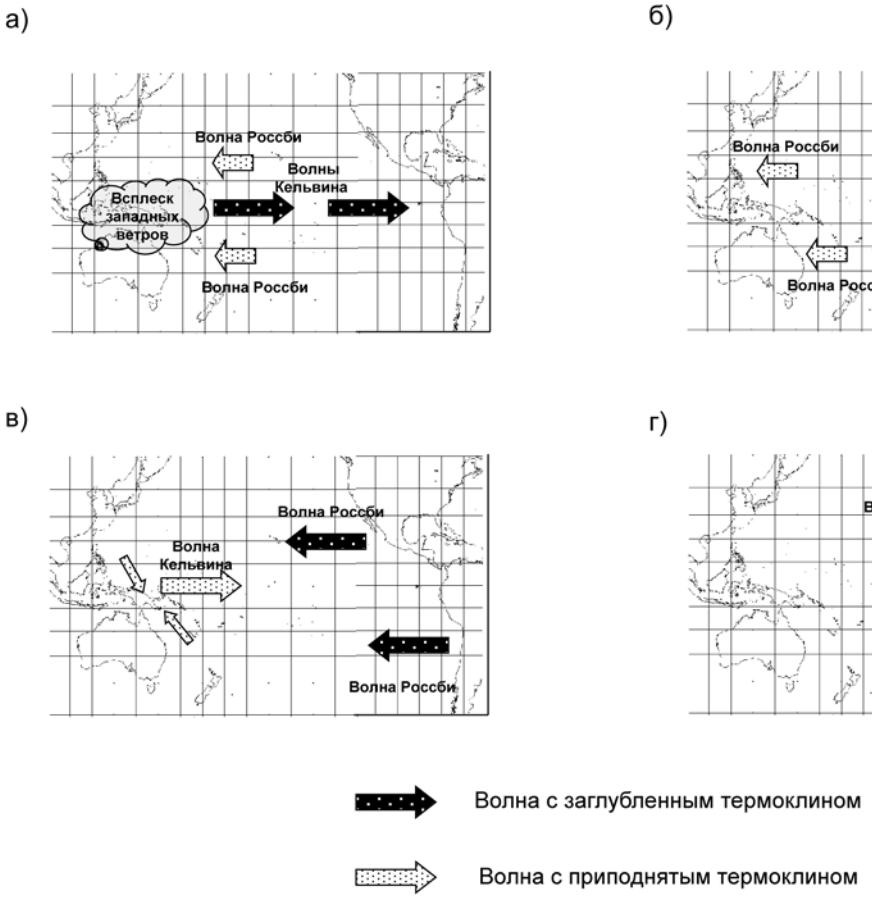


Рис. 1.4 Схема распространения свободных волн в Тихом океане в период цикла ЭНЮК согласно теории запаздывающего осциллятора. Из [Гущина, 2014].

процессе цикла ЭНЮК (учитывался только начальный импульс напряжения ветра, создающий волну Кельвина). Эти недостатки приводят к тому, что продолжительность цикла ЭНЮК согласно данной теории оказывается значительно меньше, чем в реальности. Тем не менее, сценарий запаздывающего колебания имел определённый успех. Это связано, в первую очередь, с успешными прогнозами явления Эль-Ниньо с помощью численных моделей, для которых основные уравнения базируются на теории распространения длинных волн Кельвина и Россби [Zebiak and Cane, 1987], а теория запаздывающего осциллятора рассматривается с точки зрения идеального отражения волн на западной границе. В рамках данной модели было успешно предсказано явление Эль-Ниньо периода 1986-1987 гг., однако, воспроизвести последующие явления не удалось, что обнаружило отмеченные выше недостатки данной теории.

Другая группа теорий, объясняющая явление Эль-Ниньо – Южное Колебание, объединена под общим названием «неустойчивое взаимодействие». Здесь главное внимание уделяется неустойчивым колебательным модам, которые возникают вследствие локального взаимодействия между океаном и атмосферой.

Механизм явления ЭНЮК может быть рассмотрен также с точки зрения теории запаздывающего осциллятора, дополненной Эсбергом и Вангом [Dewite and duPenhoat, 2000]. Эсберг и Ванг нашли способ исключить отражение волн на западной границе бассейна. Используя подход Гилла [Гилл А., 1986], они показали, что в результате потепления поверхностных вод Тихого океана в атмосфере в районе экватора возникают районы усиления западных ветров, которые возбуждают даунвеллинговую океаническую волну Кельвина. Одновременно это потепление вызывает восточные аномалии ветра по обе стороны от экватора, которые способствуют локальному подъёму термоклина на западе Тихого океана. Возникающий меридиональный температурный градиент, в свою очередь, способствует усилению восточных ветров вдоль экватора и возникновению апвеллинговой волны Кельвина (или целой цепочки волн), которая аннулирует эффект первоначальной волны с заглубленным термоклинном.

Используя данное предположение, можно также рассмотреть вопрос о «спусковом механизме» явления ЭНЮК. Начальная аномалия ветра в западном Тихом океане может быть вызвана явлением синоптического масштаба, которое называется «всплеском западных ветров». Действительно, в западном Тихом океане с ноября по апрель периодически наблюдаются сильные западные ветры со скоростями от 5 до 15 м/с, которые в течение одной-трёх недель нарушают восточный перенос. Это оказывает существенное воздействие на тепловой баланс поверхности и динамику океана. В районе сильных ветров наблюдается иссушение и охлаждение воздуха, уменьшение количества осадков и увеличение потоков скрытого тепла в атмосферу. Также обнаружено, что увеличение повторяемости западных всплесков коррелирует с уменьшением индекса Южного Колебания, а именно, приходится на период тёплой фазы ЭНЮК. Механизм воздействия западных всплесков на атмосферу и океан рассматривается в работе [Fasullo, Webster, 2000]. Авторами предложена следующая концептуальная модель. В нормальных условиях циркуляции Уокера характеризуется активной конвекцией в районе западного Тихого океана, где наблюдается высокая температура поверхностных вод. Слабым скоростям ветра соответствует влажный и прогретый приземный слой атмосферы. Если в системе возникает какое-либо возмущение (например, интенсивная фаза колебания Маддена-Джулиана), то увеличение вертикальных потоков тепла из пограничного слоя и интенсификация приземных турбулентных потоков способствует развитию возмущения. В развитой стадии сильные приземные ветры охлаждают поверхность океана и переносят влагу в смещающийся на восток район поверхностной конвергенции. Таким образом, всплески западных ветров представляют собой интенсивную западную аномалию ветра, способную генерировать пакет волн Кельвина. Ветры формируют условия, необходимые для развития тёплой фазы ЭНЮК, а именно, смещают район приземной конвергенции воздуха, а также зону конвекции и осадков в центральную часть Тихого океана.

В теории адвективно-отражательного осциллятора [Picaut et al., 1997] также учитывается, что отражение на западной границе Тихого океана весьма мало. При этом отражение на восточной границе Тихого океана является необходимым для воспроизведения колебаний. Главная роль в поддержании

колебательной природы ЭНЮК отводится перемещению восточной оконечности теплого бассейна на западе Тихого океана. На основании данных наблюдений и моделирования в [Picaut et al., 1997] было показано, что зональная адвекция восточной границы теплого бассейна и расположенной там же зоны конвергенции океанических течений является ключевым фактором в развитии Эль-Ниньо. Это связывается с тем, что значение температуры поверхности океана 28° С (обыкновенно принимается за границу теплого бассейна) является пороговым для возможности развития процессов глубокой конвекции. Несмотря на то, что данная модель является концептуальной и включает лишь небольшую часть процессов, происходящих в системе океан-атмосфера, она демонстрирует важную роль зональной адвекции температуры поверхностными течениями в океане. В первоначальной же теории запаздывающего осциллятора зональная адвекция не была интегрирована в объединенную систему. В научной литературе часто вклад зональной адвекции в развитие ЭНЮК называют «обратной связью зональной адвекции».

Еще одна теория, базирующаяся на принципе осциллятора с запаздывающим воздействием – это теория расхода-возобновления теплосодержания океана (‘the recharge-discharge oscillator theory’) [Jin, 1997a,b]. Колебания типа ЭНЮК объясняются эволюцией ТПО и глубины залегания термоклина. В качестве основных параметров рассматриваются глубина термоклина на западе Тихого океана, глубина термоклина на востоке Тихого океана и зональное напряжение ветра на экваторе. На экваторе восточные аномалии напряжения ветра способствуют заглублению термоклина на западе и подъему на востоке. Западные аномалии напряжения ветра, наоборот поднимают термоклин на западе и заглубляют на востоке (подробнее см. [Гущина, 2014]).

Достоинством теории Джина [Jin, 1997] является вывод о том, что изменения ТПО в Тихом океане могут определяться собственными модами тропической объединенной системы океан-атмосфера, в отличие от теории запаздывающего осциллятора, где изменения ТПО определяются только распространением в океане свободных океанических волн, при этом возбуждение со стороны атмосферы учитывается только в начальный момент времени (западная аномалия ветра). Собственные моды в постоянно

взаимодействующей системе океан-атмосфера, в свою очередь, определяются динамикой экваториальных волн и имеют пространственно-временные масштабы, соответствующие ЭНЮК.

Объяснение механизма формирования Эль-Ниньо было предложено также в работе [Гущина, 2014]. Значительная роль в механизме возникновения Эль-Ниньо в данной теории отводится влиянию компонентов внутрисезонной тропической изменчивости (ВТИ), таким как колебания Маддена-Джулиана (КМД) и конвективно-связанные экваториальные волны Россби и Кельвина.

Экваториальные волны проявляются в аномалиях многих метеорологических характеристик в тропиках, таких как осадки, зональный ветер, напряжение ветра, потоки тепла, которые, в свою очередь, влияют на аномалии ТПО и таким образом на взаимодействие океана и атмосферы. В частности, по мере распространения над акваторией экваториального Тихого океана, эти волны взаимодействуют со средней атмосферной циркуляцией в районе развития Эль-Ниньо, усиливая неустойчивое взаимодействие в системе океан-атмосфера, реализующееся в росте амплитуды аномалий, связанных с Эль-Ниньо. Кроме того, эта компонента ВТИ может играть роль атмосферного шума в системе «тропический океан-атмосфера» и вносить вклад в механизм низкочастотной модуляции цикла ЭНЮК.

Предлагается следующий механизм влияния КМД и волн Россби на генерацию Эль-Ниньо: весной на западе Тихого океана возникают аномальные западные ветры, связанные с интенсификацией КМД. Они усиливаются аномальными западными ветрами, сохраняющимися здесь с предыдущей зимы. Суммарные западные ветры генерируют океаническую волну Кельвина (рис. 1.5а). Распространяясь на восток, эта волна способствует смещению на центр Тихого океана аномально теплых вод, вместе с которыми перемещается зона интенсивных КМД. Высокая ТПО способствует интенсификации КМД, а западные ветры, связанные с КМД, способствуют дальнейшему продвижению аномалии ТПО на восток (рис. 1.5б). К середине лета аномалия ТПО достигает центра Тихого океана, где западные аномалии ветра усиливаются за счет аномальных ветров, соответствующих волнам Россби (рис. 1.5в). Достигнув побережья Южной Америки в конце календарного года, волна Кельвина, вызванная КМД и усиленная волнами Россби, вызывает Эль-Ниньо.

В работе [Гущина, 2014] показано, что причинно-следственная связь между компонентами ВТИ и ЭНЮК коренным образом меняется в зависимости от рассматриваемого периода наблюдений. В период большой интенсивности ЭНЮК весной-летом перед Эль-Ниньо отмечается усиление колебаний Маддена-Джулиана и экваториальных волн Россби. В период малой амплитуды ЭНЮК связи ВТИ/ЭНЮК существенно отличаются: перед пиком Эль-Ниньо КМД и волны Россби ослаблены, а в течение года, следующего за пиком Эль-Ниньо, КМД сохраняет аномальную интенсивность. Изменение взаимосвязей ВТИ/ЭНЮК наблюдающееся в последние десятилетия, может быть связано с изменением характеристик самого Эль-Ниньо.

Одним из главных вопросов в теории явления Эль-Ниньо в последнее время остается вопрос о его изменчивости. Характеристики явления, такие как амплитуда, период, район локализации, испытывают существенные изменения на масштабах десятилетий.

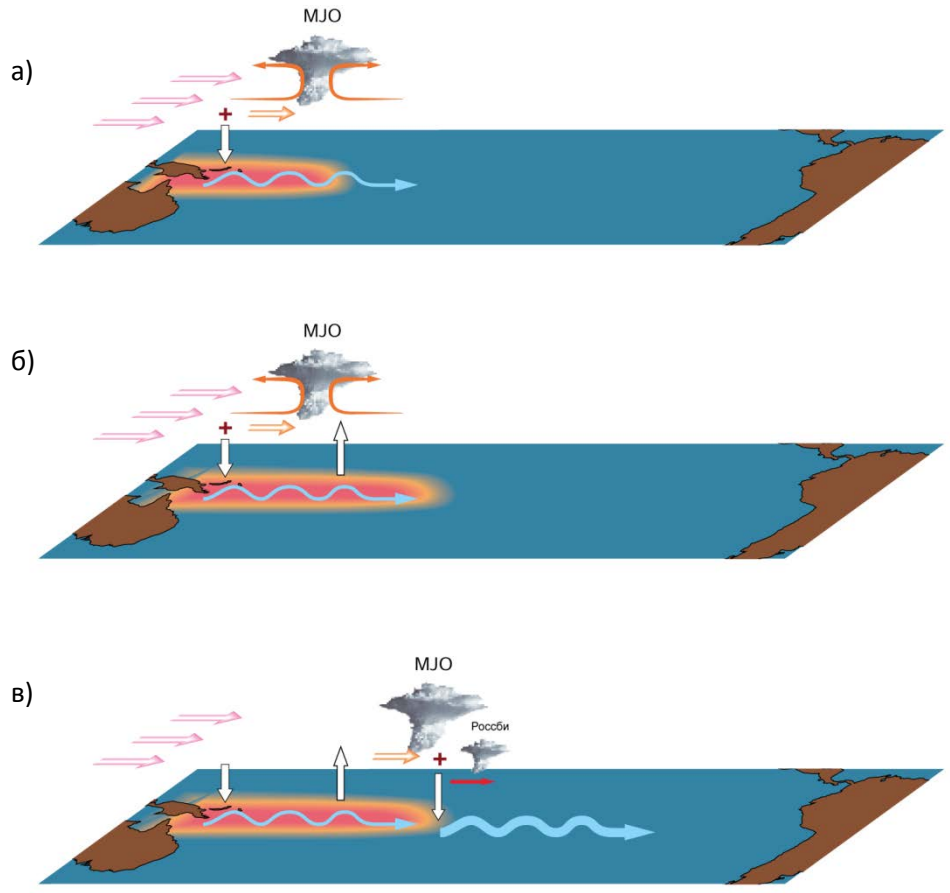


Рис. 1.5. Схема взаимодействия колебаний Маддена-Джулиана и экваториальных волн Россби с ТПО экваториального Тихого океана а) 1 стадия, б) 2 стадия, в) 3 стадия. Из [Гущина, 2014].

В последние годы появился целый ряд исследований, показавших, что в тропиках Тихого океана наблюдаются два типа явления Эль-Ниньо, существенно различающиеся между собой.

1.3 КАНОНИЧЕСКОЕ ЭЛЬ-НИНЬО И ЭЛЬ-НИНЬО МОДОКИ

До относительно недавнего времени учеными выделялся один, «канонический», тип явления Эль-Ниньо, характеризующийся положительной аномалией ТПО в восточной части Тихого океана, у берегов Южной Америки. Однако с конца 1970-х гг. довольно часто стали наблюдаться явления, в течение которых повышение температуры поверхности океана наблюдалось в центральных областях Тихого океана, в то время как аномалия ТПО на западе и востоке океана была отрицательной. То есть, структура распределения АТПО являлась триполярной, в отличие от биполярной структуры канонического Эль-Ниньо. Такие события существенно отличались от канонического явления ЭНЮК: максимум аномалии ТПО отмечался с лета до зимы Северного полушария, существенно влияя на атмосферную циркуляцию и приводя к иным последствиям в удаленных районах земного шара. Этот новый тип Эль-Ниньо был назван Центрально-Тихоокеанским (ЦТ) Эль-Ниньо (в то время как «каноническое» Эль-Ниньо получило название Восточно-Тихоокеанского (ВТ)) [Yeh, S.-W. et al, 2009.]. Другие названия нового типа ЭНЮК – Эль-Ниньо Модоки (от японского слова, означающего «похожий, но качественно другой») [Ashok et. al. 2007], Эль-Ниньо линии перемены дат [Larkin and Harrison 2005], Warm Pool Эль-Ниньо [Kug et al. 2009], Псевдо Эль-Ниньо [Ashok K. &Yamagata T., 2009]. Далее в тексте мы будем использовать термины «каноническое Эль-Ниньо» и «Эль-Ниньо Модоки»; сокращения ВТ и ЦТ Эль-Ниньо будут применяться в отношении непрерывных рядов индексов, характеризующих два типа явления (см. главу 2).

На рис.1.6 показаны различия в распределении аномалий ТПО, рассчтанным по отношению к среднеклиматическим значениям за период 1854-2007 для двух различных типов Эль-Ниньо. Каноническое Эль-Ниньо характеризуется максимумом аномалий ТПО в восточном экваториальном Тихом океане, в то время как для Эль-Ниньо Модоки максимальные аномалии

температуры поверхности океана наблюдаются вблизи линии смены дат в центральном экваториальном Тихом океане. На рисунке 1.6в видно, что центр максимальных аномалий ТПО для Эль-Ниньо Модоки существенно смещен к западу по сравнению с ТПО для канонического Эль-Ниньо.

В работе [Ashok et al. 2007] приводится описание возможных механизмов эволюции Эль-Ниньо Модоки. Первые четыре главные моды эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) месячных аномалий ТПО в пределах тропического Тихого океана представлены на рисунке 1.7. Схема ЭОФ1 отображает хорошо известную структуру канонического Эль-Ниньо. Данная мода описывает около 45% изменчивости аномалий ТПО в пределах тропического Тихого океана для периода с 1979 по 2004 год. ЭОФ2 описывает 12% изменчивости и представляет собой вышеупомянутый зональный «триполь» в распределении ТПО в тропиках. Западные и восточные аномалии ТПО в тропическом Тихом океане имеют один знак, в то время как аномалии в

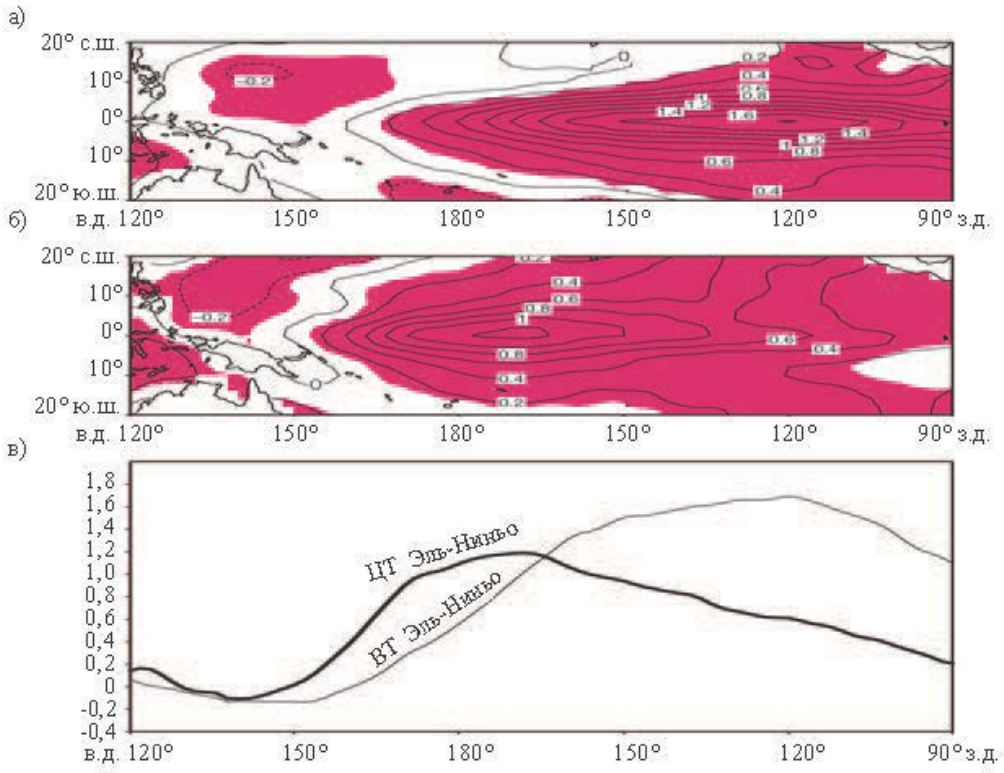


Рис.1.6 Аномалии ТПО для двух типов Эль-Ниньо по данным за период 1845-2007гг. а) – ВТ Эль-Ниньо, б) – ЦТ Эль-Ниньо. Интервал изолиний – 0,2°С, цветным полем отмечена область со статистически значимыми величинами с вероятностью 95% (на основе t-критерия Стьюдента). в) – зональная структура аномалий ТПО для канонического Эль-Ниньо (тонкая линия) и Эль-Ниньо Модоки (жирная линия), осредненных в полосе широт 2°с.ш.-2°ю.ш. Из [Yeh, S.-W. et al, 2009].

центральной части имеют противоположный знак. Положительные аномалии распространяются из центральных районов экваториального Тихого океана в более высокие широты обоих полушарий, отклоняясь на восток. Причём зоны положительных аномалий как бы охватывают отрицательные аномалии ТПО на востоке экваториального Тихого океана. Подобная структура аномалий ТПО продолжает сохраняться до конца следующей зимы Северного полушария. Можно выделить несколько лет, такие как 1980, 1986, 1990, 1991, 1994, 2002, когда структура аномалий была схожа с той, которая наблюдается на рисунке 1.7б. Поскольку распределение ТПО, соответствующее ЭОФ1 и ЭОФ 2, отличается по структуре, в работе [Ashok et al., 2007] было предложено считать, что это различные моды климатической изменчивости.

Аномалии ТПО, описанные с помощью ЭОФ2, следует относить к положительной фазе Эль-Ниньо Модоки. По аналогии с номенклатурой событий Эль-Ниньо, явление 1998 года, при котором в центральном Тихом океане наблюдались отрицательные аномалии ТПО, окружённые с запада и востока положительными аномалиями, следует считать Ла-Нинья Модоки. На основе структуры ЭОФ2, а также временного хода основной компоненты ЭОФ2 в работе [Ashok et al. 2007] был получен индекс Эль-Ниньо Модоки (El Nino Modoki Index – EMI). (см. подробнее раздел 1.5).

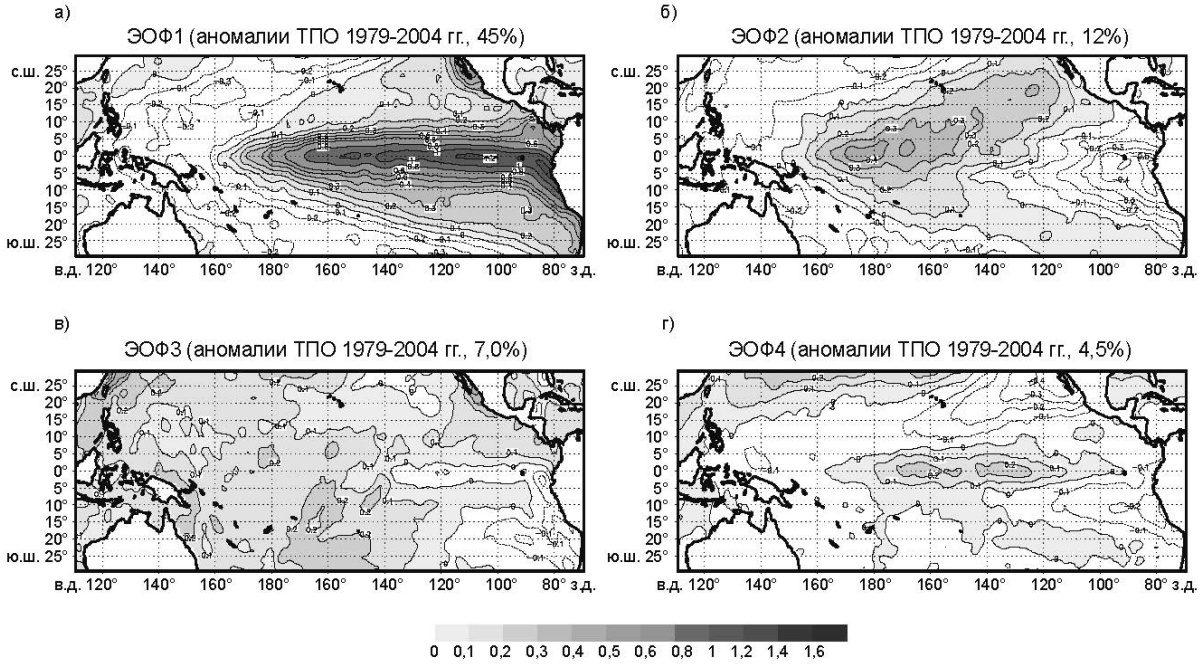


Рис.1.7. Первые четыре моды ЭОФ-разложения аномалий ТПО (1979–2004 гг.), умноженные на соответствующие стандартные отклонения основных компонент; единицы в ºС [Ashok et al., 2007].

На основе временного хода EMI было отобрано 7 типичных событий Эль-Ниньо Модоки (1986, 1990, 1991, 1992, 1994, 2002 и 2004, а также сезон 1979-80 гг.). Исследование корреляционных связей между аномалиями ТПО, возникающими в указанные периоды, и индексом EMI позволил выдвинуть гипотезу о механизме, приводящем к максимальному нагреву поверхностных вод не на востоке, а в центре Тихого океана.

Как и для канонического Эль-Ниньо, аномалии уровня океана (и глубины залегания термоклина), а также аномалии ТПО могут возбуждаться вследствие интенсификации западных ветров в нижней тропосфере на западе тропического Тихого океана. Эти аномалии ветра способствуют переносу тёплых вод западного субтропического Тихого океана к экватору и появлению даунвеллинговых экваториальных волн Кельвина. Распространяясь на восток, эти волны инициируют заглубление термоклина во всём экваториальном поясе Тихого океана.

Однако примерно за 6 месяцев до кульминации Эль-Ниньо Модоки возникают восточные аномалии ветра на востоке тропического Тихого океана. Совместно западные и восточные аномалии ветра образуют над центральным Тихим океаном зону конвергенции, что способствует дальнейшему заглублению термоклина. С ростом восточных аномалий ветра на востоке тропического Тихого океана, экваториальные океанические волны Россби могут способствовать дальнейшему углублению термоклина в центре Тихого океана. Потепление в пределах центрального тропического Тихого океана постепенно усиливается, путём подпитки от даунвеллинговых экваториальных волн Кельвина с запада и волн Россби с востока. После кульминации события Эль-Ниньо Модоки, аномальные восточные ветры на востоке тропического Тихого океана усиливаются, что способствует интенсификации апвеллинга в океане. В свою очередь, возбуждённые ранее даунвеллингвые волны Россби достигают западных районов Тихого океана и вместе с ослабевшими западными аномалиями ветра над западным тропическим Тихим океаном «размывают» отрицательные аномалии ТПО в этом районе.

Важным вопросом современных исследований, связанных с ЭНЮК, является выявление возможных причин, приведших к резкому увеличению повторяемости нового типа Эль-Ниньо. На основе анализа данных наблюдений

в ряде работ [Kug J.S et al., 2009, Ashok et al., 2007] эти изменения связывают с последствиями глобального потепления, начавшегося с конца 1970-х годов. Эти последствия включают в себя изменения зонального наклона термоклина, являющегося границей между теплыми и холодными слоями воды в океане, и ослабление низкоуровневых восточных ветров в экваториальной области.

В работе [Yeh, S.-W. et al, 2009] для исследования этих взаимосвязей были проанализированы данные наблюдений ТПО с 1850-х годов, и другие климатические данные с 1950 года. Также использованы данные экспериментов объединенных моделей общей циркуляции океана и атмосферы. Авторы обнаружили, что с 1850-х гг. каноническое Эль-Ниньо наблюдалось 32 раза, в то время как Эль-Ниньо Модоки – только 7 раз. Хотя количество Эль-Ниньо Модоки относительно мало, их частота существенно возросла с 1990-х гг. За период 1854-2007 отношение частоты наблюдения канонических Эль-Ниньо до и после 1990 года составляет 0,19 в год и 0,29 в год соответственно, в то время как у Эль-Ниньо Модоки до и после 1990 года эта величина составляет 0,01 в год и 0,29 в год соответственно. Иными словами, этот результат указывает, что аномальный рост ТПО в центральной экваториальной части Тихого океана (то есть, Эль-Ниньо Модоки) наблюдается более часто в течение последних десятилетий.

Результаты модельных экспериментов, в которых концентрация CO_2 достигает примерно 700ppm, показали, что в 8 моделях из 11 отношение частоты возникновения Эль-Ниньо Модоки по отношению к каноническому Эль-Ниньо увеличивается в глобальном сценарии потепления по сравнению с соответствующим контрольным экспериментом. Эти данные подтверждают гипотезу, что увеличение частоты нового типа Эль-Ниньо связано с глобальным потеплением, и что усиление антропогенного глобального потепления приводит к большей повторяемости Эль-Ниньо Модоки по сравнению с каноническим Эль-Ниньо. Такие изменения в свою очередь могут оказать существенное влияние на характер дальних связей между тропическими и внетропическими широтами.

1.4 ИНДЕКСЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЭНЮК

Для исследования явления ЭНЮК в разное время учеными был предложен целый ряд индексов, так или иначе отражающих аномалии различных метеорологических параметров в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

Одним из первых индексов, тесно связанных с аномалиями ТПО в тропическом Тихом океане, является индекс Южного Колебания (ИЮК). Он рассчитывается как отклонение разности среднего месячного давления на уровне моря в данном месяце между Таити и Дарвином, нормированной на произведение стандартных отклонений давлений, от средней за весь период наблюдений (формула 1.1).

$$I_i = \left(\frac{P_T - P_D}{\sigma_T \sigma_D}\right)_i - \overline{\left(\frac{P_T - P_D}{\sigma_T \sigma_D}\right)_{cp}} \qquad (1.1)$$

,где I_i – индекс Южного колебания в конкретный месяц, P и σ – атмосферное давление и стандартное отклонение для Дарвина (D) и Таити (T). Индекс является положительным, когда разность восток-запад выше нормы и отрицательным, когда она ниже нормы. Начальная стадия явления Эль-Ниньо связана с падением индекса Южного Колебания, а в период кульминации положительной фазы Эль-Ниньо индекс достигает минимальных значений (рис. 1.8).

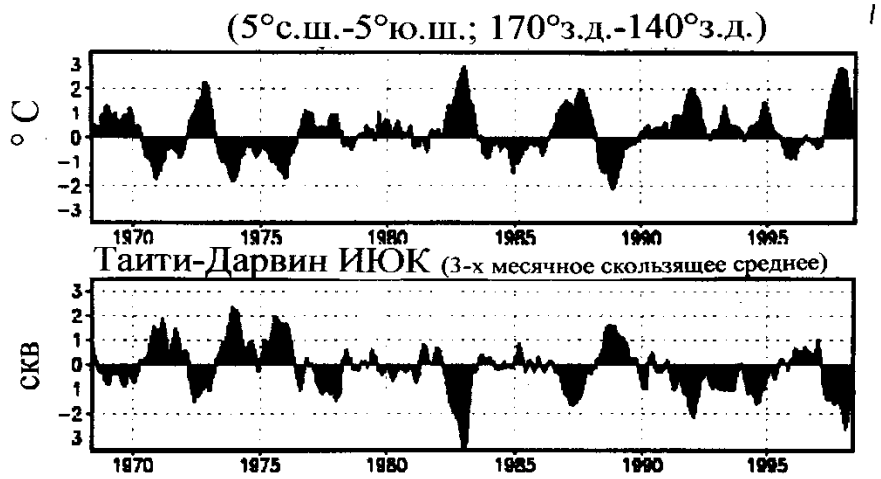


Рис. 1.8 Индекс Южного Колебания (3-х месячное скользящее среднее отклонений от средней за период разности приземного давления между о.Таити и Дарвином) и аномалии температуры поверхности экваториального Тихого океана. Отрицательный индекс соответствует положительным аномалиям температуры, положительный индекс – отрицательным аномалиям температуры [DuPenhoat and Eldin, 2000].

Для определения фазы ЭНЮК по индексу Южного Колебания наиболее часто применяется критерий, предложенный в [Ropelewski and Halpert, 1996]. Согласно этому критерию, в течение пяти и более месяцев 5-месячные скользящие средние значения индекса Южного Колебания по модулю должны превышать 0,5 (отрицательные значения соответствуют теплому эпизоду ЭНЮК, положительные - холодному).

Помимо Индекса Южного колебания, существует ряд индексов, которые характеризуют непосредственно аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в различных регионах тропического Тихого океана. До последнего времени наиболее распространенным являлся расчет индексов ТПО для трех экваториальных районов Тихого океана [Bell et. al., 1999]: Nino1+2 (90°з.д.-80°з.д., 10°ю.ш. - 0°), Nino3 (90°з.д. – 150°з.д., 5°ю.ш. – 5°с.ш.), Nino4 (160°в.д. – 150°з.д., 5°ю.ш. – 5°с.ш.). В соответствии с соглашением стран Северной Америки, начиная с 2005г., для идентификации явления ЭНЮК в качестве основного индикатора был принят Океанический индекс, который рассчитывается по данным ТПО в экваториальном районе Nino3.4 (170°з.д. – 120°з.д., 5°ю.ш. – 5°с.ш.). Значение индекса рассчитывается как среднее за три месяца отклонение температуры поверхности океана от нормы. Положительные значения индекса соответствуют теплой фазе ЭНЮК, отрицательные – развитию холодной фазы.

Для характеристики Эль-Ниньо Модоки в [Ashok et al. 2007] был предложен индекс EMI, который учитывает «трипольное» строение аномалий температуры поверхности океана (АТПО):

$$EMI = [АТПО]_A – 0.5*[АТПО]_B – 0.5*[АТПО]_C \qquad (1.2)$$

Индексы при скобках в уравнении 1.2 отражают районы осреднения аномалий ТПО для каждого региона: A – (165°в.д.-140°з.д, 10°ю.ш.-10°с.ш.), B – (110°з.д.-70°з.д., 15°ю.ш.-5°с.ш.) и C – (125°в.д.-145°в.д., 10°ю.ш.-20°с.ш.), соответственно. Временной ход индекса показан на рисунке 1.9. Корреляция между ним и временным ходом главной компоненты ЭОФ2 составляет 0,91, что является статистически значимым на уровне 95% вероятности при оценке по критерию Стьюдента. Статистически значимая корреляция показывает, что подобный индекс способен характеризовать события Эль-Ниньо Модоки в тропическом Тихом океане.

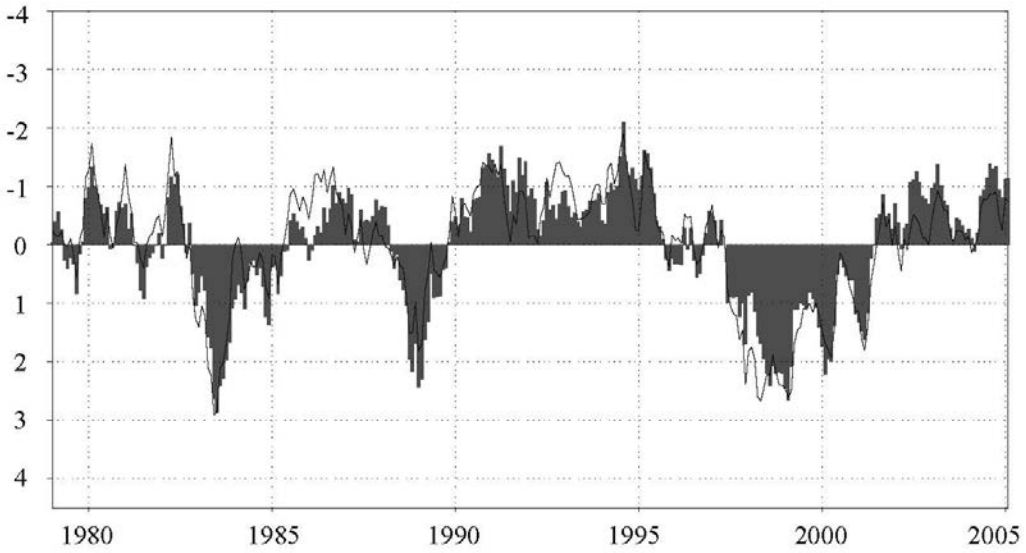


Рис. 1.9. Временные ряды нормализованного индекса Эль-Ниньо Модоки (EMI; закраска) и основной компоненты ЭОФ 2 (тонкая линия). Стандартное отклонение EMI составляет 0.52 ºC [Ashok et al., 2007].

В таблице 1.1 приведены основные индексы, используемые при определении и изучении ЭНЮК.

Таблица 1.1 Основные индексы, используемые при определении и изучении Эль-Ниньо

Название индекса	**Определение**
NINO3.4	Регион (5°с.ш.–5°ю.ш., 170° з.д.–120°з.д.); Средняя АТПО в данном регионе известна как индекс NINO3.4
NINO3	Регион (5°с.ш.–5°ю.ш., 150° з.д.–90°з.д.); Средняя АТПО в данном регионе известна как индекс NINO3, который так же известен как индекс ENSO.
NINO1+2	Регион (экватор-10°ю.ш., 90°з.д.–80°з.д.); Средняя АТПО в данном регионе известна как индекс NINO1+2
NINO4	Регион (5°с.ш.–5°ю.ш., 160° в.д.– 150°з.д.); Средняя АТПО в данном регионе известна как индекс NINO4
Trans-Nino index	Определяется как разница между нормированной АТПО регионов NINO4 и NINO1+2 [Trenberth and Stepaniak, 2001]
El Nino Modoki index	Уравнение (1.2)

1.5 ДАЛЬНИЕ СВЯЗИ ЯВЛЕНИЯ ЭЛЬ-НИНЬО – ЮЖНОЕ КОЛЕБАНИЕ.

Вопросу исследования удаленного отклика явления Эль-Ниньо – Южное колебание было посвящено множество исследований, касающихся как отдельных регионов земного шара и конкретных механизмов взаимодействия [Webster et al., 1998; Delecluse et al., 1994; Illig and Dewitte, 2006; Mokhov et al., 2011; Handoh and Bigg, 2000; Wallace and Gutzler, 1981; Livezey and Mo, 1987; Володин и Галин, 2000; Мохов и др., 2012; Гущина и др., 1995; Полонский и Давыдов, 1996; Воскресенская и др., 1992; Мохов и Смирнов, 2006; Груза и др., 1999; Нестеров, 2000], так и глобальному распределению аномалий основных метеорологических параметров, обусловленному влиянием Эль-Ниньо [Trenberth et al., 1998; Ropelewski and Halpert, 1987]. Так, в Тихоокеанском регионе, в непосредственной близости от района локализации аномалий ТПО в период развития теплой фазы ЭНЮК возрастает количество выпадающих осадков в центре и на востоке Тихого океана. Западная часть региона, включающая Индонезию, характеризуется условиями недостаточного увлажнения, что соответствует области повышенного атмосферного давления. Распределение аномалий имеет характерную форму бумеранга [Ropelewski and Halpert, 1987].

Значительное число работ было посвящено изучению взаимосвязей явления Эль-Ниньо с процессами в удаленных от Тихого океана регионах тропиков, а именно, с районами Индийского [Webster et al., 1998, Володин и Галин, 2000, Mokhov et al., 2011; Мохов и др., 2012] и Атлантического [Ruiz-Barradas et al., 2000, Воскресенская и др., 1992, 2004; Handoh and Bigg, 2000; Мохов и Смирнов, 2006; Козленко и др., 2009] океанов.

Так, исследования взаимосвязи Эль-Ниньо с интенсивностью летнего Индийского муссона показало отсутствие однозначной связи между этими двумя явлениями [например, Володин и Галин, 2000]. Кроме того, связи муссона и ЭНЮК испытывают значительные изменения на масштабах десятилетий. В недавнем исследовании Мохов с соавторами [Mokhov et al., 2011; Мохов и др., 2012] показали, что за период с 1871 по 2003 гг. наблюдалась последовательная смена режимов, при которых преобладали

положительные или отрицательные корреляционные связи между интенсивностью осадков в Индийском муссоне и явлением Эль-Ниньо. Тем не менее, несмотря на неоднозначность взаимосвязей между ЭНЮК и Индийским муссоном было показано, что существует взаимосвязь между ЭНЮК и засухами в Индии. Действительно, в годы с Эль-Ниньо (кроме 1997-1998 гг.) в Индийском районе наблюдались засухи. Правда, не все засухи в этом регионе наблюдались в годы с Эль-Ниньо, но из 22-х Эль-Ниньо, наблюдавшихся с 1870 по 1991 гг., только два сопровождались осадками выше нормы. Напротив, явление Ла-Нинья, как правило, сопровождается более интенсивными осадками в последующий летний сезон: за весь период наблюдений только два Ла-Нинья сопровождались слабыми осадками.

В Атлантическом океане известны два основных колебания на межгодовых масштабах. Первое получило название межполушарной моды изменчивости ТПО в тропической Атлантике или Атлантического диполя [Ruiz-Barradas et al., 2000]. Он характеризуется наличием ТПО выше нормы в тропиках Северного полушария и ТПО ниже нормы в тропиках Южного полушария (и наоборот), причем максимальный градиент отмечается в районе термического экватора. Другой модой, определяющей межгодовую изменчивость в этом регионе, является Атлантическое Ниньо, представляющее собой смену теплых и холодных аномалий ТПО на востоке экваториального Атлантического океана. Механизм этого явления напоминает Эль-Ниньо в Тихом океане. Исследования взаимодействия двух мод изменчивости в Атлантике с ЭНЮК [Воскресенская и др., 1992; Мохов и Смирнов, 2006; Handoh and Bigg, 2000] показывают, что около 25% изменчивости Атлантического диполя возбуждается явлением Эль-Ниньо. Взаимосвязи между Атлантическим Ниньо и Эль-Ниньо в Тихом океане также существуют, однако теснота этой связи значительно меньше, чем для Атлантического диполя. Слабые взаимосвязи между Эль-Ниньо и Атлантическим Ниньо могут быть следствием смещением максимумов этих явлений в годовом ходе. Наиболее сильная изменчивость в восточном Тихом океане наблюдается зимой Северного полушария, когда термоклин располагается ближе всего к поверхности, а восточно-западный градиент ТПО максимален. Напротив, в восточном экваториальном Атлантическом океане межгодовая изменчивость максимальна летом Северного полушария, что

является следствием различий годового хода в этих двух регионах. В результате ТПО экваториальной Атлантики не может воспроизводить сильный отклик на аномалии напряжения ветра, вызванные аномалиями ТПО в Тихом океане, так как зимой Северного полушария в Атлантике термоклин расположен далеко от поверхности в восточных районах. Тем не менее, экваториальная Атлантика обладает определенной динамической памятью. Сигнал, возбужденный аномалиями ЭНЮК на западе Атлантического океана, в подповерхностном слое может медленно распространяться на восток и достигать поверхности следующим летом, когда амплитуда отклика увеличивается за счет локального взаимодействия океана-атмосферы.

Удаленный отклик Эль-Ниньо не ограничивается тропическими широтами; целый ряд исследований посвящен изучению влияния ЭНЮК на циркуляцию в умеренных широтах. Механизмы распространения такого сигнала связаны с изменением циркуляции в меридиональной вертикальной ячейке Хэдли [Bjerknes 1966, 1969; Trenberth et al., 1998] и распространении длинных волн Россби [Horel and Wallace, 1981]. Изменения экваториальной ТПО способны возбуждать крупномасштабные квазистационарные волны, наилучшим образом проявляющиеся в верхней тропосфере, что способствует возникновению значительных аномалий во внетропической циркуляции. Небольшие изменения ТПО или ее градиента способны приводить к смещению крупномасштабных ячеек конвекции, а также изменять интенсивность конвективных процессов. Это приводит к аномалиям нагрева атмосферы, в основном за счет выделения скрытого тепла в процессе выпадения осадков. В непосредственной близости от источника тепла отклик в верхней тропосфере проявляется в виде пары антициклонов, формирующихся по обе стороны от экватора. Продолжением этой крупномасштабной волны являются: аномальная циклоническая циркуляция над северным Тихим океаном, которая приводит к усилению Алеутской депрессии; положительная аномалия давления над западной Канадой и аномальная циклоническая циркуляция над юго-востоком Соединенных Штатов. В дальнейшем [Lau, 1985; Held et al., 1989] было показано, что аномалии геопотенциала во внетропической атмосфере не являются прямым откликом на аномальный нагрев в тропиках, а внетропический отклик представляет собой косвенную реакцию на изменение

вихревого переноса, который, в свою очередь, связан с выбросом тепла в тропиках и переносом его из тропиков в умеренные широты. Однако до настоящего времени механизм передачи аномального воздействия океана в тропиках на удаленные районы атмосферы умеренных широт остается не до конца изученным и требует дальнейших исследований как эмпирических, так и экспериментов на моделях общей циркуляции атмосферы.

Влияние Эль-Ниньо на процессы в Северном полушарии не ограничивается Тихоокеанским регионом. Так, в работах [Груза и др., 1999; Нестеров, 2000; Мохов и Смирнов, 2006] анализируется отклик ЭНЮК в атлантико-евразийском секторе. В [Mokhov et al., 1995] показано, что Эль-Ниньо способствует изменению локализации и интенсивности североатлантических и средиземноморских шторм-треков посредством изменения в период ЭНЮК глобального межширотного температурного градиента экватор-полюс. В исследованиях [Мохов и Смирнов, 2006; Воскресенская и Полонский, 1992] обнаружено значимое влияние ЭНЮК на Северо-Атлантическое колебание (САК).

Ряд исследований посвящен изучению отклика метеорологических параметров над Евразией на Эль-Ниньо. Так, в [Kryjov and Park, 2007] обсуждается влияние Эль-Ниньо на температуру воздуха посредством механизма, реализующегося через так называемую Годовую моду Северного полушария, которая представляет собой чередование периодов интенсивного циркумполярного вихря в нижней стратосфере (и соответствующего усиления западного переноса в верхней тропосфере к северу от 45° с.ш.) и периодов ослабления циркумполярного вихря и западного переноса. В первом случае отмечаются положительные аномалии температуры воздуха над всеми умеренными и приполярными широтами Евразии, во втором случае – отрицательные. В работе [Kryjov and Park, 2007] показано, что отклик геопотенциала в нижней стратосфере на явление ЭНЮК очень напоминает Годовую моду Северного полушария. Однако интенсивность отклика в значительной мере зависит от солнечной активности: в годы максимума солнечной активности (в 11-летнем цикле) связи практически отсутствуют, тогда как в годы минимума проявляется значимый отклик.

В работе [Мохов и Тимажев, 2013] рассматривается вероятность аномалий температуры воздуха, осадков и засух над Северной Евразией в весенне-летний период в зависимости от фазы явления ЭНЮК и типа перехода между фазами. Так, на Европейской территории России максимальная вероятность засух и положительных аномалий температуры воздуха отмечается в годы перехода от режима Эль-Ниньо к режиму Ла Нинья, хотя вероятность отрицательных аномалий осадков в эти годы далеко не максимальная. К таким случаям относилось, в частности, лето 2010 года. На Азиатской территории России максимальная вероятность засух отмечается в случае сохранения в течение года холодной фазы ЭНЮК (что связано с максимальной вероятностью отрицательных аномалий осадков на этой территории), либо при переходе от холодной к теплой фазе явления.

1.6 УДАЛЕННЫЙ ОТКЛИК НА КАНОНИЧЕСКОЕ И МОДОКИ ЭЛЬ-НИНЬО И ЭЛЬ-НИНЬО МОДОКИ

В большинстве работ, связанных с исследованием удаленного отклика ЭНЮК, одновременно рассматривалось два различных явления: каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки. Поэтому влияние Эль-Ниньо на климат, выявленное в ранних работах, может быть составлено из совокупности влияний двух различных мод Эль-Ниньо. Постоянный выброс большого количества тепла путем глубокой конвекции играет определяющую роль для аномалий, возникающих в глобальной атмосферной циркуляции. В связи с этим, изменение локализации районов активной конвекции, а также изменения интенсивности конвекции в тропиках в период развития двух различных типов Эль-Ниньо могут привести к изменению картины циркуляции во внетропических широтах, что сказывается на сценарии формирования погодных условий по всему земному шару.

Удаленный отклик на два типа Эль-Ниньо в полях температуры и осадков.

Вопросу удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо в полях метеорологических величин был посвящен ряд исследований [Ashok et al., 2007, Weng et al., 2009, Mo, 2010, Yu et al., 2012, Taschetto et al, 2010 и др.],

однако, как правило, они были сосредоточены либо на подробном изучении отклика в конкретных регионах, либо на глобальном распределении аномалий без подробного рассмотрения механизмов, приводящих к этим аномалиям. Кроме того, часто такие исследования проводились по ограниченному ряду наблюдений, не позволяющему достоверно оценить картину дальних связей. Тем не менее, при объяснении возникающих в этот период в атмосфере аномалий привлекались разнообразные материалы. В частности, рассматривались аномалии вертикальных движений в ячейках Уокера и Хэдли над Тихим океаном (см. подробнее главу 4), поля дивергентного ветра на различных уровнях, аномалии геопотенциальной высоты в верхней и средней тропосфере, аномалии приземного давления, корреляционный и регрессионный анализ полей аномалий приземного давления, приземной температуры и осадков. Однако, применение в исследованиях различных методик обусловило значительные различия в полученных результатах, что делает актуальной задачу систематизации и проверки этих результатов. Тем не менее, в пределах Тихоокеанского региона основные аномалии приземной температуры и осадков и сопровождающие их циркуляционные аномалии определены достаточно надежно.

В работах [Ashok et al., 2007, Weng et al., 2009] приводятся основные регионы, где наблюдаются аномалии температуры и осадков того или иного знака. На рис. 1.10 и 1.11 приведены полученные в указанных работах карты, характеризующие удаленный отклик температуры и осадков зимой Северного полушария. Можно отметить, что в пределах тропической зоны Тихоокеанского региона и его окрестностях структура связей, полученных в обоих исследованиях, оказывается достаточно близка, особенно четко это проявляется для температуры. Несмотря на то, что в работах использовались различные величины (температура поверхности в [Weng et. al., 2009] и температура воздуха на высоте 2 м [Ashok et al., 2007]), в обоих случаях хорошо прослеживаются различия в локализации положительных аномалий в тропическом Тихом океане в зависимости от типа Эль-Ниньо (на востоке для канонического и в центре для Модоки). Выражены также области отрицательных аномалий к северо-западу и юго-западу от очага

положительных аномалий для канонического Эль-Ниньо и на востоке и западе бассейна экваториального Тихого океана для Эль-Ниньо Модоки.

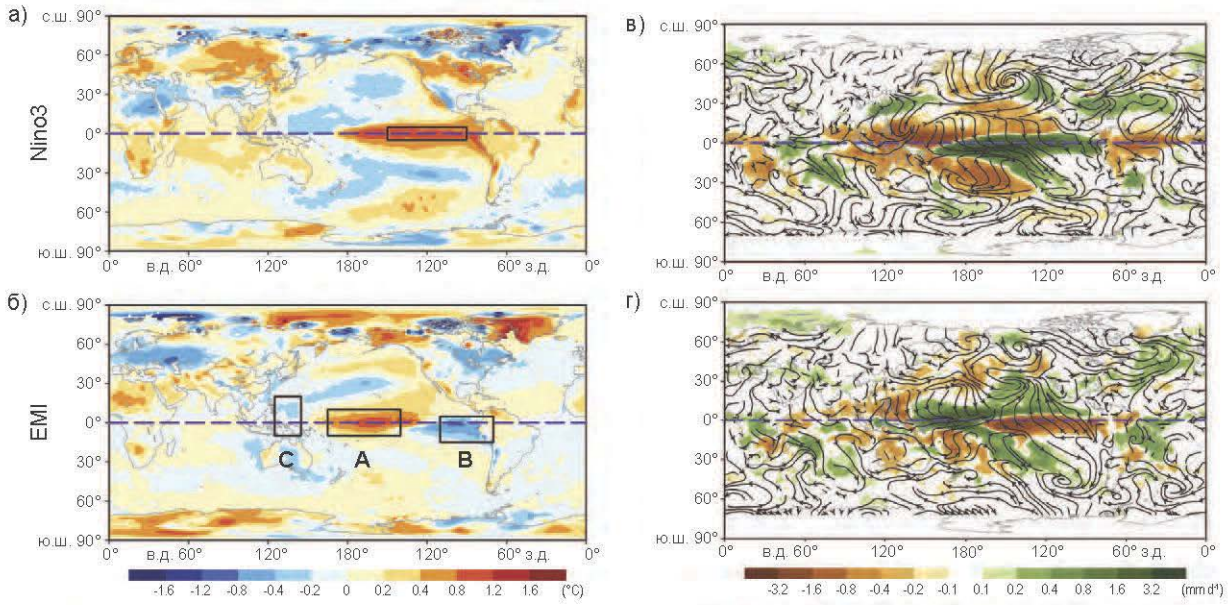


Рис. 1.10 Частная регрессия аномалий ТПО в океане и температуры поверхности на суше на индекс Nino3 (а) и EMI (б), и частная регрессия аномалий осадков (в, г) зимой Северного полушария. Аномалии ТПО в выделенных прямоугольниках используются для определения вышеназванных индексов. Значения коэффициентов регрессии нормализованы на стандартные отклонения индексов. Из [Weng et. al., 2009].

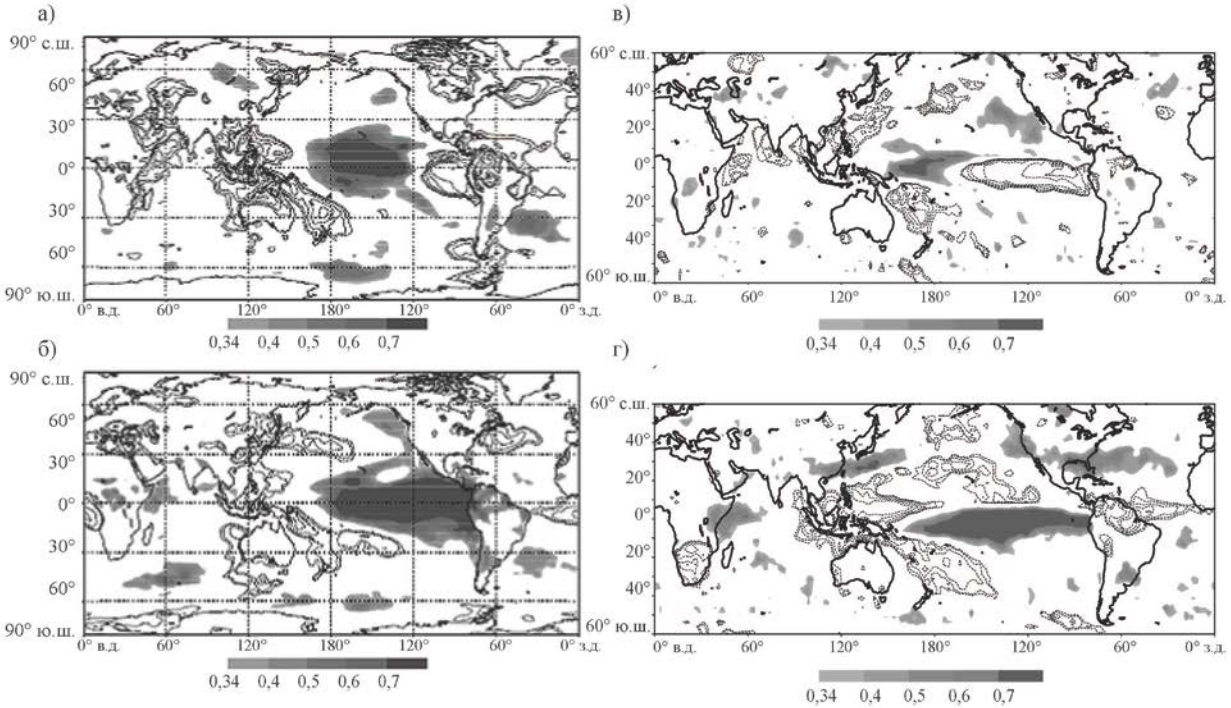


Рис. 1.11 Частная корреляция аномалий приземной температуры воздуха (слева) и осадков (справа) на индексы EMI (а, в), Nino3 (б, г). Положительные корреляции закрашены, отрицательные – выделены контурами. Выделены только регионы, корреляция в которых значима на уровне 90% вероятности. [Ashok et al., 2007]

Можно отметить также положительную аномалию температуры над центральными регионами Индийского океана в годы канонического Эль-Ниньо. Однако, в ряде регионов, удаленных от района локализации аномалий ТПО в период развития Эль-Ниньо, связи оказываются более неопределенными. Кроме того, карты, полученные в [Weng et al., 2009], не позволяют выделить районы со значимым откликом в поле температуры.

Еще более сложная ситуация наблюдается для осадков: если в работе [Weng et al., 2009] достаточно четко можно выделить так называемые «сухой и влажный бумеранги» (области в пределах акватории тропического Тихого океана, где наблюдаются положительные или отрицательные аномалии осадков и меняющие свою локализацию в зависимости от типа Эль-Ниньо, что связано со смещением зон интенсивной глубокой конвекции), то аналогичные структуры в [Ashok et al., 2007] прослеживаются существенно слабее, особенно для Эль-Ниньо Модоки. Можно отметить также различия в локализации аномалий в ряде регионов (например, над территорией Африки).

В регионах, сильно удаленных от очага положительных аномалий ТПО в период развития Эль-Ниньо, районы со значимым удаленным откликом выделяются намного менее уверенно. Так, над Атлантикой значимые положительные аномалии осадков отмечаются только в работе [Weng et al., 2009], а над территорией Евразии прослеживаются лишь небольшие по площади регионы со значимым удаленным откликом, причем их локализация разнится в зависимости от метода исследования.

Заметим, что изучение удаленного отклика на Эль-Ниньо Модоки в приведенных выше работах проводилось на основе индекса EMI, который, как было показано позже [Takahashi et al., 2011], не может быть использован для выделения отдельного климатического режима в тропическом Тихом океане, соответствующего конкретному типу Эль-Ниньо. Это делает актуальной задачу исследования удаленного отклика на каждый из типов Эль-Ниньо на основе методики, позволяющей надежно разделить два различных климатических режима в Тропическом Тихом океане.

Исследование удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо в отдельных регионах Земного шара.

Основные механизмы, способствующие распространению сигнала от района локализации аномалий в период развития двух типов Эль-Ниньо в удаленные районы, связаны с нарушением атмосферной циркуляции. В частности, к этим процессам можно отнести аномалии в верхнетропосферной циркуляции, смещение зон конвергенции и дивергенции воздуха, а также связанные с ними нарушения циркуляции, возникающие в зональной ячейке Уокера. Аномальные зоны восходящих движений способствуют интенсификации процессов глубокой конвекции и увеличению количества осадков; противоположные условия формируются в зонах аномальных нисходящих движений воздуха.

Определенный вклад в формирование аномалий приземной температуры воздуха и осадков вносят также изменения в циркуляционном режиме в нижней и средней тропосфере и региональная меридиональная циркуляция, способствующая распространению аномалий из приэкваториальных и тропических в более высокие широты. Свой вклад вносят также волновые процессы, в частности, распространение в атмосфере длинных волн Россби, формирующихся в тропически широтах на некотором удалении от района локализации аномального источника тепла. Распространение такой волны способствует возникновению аномальных зон повышенного и пониженного атмосферного давления, смене направления преобладающих ветров и нарушению характерных для региона циркуляционных особенностей, что сказывается как на температурном режиме, так и на режиме увлажнения.

В ряде регионов аномалии в полях различных метеорологических величин и физические механизмы, приводящие к этим аномалиям, рассматривались более подробно. К таким регионам можно отнести, например, Северную Америку, Австралию, Индию, юго-восточные районы Азии. Рассмотрим некоторые из предложенных механизмов.

Отклик на два типа Эль-Ниньо в полях приземной температуры и осадков над Северной Америкой

В работах [Mo, 2010, Yu et al., 2012] показано, что каноническое и Модоки Эль-Ниньо оказывают различное воздействие на аномалии температуры и

осадков над территорией Северной Америки, в частности, США. До недавнего времени считалось, что отклик в полях приземной температуры имеет зональное направление и приводит к отрицательным аномалиям на юге континента и к положительным – на севере. Однако, анализ данных наблюдений, и данные численного моделирования показали, что в годы канонического Эль-Ниньо максимальные положительные аномалии расположены на северо-западе континента, а отрицательные – на юго-востоке. Для Эль-Ниньо Модоки структура аномалий оказывается смещена примерно на 90°: теплее всего на северо-востоке, холоднее – на юго-западе. Причиной такой разницы является различный отклик циркуляции над Северной Америкой в средней и верхней тропосфере, возникающий в период развития двух типов Эль-Ниньо. Так, в годы Эль-Ниньо Модоки структура аномалий геопотенциала соответствует PNA (Pacific-North American pattern) [Mo, 2010]: над территорией от восточной части Аляски до северо-западной части США располагается область положительных аномалий, а над юго-востоком США – отрицательная аномалия. Такое положение и обуславливает потепление на северо-западе и похолодание на юго-востоке. Структура аномалий в годы канонического Эль-Ниньо существенно отличается и в верхней тропосфере скорее напоминает TNH (Tropical Northern Hemisphere pattern) с положительной аномалией над Северной Америкой и отрицательной к востоку и западу от нее [Mo, 2010]. В средней тропосфере структура аномалий обеспечивает распространение пакета волн из восточной части тропического Тихого океана с юго-запада на северо-восток США и дальше по направлению к полюсу, что обеспечивает положительные аномалии температуры на северо-востоке и отрицательные на юго-западе [Yu et al., 2012].

Согласно [Mo, 2010], наибольше влияние ТПО экваториального Тихого океана на аномалии осадков наблюдается в зимние месяцы. В годы канонического Эль-Ниньо увеличивается количество осадков на юго-востоке США и на севере Калифорнии, отрицательные аномалии располагаются на северо-западном Тихоокеанском побережье США и в районе долины р. Огайо. Для Эль-Ниньо Модоки характерно возникновение более сильных положительных аномалий на юго-западе и отрицательных на юго-востоке. Отрицательные аномалии смещаются к югу от долины р. Огайо к

Мексиканскому заливу. Влияние явления Эль-Ниньо на аномалии осадков на юго-западе США усиливается в последние десятилетия, в то время как над долиной р. Огайо эта связь, напротив, ослабевает.

Взаимосвязь аномалий атмосферной циркуляции с аномалиями осадков на западном побережье Северной Америки рассматривает и [Weng et al., 2009]. В годы Эль-Ниньо Модоки аномальные юго-западные ветры в нижней тропосфере, дующие из центра тропического Тихого океана на северо-восток в субтропики, связаны с северным рукавом влажного бумеранга, отражающего миграцию ВЗК на север. Этот атмосферный поток выносит влагу из тропиков и за несколько дней переносит ее на побережье Калифорнии, вызывая сильнейшие наводнения и оползни. Это процесс синоптического масштаба. Смещение на север ВЗК, приносящее влагу на юг США более характерно для зим Эль-Ниньо Модоки, чем для канонического Эль-Ниньо, что согласуется с результатами [Mo, 2010].

Большая часть годовой суммы осадков в северо-западной части США приходится на зимние месяцы, а, так как этот регион испытывает нехватку осадков в течение зимы в годы Эль-Ниньо Модоки, отрицательные аномалии осадков во время таких зим не могут приводить к формированию засухи в период Эль-Ниньо Модоки летом Северного полушария. Таким образом, северо-запад США более восприимчив к сильным засухам, если явление Эль-Ниньо Модоки продолжается и в зимние, и в летние месяцы. Такая ситуация могла отмечаться в начале 21 века, когда засуха на юго-западе США сохранялась в течение нескольких лет. Подобные долгосрочные засушливые условия на юго-западе США с большой долей вероятности вызваны увеличением повторяемости Эль-Ниньо Модоки на межгодовом и декадном масштабах времени и зимой, и летом, когда часто отмечаются дефицит осадков и высокая приземная температура.

Пустынно-муссонный механизм и механизм «шелкового пути» как возможное объяснение аномалий на востоке Азии

Влияние Эль-Ниньо Модоки на регион Восточной Азии может осуществляться посредством комбинации двух механизмов: так называемого «пустынно-муссонного механизма» и «механизма шелкового пути». Муссонно-пустынный механизм был предложен в [Rodwell and Hoskins, 1996] и

представляет собой сигнал, который распространяется посредством длинных волн Россби из района Индийского муссона в район Средиземноморья и Сахели. Возникновение сигнала обусловлено влиянием на Индийский муссон аномалий ТПО в Тихом и Индийском океанах. В работе [Enomoto et al., 2003] предложен механизм передачи сигнала из Средиземноморья на восток Азии, волноводом для которого служат струйные течения над Азиатским континентом. Этот механизм получил название механизм Шелкового пути. Совокупностью указанных механизмов в ряде работ [Guan and Yamagata, 2003; Saji and Yamagata, 2003] объясняется влияние на регион Восточной Азии и Японии Индийского диполя зимой Северного полушария (Индийский диполь представляет собой структуру с аномально низкой ТПО у берегов Суматры и аномально высокой ТПО в западном Индийском океане, сопровождающуюся аномалиями ветра и осадков [Петросянц и др., 2005]). В [Ashok et al., 2007] делается предположение, что аналогичные механизмы могут обуславливать распространение сигнала в северном полушарии и в период развития Эль-Ниньо Модоки.

Аномалии температуры и осадков в районе Японии могут формироваться и вследствие механизма, основанного на аномалии структуры меридиональной ячейки Хэдли на западе Тихого океана. Так, согласно [Nitta, 1987], в период канонического Эль-Ниньо отмечается отрицательная аномалия ТПО в западной части Тихого океана, что способствует подавлению конвекции над Филиппинским морем и приводит к формированию отрицательных аномалий температуры и положительных аномалий осадков в районе Японии. Противоположные по знаку аномалии возникают в годы Ла Нинья, когда ТПО на западе Тихого океана теплее нормы. В [Ashok et al., 2007] отмечается, что в случае Эль-Ниньо Модоки над Японией формируются существенно более теплые и сухие условия по сравнению с каноническим Эль-Ниньо, что обусловлено, по-видимому, иной структурой аномалий ТПО на западе тропического Тихого океана.

Влияние Эль-Ниньо Модоки на аномалии осадков на севере Австралии через механизм Гилла-Матсуно

Данный механизм был предложен [Taschetto et.al, 2010] для объяснения изменчивости австралийского муссона в годы Эль-Ниньо Модоки. В эти

периоды дождливый сезон сокращается по сравнению со среднеклиматической продолжительностью летних муссонных осадков в регионе. В среднем австралийский муссон начинается в декабре, продолжается в течение лета Южного полушария и заканчивается в марте. Однако, в годы Эль-Ниньо Модоки происходит сокращение количества осадков в декабре и марте, в то время как на январь-ферваль приходится максимум годового хода осадков. Максимальная аномалия наблюдается в феврале в северо-западных районах Австралии.

Механизм Гилла-Матсуно можно описать следующим образом. Неадиабатический нагрев, связанный с выделением скрытого тепла конденсации в процессе глубокой конвекции, может вызвать удаленный отклик в атмосфере через возбуждение экваториальных волн. [Гилл, 1986] использовал простую аналитическую модель, основанную на уравнениях мелкой воды в тропиках, чтобы представить отклик тропической атмосферы на неадиабатический нагрев. Было показано, что наличие источника тепла, симметричного относительно экватора, возбуждает к востоку от источника тепла в приэкваториальной области волну Кельвина, распространяющуюся на восток. К западу от источника тепла возникает распространяющаяся на запад волна Россби, представленная двумя циклоническими аномалиями, симметричными относительно экватора. Для источников тепла, симметричных относительно экватора, циклоническая циркуляция развивается в обоих полушариях. Если же неадиабатический нагрев несимметричен относительно экватора, циклоническая циркуляция усиливается в полушарии, где нагрев сильнее, а в другом полушарии наблюдается слабая антициклоническая циркуляция.

В период Эль-Ниньо Модоки формируется аномальная зональная ячейка Уокера над Тихим океаном [Ashok et al., 2007], западная нисходящая ветвь которой располагается над Австралией. Такие условия приводят к подавлению конвективных процессов и уменьшению количества осадков над континентом. Такая ситуация преобладает над Австралией во все месяцы, за исключением января и февраля.

В середине лета Южного полушария нагрев ТПО в центре и на западе Тихого океана в совокупности с интенсификацией обеих ветвей ВЗК над Тихим

океаном и смещением Южно-Тихоокеанской ветви к югу создает благоприятные условия для увеличения потока скрытого тепла из океана в атмосферу и интенсификации процессов глубокой конвекции. Такие аномалии, в свою очередь, приводят к нарушению циркуляции в верхней тропосфере, возникновению бароклинного отклика и распространению волн Россби из центра Тихого океана на запад. Сигнал из Тихого океана способствует интенсификации циклонической циркуляции над Австралийским континентом и, следовательно, увеличению количества осадков в январе-феврале [Taschetto et.al,2010].

В заключении необходимо отметить, что исследования отклика на два типа Эль-Ниньо, как правило, ограничиваются Тихоокеанским регионом и его окрестностями. Поэтому нами была поставлена задача изучить аномалии, возникающие не только в непосредственной близости от района локализации аномалий ТПО в период развития каждого из типов Эль-Ниньо, но и в удаленных районах. Исследование проводилось в несколько этапов, начиная с анализа пространственной структуры аномалий приземной температуры воздуха и осадков, возникающих как отклик на ЭНЮК. Для выявления циркуляционных механизмов, ответственных за формирование этих аномалий, были проанализированы нарушения, возникающие в глобальной зональной циркуляции атмосферы, и в отдельных регионах, соответствующих центрам действия атмосферы, а также в структуре вертикальных ячеек Хэдли и Уокера. Отдельной задачей было изучение изменчивости отклика глобальной и региональной атмосферной циркуляции на два типа Эль-Ниньо в условиях глобального роста температуры в XXI веке. Глобальные нарушения в тропической зоне, возникающие в период развития двух типов Эль-Ниньо, оказывают существенное влияние и на процессы синоптического масштаба в тропиках, такие, как характеристики тропических циклонов, интенсивность апвеллинга и др. Исследование этих вопросов также отражено в настоящей работе.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1 ДАННЫЕ.

В ходе работы над диссертацией были использованы различные архивы данных наблюдений, спутниковые данные, базы реанализа и данные численного моделирования.

NCEP/NCAR реанализ [Kalnay et al., 1996] с пространственным разрешением 2,5°×2,5° для периода с 1948 по 2012 гг.:

- Ежемесячные данные о компонентах скорости ветра (зональной, меридиональной) на 6 геопотенциальных поверхностях (200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа) были использованы для изучения аномалий глобальной и региональной атмосферной циркуляции в период развития двух типов Эль-Ниньо. Кроме того, данные использовались для построения вспомогательных карт аномалий и полных полей зонального ветра на различных уровнях.
- Данные о месячных полях зональной и меридиональной компонентах скорости ветра и аналога вертикальной скорости ветра на 12 уровнях в атмосфере от 1000 до 10 гПа использовались для построения вертикальных ячеек Уокера и Хэдли для изучения аномалий циркуляции в вертикальной плоскости.
- Ежемесячные данные о высоте геопотенциальных поверхностей 200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа были использованы для определения локализации среднего положения центров действия атмосферы в различных слоях атмосферы.
- Месячные поля атмосферного давления на уровне моря были использованы для определения локализации среднего приземного положения центров действия атмосферы.
- Ежедневные поля давления на уровне моря и компонент приземного ветра над Тихим океаном в Южном полушарии (140° в.д. - 40° з.д., 0° - 60° ю.ш.) за период 2000-2006 гг. были использованы для выявления синоптического механизма Перуанского струйного течения.

Данные реанализа ERA interim (http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/erainterim)

- Ежедневные поля давления на уровне моря и компонент приземного ветра над Тихим океаном в Южном полушарии (140° в.д. - 40° з.д., 0° - 60° ю.ш.) за 1997 и 2006 гг. с пространственным разрешением 1,5°×1,5° были использованы для исследования изменчивости синоптического механизма формирования Перуанского струйного течения в годы канонического и Модоки Эль-Ниньо.
- Ежемесячные поля приземной температуры воздуха с пространственным разрешением 0,75°×0,75° за период 1979-2012 гг. использовались для регрессионного анализа связи аномалий температуры в различных регионах земного шара с двумя типами ЭНЮК.

Аналогичные исследования для поля осадков были проведены с использованием ежемесячных данных, полученных на основе **архива GPCP** (Global program of climate precipitation) с разрешением по сетке 2,5°×2,5° за период 1979-2012гг. [GPCP, 2003].

Для расчета индексов ЦТ и ВТ Эль-Ниньо были использованы **данные архива Hadley центра** – The Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST, [Rayner et al., 2003]) о температуре поверхности океана за период 1948-2009 гг.

Для определения изменчивости характеристик тропических циклонов в периоды развития двух типов Эль-Ниньо были использованы **данные архива Гидрометцентра России** за период с 1970-2011гг. (http://meteoinfo.ru/tropicyclonesdatabase) для шести основных регионов формирования тропических циклонов: Северо-западный Тихий океан, Северо-восточный Тихий океан, Южный Тихий океан, Северный и Южный Индийский океан и Северная Атлантика.

Для исследования влияния двух типов Эль-Ниньо на характеристики Перуанского струйного течения были использованы данные о температуре поверхности океана **TRMM Microwave Imager (TMI)**, полученные на основе Remote Sensing Systems (RSS www.remss.com). Это поступающие дважды в день со спутников данные о полях на регулярной долготно-широтной сетке с шагом 0,25°×0,25° для широтной зоны между 38° с.ш. и 38° ю.ш.; а также ежедневные данные о компонентах приземного ветра CERCAT

(www.ifremer.fr/cercat), полученные со спутника QuikSCAT с шагом по долготно - широтной сетке 0,5°×0,5°.

Данные моделирования

Для анализа возможности воспроизведения в модели GFDL-ESM-2M (http://www.gfdl.noaa.gov/earth-system-model) взаимосвязей атмосферной циркуляции с двумя типами Эль-Ниньо были использованы ежемесячные данные о зональной и меридиональной компонентах скорости ветра для экспериментов piControl за 500 лет и эксперимента RCP 8.5 за 95 лет (пространственное разрешение 2,5°×2°). За аналогичные периоды были рассчитаны индексы двух типов Эль-Ниньо на основе месячных данных о температуре поверхности океана (шаг по сетке 1° по долготе, нерегулярный шаг по широте).

2.2 ИНТЕГРАЛЬНЫЙ ИНДЕКС ЦИРКУЛЯЦИИ КАК СРЕДСТВО ОПИСАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Зональный индекс циркуляции

Общие свойства атмосферной циркуляции часто описывают с помощью различных индексов, среди которых наиболее известны индекс циркуляции К.Г. Россби и индекс циркуляции Е.Н. Блиновой. К.Г. Россби предложил вычислять геострофическую составляющую зональной скорости ветра через разность давлений между 35° и 55° широты по крупным секторам [Rossby et al., 1939]. Е.Н. Блинова рассматривала линейную скорость движения атмосферы вдоль круга широты *v(φ)* и считала ее равной осредненной зональной скорости геострофического ветра $\bar{u}(\alpha) = \alpha a\cos(\varphi)$, где a – радиус Земли, φ – широта. Параметр $\alpha = \frac{\bar{u}(\varphi)}{a\cos\varphi}$ есть индекс циркуляции Е.Н. Блиновой и представляет собой угловую скорость вращения атмосферы, рассматриваемой как твердое тело, относительно земной поверхности [Блинова, 1943].

В настоящей работе для анализа интенсивности циркуляции по кругу широты и в центрах действия атмосферы был использован индекс циркуляции, предложенный М.А. Петросянцем и Д.Ю. Гущиной (индекс Петросянца –

Гущиной) [Петросянц и Гущина, 1998]:, который близок к индексу Е.Н. Блиновой (1).

$$L_\varphi = \oint_{l_\varphi} u(\varphi) dl_\varphi \qquad (1)$$

Для характеристики глобальной циркуляции вычисляется циркуляция вектора скорости зональной составляющей реального ветра *u(φ)* вдоль круга широты l_φ. Величина циркуляции L_φ пропорциональна интегральной относительной завихренности на каждом широтном круге и, как было показано в [Петросянц и др., 2001; Гущина и др., 2002], позволяет более детально, чем индекс Блиновой, характеризовать особенности движения атмосферы в различных широтных поясах.

Региональный индекс циркуляции

Для характеристики циркуляции в центрах действия атмосферы была рассчитана циркуляция L_S по контуру региона S, выбираемого исходя из особенностей атмосферной циркуляции, и в большинстве случаев соответствующего среднеклиматическому положению основных центров действия в атмосфере тропических и умеренных широт (2).

$$L_S = \int_{l_{\varphi 1}} u_{\varphi 1} dl_{\varphi 1} + \int_{l_{\lambda 2}} v_{\lambda 2} dl_{\lambda 2} + \int_{l_{\varphi 2}} u_{\varphi 2} dl_{\varphi 2} + \int_{l_{\lambda 1}} v_{\lambda 1} dl_{\lambda 1} \quad , \quad (2)$$

где u и v – зональные и меридиональные составляющие скорости реального ветра, φ1 и φ2 – широты южной и северной границ контура соответственно, λ1 и λ2 – долготы западной и восточной границ контура соответственно, l – длина стороны контура. Положительным направлением обхода при расчете циркуляции L_S считалось направление против часовой стрелки. В соответствии с выбранным направлением обхода контура в Северном полушарии циклоническая циркуляция – положительная, а антициклоническая – отрицательная, в Южном полушарии – наоборот.

Всего было выбрано 23 центра действия атмосферы, границы которых были уточнены по сравнению с [Петросянц и Гущина, 1998] с привлечением данных о давлении на уровне моря, а также о высоте геопотенциальных поверхностей от 925 до 200 гПа. Координаты границ контуров приведены в таблице 2.1, их расположение на карте представлено на рис. 2.1

Некоторые центры действия были разбиты на две части для того, чтобы более детально проследить разницу в отклике на аномалии ТПО и во влиянии

на генерацию аномалий ТПО. К таким контурам относятся Гавайский и Южнотихоокеанский антициклоны, экваториальные ложбины Тихого и Индийского океана. Таким образом, в общей сложности исследование проводилось для 31 контура. Из них 23 находятся над океанами, 8 – над материками (рис. 2.1).

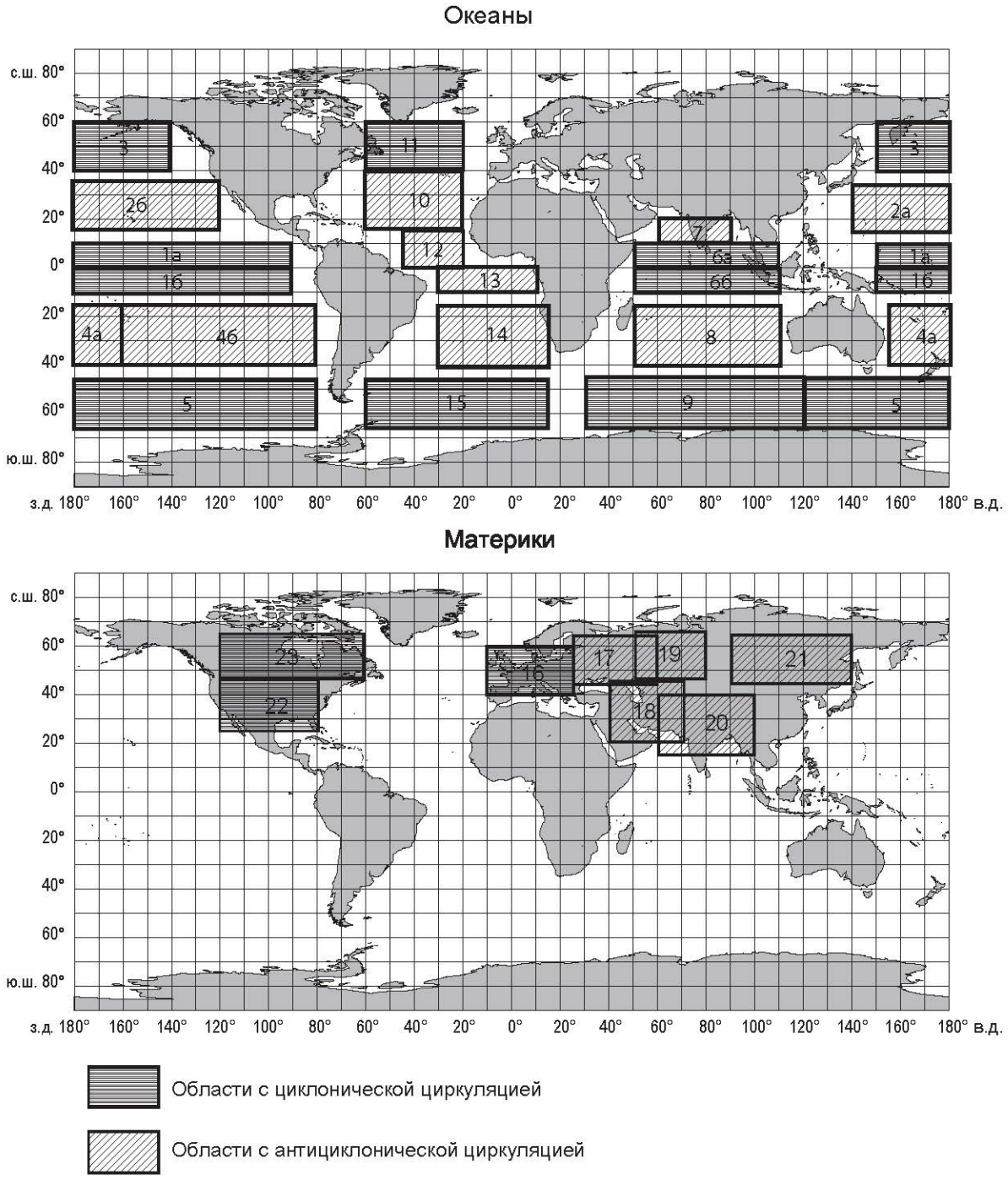


Рис. 2.1. Центры действия атмосферы и географические районы, для которых рассчитывалась циркуляция вектора скорости по контурам. Цифрами указаны номера контуров (см. таблицу 2.1).

Таблица 2.1 Координаты границ контуров, соответствующих центрам действия атмосферы или районам активной циклонической деятельности.

№	Название барической системы или района	Координаты контура			
		начальная широта	конечная широта	начальная долгота	конечная долгота
1	Экваториальная ложбина Тихого океана	10° ю.ш.	10° с.ш.	150° в.д.	90° з.д.
1а	северная часть	0°	10° с.ш.	150° в.д.	90° з.д.
1б	южная часть	10° ю.ш.	0°	150° в.д.	90° з.д.
2	Гавайский антициклон	15° с.ш.	35° с.ш.	140° в.д.	120° з.д.
2а	западная часть	15° с.ш.	35° с.ш.	140° в.д.	180°
2б	восточная часть	15° с.ш.	35° с.ш.	180°	120° з.д.
3	Алеутская депрессия	40° с.ш.	60° с.ш.	150° в.д.	140° з.д.
4	Южнотихоокеанский антициклон	40° ю.ш.	15° ю.ш.	155° в.д.	80° з.д.
4а	западная часть	40° ю.ш.	15° ю.ш.	155° в.д.	160° з.д.
4б	восточная часть	40° ю.ш.	15° ю.ш.	160° з.д.	80° з.д.
5	Циклоны южного тихого океана	65° ю.ш.	45° ю.ш.	120° в.д.	80° з.д.
6	Экваториальная ложбина Индийского океана	10° ю.ш.	10° с.ш.	50° в.д.	110° в.д.
6а	северная часть	0°	10° с.ш.	50° в.д.	110° в.д.
6б	южная часть	10° ю.ш.	0°	50° в.д.	110° в.д.
7	Индийский муссон	10° с.ш.	20° с.ш.	60° в.д.	90° в.д.
8	Маскаренский антициклон	40° ю.ш.	15° ю.ш.	50° в.д.	110° в.д.
9	Циклоны южного индийского океана	65° ю.ш.	45° ю.ш.	30° в.д.	120° в.д.
10	Азорский антициклон	15° с.ш.	40° с.ш.	60° з.д.	20° з.д.
11	Исландская депрессия	40° с.ш.	60° с.ш.	60° з.д.	20° з.д.
12	Экваториальная ложбина севера Атлантического океана	0°	15° с.ш.	45° з.д.	20° з.д.
13	Экваториальная ложбина юга Атлантического океана	10° ю.ш.	0°	30° з.д.	10° в.д.
14	Южноатлантический антициклон	40° ю.ш.	15° ю.ш.	30° з.д.	15° в.д.
15	Южноатлантические циклоны	65° ю.ш.	45° ю.ш.	60° з.д.	15° в.д.
16	Западноевропейская ветвь полярного фронта	40° с.ш.	60° с.ш.	10° з.д.	25° в.д.
17	Восточноевропейская ветвь полярного фронта	45° с.ш.	65° с.ш.	25° в.д.	60° в.д.
18	Азиатская ветвь полярного фронта	20° с.ш.	45° с.ш.	40° в.д.	70° в.д.
19	Отрог Сибирского антициклона	45° с.ш.	65° с.ш.	50° в.д.	90° в.д.
20	Индийский муссон	15° с.ш.	40° с.ш.	60° в.д.	100° в.д.
21	Сибирский антициклон	45° с.ш.	65° с.ш.	90° в.д.	140° в.д.
22	Мексиканская депрессия	25° с.ш.	45° с.ш.	120° з.д.	80° з.д.
23	Канадский антициклон	45° с.ш.	65° с.ш.	120° з.д.	60° з.д.

Сглаживание рядов индексов циркуляции

В связи с тем, что масштабы временной изменчивости циркуляции по контурам центров действия атмосферы и вдоль круга широты существенно отличаются от временных масштабов изменчивости температуры поверхности океана, искать связи между исходными рядами этих величин методически некорректно. Поэтому для выполнения корреляционного анализа была проведена фильтрация внутригодовых колебаний в исследуемых временных рядах циркуляции путем расчета скользящего среднего, отнесенного к центральному месяцу периода осреднения. Как было показано в [Петросянц и Гущина, 2000], максимальные значения корреляционных связей достигаются при 12 или 13-месячном сглаживании временных рядов циркуляции скорости, при этом сглаживание рядов индексов ЦТ и ВТ Эль-Ниньо (см. раздел 2.5) очень незначительно влияет на результаты корреляционного анализа. Поэтому данная процедура была проведена только для рядов индексов атмосферной циркуляции.

2.3 ПОСТРОЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ЯЧЕЕК ЦИРКУЛЯЦИИ.

Для анализа вертикальной циркуляции был использован метод построения вертикальных ячеек циркуляции, предложенный в [Wang , 2002].

Известно, что скорость горизонтального ветра может быть подразделена на бездивергентную (вихревую) и дивергентную (безвихревую) части [Matsuno, 1966; Krishnamurti ,1971; Krishnamurti et al. 1973]:

$$v = v_\psi + v_\varphi = k \times \nabla\psi + \nabla\varphi, \quad (3)$$

,где ψ – это функция тока и φ – потенциал скорости ветра.

Потенциал скорости дивергентного ветра (ПСДВ) определяется из уравнения Пуассона (4) [Самарский А.А., 1983]:

$$\nabla^2\varphi = -\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (4)$$

где правая часть представляет собой дивергенцию скорости ветра, взятую с обратным знаком. Дивергенция рассчитывается по данным о ветре (5):

$$\nabla_v = -\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (5)$$

Расчет производится по конечно-разностной форме для центров квадратов в 2,5 градуса при условии $\Delta x = \Delta y = const = 2{,}5^o$, так как в тропической зоне можно пренебречь кривизной земной поверхности. То есть считать шаг по сетке, заданный в градусах, постоянным по долготе и широте.

Уравнение Пуассона решается методом марш-алгоритма [Самарский, 1983]. Граничные условия задаются следующим образом (6):

$$\chi(\frac{\pi}{4}, \lambda) = 0, \quad 0 \le \lambda \le 2\pi, \quad \chi(\frac{3\pi}{4}, \lambda) = 0, \quad 0 \le \lambda \le 2\pi$$

$$\chi(\varphi, \lambda) = \chi(\varphi, \lambda + 2\pi), \frac{\pi}{4} \le \varphi \le \frac{3\pi}{4} \qquad (6)$$

Начальное поле принимается равным нулю. Это уравнение решалось при помощи программы «Laplas», созданной на кафедре метеорологии и климатологии географического факультета МГУ. В результате были получены значения ПСДВ для всех выбранных точек. Далее значения ПСДВ были продифференцированы по *x* и по *y* и получены значения зональной и меридиональной составляющей дивергентного ветра.

Исходные данные об аналоге вертикальной скорости и рассчитанные ряды зональной и меридиональной составляющей дивергентного ветра представлены на 12 изобарических поверхностях с неравномерным шагом (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 и 100гПа). С помощью кубической сплайн-интерполяции [Пановский Г.А., Брайер Г.В., 1967] эти данные были восстановлены от 1000 до 100 гПа с шагом 50 гПа. Интерполяционная функция 3-го порядка аппроксимирует функцию *y(x)* многочленом 3-й степени *Y(x),* удовлетворяющим условиям $Y(x_k)=y(x_k)=y_k$ в *n+1* узлах интерполяции x_k *(k=0,1,2,…n).*

На основании проинтерполированных данных о полных полях и аномалиях аналога вертикальной скорости, а также зональной и меридиональной составляющих дивергентного ветра построены вертикальные разрезы тропосферы от 1000гПа до 100гПа с интервалом в 50гПа как для средних климатических ячеек Уокера и Хэдли, так и для аномалий циркуляции в вертикальной плоскости в различные фазы развития двух типов Эль-Ниньо. Для построения ячейки Уокера данные осреднялись в трех полосах широт: вдоль экватора от 5° с.ш. до 5° ю.ш., в Южном и Северном полушариях от 5° до 15° ю.ш. и от 5° до 15° с.ш. соответственно. Ячейки Хэдли были построены для

всего Земного шара, разделенного на 9 секторов по 40° долготы, в диапазоне от 40°с.ш. до 40°ю.ш. Координаты и соответствующие им географические объекты для каждого сектора приведены в таблице 4.2.1 главы 4.

Для построения композиционных разрезов аномалий циркуляции в вертикальной плоскости в период развития двух типов Эль-Ниньо было выбрано 5 случаев канонического Эль-Ниньо (1972-73, 1976-77, 1982-83, 1986-87 и 1997-98гг.) и 6 случаев Эль-Ниньо Модоки (1991-92, 1994-95, 2002-03, 2004-05, 2006-07, 2009-10гг.) (см. раздел. 2.5) Были получены композиционные разрезы для каждого из типов ЭНЮК для трехмесячных интервалов со сдвигом от -12 до +9 месяцев относительно кульминации явления. Таким образом, для каждого региона было получено 8 последовательных разрезов, иллюстрирующих динамику аномалий в вертикальной плоскости в период развития, кульминации и затухания Эль-Ниньо.

2.4 КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ И РЕГРЕССИОННЫЙ АНАЛИЗ

Для количественного анализа связи между интенсивностью циркуляции скорости ветра и аномалиями ТПО в период развития двух типов Эль-Ниньо были рассчитаны синхронные и асинхронные корреляции со сдвигом по времени от 1 до 24 месяцев в обе стороны между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и индексами циркуляции (7):

$$r = \frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left((x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)\right)}{\sigma_x \sigma_y} \qquad (7)$$

, где x и y – значения циркуляции по контуру или по кругу широты и индекс ЦТ либо ВТ Эль-Ниньо соответственно, μ - их среднее значение, σ – стандартное отклонение.

Значимость коэффициентов корреляции оценивалась по методу t-критерия Стьюдента. Для учета автоскоррелированности рядов, к которым было применено 13-месячное скользящее осреднение, был рассчитан радиус автокорреляции r, равный количеству месяцев, за которые автокорреляция убывает в e раз. Такие расчеты были проведены для каждого контура на всех исследуемых геопотенциальных поверхностях, а также для зональной циркуляции на различных широтах.

В случае независимости членов выборки число степеней свободы, определяющих порог значимости, равно *n-1*, где *n* – длина выборки. Автоскоррелированность ряда уменьшает число степеней свободы, поэтому число степеней свободы, определялось как отношение длины ряда *n* к радиусу автокорреляции *r*, и для него определялся порог значимости. В таблице 2.2 приведены значения порога значимости для всех исследуемых контуров на всех поверхностях. Для циркуляции по кругу широты порог значимости составил |*r*| = 0,2.

Для выявления связи аномалий в полях метеорологических характеристик (приземной температуры воздуха и осадков) с двумя типами Эль-Ниньо был проведен регрессионный анализ, характеризующий пространственные взаимосвязи этих величин. Коэффициенты двумерной линейной регрессии были рассчитаны по формуле (8):

$$b = \frac{\sum_{n=1}^{N}(x_n-\bar{x})(y_n-\bar{y})}{\sum_{n=1}^{N}(x_n-\bar{x})^2} \quad (8)$$

Таблица 2.2 Значения порога значимости корреляции между циркуляцией в центрах действия атмосферы и индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо. Отсутствующие значения соответствуют очень высокой автоскоррелированности ряда.

№	Геопотенциальная поверхность, гПа						№	Геопотенциальная поверхность, гПа					
контура	**200**	**300**	**500**	**700**	**850**	**925**	контура	**200**	**300**	**500**	**700**	**850**	**925**
1	0,21	0,22	0,23	0,21	0,63	0,21	**9**	0,27	0,53				
1a	0,25	0,43	0,4	0,24	0,21	0,26	**10**	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,22
1b	0,22	0,24	0,38	0,21	0,21	0,22	**11**	0,21	0,22	0,21	0,22	0,21	0,21
2	0,22	0,22	0,21	0,21	0,23	0,21	**12**	0,23	0,23	0,22	0,25	0,4	0,2
2a	0,21	0,21	0,21	0,2	0,2	0,24	**13**	0,22	0,22	0,24		0,46	0,21
2b	0,21	0,23	0,21	0,23	0,24	0,22	**14**	0,2	0,2	0,21	0,23	0,23	0,18
3	0,24	0,22	0,21	0,21	0,22	0,24	**15**	0,21	0,2	0,22	0,22	0,23	0,4
4	0,34	0,24	0,21	0,2	0,24	0,2	**16**	0,2	0,2	0,2	0,21	0,22	0,22
4a	0,21	0,36	0,2	0,18	0,22	0,18	**17**	0,2	0,21	0,22	0,25	0,24	0,37
4b		0,22	0,22	0,21	0,33	0,2	**18**	0,21	0,21	0,22	0,33	0,36	0,38
5	0,23	0,23	0,29		0,26		**19**	0,21	0,21	0,21	0,24	0,23	0,23
6	0,25	0,31	0,43	0,46	0,32	0,23	**20**	0,22	0,21	0,21	0,21	0,22	0,63
6a	0,22	0,21	0,23	0,42	0,22	0,24	**21**	0,21	0,22	0,22	0,24	0,46	0,24
6b	0,2	0,21	0,24	0,46	0,2	0,2	**22**	0,2	0,2	0,2	0,21	0,24	0,2
7	0,21	0,21	0,44		0,2	0,32	**23**	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,18
8	0,23	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22							

,где x_n – значения независимой переменной (ряд индексов ЦТ или ВТ Эль-Ниньо), $\bar{x}$ - среднее значение независимой переменной, y_n – значение зависимой переменной (поле метеорологических параметров), $\bar{y}$ - среднее значение зависимой переменной, N – общее число значений в ряду независимой переменной.

2.5 МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО

Для выделения двух типов Эль-Ниньо в данной работе было использовано два метода. Первый, применявшийся для композиционного анализа, заключается в выполнении критериев, предложенных в [Yeh et al., 2009]. Согласно этому методу, явление, при котором аномалия ТПО в районе Nino3 (5° ю.ш. – 5° с.ш.; 150° – 90° з.д.) больше, чем в районе Nino4 (5° ю.ш. – 5° с.ш., 160° в.д. – 150° з.д.), и больше 0,5 °С в течение ноября, декабря, февраля, относится к типу канонического Эль-Ниньо. Если, напротив, больше аномалия в районе Nino4, то явление относится к типу Эль-Ниньо Модоки. Аналогичным образом выделялись явления Ла Нинья, но для лет, когда отрицательная аномалия ТПО в течение зимних месяцев Северного полушария превышает по модулю 0,5 °С.

Для построения композитов аномалий зональной циркуляции на основе этого метода нами было выбрано 8 случаев канонического Эль-Ниньо (1953-54, 1957-58, 1965-66, 1972-73, 1976-77, 1982-83, 1986-87 и 1997-98гг), 4 случая канонического Ла Нинья (1964-65, 1970-71, 1988-89, 2007-08гг), 7 случаев Эль-Ниньо Модоки (1968-69, 1991-92, 1994-95, 2002-03, 2004-05, 2006-07, 2009-10гг) и 7 случаев Ла Нинья Модоки (1971-72,1973-74,1975-76, 1998-99, 1999-2000, 2010-11, 2011-12гг). Композиты рассчитывались как среднее арифметическое значение аномалий для каждой из выделенных групп явлений.

Другой метод выделения двух типов Эль-Ниньо использовался для построения непрерывных рядов индексов ЦТ и ВТ. Данный метод был предложен в работе [Takahashi et al., 2011].

Согласно ему, разделение явления на два типа осуществляется на основе разложения рядов аномалий ТПО в тропическом Тихом океане на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ). Две первые моды этого

разложения описывают максимальное количество изменчивости (68% и 14% соответственно). Режим ЭОФ1 соответствует структуре распределения аномалий ТПО, наблюдающейся при Эль-Ниньо канонического типа, т.е. максимум аномалий ТПО (АТПО) локализован вблизи побережья Южной Америки, а режим ЭОФ2 - структуре АТПО, характерной для Эль-Ниньо Модоки, с положительными аномалиями в центральной части Тихого океана и отрицательными значениями к западу и востоку (рис. 2.2).

Первым двум модам соответствуют временные ряды основных компонент PC1 и PC2, которые и используются для построения индексов Эль-Ниньо. При этом, в [Takahashi et al., 2011] показано, что сами по себе ряды PC1 и PC2 не являются репрезентативными с точки зрения разделения Эль-Ниньо на два типа. Если построить распределение месячных значений коэффициентов для декабря – февраля в осях PC1/PC2, то можно заметить, что точки, соответствующие явлениям Эль-Ниньо, не располагаются вдоль осей PC1 и PC2. Однако, в пространстве PC1-PC2 можно выделить два режима ЭНЮК: режим чрезвычайно теплого события (например, явления 1982-83 и 1997-98гг.) и режим, включающий холодные, нейтральные и умеренно теплые годы (рис. 2.3). Точки, характеризующие второй режим, ложатся близко к диагональной оси, которая была обозначена как «ЦТ-индекс», а ортогональная ей ось как «ВТ-индекс». Большая часть точек ложится близко либо к оси ЦТ, либо ВТ индекса, то есть данные индексы позволяют разделить две моды Эль-Ниньо. Так как оси ЦТ и ВТ индексов являются диагональными в пространстве PC1/PC2, то для расчета их значений необходимо повернуть оси на 45º.

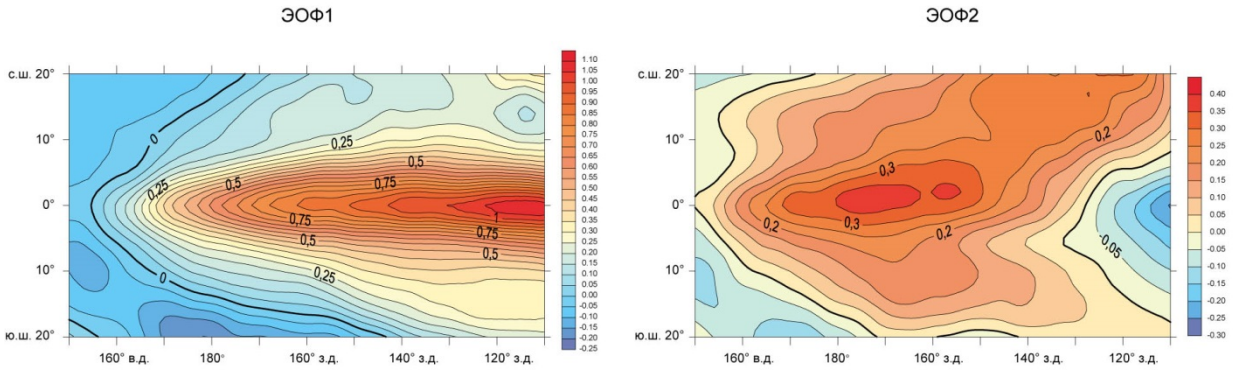


Рис. 2.2. ЭОФ1 (слева) и ЭОФ2 (справа) аномалий ТПО в тропическом Тихом океане по данным Hadley центра.

Тогда ЦТ и ВТ индексы будут вычисляться по следующим формулам:

$$\text{ВТ} = \frac{PC1-PC2}{\sqrt{2}} \qquad \text{ЦТ} = \frac{PC1+PC2}{\sqrt{2}} \tag{10}$$

Основываясь на величине угла между линиями, соответствующими разным индексам, можно увидеть, что индексы ЦТ и ВТ хорошо коррелируют с центральным (Nino 4; R=0,98) и восточным (Nino 1+2; R=0,94) индексами температуры поверхности Тихого океана, соответственно, и могут быть подсчитаны как:

$$\text{ЦТ} \approx 1{,}7\ \text{Nino4} - 0{,}1\ \text{Nino1+2} \tag{11}$$

$$\text{ВТ} \approx \text{Nino1+2} - 0{,}5\ \text{Nino4}. \tag{12}$$

В [Takahashi et al, 2011] показано, что два типа Эль-Ниньо более отчетливо проявляются при использовании ежемесячных значений индексов с октября по март, их распределение имеет вид «бумеранга». Для экстремального теплого режима (PC1>2) точки сосредоточены вдоль оси ВТ, а вдоль оси ЦТ – при умеренном (PC1<2) режиме. Гораздо нагляднее такое распределение проявляется в модельных данных (см. рис 6.2 в главе 6), в которых содержится значительно большее число чрезвычайно теплых событий. Тот факт, что даже модели промежуточной степени сложности способны описать такое разделение явлений Эль-Ниньо на два режима [Zebiak and Cane, 1987], указывает на то, что нет необходимости учитывать внешние по отношению к тропической части Тихого океана механизмы, чтобы объяснить возникновение двух мод Эль-Ниньо, хотя их роль в качестве влияющих не исключается [например, Vimont et al., 2001].

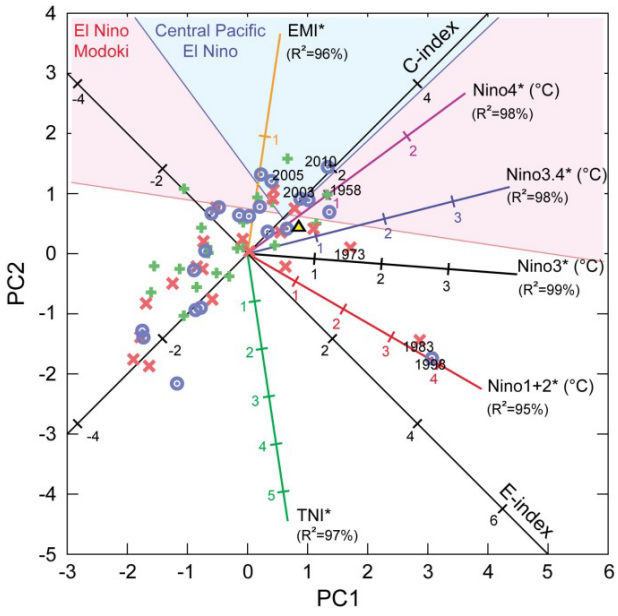


Рис. 2.3 Значения основных компонент при первых двух модах ЭОФ разложения аномалий ТПО в тропическом Тихом океане (PC1 и PC2) за декабрь-февраль по данным HadISST (период 1950-69: зеленые плюсы, 1970-89: красные кресты; 1990-2010: синие круги; композит [Rasmusson and Carpenter's, 1982] показан в желтом треугольнике), также показаны оси, соответствующие оценкам множественной регрессии индексов Nino, и оси ВТ и ЦТ индексов. Голубая и розовая области примерно соответствуют ЦТ Эль-Ниньо по [Yeh et al., 2009] и Эль- Ниньо Модоки по [Ashok et al., 2007](то есть, EMI*> 0.7σ, где σ – стандартное отклонение значений EMI* в декабре-феврале 1979-2004) [из Takahashi et al., 2011].

2.6 BOOTSTRAP-МЕТОД

Для оценки значимости различий между композиционными разрезами был использован bootstrap-метод [Efron, 1982], основанный на методе Монте-Карло (см. [Björnsson and Venegas, 1997]). Метод заключается в создании рядов случайных псевдо ЦТ/ВТ Эль-Ниньо, из которых построено 300 случайных композитов, включающих в себя то количество явлений, которое было использовано для построения каждого из композитов (т.е. 8 для канонического Эль-Ниньо, по 7 для Эль-Ниньо и Ла Нинья Модоки и 4 для канонического Ла Нинья). Между псевдо-композитами рассчитывались разности полей, и строилась функция их распределения. Последняя использовалась для определения уровня значимости. В случае превышения порога определенной вероятности, различия между реальными композитами канонических и Модоки Эль-Ниньо и Ла Нинья считаются значимыми с обеспеченностью, соответствующий выбранному квантилю обеспеченности (90%).

2.7 КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА GFDL-ESM-2M.

Данная объединенная модель была разработана в Геофизической лаборатории динамики жидкостей (National Oceanic and Atmospheric Administration/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton University, New Jersey). Шаг по сетке для атмосферы составляет 2° по широте, 2,5° по долготе, 24 уровня по вертикали; для океана – 1° по долготе, по широте шаг нерегулярный (при приближении к экватору меридиональное разрешение составляет 1/3 от начального), модель океана включает 50 уровней по вертикали. Данная модель хорошо воспроизводит сезонный ход пассатов и осадков, температуры морской поверхности, поверхностных течений.

Атмосферный блок модели включает такие физические особенности, как аэрозоли (природного и антропогенного происхождения), физику облаков и осадков. Блок, связанный с земной поверхностью, учитывает осадки и испарение, водные объекты на материках, а также компонент, связанный с экологической обстановкой для учета динамики углерода и других

индикаторов. Океанический блок учитывает такие факторы, как свободная поверхность для учета волновых процессов, течения, динамику морских льдов, перенос пресной воды айсбергами, а также процессы перемешивания вод и морскую биогеохимию и учет загрязнений.

Помимо цикла углерода, в модель также включены связанные с ним индикаторы, контролирующие растительную биомассу, продуктивность и другие факторы, связанные с растительностью. Кроме того, учтены и химические атмосферные индикаторы – трассеры. Производится также учет различных типов эмиссии, изменчивость альбедо в зависимости от типа поверхности (как естественных, так и антропогенно измененных в соответствии с историческим развитием земледелия и вырубкой лесов), и химия аэрозолей.

У данной модели есть два подтипа GFDL-ESM-2M и GFDL-ESM-2G. Различия между ними состоят в различном описании физики океанического блока, в частности, использовании различных вертикальных координат в океане. В выбранной нами версия модели GFDL-ESM-2M используется вертикальная координата, основанная на изменении давления, которая создана путем усовершенствования координат, разработанных в более ранней версии модели GFDL’s Modular Ocean Model version 4.1.

Моделью хорошо воспроизводится большинство ключевых особенностей аномалий в атмосфере и океане, сопутствующих Эль-Ниньо: изменчивость температуры поверхности, пассатов и осадков, тепловых потоков, поверхностных течений в тропической части Тихого океана. Версия модели ESM (Earth System Model) включает в себя биогеохимические циклы, в том числе антропогенное воздействие на климатическую систему. Она основана на объединенной модели океана и атмосферы, учитывает ландшафт, морские льды и динамику айсбергов. Блок ESM включает в себя также биогеохимические процессы, в том числе цикл углерода.

Модель хорошо воспроизводит нерегулярный период Эль-Ниньо в интервале от 2 до 5 лет и асимметричное распределение аномалий ТПО со смещением в сторону теплых событий, что соответствует данным наблюдений. В модели присутствует низкочастотная модуляция амплитуды Эль-Ниньо с периодом несколько десятилетий. Правильно воспроизводятся дальние связи

ЭНЮК, в частности, корреляция ЭНЮК с аномалиями осадков за пределами тропической части Тихого океана.

В рамках эксперимента CMIP 5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) с использованием модели GFDL-ESM-2M было проведено порядка 100 интеграций, с различными условиями. Различия заключались в первую очередь в изменении концентрации углекислого газа в атмосфере. Так, в рамках эксперимента были рассчитаны контрольный (piControl), исторический (historical) сценарии и 4 сценария для будущего климата (RCP 2.6, 4.5, 6.0, 8.5), а также несколько идеализированных интеграций для изучения различных аспектов модельного отклика на форсинг. Помимо этого, было проведено несколько интеграций, в которых модель сама прогнозировала концентрацию атмосферного CO_2. И, наконец, ряд интеграций был проведен для объяснения различных аспектов обратных связей для углерода в данной модели.

В нашем исследовании были выбраны модельные реализации для контрольного эксперимента за 500-летний период (piControl) и самый жесткий из сценариев будущего климата (RCP 8.5) (см. подробнее в главе 6).

ГЛАВА 3. УДАЛЕННЫЙ ОТКЛИК НА ДВА ТИПА ЭЛЬ-НИНЬО В ПОЛЯХ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ОСАДКОВ

3.1 ОБОБЩЕННЫЙ ОТКЛИК НА ДВА ТИПА ЭЛЬ-НИНЬО

Связь явления Эль-Ниньо с аномалиями в полях температуры, осадков и других метеорологических величин известна уже на протяжении долгого времени. Хорошо известно, что в годы, когда развивается это явление, в одних регионах Земного шара отмечаются катастрофические засухи и пожары, в других – аномальные осадки, приводящие к наводнениям, нарушается режим муссона на юго-востоке Азии и в Австралии, сложная связь существует между Эль-Ниньо и Индийским муссоном. Одни регионы оказываются существенно теплее нормы, в других, напротив, отмечаются значительные отрицательные аномалии температуры. Изучению этих взаимосвязей был посвящен не один десяток работ, причем рассматривался отклик на Эль-Ниньо как в отдельных регионах [Webster et al., 1998; Delecluse et al., 1994; Illig and Dewitte, 2006; Mokhov et al., 2011; Handoh and Bigg, 2000; Wallace and Gutzler, 1981; Livezey and Mo, 1987; Володин и Галин, 2000; Мохов и др., 2012; Гущина и др., 1995; Полонский и Давыдов, 1996; Воскресенская и др., 1992; Мохов и Смирнов, 2006; Груза и др., 1999; Нестеров, 2000], так и глобально по всему Земному шару [Trenberth et al., 1998; Ropelewski and Halpert, 1987].

Важным обобщающим результатом этих исследований стали карты, на которых указаны основные регионы, подверженные удаленному воздействию Эль-Ниньо, а также знак аномалий, возникающих в этих регионах (рис. 3.1). Так, хорошо видно, что наиболее значительные нарушения температурного режима и режима увлажнения наблюдаются в непосредственной близости от локализации аномалий ТПО в период развития Эль-Ниньо, однако значимые связи существуют и в ряде регионов, значительно удаленных от тропической зоны Тихого океана. Согласно этой карте, в период кульминации Эль-Ниньо в центре и на востоке Тихого океана отмечается область положительных аномалий приземной температуры и избыточное увлажнение. Теплее и суше нормы в этот период на территории Индонезии и на юго-востоке Африки, включая Мадагаскар. Положительные аномалии температуры отмечаются

также на юго-востоке Азии и в Индии, в Японии, на юго-востоке Австралии, на западе Канады и вдоль западного побережья Северной Америки, а также на востоке Канады и на юго-востоке Бразилии. Суше, чем положено, зимой Северного полушария на западе Тихого океана. Область отрицательных аномалий осадков имеет характерную форму бумеранга, центральная часть которого располагается над Индонезией, а ветви направлены на юго-восток и северо-восток, достигая центральных областей Тихого океана и распространяясь несколько дальше на восток в Северном полушарии

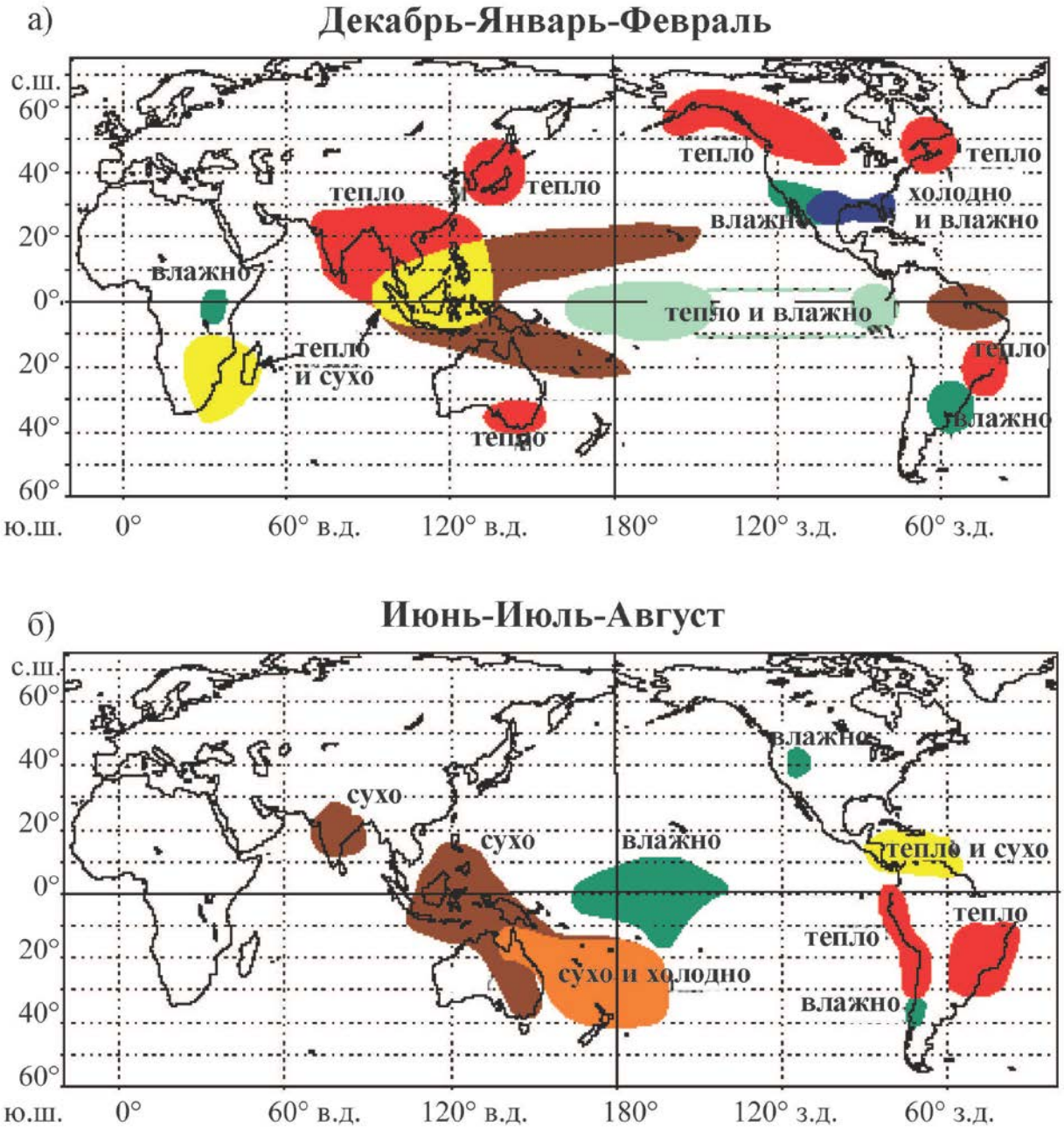


Рис 3.1 Обобщенный удаленный отклик на Эль-Ниньо в полях приземной температуры воздуха и осадков в зимние (а) и летние (б) месяцы Северного полушария (NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory).

. Еще одна аномально сухая область находится на юге Бразилии. Положительные аномалии осадков локализованы на северо-востоке Аргентины и в Уругвае, на востоке экваториальной Африки и на юге США и севере Мексики. В юго-восточной части США еще и холоднее нормы.

Летом Северного полушария на западе Тихого океана располагается обширная область отрицательных аномалий осадков, включающая в себя Индонезию, Филиппины, восток Австралии. Часть Тихого океана в Южном полушарии, в том числе север Новой Зеландии располагается в зоне отрицательных аномалий не только осадков, но и температуры. В то же время, в центральной Америке, на севере Южной Америки и в южной части Карибского моря осадков выпадает меньше нормы, зато температура выше средних значений. Еще одна область, испытывающая в этот период дефицит осадков, располагается в Индии. Зато в центре экваториального Тихого океана осадков выпадает больше положенного, также как в небольших областях на западе США и части побережья центрального Чили. Теплая аномалия распространяется в этот период также на большую часть западного побережья Южной Америки и обширную область на юго-востоке Бразилии, включая прибрежные районы.

В годы Ла Нинья во многих (хотя и не во всех) указанных регионах отклик в полях температуры и осадков меняет свой знак на противоположный (рис. 3.2). Однако, важно отметить, что рассматриваемые карты представляют собой обобщение, сделанное для явления ЭНЮК в целом, без разделения его на два типа, в то время как уже хорошо известно, что отклик на каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки в ряде регионов может существенно различаться, вплоть до противоположного знака аномалий. В связи с этим фактом, логичным представляется составить аналогичные карты для каждого типа явлений в отдельности. Отметим также, что представленные на рис 3.1 и 3.2 обобщения были составлены по результатам на момент конца XX века, в течение которого большая часть явлений Эль-Ниньо относилась к каноническому типу.

Таким образом, распределение удаленного отклика, согласно этим результатам, в большей степени должно соответствовать аномалиям, связанным с каноническим Эль-Ниньо. Проверка этой гипотезы осуществляется ниже.

Вопросу различия удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо в полях основных метеорологических величин был посвящен ряд работ [Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009 и др.], однако до настоящего времени не было создано единой карты, обобщающей полученные результаты. Проведенные на основе различных исходных данных и с использованием разных методик исследования дают существенно различающиеся результаты.

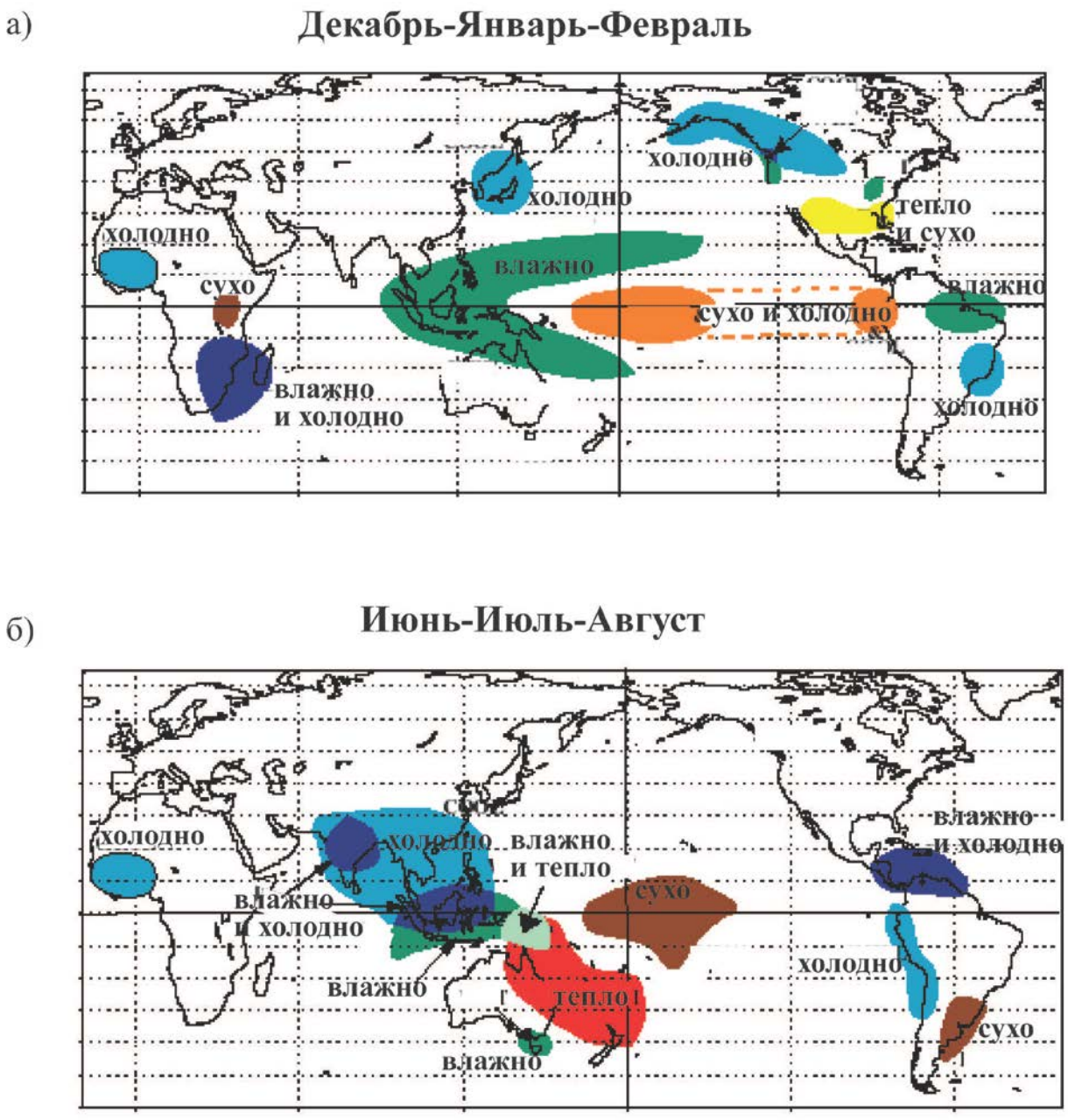


Рис 3.2 Обобщенный удаленный отклик на Ла-Нинья в полях приземной температуры воздуха и осадков в зимние (а) и летние (б) месяцы Северного полушария (NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory).

Кроме того, было показано, что некоторые из использованных для выявления удаленного отклика методик не очень удачны и могут давать искаженные результаты [Takahashi et al., 2011].

Для определения особенностей удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо были использованы данные реанализа ERA Interim за период 1979-2008гг. (30 лет), в течение которого наблюдалось по несколько сильных явлений Эль-Ниньо обоих типов. На основе месячных данных для приземной температуры воздуха и осадков были получены аномалии указанных величин. Как уже было отмечено выше, отклик на явление Эль-Ниньо существенно различается в зимние и летние месяцы, поэтому нами были отдельно рассмотрены данные для зимы (декабрь-январь-февраль) и лета (июнь-июль-август) Северного полушария.

Для исследования удаленного отклика использовался регрессионный анализ. Были рассчитаны регрессии полей аномалий приземной температуры воздуха и осадков на индексы ЦТ и ВТ Эль-Ниньо [Takahashi et al., 2011]. Однако, в связи с тем, что индекс ЦТ Эль-Ниньо характеризует не только явления Эль-Ниньо Модоки (положительные значения), но и явления Ла Нинья (отрицательные значения), был применен метод частичной регрессии. Для определения отклика на Эль-Ниньо Модоки отбирались месяцы, в которые значения индекса ЦТ было больше нуля, для явлений Ла Нинья - месяцы с отрицательным значением индекса. На предварительном этапе была рассчитана также полная регрессия для индекса ЦТ, которая во многом сходна с результатами, полученными ранее, с применением индекса EMI для Эль-Ниньо Модоки [Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009]. Однако, примененный нами метод позволил разделить отклик на Эль-Ниньо Модоки и Ла-Нинья. Полученные результаты приведены на рис. 3.3 и 3.4 Закрашены области, в которых регрессия значима на 90% уровне вероятности.

Полные карты регрессии (без выделения степени значимости регрессионных связей) (Приложение 3) также использовались нами при анализе распределения аномалий, т.к. области значимых регрессий зачастую оказывались мозаичными (особенно для атмосферных осадков (рис. 3.4)), что затрудняло выделение регионов, подверженных аномалиям того или иного знака. Карта полной регрессии для приземной температуры в годы канонического Эль-Ниньо очень

близка к результату, полученному в [Weng et al., 2009] (рис. 1.9), однако, как показали наши исследования, в ряде регионов найденные в указанной работе связи являются статистически незначимыми. Отметим, что применяемый нами метод не позволяет разделить два различных типа Ла Нинья, поэтому приведенные ниже результаты характеризуют совокупный отклик на оба типа отрицательной фазы ЭНЮК. Отметим, что целый ряд исследователей говорит о невозможности однозначно разделить Ла-Нинья на два типа. В рамках настоящей работы мы ограничиваемся систематизацией совокупных аномалий, обусловленных обоими типами Ла Нинья, и более подробно рассматриваем нарушения, возникающие в теплую фазу двух типов ЭНЮК.

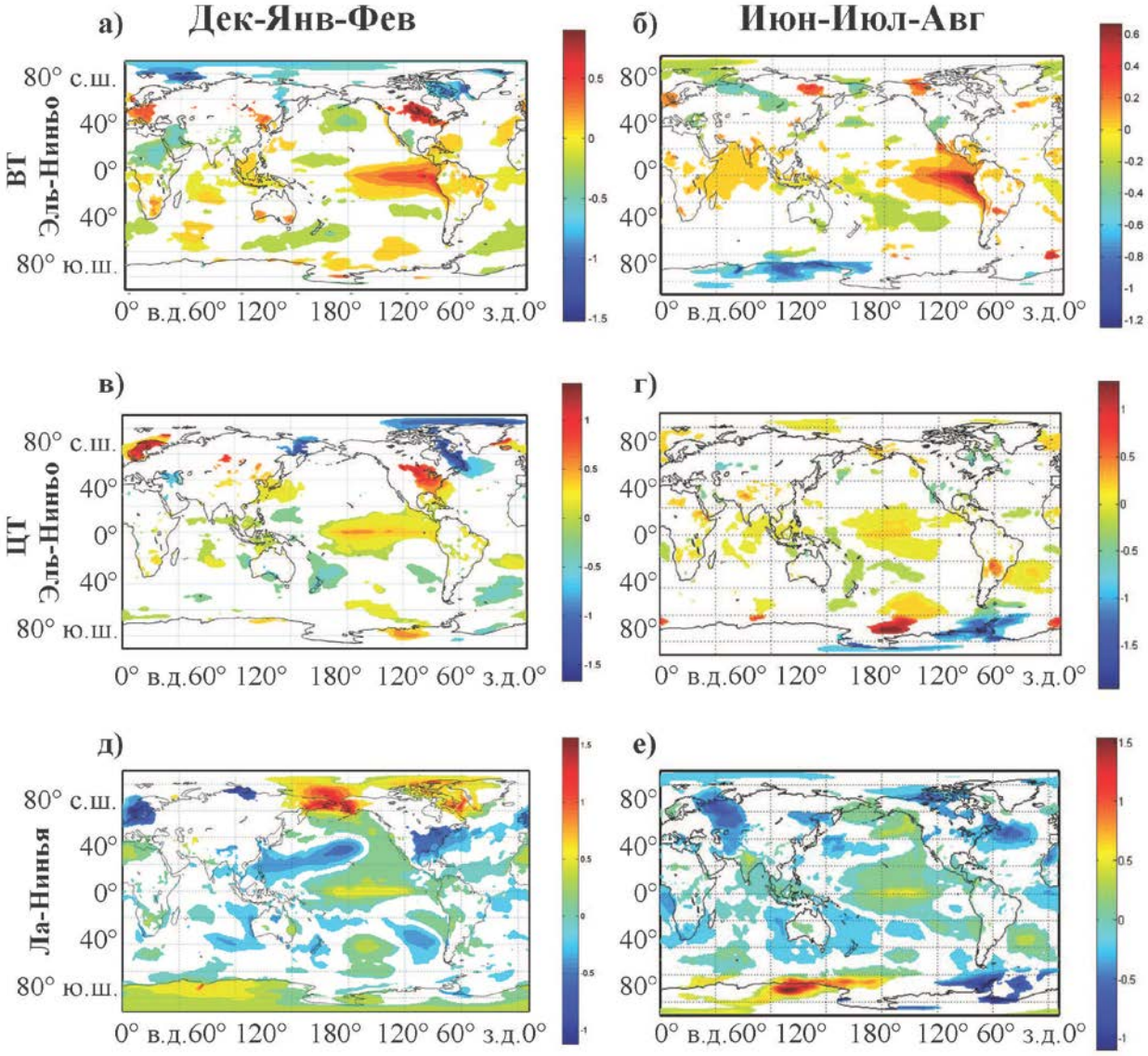


Рис. 3.3 Регрессия аномалий приземной температуры воздуха зимой (декабрь-январь-февраль) (а, в, д) и летом (июнь-июль-август) (б, г, е) Северного полушария для канонического Эль-Ниньо (а, б), Эль-Ниньо Модоки (в, г) и Ла Нинья (д, е). Закрашены области, в которых регрессия значима на уровне 90%.

3.2. АНАЛИЗ РЕГРЕССИОННЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ АНОМАЛИЯМИ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ИНДЕКСАМИ КАНОНИЧЕСКОГО И МОДОКИ ЭЛЬ-НИНЬО.

Даже беглый взгляд на полученные нами поля регрессии аномалий приземной температуры воздуха на индексы двух типов Эль-Ниньо и Ла Нинья, значимые на уровне 90% вероятности, позволяет заключить, что характер дальних связей для этих явлений имеет существенные различия. Лишь небольшое число выявленных областей значимых регрессий отмечается как для канонического, так и для Модоки ЭНЮК, в большинстве же случаев

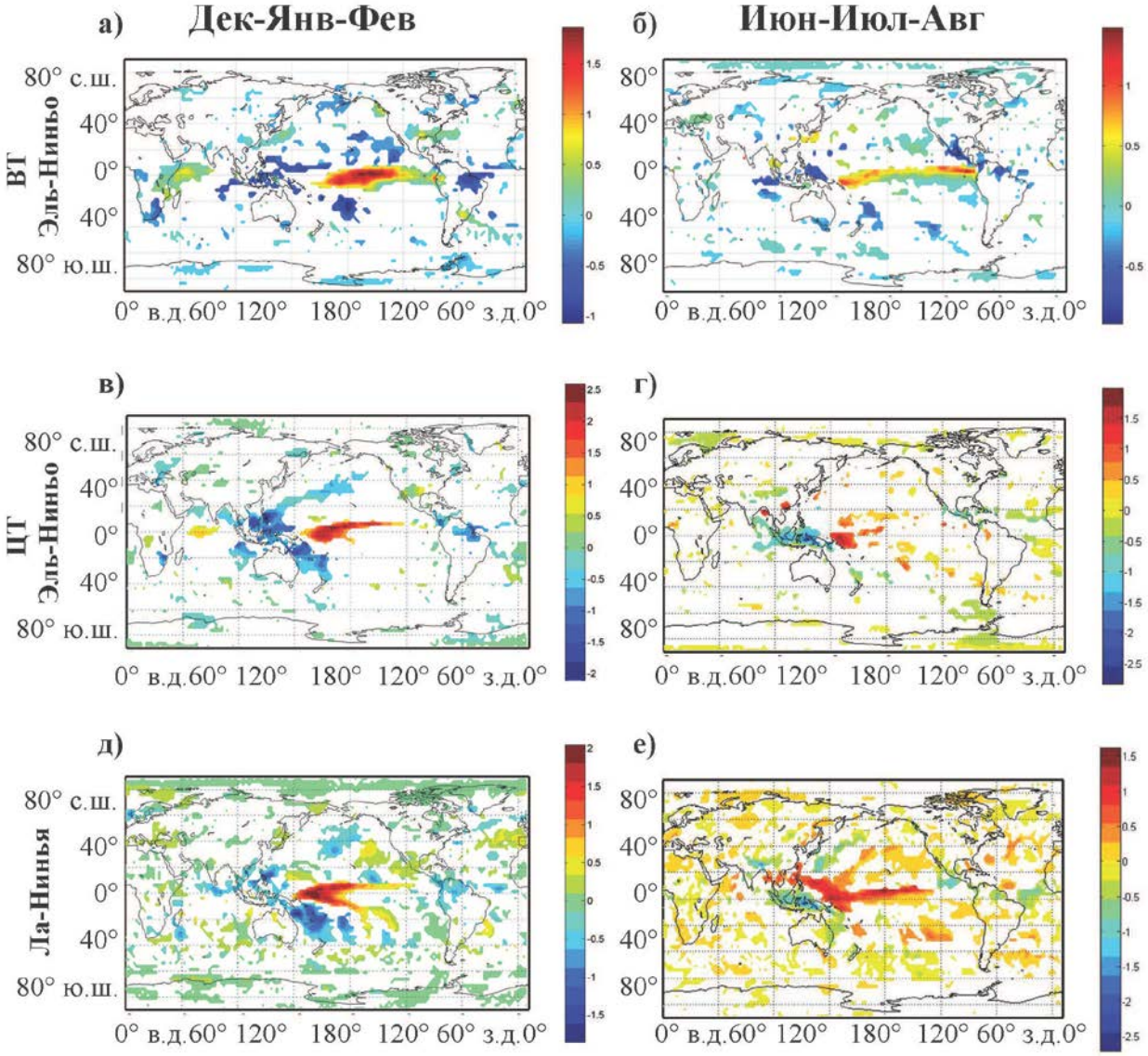


Рис. 3.4 Регрессия аномалий атмосферных осадков зимой (декабрь-январь-февраль) (а, в, д) и летом (июнь-июль-август) (б, г, е) Северного полушария для канонического Эль-Ниньо (а, б), Эль-Ниньо Модоки (в, г) и Ла Нинья (д, е). Закрашены области, в которых регрессия значима на уровне 90%.

наблюдается либо изменение локализации этих аномалий, или, чаще, возникновение области значимых регрессий в том или ином районе только для одного из типов Эль-Ниньо. В отдельных регионах удаленный отклик на два типа Эль-Ниньо в полях приземной температуры воздуха и осадков оказывается противоположным.

Рассмотрим выявленные аномалии более подробно.

Зима Северного полушария

Основной очаг положительных аномалий температуры воздуха, связанных как с каноническим Эль-Ниньо, так и с Эль-Ниньо Модоки, приурочен непосредственно к району распространения явления и соответствует локализации положительной аномалии температуры поверхности океана в период кульминации теплой фазы ЭНЮК. Так, для канонического Эль-Ниньо (рис. 3.3а) он расположен на востоке экваториального Тихого океана, для Эль-Ниньо Модоки (рис. 3.3в) – смещен в центральные регионы акватории Тихого океана.

Кроме того, для канонического ЭНЮК (рис. 3.3а) положительные аномалии приземной температуры наблюдаются в районе морского континента Индонезии, на юге Индии и в центральных районах Индийского океана; в южных районах Африки, в Корее, вдоль западного побережья Северной Америки, а также на юго-востоке Австралии и на севере США и юге Канады.

Теплее нормы в период канонического Эль-Ниньо также в Центральной Европе, на востоке Атлантики вблизи Северной Африки и Южной Европы, в Гвинейском заливе, на северо-востоке Российского Приморья. Области значимых положительных регрессий располагаются также на большей части акватории Карибского моря и на юго-западной оконечности Австралии.

Холоднее нормы зимой Северного полушария в годы канонического Эль-Ниньо в тропиках Тихого океана к северо-западу от очага аномалий ТПО и в субтропических широтах на юго-востоке и юго-западе Тихого океана, включая Новую Зеландию и регионы к югу от Австралии, а также в умеренных широтах Южной Атлантики. Отрицательная аномалия температуры отмечается и в районе Алеутской депрессии, на островах Канадского архипелага и части Гренландии, на юго-западе США и северо-западе Мексики, на побережье

Охотского моря и над частью Дальнего Востока, а также охватывает значительную часть Аравийского полуострова и северо-восток Африки.

В годы Эль-Ниньо Модоки (рис. 3.3в) в ряде регионов отклик оказывается схожим с тем, что наблюдается для канонического Эль-Ниньо. Так, теплее нормы оказывается северо-восток США, но эта область по сравнению с каноническим Эль-Ниньо существенно расширяется к юго-востоку (этот результат отчасти согласуется с [Mo, 2010], хотя в нашем исследовании не найдено значимой связи, соответствующей отрицательной аномалии в юго-восточной части США). Положительные аномалии температуры также отмечаются в районе Корейского полуострова и побережья Китая, охватывая и южную часть Японии и прилегающие акватории. Сохраняются для Модоки Эль-Ниньо и связь в субтропиках Южного полушария в центре Тихого океана. В районе Индонезии область положительных аномалий температуры практически исчезает. Ослабевают по сравнению с каноническим Эль-Ниньо и связи, свидетельствующие о потеплении в южной части Африки, на севере Южной Америки и в центральных регионах Индийского океана. В центральной Европе значимая положительная связь отсутствует, зато она оказывается ярко выражена в районе Скандинавии, охватывая почти весь Кольский полуостров на востоке и достигая Исландии и побережья Гренландии на западе.

Небольшие области статистически значимых отрицательных аномалий отмечаются на западе экваториального Тихого океана и в тропиках на юго-востоке Тихого океана, что соответствует трипольной структуре аномалий ТПО, характерной для этого типа Эль-Ниньо. Холодные аномалии, также как и для канонического Эль-Ниньо, отмечаются в тропических регионах западного Тихого океана, но в Южном полушарии выражены более четко и достигают умеренных широт, охватывая Новую Зеландию. Еще одна область отрицательных аномалий температуры отмечается в умеренных и субтропических широтах на юге Атлантики, но площадь, охваченная этой аномалией, меньше, чем в годы канонического Эль-Ниньо. Холоднее нормы при Эль-Ниньо Модоки также на северо-востоке Канады и в Арктике севернее Канадского архипелага и Гренландии, на Дальнем Востоке в районе Магаданской области и части Чукотки, а также в районе Кавказских гор и части

Черного и Каспийского морей. Небольшие регионы с холодными аномалиями локализованы вблизи южного и западного побережья Австралии.

В годы Ла-Нинья в центральных и восточных областях экваториального Тихого океана отмечается область положительных регрессий, что соответствует отрицательным аномалиям температуры в этот период. Эта область распространяется также на весь восточный Тихий океан в Северном полушарии и соединяется с областью отрицательных аномалий температуры, расположенных в районе Берингова моря, охватывая часть Северного Ледовитого океана, Чукотку и большую часть Аляски.

Области отрицательных аномалий температуры выявлены также на юге и на севере Африки, на большей части Канадского архипелага, на севере и востоке Гренландии, над всей Антарктидой, восточным побережьем Австралии, центральными регионами Тихого океана в субтропиках и умеренных широтах Южного полушария и западным побережьем Южной Америки с прилегающей акваторией.

Положительная аномалия температуры располагается на юго-востоке Северной Америки, над акваторией Мексиканского залива и в умеренных широтах Атлантического океана. Области с отрицательной регрессией, соответствующей положительной аномалии температуры в период кульминации Ла Нинья, занимают также огромную часть акватории на юго-западе Тихого океана, охватывающую часть Индокитая, Филиппины и север Индонезии, и простирается на северо-восток до центральных регионов северного Тихого океана. Теплее нормы в этот период и на востоке Индийского океана вдоль побережья Австралии, в восточной части климатического положения Южно-Тихоокеанского антициклона, в тропических широтах обоих полушарий в Атлантике. Аналогичная ситуация отмечается на территории Северной Европы, включая Скандинавию, Великобританию, Германию, Польшу и Прибалтику. Еще одна область с положительными аномалиями температуры локализована на востоке Таймыра.

Лето Северного полушария

Спустя полгода после кульминации явления, приходящегося, как правило, на зимние месяцы Северного полушария, характер удаленного отклика претерпевает существенные изменения как для обоих типов Эль-Ниньо, так и

для Ла Нинья (см. рис. 3.3). Хотя основной регион положительной связи по-прежнему приурочен к области положительных аномалий ТПО, площадь, занимаемая им, и теснота связи становятся меньше по сравнению с зимними месяцами как для канонического Эль-Ниньо, так и для Эль-Ниньо Модоки.

В годы канонического Эль-Ниньо (рис. 3.3б) в летние месяцы Северного полушария становится четко выраженной область отрицательных аномалий температуры, имеющая характерную форму бумеранга и охватывающая область положительных аномалий с северо-запада и юго-запада. «Бумеранг» располагается восточнее Индонезии (хотя над самой Индонезией тоже отмечается небольшая зона отрицательных аномалий) и намного лучше выражен в Южном полушарии (северная ветвь бумеранга оказывается незначимой на уровне 90% и проявляется только на полных картах регрессии (Приложение 3, рис. П3.1в)). К другим регионам с отрицательными аномалиями приземной температуры в указанный период относятся западные области США, а также запад Черного моря и полуострова Малая Азия. Протяженная полоса отрицательных аномалий протянулась от Баренцева и Норвежского морей через Сибирь до озера Байкал, еще одна область охватывает большую часть Чукотки. Холоднее нормы и к югу от Японии и Кореи, а также в субтропиках центрального Тихого океана в Северном полушарии. Область с отрицательными регрессиями отмечается также над Антарктидой.

По сравнению с зимой заметно расширяется область положительных аномалии над Индией и Индийским океаном, которая захватывает и часть Восточной Африки в тропиках Южного полушария. В экваториальной Африке область положительных регрессий смещается восточнее. Теплые аномалии охватывают западное побережье Перу и Чили и южную часть Карибского бассейна, а также северо-запад Бразилии. Довольно обширные области положительных значений регрессии, соответствующих повышению температуры в период Эль-Ниньо, возникают на Российском Дальнем Востоке в районе Якутии, на северо-западе Канады, а область над центральной Европой, существовавшая зимой, сдвигается к северу.

В годы Эль-Ниньо Модоки (рис. 3.3г) летом Северного полушария «холодный бумеранг», как и для канонического Эль-Ниньо, выражен только в Южном полушарии. Но в случае Эль-Ниньо Модоки он не распространяется

так далеко на восток, как в годы канонического Эль-Ниньо. Области отрицательных аномалий наблюдаются также к северо-западу от Австралии, на юго-востоке США, в небольших областях на северо-западе Канады, к северу от Каспийского и Аральского морей и к востоку от Камчатки. Отрицательная аномалия температуры в этот период отмечается и на Антарктическом полуострове и части Антарктического континента.

Умеренные широты Южного Тихого океана заняты областью сильной положительной регрессии (рис. 3.3г), северная часть этой области в годы канонического Эль-Ниньо охвачена отрицательными аномалиями, являющимися частью южной ветви холодного бумеранга. Кроме того, теплее нормы летом Северного полушария в тропических широтах Южной Америки и юго-западной Атлантики. Теплая аномалия над Индийским океаном занимает намного меньшую площадь по сравнению с аналогичной аномалией, найденной для канонического Эль-Ниньо, и охватывает восточную часть акватории Индийского океана, включая запад Индонезии и полуостров Малакка. Области теплых аномалий располагаются также над большей частью Аляски, в Северной Атлантике от Исландии до западного побережья Европы, и в континентальных районах Индии.

Для случая Ла Нинья (рис. 3.3е) сохраняется обширная область положительных регрессий (соответствующих отрицательной аномалии температуры) в центре Тихого океана, которая вдоль побережья Американского континента распространяется до Берингова моря. Холоднее нормы в центре и на северо-востоке Индийского океана, в Индии и на севере Индонезии, а также вблизи побережья Перу и Чили. Кроме того, отрицательные аномалии температуры отмечаются в субтропических широтах Южной Атлантики, в умеренных широтах на юге Тихого и Индийского океана и на части Антарктического континента. Обширная область теплых аномалий на северо-западе Тихого океана существенно ослабляется, зато усиливается аналогичная область в Южном полушарии, охватывающая юг Индонезии, Тихий океан к востоку от Австралии и достигающая Новой Зеландии.

В остальных регионах знак аномалий температуры по сравнению с зимними месяцами меняется на противоположный: так, холоднее нормы в этот период на территории Канадских островов, причем эта область

распространяется на юг, в континентальную часть Канады, и сливается с аномалией на востоке США; и в западной части субтропической Атлантики в Северном полушарии. На юго-востоке Тихого океана область положительных и отрицательных регрессий меняются местами. Изменяется также знак аномалий на территории Скандинавии.

Теплые аномалии отмечаются на территории запада Западной Сибири, Урала и востока ЕТР, Каспия и части Средней Азии, а также на территории Якутии и Охотского моря. Регрессии, свидетельствующие о положительных аномалиях температуры, локализованы также в Гвинейском заливе, на северо-востоке и юге Африки и в районе Антарктического полуострова.

Таким образом, несмотря на некоторые общие черты, в целом удаленный отклик аномалий приземной температуры в период двух типов Эль-Ниньо оказывается существенным образом различным и в ряде районов даже противоположным. Зимой Северного полушария дальние связи Ла Нинья сильно отличаются от отклика на каждый из типов Эль-Ниньо, не подтверждая гипотезу о противоположном отклике на теплую и холодную фазы ЭНЮК. В то же время, в летние месяцы Северного полушария во многих регионах отклик на Ла Нинья оказывается противоположным по знаку отклику на Эль-Ниньо Модоки, но в большинстве случаев связь для отрицательной фазы ЭНЮК оказывается сильнее, а области, подверженные аномалии – обширнее.

3.3. АНАЛИЗ РЕГРЕССИОННЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ АНОМАЛИЯМИ ОСАДКОВ И ИНДЕКСАМИ КАНОНИЧЕСКОГО И МОДОКИ ЭЛЬ-НИНЬО

Анализируя поля регрессий аномалий осадков на индексы ЦТ и ВТ, стоит отметить намного более ярко выраженную мозаичность областей со значимыми связями, по сравнению с аналогичными картами, полученными для аномалий приземной температуры воздуха. Это связано с намного более сложной пространственной структурой распределения осадков по сравнению с температурой. Поэтому в дальнейшем анализе выделялись только наиболее четко выраженные области, где наличие значимых связей не вызывает сомнений.

Зима Северного полушария

Так же, как и для приземной температуры воздуха, наиболее заметная область значимых регрессий приурочена к району распространения аномалий ТПО. Для канонического Эль-Ниньо область положительных аномалий осадков имеет вытянутую вдоль экватора форму, она распространяется примерно от линии перемены дат на восток и имеет максимум в районе 150-120° з.д. и еще один локальный максимум рядом с побережьем Южной Америки (рис. 3.4а). Для Эль-Ниньо Модоки область положительных регрессий имеет характерную форму бумеранга, с максимумом за западе экваториального Тихого океана и двумя ветвями, расходящимися к северо-западу и юго-западу, при этом южная ветвь выражена слабо и появляется только в полных полях регрессии (Приложение 3, Рис. П3.2г), и на уровне значимости 90% почти отсутствует, в то время как северная ветвь проявляется очень четко и достигает 120° з.д (рис. 3.4в). Увеличение количества осадков соответствует району усиления конвекции в пределах ВЗК, наибольшая интенсификация которой отмечается к западу от района локализации аномалий ТПО и приземной температуры.

Для обоих типов Эль-Ниньо характерен «сухой бумеранг», обрамляющий с запада область положительных аномалий. Для канонического Эль-Ниньо он имеет мозаичную структуру и множество разрывов (на уровне значимости 90%), и четко прослеживается лишь в районе Индонезии и в отдельных регионах тропического Тихого океана в обоих полушариях. Для Эль-Ниньо Модоки «сухой бумеранг» представляет собой четко выраженную структуру, распространяющуюся из Индонезии до умеренных широт в центральном Тихом океане в Северном полушарии и до субтропиков в Южном полушарии (см. рис. 3.4а, в).

Отклик в более удаленных регионах в ряде случаев имеет для канонического и Модоки Эль-Ниньо общие черты. Так, в случае обоих типов Эль-Ниньо отмечается зона отрицательных регрессий на севере Южной Америки. Но, если для канонического ЭНЮК она охватывает в основном северную часть Бразилии, то для Эль-Ниньо Модоки распространяется также в государства Центральной Америки. На юге Африки для обоих типов Эль-Ниньо отмечаются отрицательные аномалии осадков, (более четко эта аномалия выражена в годы канонического Эль-Ниньо). На северо-западе

Индийского океана наблюдается положительная аномалия осадков, в годы канонического Эль-Ниньо охватывающая также значительную часть восточного побережья Африки. Положительная аномалия осадков характерна и для юга Северной Америки. В годы канонического Эль-Ниньо она располагается на юго-востоке США, и в части Атлантики рядом с Североамериканским побережьем (рис. 3.4а), в период развития Эль-Ниньо Модоки смещается на юго-запад (рис. 3.4в).

Кроме того, суше нормы в годы канонического Эль-Ниньо (рис. 3.4а) также в районе Алеутских островов и в экваториальной части Африки в районе Гвинейского залива и в отдельных регионах на западном побережье Африки в Северном полушарии, а также в районе Антарктического полуострова. Положительные аномалии осадков, связанные с каноническим Эль-Ниньо, отмечаются в северо-западной части Тихого океана к юго-востоку от Японских островов, вдоль западного побережья Канады, в районе Уругвая и юга Бразилии.

В годы Эль-Ниньо Модоки (рис. 3.4в) отрицательные аномалии осадков охватывают значительную область Восточной Европы и центральные регионы ЕТР, а также северное побережье Охотского моря и регион на востоке Индийского океана.

В годы Ла Нинья (рис. 3.4д) четко выражен бумеранг положительных регрессий, соответствующий отрицательным аномалиям осадков, на западе Тихого океана. В Южном полушарии он распространяется дальше в широтном направлении, и достигает центральных районов Тихого океана. Северная ветвь вытянута субширотно в районе 5-10° с.ш. и достигает 100° з.д. «Бумеранг» положительных аномалий осадков охватывает область отрицательных аномалий с северо-запада и юго-запада. В Северном полушарии он разрывается в районе 20° с.ш., но снова появляется в более высоких широтах и достигает побережья Аляски. В Южном полушарии область положительных аномалий выражена более четко, но охватывает только тропические и субтропические широты западного Тихого океана. Эта же область распространяется и в восточную часть Индийского океана, в том числе на территорию Индонезии, Индокитая, Шри-Ланки. Положительные аномалии осадков наблюдаются на севере Южной Америки и вдоль восточного побережья Африки, включая

Мадагаскар, в южной части Центральной Америки и над Скандинавией. Зоны отрицательных аномалий осадков приурочены к району распространения Азорского антициклона, а также на территории Мексики и над акваторией Тихого океана к западу от нее.

Лето Северного полушария

Главный очаг положительных аномалий осадков в этот период смещается на восток для канонического Эль-Ниньо (рис. 3.4б), так что максимум связи локализован непосредственно у побережья Южной Америки, однако более слабые, но значимые, положительные аномалии распространяются дальше на запад по сравнению с зимними месяцами, приближаясь к морскому континенту Индонезии. «Сухой бумеранг», так же, как и зимой, выражен мозаично и практически не прослеживается в Северном полушарии. В Южном полушарии он имеет разрывы, но достигает умеренных широт на востоке Тихого океана. Для Эль-Ниньо Модоки (рис. 3.4г) структура очага положительной регрессии в экваториальном Тихом океане теряет выраженную бумерангообразную форму, и прослеживается только на западе Тихого океана восточнее Индонезии и в экваториальных широтах центрального Тихого океана в Северном полушарии. Бумеранг отрицательных аномалий осадков практически не выражен, область дефицита осадков сохраняется лишь в районе Индонезии.

Вне Тихоокеанского региона в годы канонического Эль-Ниньо (рис. 3.4б) положительная аномалия осадков отмечается на юге Японии и Кореи и в Восточно-Китайском море, а также в районе полуострова Малакка. Аномально засушливые условия наблюдаются на юго-востоке Австралии, на западе Черного моря и полуострова Малая Азия, на севере Казахстана, а также на территории Мексики, большей части Центральной Америки и Карибского бассейна и на севере Южной Америки.

Для Эль-Ниньо Модоки (рис. 3.4г) регионами с засушливыми условиями в летние месяцы является экваториальная Атлантика и Центральная Америка, внутренние районы Индии и Китая и район Баренцева и Норвежского морей. Недостаточным увлажнением характеризуется также обширная область на западе и в центре тропического Тихого океана. В Северном и Южном полушарии на западе Тихого океана располагаются полосы с отрицательной регрессией (положительные аномалии осадков), распространяющиеся в

высокие широты на северо-восток и юго-восток соответственно. Область с избыточным увлажнением расположена также на востоке экваториального Тихого океана, на севере Бразилии и в экваториальных районах Атлантики, а также в континентальных районах Юго-Восточной Азии.

Недостаточному увлажнению в годы Ла Нинья подвержены районы среднего климатического положения Южно-Тихоокеанского антициклона, умеренные широты Южной Атлантики, западная часть восточной Сибири и север Казахстана, а также побережье Российского Дальнего Востока. В целом поле регрессионных связей аномалий осадков для Ла-Нинья крайне мозаично, что затрудняет достоверное выделение регионов с аномалиями осадков.

Таким образом, структура удаленного отклика в полях приземной температуры воздуха и осадков существенно различается для двух типов Эль-Ниньо, в отдельных регионах приводя к противоположным аномалиям в период развития двух различных типов ЭНЮК. Сопоставление полученных результатов с данными о совокупном удаленном отклике на оба типа Эль-Ниньо показало, что лишь в небольшой части регионов, для которых была найдена связь с тем или иным типом Эль-Ниньо, конфигурация аномалий совпадает с суммарным откликом. Интересно отметить, что в зимние месяцы Северного полушария, то есть в период кульминации Эль-Ниньо, структура аномалий совокупного отклика в большей степени совпадает с откликом на каноническое Эль-Ниньо. Летом после кульминации структура обобщенного отклика в Тихоокеанском регионе в большей степени соответствует аномалиям, характерным для Эль-Ниньо Модоки.

Кроме того, был выявлен целый ряд регионов, в котором факт удаленного отклика на теплую фазу канонического и Модоки ЭНЮК определен впервые, причем часто характер аномалий в этих регионах существенно различается для двух типов Эль-Ниньо. Что касается влияния Ла Нинья на аномалии приземной температуры и осадков, то в районах, расположенных в пределах акватории Тихого океана и окрестностях, отклик можно считать близким к противоположному Эль-Ниньо. Причем по своей конфигурации аномалии ближе к Центрально-Тихоокеанскому типу явления (что отчасти может быть следствием того, что при расчетах этих связей использовался изначально

единый ряд индексов, разделенный в зависимости от знака). В удаленных же регионах отклик на это явление зачастую серьезно отличается от отклика на оба типа Эль-Ниньо. Так как данная методика не позволяет разделить явление Ла Нинья на два типа аналогично тому, как это было сделано для Эль-Ниньо, вопрос об особенностях удаленного отклика в период холодной фазы обоих типов ЭНЮК может стать темой дальнейших исследований, выходящих за рамки настоящей работы.

На основе полученных нами данных о структуре удаленного отклика приземной температуры и осадков на два типа Эль-Ниньо были составлены обобщенные карты для зимних и летних месяцев Северного полушария (рис. 3.5). Хорошо заметно, что, по сравнению с обобщенным откликом на Эль-Ниньо (рис. 3.1), полученные карты содержат значительно большее число регионов, подверженных аномалиям приземной температуры воздуха и осадков.

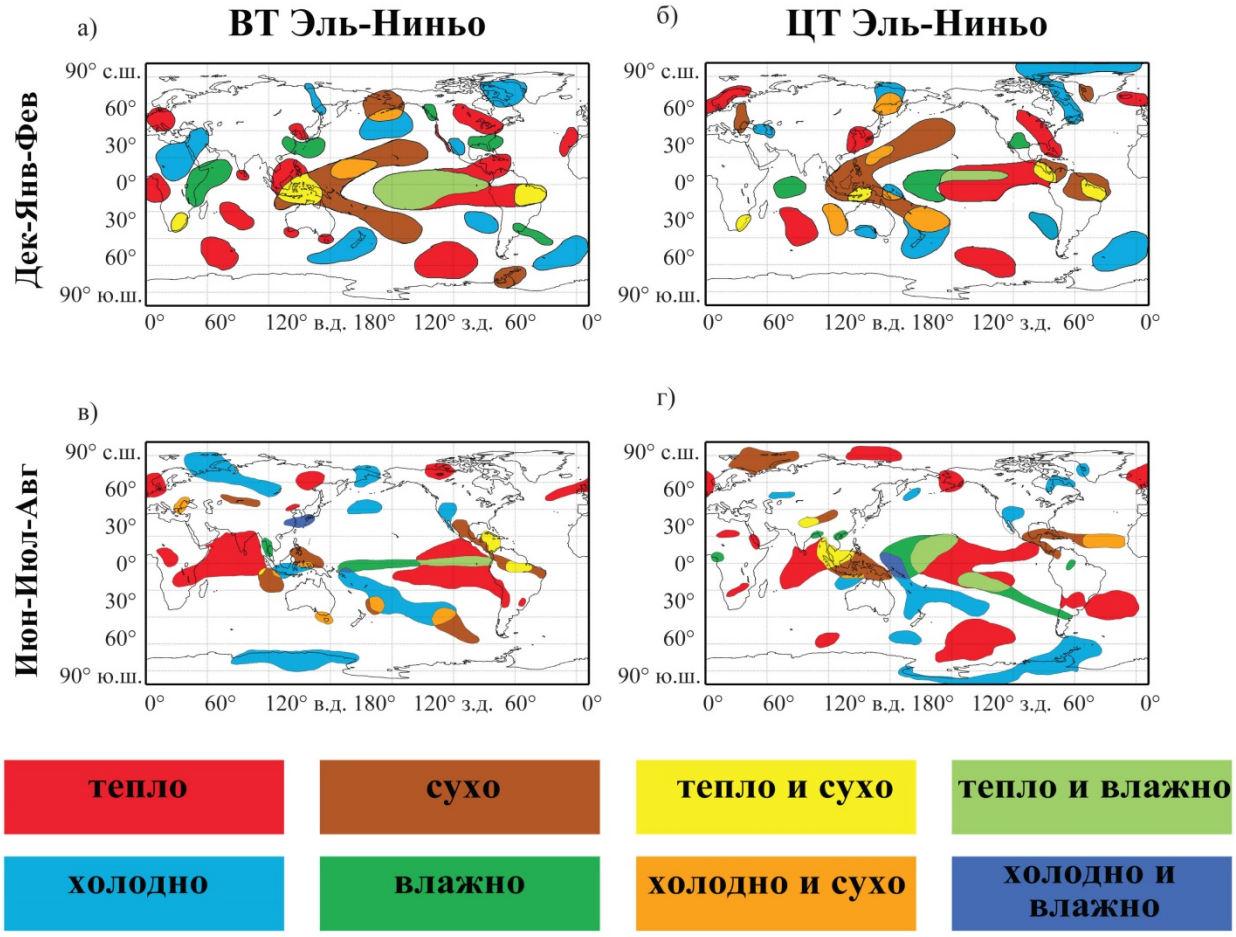


Рис. 3.5 Пространственное распределение аномалий приземной температуры воздуха и осадков зимой (верхняя строка) и летом (нижняя строка) в период развития канонического Эль-Ниньо (а, в) и Эль-Ниньо Модоки (б, г).

Основная причина возникновения выявленных аномалий температуры воздуха и осадков должна быть связана с особенностями аномалий атмосферной циркуляции, возникающими в эти периоды.

Поэтому для объяснения механизма возникновения тех или иных аномалий приземной температуры воздуха и осадков необходим комплексный анализ аномалий циркуляционного режима, возникающих в период развития двух различных типов Эль-Ниньо. Из общих соображений понятно, что усиление циклонической циркуляции или ослабление антициклонической должны приводить к возникновению положительных аномалий осадков (и наоборот), а смещение центров действия атмосферы и изменение в структуре вертикальных ячеек циркуляции – к росту или падению приземной температуры в зависимости от преобладающего направления ветра и знака вертикальных движений. Однако формирование каждой аномалии осадков и температуры обусловлено целым рядом факторов и сложным взаимодействием между ними. В настоящем исследовании мы остановились на циркуляционных механизмах формирования аномалий погоды в различных регионах Земного шара в период двух типов Эль-Ниньо. Анализу аномалий глобальной и региональной атмосферной циркуляции в горизонтальной и вертикальной плоскости и поиску связей с выявленными аномалиями приземной температуры воздуха и осадков посвящена следующая глава.

ГЛАВА 4. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО С ГЛОБАЛЬНОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

4.1. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С ГЛОБАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

Атмосферный отклик на аномальный нагрев экваториального Тихого океана в первую очередь проявляется в аномалиях атмосферной циркуляции, которые через изменения направления потоков реализуются в аномалиях погоды, а именно температуры воздуха и осадков. Изменения локализации положительных аномалий ТПО в годы развития канонического и Модоки Эль-Ниньо могут приводить к изменению характеристик глобальной атмосферной циркуляции. Поэтому задачей данного исследования было проследить различия между аномалиями атмосферной циркуляции в период развития каждого типа ЭНЮК отдельно.

Для характеристики глобальной циркуляции атмосферы был использован индекс циркуляции Петросянца-Гущиной [Петросянц и Гущина, 1998], представляющий собой циркуляцию скорости зональной составляющей вектора ветра вдоль круга широты, и позволяющий достаточно детально характеризовать особенности движения атмосферы в различных широтных поясах (см. главу 2). Выбор данного индекса был обусловлен также тем фактом, что на его основе ранее уже проводились исследования отклика глобальной циркуляции на аномалии ТПО в экваториальном Тихом океане [Петросянц и Гущина, 1998]. Однако в этой работе использовался ограниченный по времени ряд наблюдений (с 1982 по 1994 гг.) и не учитывалось существование двух различных типов Эль-Ниньо. В настоящем исследовании основной интерес представляло проследить различия между аномалиями атмосферной циркуляции в период развития каждого типа ЭНЮК отдельно, а также значительно расширить исследуемый временной период [Железнова и Гущина, 2015]. Помимо рассмотрения циркуляционных аномалий в период положительной фазы ЭНЮК, нами была предпринята попытка выделить также и явления Ла Ниньа двух типов, и проследить не только различия, возникающие вследствие изменения локализации аномалий, но и оценить,

является ли отклик на положительные и отрицательные фазы двух типов явления Эль-Ниньо – Южное Колебание противоположным, либо циркуляционные нарушения носят различный характер.

Расчет циркуляции скорости ветра по кругу широты проводился с использованием данных NCEP/NCAR реанализа для средних месячных полей зональной (u) компоненты скорости ветра в нижней (850гПа), средней (500 гПа) и верхней (200гПа) тропосфере за период с 1948 по 2012г. Затем для аномалий зональной циркуляции скорости ветра было применено 13-месячное сглаживание временных рядов.

Для построения непрерывных рядов индексов ЦТ и ВТ Эль-Ниньо использовался метод, описанный в [Takahashi et al., 2011] (см. главу 2) Как было показано в [Петросянц и Гущина, 2000], временное сглаживание рядов индексов ТПО в тропическом Тихом океане незначительно влияет на результаты корреляционного анализа, поэтому для этих данных сглаживание не проводилось.

Для характеристики различий в удаленном отклике аномалий зональной циркуляции на два типа Эль-Ниньо были рассчитаны кросс-корреляционные функции со сдвигом до 24 месяцев (шаг по времени – один месяц) между рядами среднемесячных значений циркуляции скорости ветра вдоль круга широты и индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо. Так как основной целью исследования являлось изучение связей аномалий зональной циркуляции с двумя типами Эль-Ниньо и Ла Нинья, в дальнейшем анализе нулевой сдвиг интерпретируется как момент кульминации явления Эль-Ниньо или Ла Нинья. Отрицательный сдвиг отражает связи с процессами в атмосфере, предшествующими кульминации, положительный – реакцию атмосферы на изменения ТПО. Для используемых выборок порог значимости, оцененный по методу t-критерия Стьюдента с учетом автокорреляции составляет $|r| = 0{,}2$.

Кроме того, на основе данных о циркуляции по кругу широты были рассчитаны композиционные карты аномалий зональной циркуляции, осредненные для канонического и Модоки Эль-Ниньо и Ла Нинья. В каждой из выделенных групп явлений насчитывается от 4 до 8 случаев. Значимость различий между композиционными разрезами оценивалась с помощью bootstrap-метода, основанного на методе Монте-Карло (см. главу 2).

Анализируя характер распределения аномалий циркуляции зональной скорости ветра в период двух типов Эль-Ниньо, можно выделить ряд общих черт, определяющихся едиными глобальными процессами в атмосфере (см. рис. 4.1.1, 4.1.2). Первое, что можно отметить – это явно выраженное распространение сигнала от приэкваториальных и тропических областей в умеренные широты, наблюдающееся для обоих типов как Эль-Ниньо, так и Ла Нинья. Скорость этого распространения составляет 1-2º широты за месяц, увеличиваясь в верхней тропосфере. Также хорошо виден волновой характер распространения аномалий зональной циркуляции, что выражается в последовательной смене знака аномалий циркуляции с периодом 12-15 месяцев. Аналогичная структура связей проявляется и в кросскорреляционном анализе (см. рис 4.1.3).

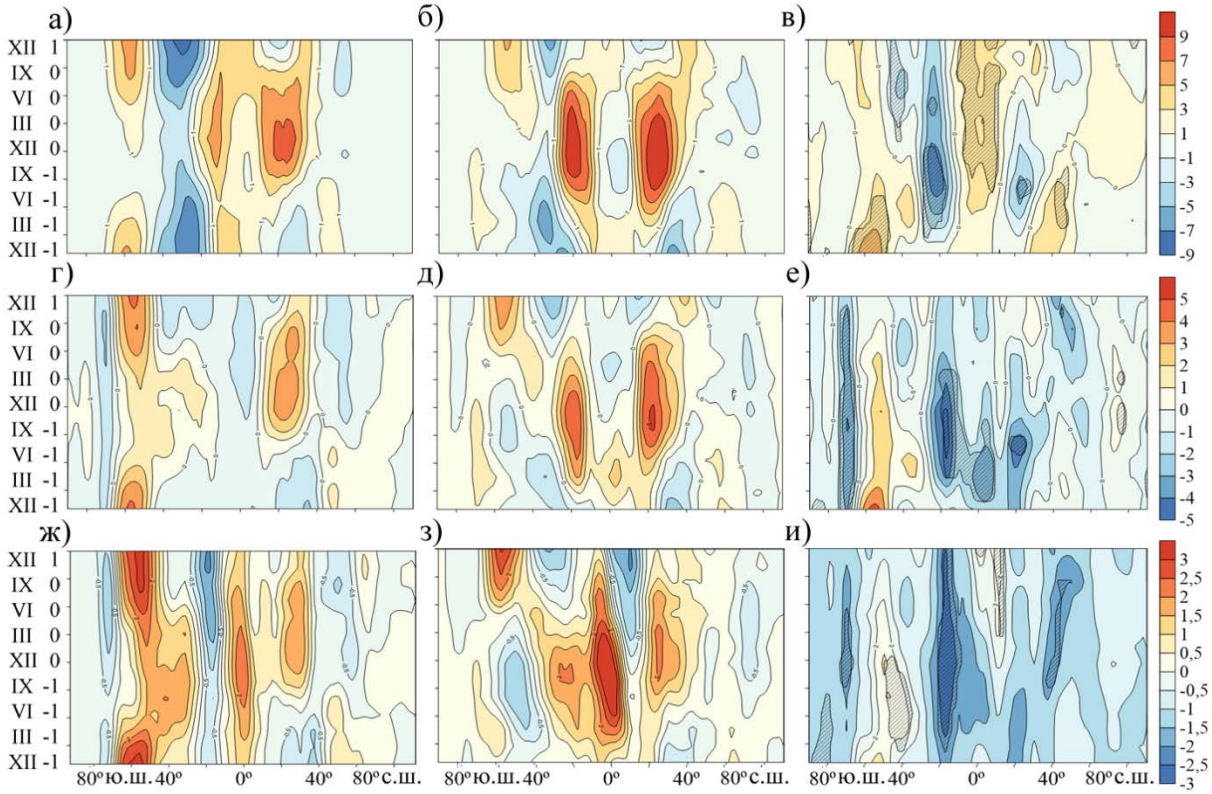


Рис. 4.1.1 Композиционные долготно-временные разрезы 13-месячного скользящего среднего аномалий циркуляции зонального ветра вдоль круга широты на изобарических поверхностях 200 (*а* - *в*; интервал 2 м^2/с), 500 (*г* – *е*; интервал 1 м^2/с) и 850 гПа (*ж* – *и*; интервал 0,5 м^2/с) в годы Центрально-Тихоокеанского (*а, г, ж*), Восточно-Тихоокеанского (*б, д, з*) Эль-Ниньо и разность между аномалиями (*в, е, и*). Январь (XII) 0 соответствует пику явления Эль-Ниньо. Районы, для которых разность между ЦТ и ВТ условиями является значимой на 90% уровне вероятности, выделены серым затенением.

Выраженная волновая структура отклика говорит о том, что основным механизмом его распространения в атмосфере являются волновые процессы, в частности, распространение волн Россби от источника тепла в тропосфере, обусловленного выделением скрытого тепла в процессе глубокой конвекции над аномально прогретыми водами. Абсолютные значения коэффициента корреляции оказываются больше в случае Эль-Ниньо и Ла-Нинья Модоки (достигая |0,6| и более при пороге значимости |0,2| (рис. 4.1.3а–в)).

Это свидетельствует о более тесных связях между аномалиями ТПО и зональной атмосферной циркуляции в условиях ЭНЮК Модоки. В период канонического Эль-Ниньо и Ла Нинья коэффициенты корреляции оказываются меньше (значения >|0,5| достигаются только в нижней тропосфере, в непосредственной близости от источника тепла (рис. 4.1.3е)). Полученные результаты согласуются с высказанной ранее гипотезой о том, что отклик на ЭНЮК Модоки будет проявляться более ярко, так как в период развития этого явления максимум аномалий ТПО смещен в центр Тихого океана, где атмосфера более чувствительна к воздействию со стороны океана. Наиболее четкие связи между зональной атмосферной циркуляцией и аномалиями ТПО экваториального Тихого океана прослеживаются в низких широтах.

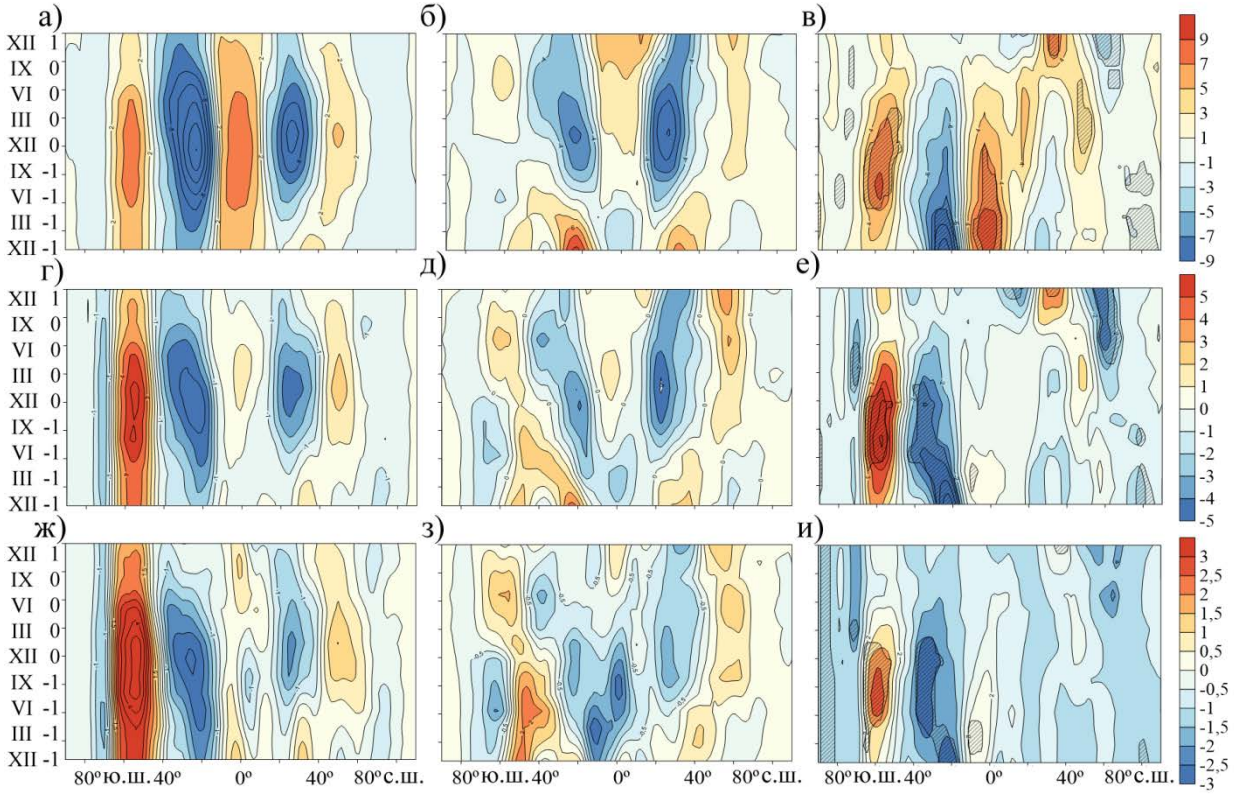


Рис. 4.1.2 Аналогично рис. 4.1.1, но для Ла Нинья.

Во внетропической зоне в целом корреляции заметно слабее. Однако абсолютные значения аномалий в умеренных и высоких широтах зачастую оказываются значительными, а их разность для двух типов ЭНЮК – статистически значимой, особенно в Южном полушарии. Также можно отметить, что корреляции при отрицательных сдвигах в целом оказываются меньше, чем при положительных, что говорит о более сильном влиянии аномалий ТПО на атмосферную циркуляцию, чем влияние аномалий циркуляции на ТПО. При этом максимальные положительные связи отмечаются в момент кульминации Эль-Ниньо и в дальнейшем ослабевают, а отрицательные, напротив, усиливаются со временем и достигают максимума через 12-16 месяцев после нулевого сдвига.

Выделим основные черты изменения циркуляции зонального ветра вдоль круга широты в годы с разными типами Эль-Ниньо и Ла Нинья. Во всей толще тропосферы отклик на каноническое ЭНЮК оказывается симметричным в Северном и Южном полушариях (причем симметричность особенно четко прослеживается в верхних слоях тропосферы, что связано с уменьшением воздействия подстилающей поверхности и отсутствием факторов, препятствующих свободному распространению волн Россби). Это говорит о том, что сигнал распространяется примерно одинаково по обе стороны от экватора и, скорее всего, механизм передачи этого сигнала также одинаков (рис. 4.1.1б, д, з, 4.1.2б, д, з). Для ЭНЮК Модоки характерна асимметрия относительно экватора в распространении отклика на аномалии ТПО в Тихом океане (рис. 4.1.1а, г, ж , 4.1.2а, г, ж). В тропиках Северного полушария характер отклика на оба типа Эль-Ниньо схож, однако в годы Эль-Ниньо Модоки отсутствует распространение сигнала во внетропические широты Северного полушария (в Южном полушарии сигнал распространяется до умеренных широт). Это свидетельствует о существовании механизма, препятствующего распространению сигнала, о котором будет сказано ниже.

Рассмотрим подробнее особенности аномалий зональной циркуляции, возникающие в период каждого из типов Эль-Ниньо и Ла Нинья. В экваториальных широтах наиболее заметные изменения в зональной циркуляции наблюдаются в нижней тропосфере (850гПа). Они выражаются в возникновении западных аномалий циркуляции ветра по кругу широты для

Эль-Ниньо, и восточных аномалий для Ла-Нинья (рис. 4.1.1а,б, 4.1.2а,б), что соответствует хорошо известному факту ослабления пассатной циркуляции и смене восточных ветров на западные в период развития Эль-Ниньо. При этом абсолютные значения аномалий оказываются больше для канонического Эль-Ниньо и Ла Нинья Модоки по сравнению с Эль-Ниньо Модоки и каноническим Ла Нинья. При этом корреляционные связи между циркуляцией по кругу широты и аномалиями ТПО в этом регионе статистически значимы для обоих типов ЭНЮК (рис. 4.1.3в,е). Значимые корреляции возникают за 13-15 месяцев до кульминации явления и достигают максимальных значений за 2-3 месяца до пика Эль-Ниньо или Ла-Нинья.

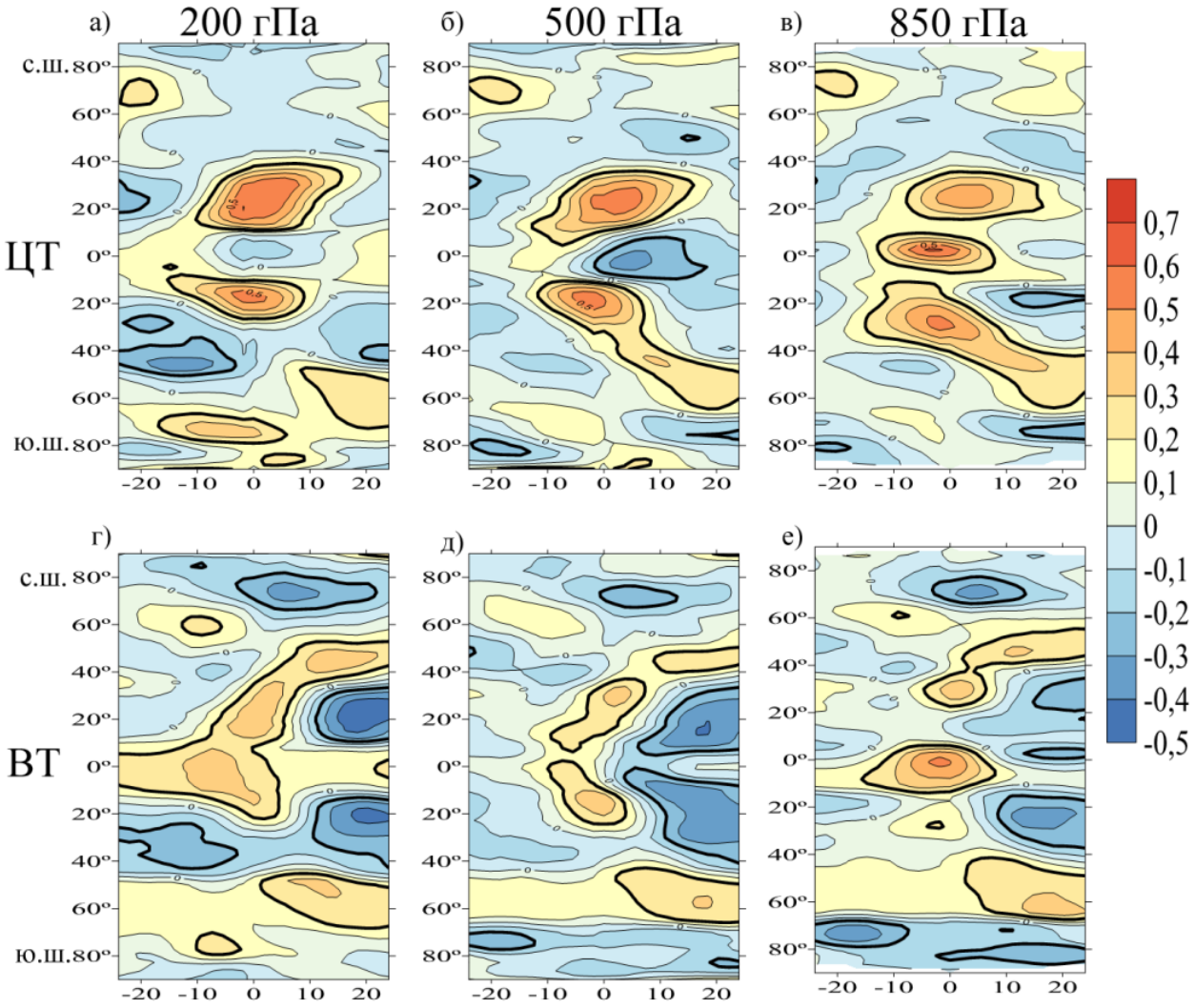


Рис. 4.1.3 Кросс-корреляция между 13-месячным скользящим средним аномалий циркуляции скорости ветра вдоль круга широты на 200гПа (слева), 500гПа (в центре) и 850 гПа (справа) и индексами ЦТ (верхний ряд) и ВТ (нижний ряд). Отрицательные сдвиги – атмосфера опережает изменения ТПО, положительные сдвиги – атмосфера следует за изменениями ТПО. Жирной линией выделены области значимых коэффициентов (>|0,2|). Интервал 0,1.

Абсолютные значения коэффициентов корреляции достигают 0,5 для канонического и 0,6 для Модоки ЭНЮК. В средней и верхней тропосфере в экваториальных широтах отмечаются слабые аномалии, противоположные по знаку тем, что возникают в нижней тропосфере (рис. 4.1.1 г,д,ж,з, 4.1.2 г,д,ж,з). В годы Эль-Ниньо тут наблюдаются восточные аномалии циркуляции зонального ветра, в годы Ла-Нинья – западные, однако эти аномалии не находят своего подтверждения в корреляционном анализе, а, следовательно, нельзя говорить об их однозначной связи с аномалиями ТПО.

В тропических и субтропических широтах Северного полушария в годы канонического Эль-Ниньо (Ла Нинья) во всей толще тропосферы (рис. 4.1.1 а,г,ж, 4.1.2а,г,ж) возникает область западных (восточных) аномалий зональной циркуляции, которые достигают максимума в период кульминации ЭНЮК в районе 20º с.ш., и затем, постепенно ослабевая, распространяются к полюсу, достигая через год после кульминации 50º с.ш. Это соответствует ослаблению (усилению) пассата в тропиках и интенсификации (ослаблению) западного переноса в субтропических широтах в период Эль-Ниньо (Ла-Нинья). Корреляционный анализ подтверждает наличие в этом регионе значимой положительной связи, которая существует в течение 2 лет после кульминации явления и достигает 55-60º с.ш. через 24 месяца после максимума аномалии ТПО. При этом в субтропических широтах отмечается ослабление тесноты корреляционной связи, что подтверждается и уменьшением абсолютных значений аномалий в этих широтах на картах композитов. По всей видимости, это связано с наблюдающимися в этом регионе субтропическими антициклонами, которые препятствуют зональному переносу и, следовательно, уменьшают значения аномалий зональной циркуляции. Однако, когда сигнал достигает умеренных широт, он вновь усиливается, что отражается в усилении западного переноса в годы Эль-Ниньо и ослаблении в годы Ла Нинья. После кульминации явления в тропических широтах аномалия постепенно ослабевает и меняет знак на противоположный через 5-10 месяцев после пика Эль-Ниньо (Ла Нинья), что соответствует восстановлению средней зональной циркуляции и последующему усилению (ослаблению) восточной циркуляции в этом регионе.

Для Эль-Ниньо (Ла Ниньа) Модоки также характерно возникновение положительных (отрицательных) аномалий циркуляции ветра по кругу широты в тропических широтах (рис. 4.1.1б,д,з, 4.1.2б,д,з) в период кульминации явления. И, хотя абсолютные значения этих аномалий меньше, чем в случае канонического ЭНЮК (особенно ярко это проявляется в период теплой фазы явления), теснота корреляционных связей тут оказывается значительно сильнее. Так, если величина коэффициента корреляции для канонического ЭНЮК не превышает 0,4, в годы Эль-Ниньо и Ла Нинья Модоки она достигает 0,6. Существенным отличием от канонического Эль-Ниньо является отсутствие распространения этого сигнала в умеренные широты Северного полушария. Область западных (восточных) аномалий зональной циркуляции ветра достигает 35-40º с.ш. и исчезает через 14 месяцев после кульминации ЭНЮК. По-видимому, подобное различие связано с разным откликом Алеутского минимума на каждый из типов Эль-Ниньо. Алеутская депрессия в годы Эль-Ниньо Модоки смещается южнее, и максимальные аномалии геопотенциала наблюдаются в районе 40-45º с.ш., что обуславливает усиление западных аномалий ветра на южной периферии Алеутской депрессии в районе 30-40º с.ш, то есть аномалии распространяются до 35-40º с.ш. В годы канонического Эль-Ниньо отмечается усиление Алеутского минимума и его некоторое смещение к северу, причем это усиление оказывается выражено ярче и сохраняется в течение большего времени по сравнению с Эль-Ниньо Модоки. Максимум аномалий геопотенциала в данном случае отмечается в районе 50-60º с.ш., что обуславливает развитие западных аномалий ветра на его южной периферии на большей площади и, следовательно, распространение сигнала в более высокие широты.

В тропических и субтропических широтах Южного полушария в годы канонического Эль-Ниньо (Ла Нинья) возникает область положительных (отрицательных) аномалий зональной циркуляции ветра, симметричных тем, что отмечаются в Северном полушарии (рис. 4.1.1б,д,з, 4.1.2б,д,з). Здесь аномалии также достигают максимальных значений в период кульминации ЭНЮК и затем распространяются к полюсу, ослабевая в субтропиках и вновь усиливаясь в умеренных широтах. Ослабление в субтропических широтах оказывается выраженным более четко, чем в Северном полушарии, что,

видимо, связано с тем, что Южное полушарие преимущественно океаническое, а значит, субтропические антициклоны, блокирующие зональный перенос, уменьшая тем самым абсолютную величину зональной циркуляции по кругу широты, занимают тут большую площадь, что сказывается при осреднении по кругу широты. Амплитуда аномалий зональной циркуляции ветра в умеренных широтах в Южном полушарии больше, чем в Северном, что соотносится с более интенсивным западным переносом умеренных широт Южного полушария по сравнению с Северным. Кроме того, аномалии циркуляции по кругу широты и соответствующая им область положительных коэффициентов корреляции распространяется в более высокие широты по сравнению с Северным полушарием и достигает 65-70º ю.ш.

В годы ЭНЮК Модоки картина аномалий в Южном полушарии довольно существенно отличается. Так, западные аномалии циркуляции ветра по кругу широты в период кульминации Эль-Ниньо Модоки в тропических широтах во всей тропосфере оказывается намного меньше, чем в годы канонических Эль-Ниньо (рис. 4.1.1а,г,ж). Однако, в годы Ла Нинья Модоки восточные аномалии, напротив, оказываются существенно больше, чем в случае канонического Ла Нинья (рис. 4.1.2а,г,ж). После кульминации явления в тропических широтах западные (восточные) аномалии зональной циркуляции ослабевают по мере удаления от момента кульминации явления, также как и в Северном полушарии, сменяясь на противоположные по знаку.

Однако корреляционный анализ показывает, что появление аномалий противоположного знака через год после кульминации статистически значимо связано с каноническим Эль-Ниньо (Ла Нинья), в то время как для Эль-Ниньо Модоки эта связь значима только в приэкваториальных широтах средней тропосферы и в районе 20º ю.ш. в нижней тропосфере (рис. 4.1.3б,в).

В отличие от канонического Эль-Ниньо, где усиление субтропических антициклонов и связанные с ними процессы блокирования приводили к уменьшению аномалий в субтропическом поясе Южного полушария и ослаблению корреляционных связей, для Эль-Ниньо Модоки аналогичного ослабления практически не проявляется (за исключением верхней тропосферы (рис. 4.1.3а)). Далее область аномалий распространяется в высокие широты, что выражается в существенном усилении западного переноса умеренных широт в

годы Эль-Ниньо и, напротив, его ослаблении в годы Ла Нинья Модоки через 2-5 месяцев после кульминации явления. Таким образом, в умеренных широтах в годы Ла Нинья Модоки восточные аномалии зональной циркуляции усиливаются в период кульминации явления и ослабевают в последующий год. (для канонического Ла Нинья аномалии в этих широтах существенно слабее). В период кульминации Эль-Ниньо Модоки в умеренных широтах отмечаются слабые положительные аномалии циркуляции ветра по кругу широты, а после кульминации – значительное усиление этих аномалий.

Обобщая полученные результаты, отметим характерные особенности аномалий зональной циркуляции по кругу широты для двух типов ЭНЮК, проявившиеся при анализе композитов и нашедшие статистическое подтверждение при корреляционном анализе. Обобщение дано для случая Эль-Ниньо, в годы Ла Нинья знак аномалий меняется на противоположный.

Каноническое Эль-Ниньо:

За год до нулевого сдвига возникает положительная (западная) аномалия циркуляции ветра по кругу широты в нижней (850гПа) тропосфере в экваториальных широтах. Одновременно с этим западные аномалии возникают и в тропических широтах (10-30º ш.) во всей тропосфере, постепенно усиливаясь и достигая максимума в период кульминации Эль-Ниньо как на экваторе (на 850гПа), так и в тропиках (на всех уровнях). Затем величина положительных аномалий в тропической зоне начинает уменьшаться, а сами они распространяться в высокие широты, и через 24 месяца после кульминации Эль-Ниньо они достигают 55º с.ш. и 65º ю.ш. соответственно. В Южном полушарии западная аномалия, распространившаяся из тропических широт в район 40-60º ю.ш., способствует исчезновению восточной аномалии, существовавшей здесь за год до кульминации Эль-Ниньо. После кульминации явления в приэкваториальных широтах возникают восточные аномалии, также отмечающиеся во всей толще тропосферы. Они усиливаются по мере удаления от нулевого сдвига и также постепенно распространяются от экватора в направлении полюсов, достигая через 2 года после кульминации 35º с.ш. и 40º ю.ш. соответственно.

Эль-Ниньо Модоки:

Так же, как и в случае канонического Эль-Ниньо, для Эль-Ниньо Модоки характерно возникновение западной аномалии циркуляции зонального ветра за год до нулевого сдвига в экваториальных широтах нижней тропосферы и в тропических широтах на всех рассматриваемых уровнях. Максимальные значения аномалий на экваторе и в Северном полушарии приурочены к кульминации Эль-Ниньо. Распространение сигнала в высокие широты четко прослеживается в Южном полушарии, что приводит к усилению западной аномалии ветра в умеренных широтах после кульминации явления, максимум которой наблюдается примерно через год после максимума аномалий ТПО. В Северном полушарии распространение аномалии зональной циркуляции ветра прослеживается лишь в пределах тропических и субтропических широт (до 40º с.ш. в верхней тропосфере). В районе 20º ю.ш. на поверхности 850 гПа после кульминации Эль-Ниньо отмечается усиление восточных аномалий, соответствующих интенсификации пассатной циркуляции в этом районе. Рост отрицательных аномалий зональной циркуляции отмечается в тропических широтах Южного полушария и в верхней тропосфере (200 гПа), в то время как на геопотенциальной поверхности 500 гПа это проявляется значительно слабее.

Отдельные особенности поля аномалий атмосферной циркуляции, которые ярко проявились при композиционном анализе, не нашли своего подтверждения при статистической оценке связей между аномалиями ТПО и аномалиями циркуляции ветра по кругу широты. Так, например, за год до нулевого сдвига отмечается усиление западной зональной циркуляции в годы Эль-Ниньо Модоки и ее ослабление в годы канонического Эль-Ниньо, что явно проявляется и в построенных нами картах полей скорости зонального ветра и аномалий геопотенциала для обоих типов Эль-Ниньо (Приложения 1 и 2). Анализ карт позволяет сделать вывод, что аномалии в данном широтном диапазоне формируются в основном в пределах Индийского и на западе Тихого океана. Отсутствие значимых корреляционных связей говорит о том, что эти аномалии не вносят существенного вклада в возникновение аномалии ТПО в экваториальном Тихом океане.

Таким образом, анализ аномалий глобальной атмосферно циркуляции позволяет сделать следующие **основные выводы:**

Композиционный и кросс-корреляционный анализ связей аномалий зональной атмосферной циркуляции и аномалий ТПО позволил выделить существенные различия в отклике атмосферы на два различных типа Эль-Ниньо и Ла Нинья.

Сигнал, возникающий в приэкваториальных и тропических широтах как отклик на аномалии ТПО в Тихом океане, со временем распространяется в более высокие широты. Механизм распространения связан с волнами Россби, проявляющимися в поле геопотенциала. Наиболее ярко это выражено в верхних слоях тропосферы, куда тепло от поверхности поступает в процессе глубокой конвекции. При этом распространение сигнала в годы канонического ЭНЮК оказывается симметричным относительно экватора, в годы ЭНЮК Модоки отмечается асимметричный отклик в Северном и Южном полушариях.

Корреляционные связи проявляются сильнее в годы ЭНЮК Модоки, что обусловлено локализацией максимальных аномалий ТПО в центральных районах Тихого океана, где чувствительность атмосферы к воздействию со стороны океана вышеВ Северном полушарии сигнал распространяется в умеренные широты в годы канонического ЭНЮК, в то время как в случае ЭНЮК Модоки сигнал достигает только 35-40º с.ш., что связано с различным откликом Алеутского минимума на каждый из типов Эль-Ниньо. В Южном полушарии наиболее яркие отличия наблюдаются в районе 20-30º ю.ш., где в годы канонического Эль-Ниньо отмечается усиление западных аномалий циркуляции зонального ветра, в то время как для Эль-Ниньо Модоки характерно наличие в этом районе восточных аномалий, усиливающихся после кульминации явления.

Вероятно, что различия в аномалиях глобальной циркуляции, возникающих как отклик на ЭНЮК обусловлены разным откликом на два типа Эль-Ниньо циркуляции в отдельных центрах действия атмосферы, а также тесно связан с аномалиями циркуляции в вертикальных ячейках Хэдли и Уокера. Поэтому для более детального анализа реакции атмосферной циркуляции на аномалии ТПО, вызванные каждым из типов Эль-Ниньо, необходим анализ изменчивости циркуляции в отдельных регионах Земного шара, соответствующих центрам действия атмосферы, а также циркуляции в вертикальной плоскости как в Тихоокеанском регионе, так и за его пределами.

4.2. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЭЛЬ-НИНЬО С АНОМАЛИЯМИ ЦИРКУЛЯЦИИ В ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ.

Факт изменения структуры вертикальных движений над тропическим Тихим океаном в период развития Эль-Ниньо известен уже достаточно давно. Во множестве работ, в частности в [Latif and Barnett, 1994; Гущина и др., 1997, Wang, 2002a, Семенов и др., 2007] показано, что в период развития канонического Эль-Ниньо наблюдаются значительные изменения структуры зональной вертикальной ячейки – ячейки Уокера.

Циркуляция в вертикальной плоскости в тропиках организована в виде термически прямых ячеек циркуляции: над более теплыми водами наблюдается подъем воздуха, над более холодными – опускание.

В нижней тропосфере циркуляция в ячейке Уокера представлена пассатным переносом. Пассаты вызывают перемещение водных масс в тропической зоне Тихого океана с востока на запад и способствуют накоплению более теплых поверхностных вод на западе Тихого океана. В результате такого смещения поверхностных вод на западе Тихого океана возникает «теплый бассейн» (warm pool в англо-американской литературе), над более теплыми водами потоки явного и скрытого тепла усиливаются, что способствует активному развитию глубокой конвекции в данном регионе. В верхней тропосфере зональный перенос происходит в обратном направлении, т.к. изобарические поверхности 300 и 200 гПа над западной частью Тихого океана расположены выше, чем над восточной. Это связано с тем фактом, что в теплом воздухе давление с высотой убывает медленнее. В восточной части Тихого океана формируются нисходящие потоки в области повышенного давления. Антициклон на востоке Тихого океана усиливается в результате влияния холодного Перуанского течения вдоль берегов Южной Америки, приносящего водные массы из района Антарктики в экваториальные широты и охлаждающего приземный слой воздуха. Формирующаяся над ним инверсия температуры подавляет развитие конвекции [Романов, 1994]. Схема средней циркуляции в ячейке Уокера приведена на рис. 4.2.1а.

В период Эль-Ниньо перераспределение источников тепла формирует аномалию ячейки Уокера. В разных частях Тихого океана в период развития

Эль-Ниньо возникают аномалии вертикальной циркуляции, характер которых определяется знаком аномалии ТПО в данном районе: понижение температуры в приэкваториальных областях приводит к ослаблению восходящих потоков вплоть до их замены на нисходящие, рост ТПО обуславливает интенсификацию подъема воздуха.

В период развития канонического Эль-Ниньо восходящая ветвь ячейки Уокера с морского континента Индонезия смещается на восток в район локализации аномально теплых поверхностных вод. В центре и на востоке Тихого океана формируется область интенсивных восходящих движений, усиление конвекции вызывает здесь катастрофические осадки и наводнения. В то же время над Австралией и Индонезией, а также над бассейном Амазонки наблюдаются зоны нисходящих движений воздуха, что препятствует развитию конвекции и приводит к засушливым условиям и пожарам в этих регионах. Смещение зон подъема и опускания воздуха приводит к изменению горизонтальных потоков: в нижней тропосфере пассатная циркуляция заметно ослабевает, а зона экваториальных западных ветров смещается с Индийского океана на центр Тихого; в верхней тропосфере на экваториальной периферии высотных антициклонов, возникших в районе аномального нагрева тропосферы, формируется восточный перенос (рис. 4.2.2а). Исследования аномалий циркуляции в вертикальной плоскости в период развития Эль-Ниньо Модоки показали, что для этого типа явления характерна двойная аномальная ячейка Уокера [Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009] с восходящими

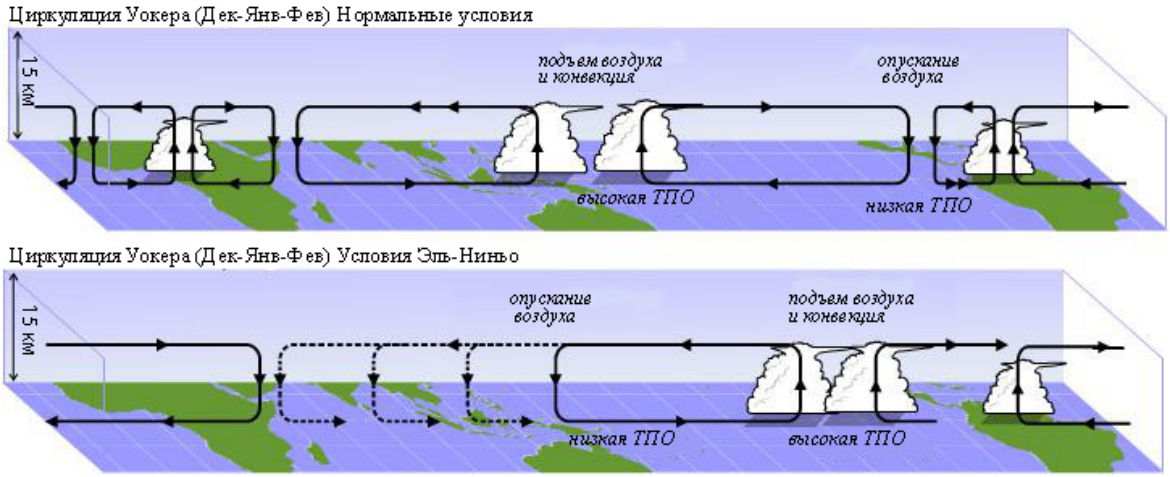
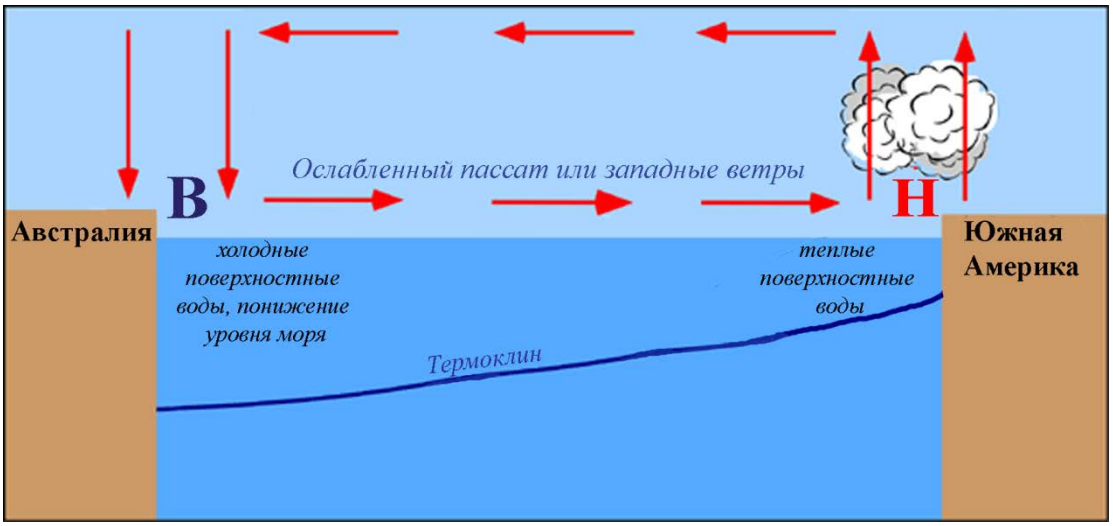


Рис. 4.2.1 Структура вертикальной ячейки Уокера по среднеклиматическим данным (а) и в период Эль-Ниньо (б) без учета разделения явления на два типа (источник: http://forum.arctic-sea-ice.net/index.php?topic=730.100).

движениями в центре Тихого океана над областью положительных аномалий ТПО, и нисходящими потоками на западе и востоке Тихого океана, где в этот период отмечаются отрицательные аномалии температуры поверхностных вод (рис. 4.2.2б). Существенные изменения вертикальной циркуляции в период развития Эль-Ниньо происходят и в меридиональной ячейке циркуляции – ячейке Хэдли (Гадлея) [Bjerknes, 1969]. Восходящая ветвь этой ячейки располагается вблизи экватора, в районе активной внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), где развиты процессы глубокой конвекции. В верхней тропосфере происходит отток воздуха в тропические широты, где в области субтропических антициклонов наблюдается опускание воздуха, который затем в системе пассатных ветров возвращается к экватору (рис. 4.2.3).

а)



б)

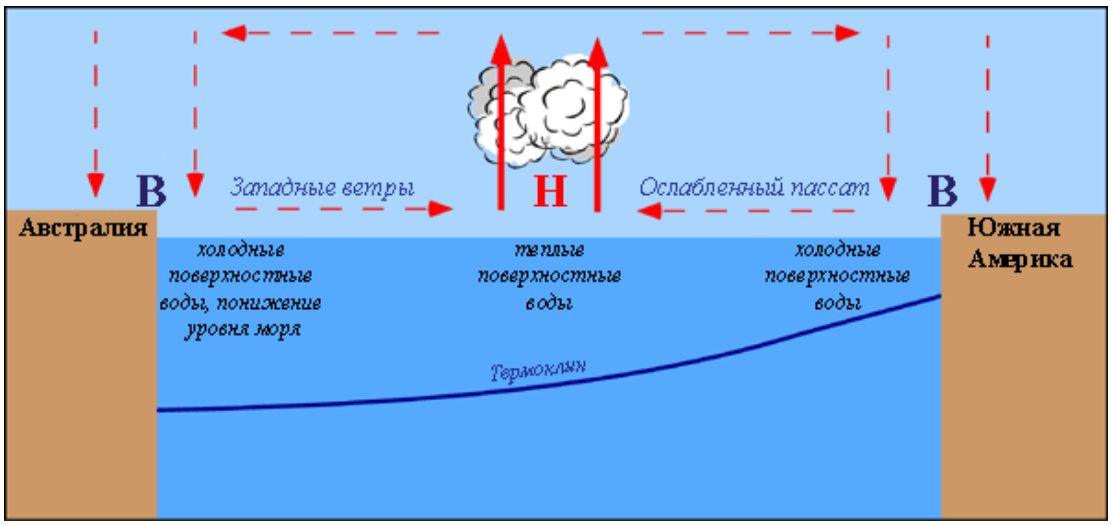


Рис. 4.2.2 Аномальная ячейка Уокера над Тихим океаном в период развития а) канонического Эль-Ниньо и б) Эль-Ниньо Модоки.

В более ранних исследованиях были получены схемы аномальной вертикальной циркуляции в период Эль-Ниньо. Однако в этих исследованиях либо не учитывались особенности, характерные для каждого из типов этого явления [Wang, 2002a, Wang, 2002b], либо рассматривался только Тихоокеанский регион [Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009]. Однако аномалии циркуляции в вертикальной плоскости распространяются и за пределы Тихого океана, приводя к нарушению циркуляции, в частности, над Индийским и Атлантическим океаном.

В настоящей работе предпринимается попытка исследовать различия в аномалиях циркуляции в вертикальной плоскости, свойственные каждому из типов явления Эль-Ниньо в пределах всего Земного шара. Для исследования структуры вертикальных ячеек циркуляции в период двух типов Эль-Ниньо на первом этапе была получена среднеклиматическая картина циркуляции в вертикальной плоскости. Для этого были построены осредненные по всему периоду наблюдений (1948-2012гг.) сезонные разрезы вдоль экватора, 10° с.ш. и 10° ю.ш. (ячейка Уокера), а также аналогичные разрезы в меридиональном направлении от 40° с.ш. до 40° ю.ш. для девяти регионов Земного шара (см. таблицу 4.2.1). Затем для лет, когда наблюдалось Эль-Ниньо (раздельно для канонического и Модоки) построены композиционные вертикальные разрезы, иллюстрирующие аномалии циркуляции в ячейках Уокера и Хэдли на всем Земном шаре в слое от 1000 до 100 гПа в разные фазы развития канонического и Модоки Эль-Ниньо (Приложения 4, 6). Выбор случаев Эль-Ниньо различных типов за период 1948-2012 гг. проводился аналогично тому, как это было сделано для построения композитов циркуляции зональной скорости ветра в разделе 4.1.

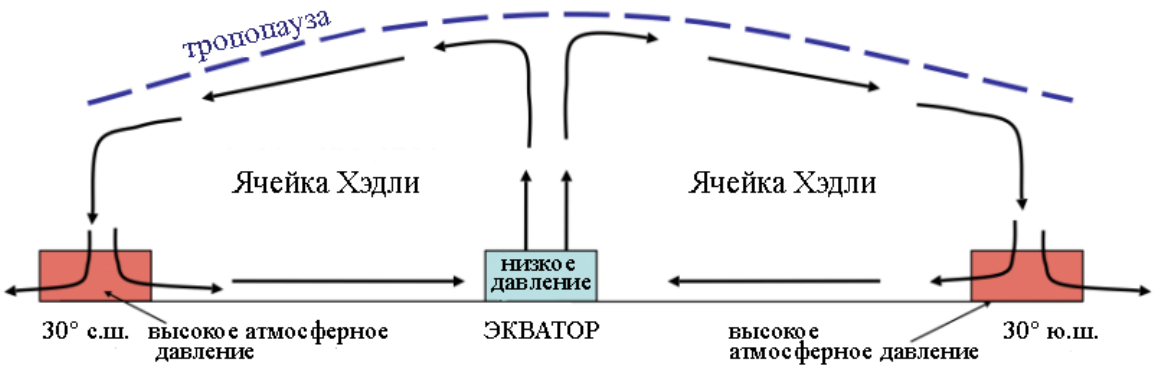


Рис. 4.2.3 Структура вертикальной ячейки Хэдли. (Источник: https://www.e-education.psu.edu/earth103/node/669)

4.2.1 Ячейка Уокера

Хорошо известно [Петросянц и др., 2005], что в сезонном ходе наблюдается смещение ВЗК, а значит, и области наиболее интенсивных восходящих движений воздуха, в летнее полушарие. Это приводит к тому, что в разные сезоны года наиболее ярко структура зональной ячейки Уокера будет проявляться на различных широтах. Поэтому для подробного исследования структуры движений в вертикальной плоскости в приэкваториальных широтах были проанализированы разрезы как вдоль экватора (в полосе от 5° с.ш. до 5° ю.ш.), так и в районе 10° северной и южной широты (полосы осреднения 5° - 15° с.ш. и 5°-15° ю.ш. соответственно).

В Приложении 4 (рис. П4.1) приведена среднеклиматическая структура ячейки Уокера в различные сезоны года. Хорошо видно, что зимой Северного полушария ячейка наиболее четко выражена в районе 10° ю.ш., летом – на 10° с.ш., в переходные сезоны – в районе экватора.

Чтобы проанализировать циркуляционные нарушения, возникающие в ячейке Уокера в период развития двух типов Эль-Ниньо, были построены композиционные разрезы аномалий циркуляции в вертикальной плоскости, характерные для разных фаз каждого из типов ЭНЮК (Приложение 4, рис. П4.2.1. – П4.4.2). Структура аномалий в момент кульминации двух типов Эль-Ниньо отдельно представлена на рис. 4.2.4.

В годы канонического Эль-Ниньо за 9 месяцев до кульминации явления в Тихоокеанском регионе начинают формироваться положительные (восходящие) аномалии вертикальной скорости, возникающие в центральных регионах Тихого океана (180°-140° з.д.). Они постепенно распространяются на восток, достигая к моменту кульминации явления 100-120° з.д. Примерно за полгода до пика Эль-Ниньо над районом Индонезии появляются отрицательные (нисходящие) аномалии вертикальной скорости, которые усиливаются от лета к зиме Северного полушария (Приложение 4, рис. П4.2.1, П4.3.1). Отметим, что наиболее четко указанные особенности проявляются в приэкваториальных районах и в Южном полушарии (рис. 4.2.4в,д).

Эта тенденция сохраняется и после кульминации: в Южном полушарии указанные аномалии сохраняются в течение полугода после пика канонического Эль-Ниньо, тогда как в Северном полушарии уже весной после

кульминации в районе 10° с.ш. восходящие движения в центре и на востоке Тихого океана практически исчезают (см. Приложение 4, рис. П4.1.1е), а к лету восстанавливаются интенсивные восходящие движения над Индонезией.

В случае Эль-Ниньо Модоки положительные аномалии вертикальной скорости также формируются за 6-9 месяцев до пика явления, постепенно распространяясь из западных в центральные районы Тихого океана, к моменту кульминации охватывая регион 160° в.д. – 140° з.д. К западу и востоку от области восходящих аномалий возникают аномалии противоположного знака, охватывающие запад Тихого океана и Индонезию (80° - 150° в.д.) и восток Тихого океана (140° - 80° з.д.). Также, как и в случае канонического Эль-Ниньо, аномалии ячейки Уокера в годы Эль-Ниньо Модоки довольно слабо выражены в Северном полушарии, но хорошо прослеживаются на экваторе (Приложение

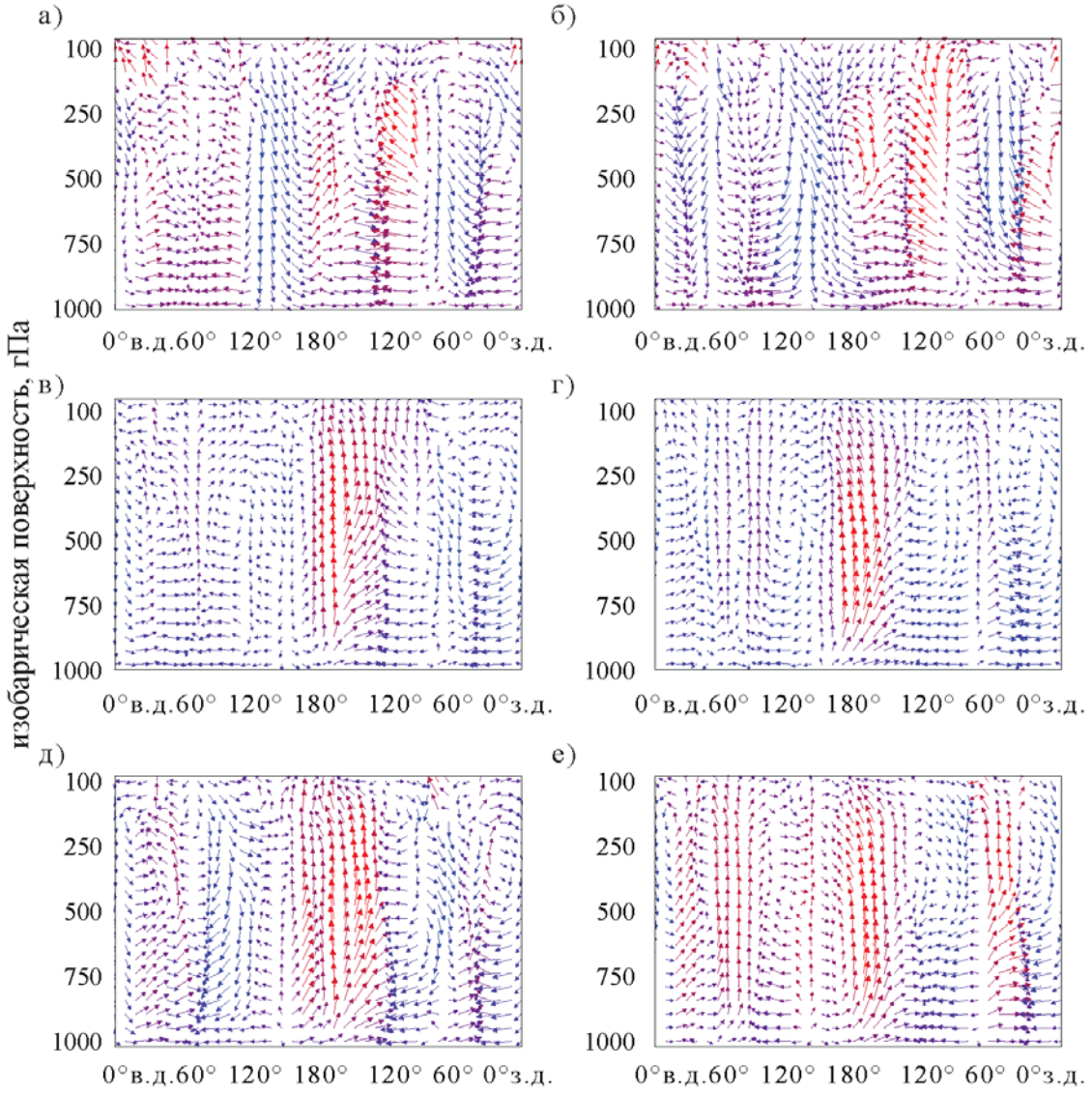


Рис. 4.2.4 Аномалии циркуляции в ячейке Уокера на 10° с.ш. (а, б), вдоль экватора (в, г) и вдоль 10° ю.ш. (д, е) в период кульминации ВТ (слева) и ЦТ (справа) Эль-Ниньо.

4, рис. П4.1.2, П4.2.2).

В Южном полушарии проявляются области восходящих движений в центре и нисходящих на востоке Тихого океана, но практически отсутствует область опускания воздуха над Индонезией (Приложение 4, рис. П4.3.2). После кульминации Эль-Ниньо данная структура ячейки Уокера сохраняется около 6 месяцев, затем сменяясь традиционной для региона структурой вертикальных движений. Исключение составляет Северное полушарие, где, как и для канонического Эль-Ниньо, весной после пика явления полностью исчезают восходящие аномалии в центре Тихого океана. Однако формируется очаг подъема воздуха на востоке Тихого океана и над Западной частью Южной Америки, сохраняющийся в течение года после кульминации Эль-Ниньо Модоки.

Не меньший интерес представляют аномалии вертикальной циркуляции, наблюдающиеся за пределами Тихоокеанского региона, которые могут являться причиной формирования аномалий приземной температуры и осадков, описанных в главе 3. Необходимо заметить, что изменение структуры вертикальных движений в период Эль-Ниньо является лишь одним из целого комплекса факторов, способных оказать влияние на характеристики погоды (в частности температуру воздуха и осадки) в различных регионах. К таким факторам можно отнести, в частности, интенсивность потоков явного и скрытого тепла, характеристики облачности, радиационный фактор, циркуляционные аномалии в горизонтальной плоскости и др. Поэтому не всегда локализация районов аномалий вертикальной скорости строго соответствует локализации аномалий температуры воздуха и осадков.

Над акваторией Индийского океана наиболее яркие различия в аномалиях циркуляции в вертикальной плоскости для двух типов Эль-Ниньо прослеживаются в Южном полушарии (Приложение 4, рис. П4.3.1, П4.3.2). Так, за 9 месяцев до кульминации канонического Эль-Ниньо над регионом наблюдаются слабые нисходящие аномалии, которые постепенно интенсифицируются и достигают максимума к моменту кульминации Эль-Ниньо. Таким образом, при каноническом Эль-Ниньо опускание воздуха наблюдается не только над Индонезией, но и над Индийским океаном (рис. 4.2.4д). Летом Северного полушария, после пика Эль-Ниньо, аномалии

вертикальной скорости над Индийским океаном, также как и над Индонезией, меняют знак, возвращаясь к среднеклиматической картине циркуляции.

В случае Эль-Ниньо Модоки на западе Индийского океана формируется область интенсивных положительных аномалии вертикальной скорости, на востоке – зона отрицательных аномалий, сливающаяся с областью отрицательных аномалий над Индонезией. Такая структура намного более четко прослеживается в Южном полушарии (рис. 4.2.4е). Восходящие движения на западе региона способствуют интенсификации конвекции и могут обуславливать формирующуюся здесь область положительных аномалий осадков, существующую в период кульминации Эль-Ниньо Модоки. Отметим, что аналогичное увеличение осадков, но локализованное западнее, в прибрежной области экваториальной восточной Африки, отмечается и для канонического Эль-Ниньо, а значит, можно предположить существование восходящих аномалий вертикальной скорости и здесь. Действительно, в период кульминации канонического Эль-Ниньо данный регион характеризуется восходящими аномалиями, но они достаточно слабые, а это свидетельствует в пользу того, что на формирование данной аномалии осадков оказывают влияние и другие факторы.

Над акваторией Атлантики существенных различий в аномалиях циркуляции в вертикальной плоскости для двух типов ЭНЮК выявлено не было. Над этим регионом во все фазы развития Эль-Ниньо преобладают слабые отрицательные аномалии вертикальной скорости ветра.

В то же время, над Южной Америкой различия более существенны: в период развития канонического Эль-Ниньо тут располагается нисходящая ветвь аномальной ячейки Уокера и область приземной дивергенции воздуха, способствующая формированию области дефицита осадков и положительных аномалий приземной температуры воздуха. В случае Эль-Ниньо Модоки в Северном полушарии и в приэкваториальных областях также преобладают нисходящие аномалии вертикальных движений и расходимость воздушных потоков в нижней тропосфере (рис. 4.2.4б,г) (сюда распространяется нисходящая ветвь ячейки Уокера с восточного Тихого океана). А вот в Южном полушарии в период кульминации Эль-Ниньо Модоки этот регион характеризуется положительными аномалиями вертикальной скорости ветра

(рис. 4.2.4е), что может быть причиной того, что отрицательные аномалии осадков не распространяются в более высокие широты Южного полушария в период Эль-Ниньо Модоки, а летом после кульминации явления к югу от экватора возникает небольшая область положительных аномалий осадков.

Интересно отметить также различия циркуляционных аномалий над Африкой: для канонического Эль-Ниньо до пика явления в обоих полушариях преобладают слабые восходящие аномалии вертикальной скорости ветра, немного более ярко выраженные на востоке материка, что соответствует области положительных аномалий осадков в этом регионе. В Северном полушарии они сохраняются и после кульминации, тогда как в Южном происходит смена знака вертикальных движений. Опускание воздуха происходит в областях повышенного давления, оно приводит к формированию положительных аномалий приземной температуры за счет радиационного фактора и адиабатического нагрева в центральных областях Африки летом после кульминации канонического Эль-Ниньо (рис. 3.5в). В случае Эль-Ниньо Модоки положительные аномалии вертикальной скорости наиболее четко выражены в течение года, предшествующего Эль-Ниньо, в Южном полушарии. После кульминации знак аномалий сохраняется, но они становятся менее интенсивными. В Северном полушарии преобладают слабые нисходящие аномалии вертикальной скорости (рис. 4.2.4а,б,д,е). Как следствие, значимых аномалий в полях приземной температуры воздуха и осадков в период Эль-Ниньо Модоки не наблюдается.

4.2.2 Ячейка Хэдли

Структура среднеклиматической меридиональной вертикальной ячейки в тропической зоне существенным образом зависит от долготы местности и от особенностей подстилающей поверхности. Классическая ячейка Хэдли формируется над поверхностью океана: в нижних слоях тропосферы наблюдается перенос воздуха из тропиков к экватору в системе пассатных течений, сходимость которых в области ВЗК обуславливает формирование интенсивных восходящих движений и развитие глубокой конвекции в приэкваториальных районах. В верхней тропосфере наблюдается расходимость ветров от экватора к тропическим широтам, где ячейка замыкается нисходящими движениями в субтропических антициклонах. Однако далеко не

везде на Земном шаре эта структура проявляется достаточно четко и во все сезоны года. Так, например, ячейка Хэдли хорошо выражена над Атлантикой и в центре Тихого океана, тогда как на востоке Тихого океана восходящие движения в районе экватора заметно ослаблены вследствие преобладающих в данном регионе пониженных температур поверхностных вод, обусловленных существованием холодного Перуанского течения и апвеллингом. Значительные нарушения в структуре ячейки Хэдли происходят и над сушей. Так, в летний период над муссонными районами Южной Азии и Австралии в тропических и субтропических широтах формируются низкие термические депрессии, что способствует возникновению восходящих движений, резко контрастирующих с опусканием воздуха в субтропических антициклонах над океанами.

На рис. 4.2.5 представлена среднеклиматическая структура меридиональной ячейки циркуляции, построенная для всего Земного шара, разделенного на девять секторов по 40° долготы. Координаты секторов и соответствующие им географические объекты приведены в таблице 4.2.1. Для анализа нарушений в структуре вертикальной ячейки Хэдли в разных регионах

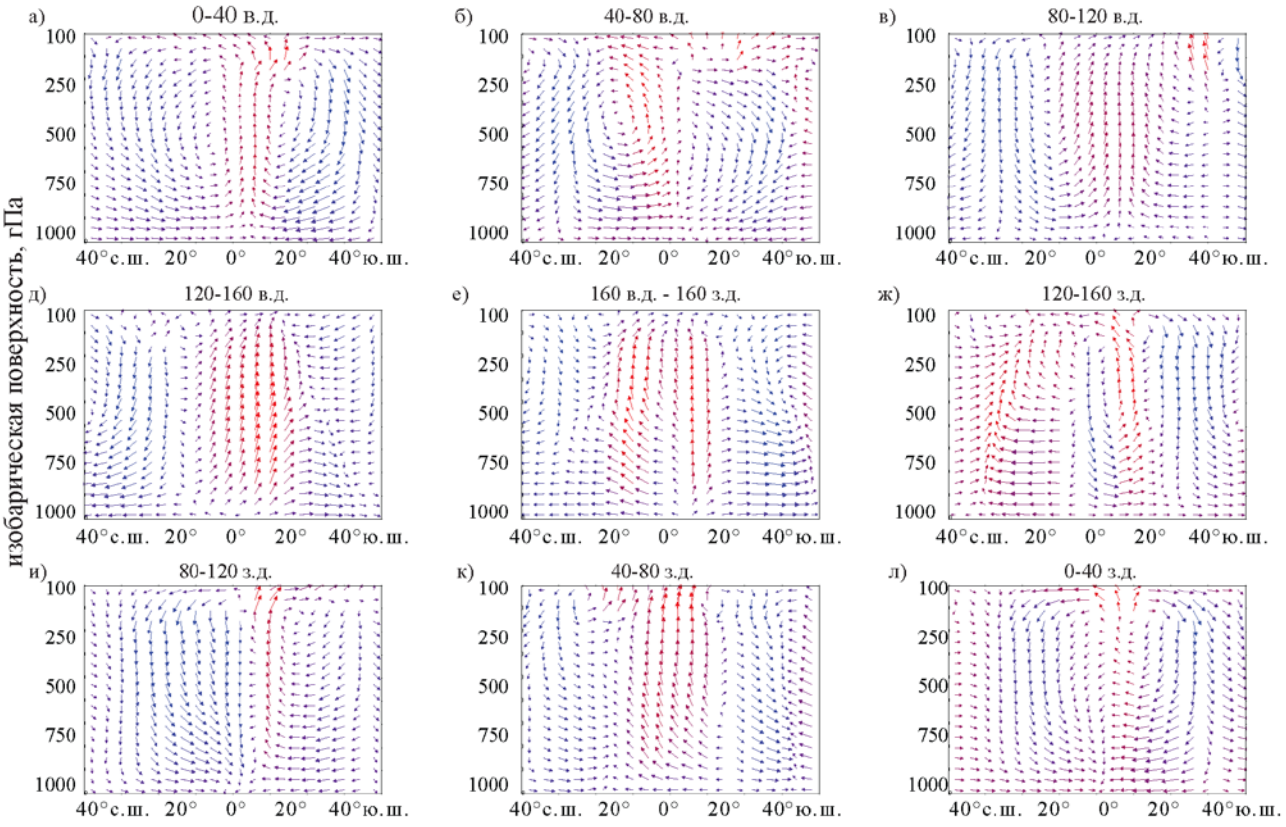


Рис.4.2.5 Средняя климатическая структура ячейки Хэдли в различных регионах Земного шара.

Таблица 4.2.1 Координаты регионов, использованные при построении меридиональных вертикальных ячеек циркуляции и соответствующие им географические объекты.

Номер региона	Координаты	Географические объекты	
		Северное полушарие	Южное полушарие
1	0°-40° в.д.	Африка	Африка, Восточная Атлантика
2	40°-80° в.д.	Индостан, Аравийский полуостров	Центральная и западная часть Индийского океана
3	80°-120° в.д.	Западная Индонезия, Индокитай, восточная часть Индийского океана	Западная Индонезия, восточная часть Индийского океана
4	120°-160° в.д.	Восточная Индонезия, Западная часть Тихого океана	Восточная Индонезия, Австралия, Западная часть Тихого океана
5	160° в.д.-160° з.д.	Западная и центральная часть Тихого океана	Западная и центральная часть Тихого океана
6	120°-160° з.д.	Восточная и центральная часть Тихого океана	Восточная и центральная часть Тихого океана
7	80°-120° з.д.	Восточная часть Тихого океана, Центральная Америка и Мексика	Восточная часть Тихого океана
8	40°-80° з.д.	западная Атлантика, Карибское море	Южная Америка
9	0°-40° з.д.	Западная Африка	Центральная Атлантика

Земного шара были построены композиционные разрезы (в диапазоне от 40° ю.ш. до 40° с.ш. и от 1000 до 100гПа по вертикали) аномалий циркуляции для последовательных фаз развития двух типов Эль-Ниньо. Все полученные разрезы приведены в Приложении 6. Наиболее ярко аномалии циркуляции в вертикальной плоскости наблюдаются в период кульминации явления Эль-Ниньо, либо сразу после нее. Циркуляционные аномалии для фазы кульминации двух типов Эль-Ниньо для Тихоокеанского региона, Южной Америки и Атлантики, а также Африки и Индийского океана приведены на рисунках 4.2.6, 4.2.7 и 4.2.6 соответственно. Структура аномалий вертикальных движений в ячейке Хэдли над тропической зоной Тихоокеанского региона в целом хорошо согласуется с описанными в начале главы аномалиями зональной ячейки Уокера в период двух типов Эль-Ниньо (рис. 4.2.6).

Так, в западной части Тихого океана (сектор №4) за полгода до кульминации Эль-Ниньо (обоих типов) формируются области восходящих аномалий в Северном полушарии и нисходящих – в Южном; к моменту кульминации область нисходящих аномалий распространяется и в Северное полушарие, достигая максимума в районе 20-30° с.ш. (слабые восходящие аномалии сохраняются только в районе экватора). Интенсивность нисходящих аномалий в Северном полушарии несколько больше в случае Эль-Ниньо Модоки, в Южном, напротив, в случае канонического Эль-Ниньо.

Отрицательные аномалии вертикальной скорости соответствуют нисходящей ветви Тихоокеанской аномальной ячейки Уокера и совпадают с обширной областью дефицита осадков, в которой объединяются две ветви «сухого бумеранга» над акваторией Тихого океана.

Однако при смещении к центру Тихого океана (сектор №5, рис. 4.2.6б,е) нисходящие движения в период кульминации Эль-Ниньо исчезают, и наблюдается усиление восходящих движений. Такая картина характерна для обоих типов Эль-Ниньо, однако очаг восходящих аномалий в случае канонического ЭНЮК находится в районе экватора, ограничиваясь 10° ш. в обоих полушариях, тогда как для Эль-Ниньо Модоки интенсивный подъем воздуха смещен в Южное полушарие, достигая 20-25° ю.ш.

Таким образом, опускание воздуха в западной половине экваториального Тихого океана ограничивается районом Индонезии и довольно быстро сменяется восходящими аномалиями как в случае канонического Эль-Ниньо, так и в случае Эль-Ниньо Модоки.

На картах аномалий приземной температуры и осадков это проявляется в формировании обширной области избыточного увлажнения в приэкваториальных районах и двух ветвей «сухого бумеранга» к северу и югу от экватора, соответствующих зонам нисходящих движений в субтропических антициклонах на западе Тихого океана, более ярко выраженных в Северном полушарии. По мере смещения на восток Тихого океана интенсивность положительных аномалий вертикальных движений в районе экватора возрастает, и в секторе №6 (120°-160° з.д) проявляется наиболее ярко. Самые сильные восходящие движения характерны для канонического Эль-Ниньо в фазу кульминации и весной после нее, при этом аномалия охватывает

значительную часть летнего в это время года Южного полушария до 30° ю.ш., тогда как в зимнем Северном полушарии уже в районе 10° с.ш. восходящие аномалии сменяются нисходящими.

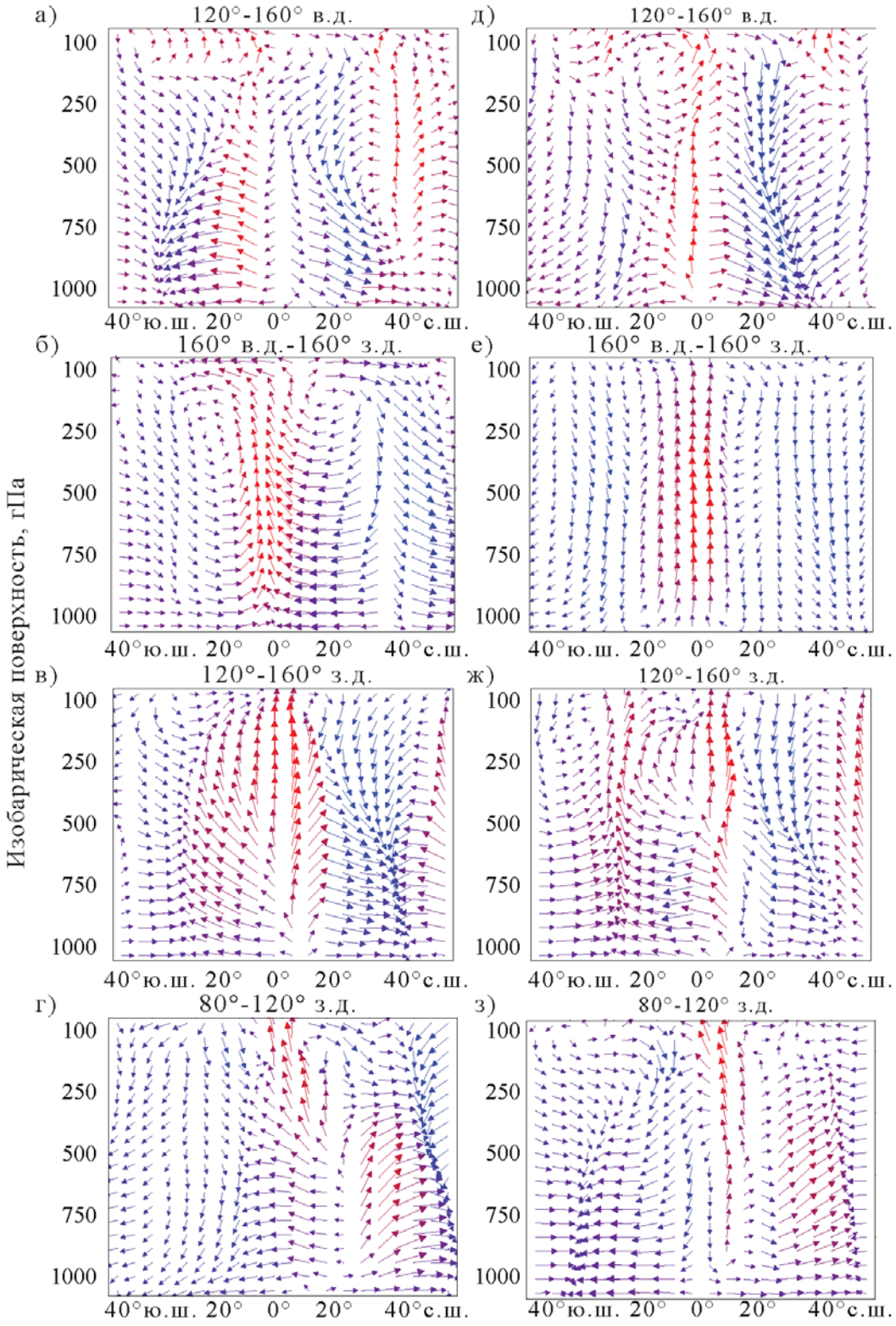


Рис. 4.2.6 Аномалии циркуляции в ячейке Хэдли над Тихоокеанским регионом в секторах 4-7 (см. таблицу 4.2.1) в период кульминации канонического Эль-Ниньо (слева) и Эль-Ниньо Модоки (справа).

Для Эль-Ниньо Модоки интенсивность положительных аномалий существенно слабее (область избыточного увлажнения в этой части Тихого океана в годы Эль-Ниньо Модоки занимает существенно меньшую площадь по сравнению в каноническим Эль-Ниньо – рис.3.5а,б), и уже через 3 месяца после кульминации сохраняется только небольшая область восходящих движений в районе экватора.

В восточной части Тихого океана (сектор №7) в годы канонического Эль-Ниньо аномальные восходящие движения, приводящие к интенсивным осадкам, проявляются в основном в Северном полушарии, а также в Южном полушарии примерно до 10° ю.ш. (над прибрежными районами Южной Америки), тогда как в удаленных от экватора регионах Южного полушария в течение всего цикла развития явления Эль-Ниньо сохраняются нисходящие аномалии. Отрицательные аномалии вертикальной скорости в годы Эль-Ниньо Модоки, когда в этот район смещается нисходящая ветвь аномальной ячейки Уокера, наиболее четко выражены в Южном полушарии, где в это время преобладают засушливые условия. Северное полушарие преимущественно охвачено положительными аномалиями вертикальной скорости, чему соответствует область положительных аномалий осадков на севере Мексики – юге США.

Яркие контрасты в структуре аномалий вертикальной ячейки Хэдли в годы с разными типами Эль-Ниньо наблюдаются над Южной Америкой и Карибским бассейном (сектор №8). В годы канонического Эль-Ниньо для этого региона характерны сильные отрицательные аномалии вертикальной скорости, возникающие за 9 месяцев до кульминации, достигающие максимума зимой Северного полушария и сохраняющиеся в течение полугода после пика явления (рис. 4.2.7а). Структура аномалий вертикальных движений в случае Эль-Ниньо Модоки носит более сложный характер: в течение всего цикла развития явления в тропической зоне отмечаются как области сильных положительных, так и сильных отрицательных аномалий вертикальной скорости. Нисходящие аномалии формируются преимущественно к северу и югу от экватора, наиболее интенсивны они в районе 5°-25° с.ш. в момент кульминации явления, что, как и в случае канонического Эль-Ниньо, соответствует областям с положительными аномалиями температуры и дефицитом осадков. Однако существование зон

восходящих движений, а также приземной конвергенции воздуха обуславливает более сложную пространственную структуру областей дефицита осадков в период Эль-Ниньо Модоки. Преобладание восходящих движений летом Северного полушария, после кульминации Эль-Ниньо Модоки, приводит к достаточно быстрому исчезновению отрицательных аномалий осадков над Южной Америкой и формированию небольшой области положительных аномалий в приэкваториальных районах Южного полушария.

Довольно сложная картина вертикальной циркуляции наблюдается в районе западной Атлантики (сектор №9). Для обоих типов Эль-Ниньо характерно преобладание нисходящих аномалий вертикальной скорости в данном регионе (Приложение 6, рис. П6.9.1, П6.9.2). Однако в период кульминации канонического Эль-Ниньо максимальные аномалии наблюдаются в Северном полушарии вплоть до 35°с.ш. Кульминация Эль-Ниньо Модоки характеризуется наиболее интенсивными нисходящими аномалиями в Южном полушарии, локализованными в районе 5-20° ю.ш. (рис. 4.2.8в,г).

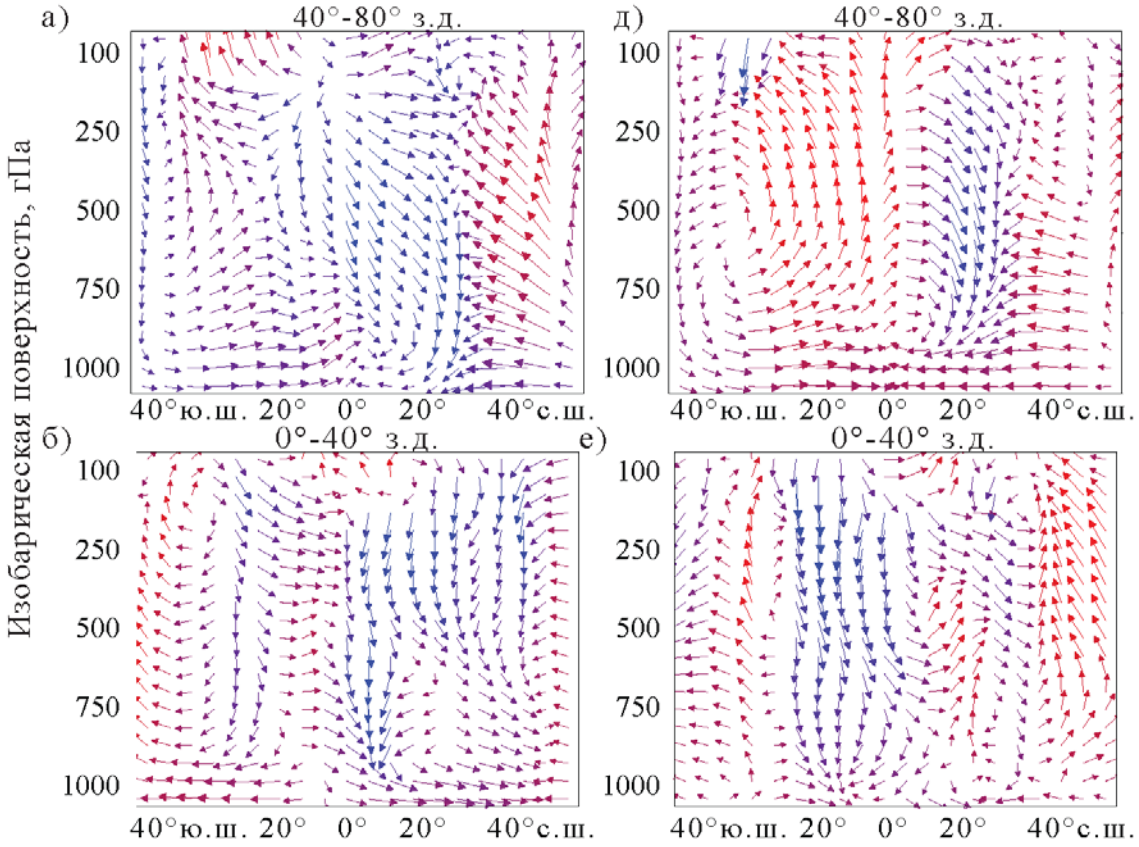


Рис. 4.2.7 Аномалии циркуляции в ячейке Хэдли над Южной Америкой и Атлантическим океаном в секторах 8 (а, в)-9 (б, г) (см. таблицу 4.2.1) в период кульминации канонического Эль-Ниньо (слева) и Эль-Ниньо Модоки (справа).

Восточная часть Атлантики и Африка (контур№1) характеризуются сходной для двух типов Эль-Ниньо структурой аномалий вертикальной циркуляции в меридиональной плоскости в период до кульминации явления: формирование очага положительных аномалий в районе 10° с.ш. за 6-9 месяцев до кульминации и нисходящих движений к северу и югу от него (Приложение 6, рис. П6.1.1, П6.1.2). В период кульминации Эль-Ниньо над данным регионом преобладают отрицательные аномалии вертикальной скорости, область слабых

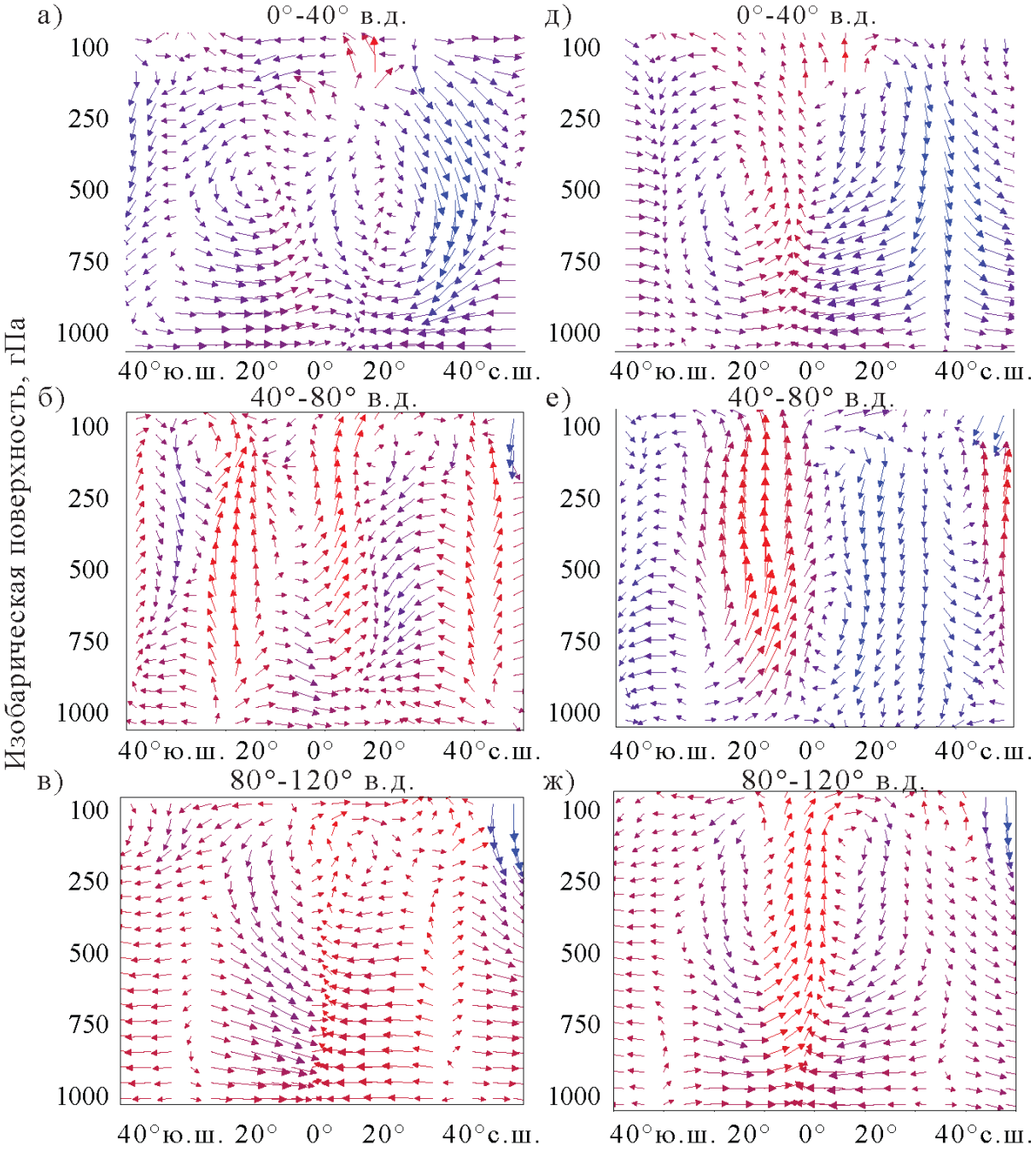


Рис. 4.2.8 Аномалии циркуляции в ячейке Хэдли над Африкой и Индийским океаном в секторах 1-3 (см. таблицу 4.2.1) в период кульминации канонического Эль-Ниньо (слева) и Эль-Ниньо Модоки (справа).

положительных аномалий располагается в районе 10° ю.ш., и лучше выражена в годы Эль-Ниньо Модоки (рис. 4.2.8а,д). Зато весной после кульминации Эль-Ниньо Модоки практически весь рассматриваемый регион охвачен нисходящими аномалиями вертикальной скорости. В случае канонического Эль-Ниньо также преобладают нисходящие аномалии, однако в районе 10° с.ш., как и до кульминации, возникает область восходящих аномалий. Чуть позже, через полгода после кульминации, она появляется и в годы Эль-Ниньо Модоки. Интересно отметить, что над территорией экваториальной Африки значительные по площади аномалии температуры и осадков формируются только в период канонического Эль-Ниньо. Над западной частью Индийского океана (сектор №2) в фазу кульминации обоих типов Эль-Ниньо формируется область положительных аномалий вертикальной скорости в Южном полушарии. В годы Эль-Ниньо Модоки интенсивность этих аномалий существенно выше, но они охватывают только район от экватора до 25° ю.ш. В случае канонического Эль-Ниньо более слабые восходящие аномалии распространяются и в Северное полушарие.

Это может быть причиной формирования областей избыточного увлажнения в западной части Индийского океана, локализация которых соответствует районам аномалий вертикальных движений. В Северном полушарии в годы Эль-Ниньо Модоки преобладают отрицательные аномалии вертикальной скорости, достигающие максимальной интенсивности в период кульминации явления и весной после нее, что соответствует интенсификации зимнего Индийского муссона. В случае канонического Эль-Ниньо, напротив, преобладают восходящие аномалии, что говорит о нарушении зимней муссонной циркуляции в этот период. В летние месяцы после кульминации Эль-Ниньо, в период развития летнего Индийского муссона, в данном регионе формируются области аномальных восходящих движений, однако интенсивность этих аномалий не слишком велика, а локализация различна в зависимости от типа Эль-Ниньо. Так, для канонического ЭНЮК наибольшей интенсивности восходящие движения достигают в районе 20° с.ш., тогда как уже к 25° с.ш. подъем воздуха сменяется опусканием (Приложение 6, рис. П6.2.1ж). Для Эль-Ниньо Модоки область восходящих движений сосредоточена главным образом в приэкваториальных районах, а в более

высоких широтах аномалии вертикальной скорости выражены слабо (Приложение 6, рис. П6.2.2ж). Неоднозначность связей ЭНЮК и Индийского муссона отмечались в целом ряде работ [Володин и Галин, 2000; Mokhov et al., 2011; Мохов и др., 2012]. Тем не менее, было показано, что летом после кульминации Эль-Ниньо преобладают аномально засушливые условия. Однако, не все теплые фазы ЭНЮК сопровождались засухами, так же, как не все засухи в Индии ассоциировались с ЭНЮК. В целом, выявленные нами слабые восходящие аномалии в годы канонического Эль-Ниньо и преобладание нисходящих аномалий в годы Эль-Ниньо Модоки подтверждают эти результаты. Интересно отметить, что, согласно нашим результатам, еще более яркое ослабление восходящих движений в летнем муссоне отмечается в год до кульминации обоих типов Эль-Ниньо (Приложение 6, рис. П6.2.1в, П6.2.2в). Восток Индийского океана (сектор №3) в период до кульминации Эль-Ниньо характеризуется довольно сходной для двух типов явления структурой аномалий вертикальной скорости в Южном полушарии – в течение всех фаз развития Эль-Ниньо здесь преобладают нисходящие аномалии, которым соответствует область дефицита осадков на востоке Индийского океана, являющаяся частью «сухого бумеранга» а также область положительных аномалий температуры. Выраженные восходящие движения в районе экватора отмечаются только для Эль-Ниньо Модоки в период кульминации (рис. 4.2.8 в,е)). В Северном полушарии в годы канонического Эль-Ниньо преобладают восходящие движения, достигающие максимума интенсивности в районе 30° с.ш. и соответствующие нарушению зимнего муссона. В условиях Эль-Ниньо Модоки в Северном полушарии преобладают нисходящие движения, сменяющиеся слабыми восходящими летом после кульминации, в период летнего муссона в Юго-Восточной Азии.

Таким образом, исследование аномалий меридиональной циркуляции в вертикальной плоскости показало, что в период развития двух различных типов Эль-Ниньо возникают значительные изменения в локализации и интенсивности восходящих и нисходящих движений в атмосфере, причем характер этих аномалий существенно различается для канонического и Модоки Эль-Ниньо.

Над тропической зоной Тихого океана в годы канонического Эль-Ниньо отмечается аномальный подъем воздуха в центральных и восточных регионах в

районе экватора и в приэкваториальных районах Южного полушария, занимающий область от 180° до 100° з.д. На западе региона, в районе Индонезии отмечаются аномальные нисходящие движения воздуха, также лучше выраженные в Южном полушарии. В тропических широтах на западе Тихого океана наблюдается усиление нисходящих движений в антициклонах, в первую очередь – в интенсифицирующемся в этот период Гавайском антициклоне. Для условий Эль-Ниньо Модоки характерно формирование области аномальных восходящих движений в центральных районах экваториального Тихого океана (160° в.д. - 140° з.д.) и опускание воздуха на востоке (преимущественно в приэкваториальных районах Южного полушария) и на западе (в Северном полушарии) Тихоокеанского региона. В тропических широтах на западе Тихого океана, как и в случае канонического Эль-Ниньо, преобладают нисходящие движения в субтропическом поясе высокого давления, формирующие «сухой бумеранг».

Над экваториальным Индийским океаном в годы канонического Эль-Ниньо формируются нисходящие аномалии вертикальной скорости в восточной части региона, сливающиеся с районом опускания воздуха над Индонезией. Эта область распространяется и в Южное полушарие. А к северу от экватора отмечается аномальный подъем воздуха в период кульминации явления, свидетельствующий о нарушении циркуляции зимнего муссона Юго-восточной Азии. Аналогичное нарушение отмечается и над полуостровом Индостан. А вот явного ослабления летнего муссона после кульминации Эль-Ниньо выявлено не было. Нисходящие аномалии вертикальной скорости наблюдаются в большей степени летом до, а не после пика канонического Эль-Ниньо. Западная часть Индийского океана в Южном полушарии и в районе экватора охвачена восходящими движениями, с которыми связана область избыточного увлажнения в этом регионе.

В годы Эль-Ниньо Модоки западная часть Индийского океана также охвачена восходящими движениями, чему соответствует область положительной аномалии осадков. В восточной части преобладают нисходящие аномалии вертикальной скорости, смыкающиеся с аномалиями над Индонезией. В Северном полушарии над полуостровами Индостан и Индокитай в период кульминации явления отмечается интенсификация

нисходящих движений. Это соответствует усилению зимнего муссона и противоположно аномалиям, характерным для канонического Эль-Ниньо. Летом после кульминации значимых аномалий в районе муссонной циркуляции над Юго-Восточной Азией не выявлено.

Над Атлантикой в период кульминации обоих типов Эль-Ниньо преобладают слабые нисходящие аномалии вертикальных движений, несколько усиливающиеся в Северном полушарии в годы канонического Эль-Ниньо и в Южном – в случае Эль-Ниньо Модоки.

Над Южной Америкой также в обоих случаях преобладают нисходящие аномалии вертикальной скорости, однако их локализация претерпевает изменения в зависимости от типа Эль-Ниньо. В тропических широтах Северного полушария для обоих типов Эль-Ниньо характерна интенсификация подъема воздуха, что соответствует области положительных аномалий осадков над севером Мексики, югом США и западной частью Карибского моря, локализация которых несколько меняется в зависимости от типа явления.

Над Африканским континентом в год перед кульминацией обоих типов Эль-Ниньо в приэкваториальных районах формируется область положительных аномалий вертикальной скорости. Эта область расположена на востоке региона и ярче выражена в годы канонического Эль-Ниньо. После кульминации явления восходящие аномалии вертикальной скорости сменяются нисходящими, лишь к северу от экватора в годы канонического Эль-Ниньо сохраняется область аномального подъема воздуха.

Таким образом, наиболее ярко различия между двумя типами Эль-Ниньо в структуре вертикальных ячеек вне Тихоокеанского региона отмечаются на западе Индийского океана и востоке Африки, в районе Южной Америки и Карибского бассейна. Это, как уже отмечалось, может быть причиной различной конфигурации областей аномалий приземной температуры и осадков в этих регионах в годы канонического и Модоки Эль-Ниньо.

Однако, как отмечалось выше, далеко не все выявленные в главе 3 области значимых аномалий приземной температуры и осадков находятся в строгом соответствии с областями аномальных вертикальных движений. Формирование аномалий явлений погоды происходит под влиянием целого комплекса факторов. В частности, помимо аномалий циркуляции в вертикальной

плоскости важную роль может играть интенсивность циркуляции в центрах действия атмосферы и районах интенсивной циклонической деятельности. Исследованию аномалий циркуляции в отдельных регионах Земного шара посвящен следующий раздел.

4.3. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО С АНОМАЛИЯМИ ЦИРКУЛЯЦИИ В ЦЕНТРАХ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ

Основные черты удаленного отклика региональной циркуляции на два типа Эль-Ниньо.

Для анализа отклика атмосферной циркуляции в различных регионах Земного шара на аномалии ТПО, обусловленные Эль-Ниньо, были рассчитаны корреляционные связи между циркуляцией скорости ветра по контурам, соответствующим центрам действия атмосферы, и индексами канонического и Модоки Эль-Ниньо. Для характеристики интенсивности центра действия, и, тем более, ее связи с другими процессами использование этой характеристики предпочтительнее по сравнению с такими параметрами, как давление или высота геопотенциальной поверхности. Это обусловлено большой временной изменчивостью положения областей высокого и низкого давления, что затрудняет определение координат региона, значения давления в которых должны быть приняты за характеристику интенсивности ЦДА. В то же время, циркуляция скорости ветра является пространственной характеристикой центров действия атмосферы, положение которых от года к году меняется незначительно, и, следовательно, их координаты могут быть определены для получения непрерывного одномерного временного ряда, характеризующего интенсивность ЦДА. С другой стороны, для более подробного анализа барических структур, соответствующих ослаблению или усилению ЦДА, дополнительно привлекались поля аномалий геопотенциала и зонального ветра в различные фазы развития двух типов Эль-Ниньо (Приложения 1 и 2) и данные о циркуляционных аномалиях в вертикальной плоскости, изложенные в предыдущем разделе.

Контуры, по которым рассчитывалась циркуляция скорости ветра, были выбраны по аналогии с работой [Гущина и Петросянц, 1998]. Координаты

контуров определялись по среднемноголетним полям геопотенциальной высоты на различных изобарических поверхностях, исходя из предположения, что вдоль всей границы контура должна сохраняться циркуляция одного знака, при этом выбирался максимально возможный диаметр контура. В общей сложности было выбрано 23 контура, как над океанами, так и над материками, часть из которых для большего удобства была разделена на два подконтура, характеризующие северную и южную или западную и восточную части исследуемых регионов. Координаты контуров несколько отличаются от определенных в работе [Гущина и Петросянц, 1998], что связано с различной длиной используемых временных рядов. Координаты границ контуров приведены в таблице 2.1 (см. главу 2).

На основе полученных данных были рассчитаны значения циркуляции скорости ветра в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы, для шести геопотенциальных поверхностей (925, 850, 700, 500, 300 и 200 гПа). В связи с тем, что в разных полушариях одно и то же направление обхода контура соответствует циркуляции скорости ветра разного знака, для удобства интерпретации результатов значения циркуляции в Южном полушарии были умножены на -1. Таким образом, положительные значения циркуляции во всех контурах соответствуют циклонической циркуляции, отрицательные – антициклонической. В таблице 4.3.1 приведены значения циркуляции скорости ветра по контурам ЦДА для шести исследуемых геопотенциальных поверхностей.

Часть исследуемых центров действия атмосферы прослеживается не во всей толще тропосферы, а лишь до определенного уровня. Это справедливо в первую очередь для контуров, расположенных над материками, где формирование центров действия связано с сильным нагревом или охлаждением суши в определенный сезон года, и охватывает только нижние слои тропосферы. Для каждого из таких контуров была определена поверхность, до которой прослеживается циркуляция одного знака, и присутствует замкнутая циркуляция либо четко выраженные гребень или ложбина. Данные о максимальной высоте, до которой прослеживается центр действия, позволили разделить отклик самого центра действия на аномалии ТПО в тропическом Тихом океане от реакции атмосферной циркуляции в более высоких слоях

Таблица 4.3.1 Циркуляция по контурам, соответствующим центрам действия атмосферы. Значения циркуляции в Южном полушарии умножены на -1. Положительные значения циркуляции соответствуют циклонической циркуляции, отрицательные – антициклонической. Поверхности, где знак циркуляции не соответствует типу центра действия, выделены курсивом.

	200 гПа	**300 гПа**	**500 гПа**	**700 гПа**	**850 гПа**	**925 гПа**	**Макс.**	**Макс. поверхность**
1a	*-57,4*	*-24,5*	5,6	19,4	*-7,4*	32,6	32,6	925
1b	*-79,8*	*-43,8*	*-10,0*	8,4	*-31,1*	15,6	15,6	925
2	-135,5	-128,1	-112,8	-80,2	-94,3	-52,5	-135,5	200
2a	-183,3	-158,1	-108,1	-61,7	-84,4	-23,9	-183,3	200
2b	-33,0	-36,9	-44,8	-36,6	-36,9	-33,2	-44,8	500
3	133,9	126,3	86,4	59,4	47,5	23,1	133,9	200
4	-76,8	-47,6	-107,2	-93,2	-106,2	-68,4	-107,2	500
4a	-51,4	-57,8	-57,7	-53,6	-56,2	-36,1	-57,7	500
4b	-26,3	-38,9	-51,0	-40,9	-51,6	-33,0	-51,0	500
5	181,7	183,7	154,2	153,5	110,6	120,5	181,7	200
6a	*-9,4*	*-4,1*	7,1	9,8	*-0,7*	*-18,5*	9,8	700
6b	*-10,1*	*-4,0*	0,8	15,2	*-0,7*	13,3	15,2	700
7	-48,5	-41,2	-23,7	-4,5	*1,3*	*9,7*	-48,5	200
8	-143,0	-122,9	-104,6	-84,1	-49,3	-39,2	-143,0	200
9	-179,5	-181,1	-144,1	-119,7	-111,5	-94,7	-181,1	300
10	*8,3*	*32,4*	-56,9	-54,9	-61,1	-34,0	-61,1	850
11	64,1	*-28,9*	45,6	32,3	26,7	14,1	64,1	200
12	*-46,4*	*-31,9*	*-6,6*	*-7,0*	*-8,0*	*-1,5*	*-1,5*	925
13	*-8,5*	*-5,1*	*-0,7*	*-36,7*	0,4	*-2,4*	0,4	850
14	-39,3	-43,6	-44,8	-16,7	-38,0	-27,6	-44,8	500
15	67,3	64,4	46,9	33,0	33,9	26,4	67,3	200
16	12,5	8,0	6,1	3,5	0,2	5,0	12,5	200
17	28,1	15,7	3,7	1,8	*-2,9*	*-3,5*	28,1	200
18	*-1,1*	3,6	*-2,0*	*-4,9*	*-1,7*	*-4,9*	3,6	300
19	*48,1*	*30,7*	*8,0*	*3,5*	-5,1	-7,0	-7,0	925
20	-85,0	-29,7	-18,4	-18,2	7,4	12,4	12,4	925
21	71,0	52,0	12,8	7,9	2,6	-2,9	-2,9	925
22	2,7	*-1,2*	*-3,8*	*-10,8*	*-6,9*	*-13,0*	2,7	200
23	*31,9*	*50,8*	*16,4*	*18,9*	*7,7*	*18,3*	*7,7*	850

тропосферы. Однако анализ циркуляционных аномалий включал взаимодействие с циркуляцией не только в приземных центрах действия, но и над ними, так как одной из задач исследования было проследить, каким именно образом распространяется сигнал, и в какой части тропосферы он выражен наиболее четко. Кроме того, известно, что одним из наиболее вероятных механизмов передачи сигнала из тропиков в умеренные широты является его

распространение посредством атмосферных волн Россби, которые наилучшим образом выражены именно в верхних слоях тропосферы.

Для оценки взаимосвязи между циркуляционными аномалиями в центрах действия атмосферы и двумя типами Эль-Ниньо были рассчитаны синхронные и асинхронные (со сдвигом до 24 месяцев) корреляции между циркуляцией скорости ветра по контурам ЦДА и индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо. Положительные значения коэффициента корреляции между циркуляцией скорости ветра вдоль контура и индексами двух типов Эль-Ниньо соответствуют ситуации, когда росту аномалий ТПО в Тихом океане соответствует усиление циклонической циркуляции, отрицательные – когда с ростом аномалий ТПО связано усиление антициклонической циркуляции скорости, и наоборот.

В связи с тем, что ЦТ и ВТ индексы Эль-Ниньо не позволяют выделить два типа Ла Нинья, все последующие результаты приводятся только для теплой фазы явления ЭНЮК. Анализируя общий характер взаимосвязей, можно отметить, что для различных контуров существует как прямая, так и обратная связь: в одних регионах изменения в циркуляции скорости ветра предваряют возникновение аномалий ТПО, в других, напротив, изменения в циркуляции проявляются как отклик на эти аномалии.

В Приложении 5 приведены полные таблицы значений синхронной и максимальной асинхронной корреляции (с указанием сдвига), а также значения порога значимости корреляции, определенные отдельно для каждого контура и каждой поверхности. В таблице 4.3.2 представлены значения диапазонов сдвигов по времени для асинхронной корреляции, при которых отмечаются статистически значимые коэффициенты корреляции, а также величина сдвига, соответствующая максимальной корреляции для каждого контура. Анализ этой таблицы позволяет сделать интересный и довольно неожиданный вывод. Для канонического Эль-Ниньо почти для всех контуров, где были выявлены статистически значимые связи, отмечается отклик атмосферы на изменения ТПО Тихого океана (т.е. преобладают положительные сдвиги); несколько реже отмечается отклик ТПО в районе Эль-Ниньо на изменения циркуляции в центрах действия атмосферы. Однако случаи, когда максимальная корреляция отмечается в период, близкий к кульминации явления Эль-Ниньо, достаточно

Таблица 4.3.2а Диапазоны сдвигов по времени (в месяцах), в пределах которых наблюдаются значимые корреляции между циркуляцией в центрах действия атмосферы и индексами ВТ Эль-Ниньо. Красным выделены случаи отклика атмосферы на Эль-Ниньо, фиолетовым – близкие к синхронным связи, синим – отклик ТПО Тихого океана на аномалии атмосферной циркуляции.

№	300 гПа		500 гПа		700 гПа		850 гПа		925 гПа	
	диапазон	макс	диапазон	макс	диапазон	макс	диапазон	макс	диапазон	макс
1а							-7…+7	+1	+13…+24	+18
1б					+6…+21	+13	-8…+6	0	+9…+24	+15
2	+1…+5	+3	-2…+13	+3	-4…+12	+3	-3…+13	+3	-2…+8	+3
	+12…+18	+17								
2а	+2…+5	+3	-1…+12	+3	0…+11	+4	-3…+12	+4		
	+9…+18	+17								
2б			-2…+14	+3	-6…+10	+2	-1…+6	+2	-4…+9	+3
3	+1…+19	+5	-23…-18	-19	-21…-17	-19	+1…+14	+5	-5…+9	+2
			+1…+15	+5	+1…+12	+5				
4	+18…+21	+19	-17…-12	-15	-22…-13	-16	-19…-14	-16	-20…-14	-16
4а			-21…-12	-15	-21…-15	-18	-21…-13	-16	+1…+8	+5
4б			+20…+24	+23	-17…-13	-15			-21…-13	-16
5										
6а	-7…+3	-2	-4…+2	+1						
	+10…+21	+17								
6б	-8…+6	+1	-9…+4	-2			-8…+2	-2	+10…+15	+12
7	+13…+21	+16					-5…0	-1		
8	-15…+2	-5	-16…-2	-7	-18…-6	-12				
10			+18…+24	+24	+17…+24	+24	+16…+24	+24		
12	+13…+24	+20	+14…+24	+18	-8…+8	+1			-5…+8	+2
13	-1…+5	+1	-13…-7	-10					-6…+7	+1
	+13…+24	+19	+15…+24	+21						
14	-13…-8	-10	+8…+24	+11	+4…+23	+11	+4…+12	+8		
	+4…+22	+11								
15										
20	-9…+1	-4	-11…-1	-7	-9…-6	-8				
	+8…+24	+15	+9…+24	+15						
21	-9…-3	-5	-15…-4	-10	-10…-6	-8				
22	-3…+10	+4	-3…+9	+3	-5…+5	+1	-6…+11	+3		
23	-1…+5	+3	+1…+5	+3	-1…+6	+5	-7…+8	+2	+1…+7	+3

редки. Иным оказывается характер связей для Эль-Ниньо Модоки. Тут примерно одинаково число контуров, в которых максимальна синхронная корреляция отмечается или корреляция при отрицательных сдвигах (то есть отклик ТПО н аномалии циркуляции в ЦДА). В то же время, обратное воздействие (значимый отклик региональной циркуляции на аномалии ТПО) отмечается для значительно меньшего числа контуров.

Таблица 4.3.2б Аналогично таблице 4.3.2а, но для индекса ЦТ Эль-Ниньо.

№	200 гПа		300 гПа		500 гПа		700 гПа		850 гПа		925 гПа	
	диапазон	макс	диапазон	макс	диапазон	макс	диапазон	макс	диапазон	макс	диапазон	макс
1а							-6…-3	-4	-8…+7	-1	-7…+4	-1
1б					-7…-6	-6	-11…+5	-3	-10…+9	-2	-10…+8	-1
2					+5…+9	+6	+2…+13	+7	-14…-8	-11	-3…+12	+6
2а					+3…+8	+6	+2…+14	+7	+5…+7	+6		
2б	-24…-16	-18			-19…-6	-12	+5…+8	+6			-3…+13	+6
3	-11…-5	-7	-15…-4	-8	-16…-5	-9			-16…-7	-10	-4…+3	-1
4	-4…0	-2	-7…+3	-2	-10…+5	-2	-13…-2	-6	-9…+1	-3	+4…+24	+8
4а	-12 …+5	-2	-6…+1	-2	-13…+5	-3	-18…0	-9	-11…+2	-3	-18…-9	-13
											+3…+13	+7
4б					-3…+1	-1					+8…+24	+12
5	-17…+3	-6	-14…+2	-4	-8…-2	-4			-9…-1	-4		
									+15…+24	+21		
6а	-24…-15	-20	-8…+8	-1	-7…+1	-3						
	-4…+11	+4										
6б	-18…-12	-15	-5…+4	+1	-8…+3	-3						
	-3…+9	+2										
7	-5…+7	-1	-4…+9	+2					-6…+8	+2		
8	-12…+7	-3	-10…+5	-4								
10							0…+9	+5	+4…+11	+7		
12	-8…+9	-1	-10…+12	-1	-8…+10	+2	-3…+6	+1			-24…-13	-17
											-6…+7	-1
13	-12…+9	-1	-13…+10	-1	-7…+8	-1						
14	-16…-1	-9	-17…-6	-10			+4…+15	+9	-5…+14	+5	-1…+13	+6
15	-7…+10	+1	-7…+10	+1	-7…+9	0			-5…+10	+1		
20	-7…+5	-2	-24…-19	-22								
			-7…+5	-1								
21												
22	-19…-3	-16	-20…-15	-18	-6…+11	+2	-10…+11	-1	+1…+8	+5	-17…-4	-10
	-4…+10	+2	-4…+10	+2								
23			-3…+8	+3	-3…+6	-1	-5…+5	-1	-3…+6	+2	-24…-1	-10

Одной из причин таких различий может быть разная скорость распространения сигнала, так как в большинстве регионов, удаленных от локализации аномалий ТПО в Тихом океане, раньше начинает прослеживаться сигнал, связанный с Эль-Ниньо Модоки, по сравнению с каноническим Эль-Ниньо. Более подробное описание связей для каждого контура, а также возможные причины и механизмы этих связей будут рассмотрены ниже.

Для визуализации полученных корреляционных связей были построены карты, иллюстрирующие тесноту взаимосвязи между аномалиями циркуляции скорости ветра и индексами ЦТ (рис. 4.3.1) и ВТ Эль-Ниньо (рис. 4.3.2) в различных регионах как в пределах тропиков, так и во внетропических широтах в нижней, средней и верхней тропосфере.

Отметим основные черты распределения отклика региональной циркуляции, характерные для двух типов Эль-Ниньо. В нижней тропосфере наиболее тесные связи отмечаются вблизи района локализации самого явления, то есть непосредственно над бассейном Тихого океана. В средней тропосфере интенсивность этой связи ослабевает, особенно для Эль-Ниньо Модоки, еще более ярко это ослабление выражено в верхней тропосфере. Подобная картина вполне логична и объясняется тем, что циркуляционные аномалии в этом регионе непосредственно связаны с аномалиями ТПО, а именно выражаются в понижении давления и формировании циклонической циркуляции над теплыми водами и, наоборот, антициклоническими аномалиями над областями пониженной ТПО. А, так как экваториальные ложбины проявляются только в нижних слоях тропосферы, и над ними характер циркуляции изменяется, ослабляются и связи между аномалиями ТПО и аномалиями циркуляции скорости ветра.

Иная ситуация наблюдается в регионах, удаленных от района Эль-Ниньо: над бассейном Индийского океана теснота связей усиливается с высотой, что говорит о том, что сигнал распространяется в эти регионы именно в верхней тропосфере. Однако над Атлантикой в целом значимые коэффициенты корреляции отмечаются во всех слоях тропосферы, несколько усиливаясь или ослабляясь с высотой в зависимости от конкретного региона.

Интересно отметить, что абсолютные значения коэффициентов корреляции над Атлантическим океаном сопоставимы с теми, что наблюдаются над Тихим океаном. В то же время, над Индийским океаном теснота связей оказывается несколько слабее, несмотря на то, что контуры, расположенные в бассейне Индийского океана, территориально ближе к району локализации аномалий ТПО, возникающих в период развития Эль-Ниньо. Это свидетельствует о том, что распространение сигнала не всегда находится в прямой зависимости от удаленности района от аномалии ТПО, и механизмы

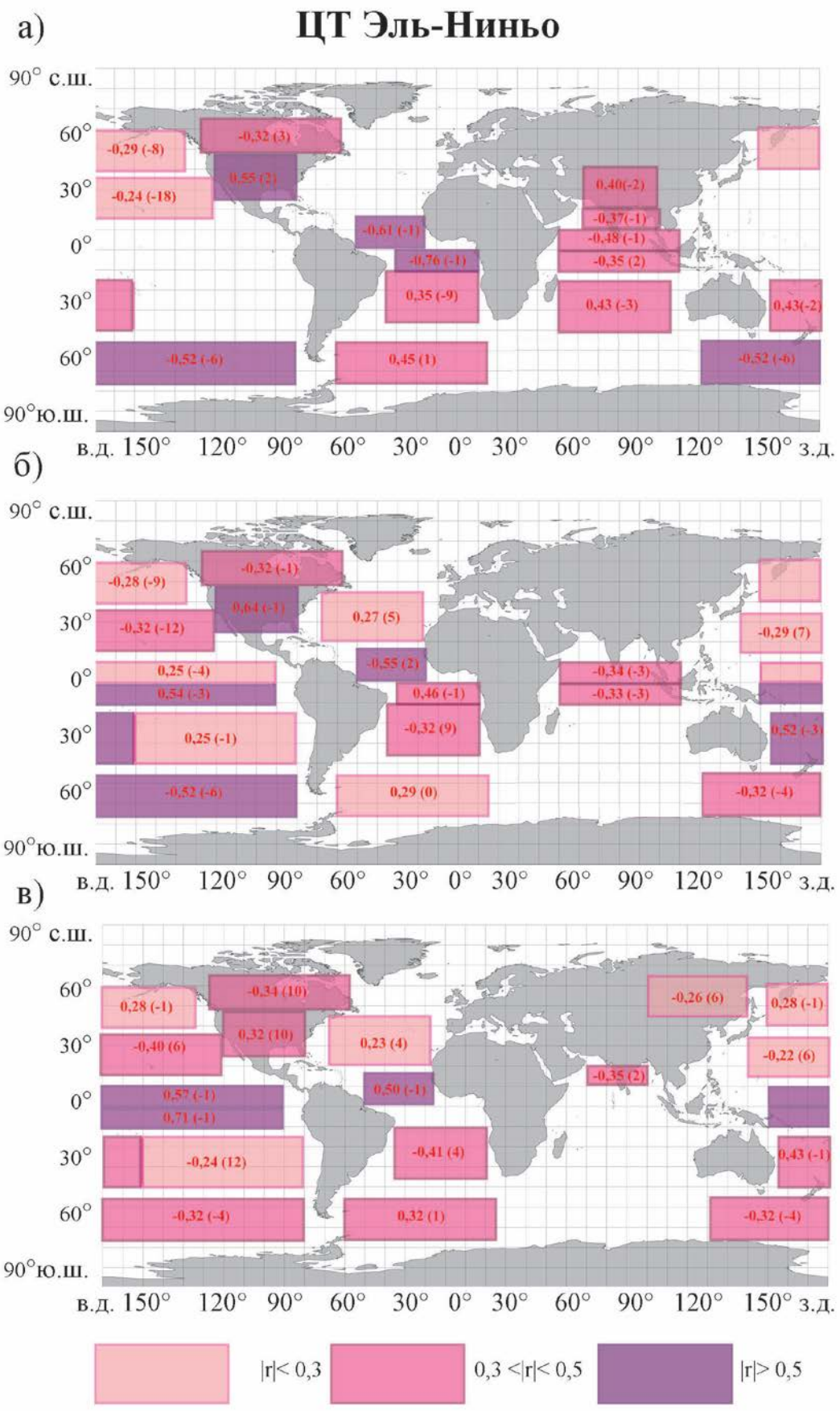


Рис. 4.3.1 Максимальные значения корреляции между индексом ЦТ Эль-Ниньо и циркуляцией в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы для верхней (а, 200 и 300 гПа), средней (б, 500 и 700 гПа) и нижней (в, 850 и 925 гПа) тропосферы.

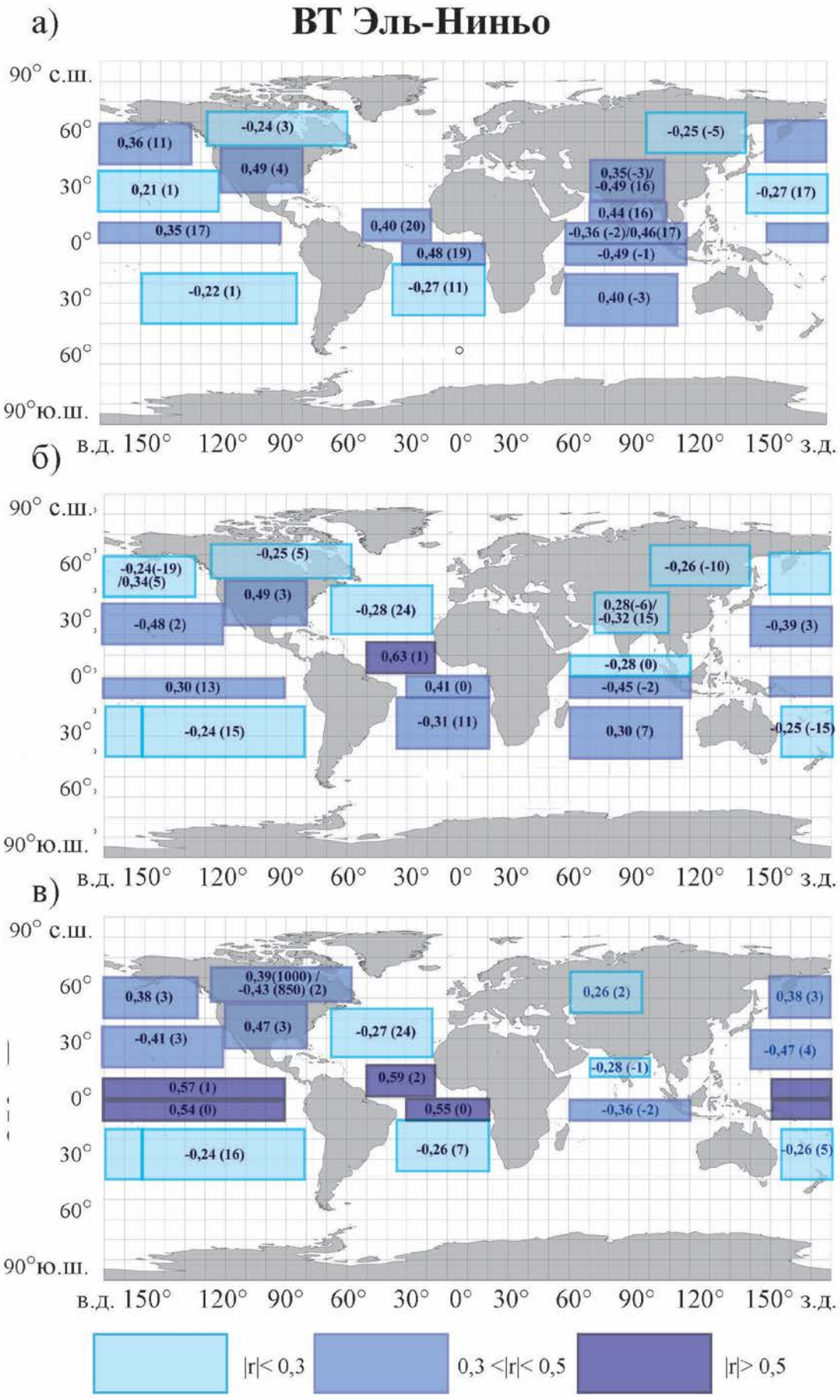


Рис. 4.3.2 Аналогично рис. 4.3.1, но для индекса ВТ Эль-Ниньо.

распространения отклика имеют достаточно сложный характер. Одной из причин уменьшения интенсивности отклика над Индийским океаном является преобладание в данном районе эффекта локального взаимодействия океана-атмосферы над удаленным внешним воздействие. В Атлантике ситуация обратная – эффект удаленного отклика доминирует. Эти результаты были получены на основании данных наблюдений и подтверждены модельными экспериментами [Gushchina et al., 2006].

Существенные различия в структуре удаленного отклика отмечаются в умеренном поясе Южного полушария. Для канонического Эль-Ниньо отсутствует статистически значимая связь с интенсивностью циклонической деятельности в этом регионе, то время как для Эль-Ниньо Модоки эта связь довольно сильная во всех океанах (кроме Индийского), хотя имеет различный знак, что соответствует усилению циклонической деятельности в одних регионах умеренной зоны Южного полушария и ослаблению в других.

Анализ показал отсутствие статистически значимых связей между аномалиями ТПО и аномалиями циркуляции скорости ветра над большей частью Северной Атлантики и Евразии. Связи с циркуляцией в Азорском и Сибирском антициклонами существуют, но они достаточно слабые и близки к границе значимости.

По характеру взаимосвязей с двумя типами Эль-Ниньо все центры действия можно разделить на несколько групп:

1. ЦДА, для которых взаимосвязи между циркуляцией и ЦТ и ВТ индексами носят сходный характер, но связь более ярко выражена для одного типа Эль-Ниньо.
2. ЦДА, в которых наблюдается значимый отклик циркуляции на оба типа Эль-Ниньо, но характер этого отклика различен.
3. ЦДА, в которых значимый отклик прослеживается только для одного из типов Эль-Ниньо.
4. ЦДА, не имеющие статистически значимой связи в индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо.

К последней группе относятся контуры 9,11,16,17,18 и 19, которые соответствуют циклонам на юге Индийского океана, Исландской депрессии, ветвям Полярного фронта (Западно- и Восточноевропейским и Азиатской) и

отрогу Сибирского антициклона. В рамках настоящего исследования значимых связей между аномалиями циркуляции скорости ветра в этих регионах и аномалиями ТПО, возникающими в период развития двух типов Эль-Ниньо, найдено не было.

Однако, для циркуляции в остальных контурах была выявлена статистически значимая связь с двумя типами Эль-Ниньо. Рассмотрим подробнее каждую из выделенных групп контуров и их влияние циркуляции в них на формирование аномалий в полях приземной температуры воздуха и осадков, выявленных в главе 3.

ЦДА, для которых взаимосвязи между циркуляцией и ЦТ и ВТ индексами носят сходный характер, но связь более ярко выражена для одного типа Эль-Ниньо.

К этой категории относятся контуры, аномалии циркуляции скорости ветра в которых в период развития канонического и Модоки Эль-Ниньо развиваются сходным образом, т.е. отмечается совпадение знака коэффициента корреляции, причем наиболее тесная связь отмечается примерно в одно и то же время относительно кульминации теплой фазы ЭНЮК, т.е. совпадает также знак сдвига максимальной корреляции. Порядок рассмотрения контуров определяется их географической локализацией и не строго соответствует присвоенным порядковым номерам.

Контур 1(а+б). Северная и Южная части экваториальной ложбины Тихого океана

Связь атмосферной циркуляции с температурой в поверхностном слое экваториального Тихого океана наиболее ярко проявляется в нижней тропосфере и соответствует усилению циклонической циркуляции в регионе при повышении ТПО. Статистически значимые связи возникают за 7-8 месяцев до кульминации канонического Эль-Ниньо и за 8-10 месяцев до пика Эль-Ниньо Модоки и достигают максимума практически одновременно с максимумом аномалий ТПО (сдвиг 0…+1 месяц для канонического и -1…-2 месяца для Модоки Эль-Ниньо). Теснота связи в нижней тропосфере оказывается практически одинаковой для двух типов Эль-Ниньо в северной части контура (максимальный коэффициент корреляции в обоих случаях 0,57) и несколько сильнее для Эль-Ниньо Модоки в южном подконтуре (0,54 для

канонического и 0,71 для Эль-Ниньо Модоки). Кроме того, если для канонического Эль-Ниньо эта взаимосвязь хорошо прослеживается лишь на поверхности 850 гПа, то значимые связи для Эль-Ниньо Модоки распространяются вплоть до 500-700 гПа, причем наибольшее влияние на ТПО Тихого океана оказывают изменения в циркуляции, происходящие за 3-6 месяцев до кульминации явления.

Усиление циклонической циркуляции связано с хорошо известным фактом возникновения в период Эль-Ниньо барических депрессий в районе экватора, связанных с процессами различного масштаба (колебаниями Маддена-Джулиана, волнами Россби, тропическими циклонами). Именно по экваториальной периферии этих депрессий формируются западные аномалии ветра, играющие ключевую роль в развитии Эль-Ниньо [Гущина и Петросянц, 1998; Гущина, 2014, Гущина и др., 2002]. Экваториальная ложбина, в пределах которой отмечаются указанные циркуляционные аномалии, локализована в нижних слоях тропосферы. Отметим, что в более ранней работе [Гущина и Петросянц, 1998] статистически значимой связи с циркуляцией в этом регионе обнаружено не было, т.к. в указанной статье изучались связи только в средней тропосфере на поверхности 500гПа, вблизи которой происходит перестройка атмосферной циркуляции в тропиках, а потому она не является информативной.

Усилению циклонической циркуляции в экваториальной зоне Тихого океана соответствуют положительные аномалии осадков и температуры воздуха. Однако пространственная структура этих аномалий в данном регионе для двух типов Эль-Ниньо существенно отличается (рис. 3.5). Эти различия связаны с особенностями аномалий циркуляции в вертикальной плоскости, которые, в свою очередь, обусловлены различной локализацией аномалий ТПО (см. раздел 4.2). В годы канонического Эль-Ниньо восходящая ветвь аномальной ячейки Уокера располагается над центром и востоком тропического Тихого океана, т.е. приурочена к области локализации положительной аномалии ТПО и приземной температуры воздуха. При этом аномально теплые условия развиваются также над значительной частью акватории Карибского моря и тропической зоной Южной Америки к югу от экватора. Такие условия благоприятны для активного развития глубокой конвекции, что обуславливает возникновение в центре и на востоке

тропического Тихого океана области положительных аномалий осадков. Нисходящая ветвь ячейки Уокера смещается в район морского континента Индонезия, подавляя тут конвективные процессы и, следовательно, обеспечивая отрицательную аномалию осадков. Наиболее ярко эти процессы проявляются зимой Северного полушария, т.е. в период кульминации явления Эль-Ниньо. Однако в летние месяцы после кульминации Эль-Ниньо на западе Тихого океана и над Индонезией интенсифицируется отрицательная аномалия приземной температуры. Циркуляционные аномалии над экваториальным Тихим океаном обуславливают нарушения режима температуры и осадков и в соседних регионах, что не отражается напрямую при анализе циркуляции по контуру, но может быть выявлено с привлечением дополнительных материалов. Так, отрицательные аномалии осадков на севере Бразилии обусловлены смещением в этот регион нисходящей ветви ячейки Уокера и области верхнетропосферной конвергенции ветра (см. рис. 4.2.4).

Для Эль-Ниньо Модоки характерна двойная аномальная ячейка Уокера с восходящими движениями в центральных областях Тихого океана, над районом локализации максимальных аномалий ТПО. В верхней тропосфере этому району соответствует область дивергенции воздуха. Благоприятные для развития глубокой конвекции условия обеспечивают тут интенсификацию ВЗК и положительную аномалию осадков, при этом конфигурация этой аномалии имеет бумерангообразную форму. Зимой Северного полушария хорошо прослеживается только северная часть «влажного бумеранга», тогда как в летние месяцы область положительных аномалий осадков распространяется в Южное полушарие, что связано с интенсификацией в этот период южно-тихоокеанской ветви ВЗК. Нисходящие ветви ячейки Уокера располагаются на западе и востоке Тихого океана. В западной части региона нисходящие движения отмечаются и в более высоких широтах в поясе высокого давления, что способствует формированию области отрицательных аномалий осадков (сухой бумеранг, смещенный несколько дальше на север по сравнению с аналогичной аномалией в случае канонического Эль-Ниньо) (рис. 3.3).

Другая нисходящая ветвь и соответствующая ей область дефицита осадков располагается на востоке Тихого океана, что противоположно аномалиям, характерным для канонического Эль-Ниньо. Поэтому, если в годы

канонического Эль-Ниньо тут отмечается положительная аномалия осадков, для Эль-Ниньо Модоки характерны аномально засушливые условия не только на востоке экваториального Тихого океана, но и в государствах Центральной Америки, на севере Колумбии и Венесуэлы. Зона подавленной конвекции распространяется и дальше на восток, охватывая северную часть Бразилии (как и в годы канонического Эль-Ниньо, тут располагается нисходящая ветвь ячейки Уокера).

Контур 2 (а+б). Западная и восточная части Гавайского антициклона

Связь с циркуляцией в Гавайском антициклоне значительно сильнее проявляется в годы канонического Эль-Ниньо, и прослеживается во всей тропосфере, но максимума достигает в районе 700-850 гПа. Проявляется в усилении антициклонической циркуляции, причем более ярко – вблизи побережья Северной Америки. Значимая связь отмечается только после кульминации Эль-Ниньо, достигает максимума через 2-4 месяца после неё (максимальный коэффициент корреляции для полного контура -0,48 на 700 гПа), и затем постепенно ослабевает, однако значимые корреляции сохраняются в течение года после максимума аномалий ТПО. То есть имеет место только отклик региональной циркуляции на Эль-Ниньо, без обратного воздействия. В годы Эль-Ниньо Модоки антициклон также усиливается, но связь эта существенно слабее, возникает через 2-5 месяцев после кульминации и проявляется только в нижней и средней тропосфере (-0,29 (западная часть) и -0,32 (восточная часть)).

Таким образом, в годы канонического Эль-Ниньо с большей вероятностью можно ожидать усиление Гавайского антициклона, чем в случае Эль-Ниньо Модоки. Анализ карт аномалий высоты геопотенциальной поверхности показал, что области положительных аномалий наиболее четко проявляются в средней и верхней тропосфере (Приложение 1) зимой и весной после кульминации теплой фазы ЭНЮК. С это аномалией связана область отрицательных аномалий вертикальных движений, распространяющаяся от западного экваториального Тихого океана на северо-восток. Всё это способствует возникновению в этом регионе области отрицательных аномалий осадков, локализация которых соответствует северной ветви «сухого бумеранга». В период развития Эль-Ниньо Модоки эта ветвь достигает

умеренных широт Северного полушария (рис. 3.5б), в годы канонического Эль-Ниньо ее распространение ограничивается субтропическими широтами, но она охватывает не только центральные, но и восточные области Тихого океана (рис. 3.5а), что обусловлено различиями в конфигурации аномалий геопотенциала и вертикальных движений.

Контур 3. Алеутская депрессия

Наиболее четкая связь между циркуляцией в Алеутском минимуме и ЭНЮК отмечается в нижних слоях тропосферы и проявляется в усилении циклонической циркуляции в период развития Эль-Ниньо. Аномалии возникают за 4-5 месяцев до кульминации явления и исчезают через 3 месяца в годы Эль-Ниньо Модоки и прослеживаются до 9 месяцев после пика канонического Эль-Ниньо. В годы канонического Эль-Ниньо связь не только прослеживается дольше, но и абсолютные значения коэффициента корреляции также оказываются выше (до 0,38).

В средней и верхней тропосфере в годы Эль-Ниньо Модоки хорошо выражен сигнал, соответствующий ослаблению циклонической циркуляции, которое достигает максимума за 7-10 месяцев до пика явления и затем достаточно быстро затухает (связи достаточно слабые, но выражены почти на всех поверхностях (кроме 700 гПа)). Для канонического Эль-Ниньо ослабление циклонической циркуляции наблюдается только в средней тропосфере и выражено еще слабее. Зато достаточно четко выражено обратное воздействие ТПО на атмосферу, приводящее к усилению циклонической циркуляции не только в нижней, но и в верхней тропосфере, возникающее сразу после кульминации Эль-Ниньо и сохраняющееся около полутора лет.

Взаимодействие Эль-Ниньо с Алеутской депрессией уже неоднократно рассматривалось многими исследователями, в частности хорошо известна система PNA (Pacific North American Oscillation - Тихоокеанское Северо-американское колебание), в состав которой помимо, собственно, Алеутской депрессии входят также Гавайский антициклон, Канадский антициклон и Мексиканская депрессия. Известен [Wallace and Gutzler, 1981; Livezey and Mo, 1987] факт возникновения положительной фазы PNA в период развития Эль-Ниньо, причем речь идет в первую очередь о возникновении аномалий геопотенциала в верхней тропосфере. Таким образом, для канонического Эль-

Ниньо наши результаты полностью подтверждают ранние исследования. Однако, для ЭНЮК Модоки положительных связей в верхней тропосфере нами найдено не было. Одной из причин этого может быть изменение локализации Алеутской депрессии в период развития Эль-Ниньо Модоки. На картах аномалий геопотенциала (Приложение 1) видно, что область пониженного давления в фазу кульминации ЭНЮК Модоки смещается на юго-восток, достигая субтропиков и занимая район, где в нормальных условиях располагается северная периферия Гавайского антициклона. А, так как нами использовались фиксированные границы контуров, это смещение привело к тому, что усиление циклонической циркуляции на высотах не проявилось. Однако, интенсивность аномалий геопотенциала, также как и скорости ветра в этом регионе (Приложение 2), оказывается выше для канонического Эль-Ниньо.

Контур 22. Мексиканская депрессия

Связь циркуляции скорости ветра в регионе с аномалиями ТПО в Тихом океане в годы двух типов Эль-Ниньо сходным образом проявляется во всей тропосфере. Осредненные значения циркуляции скорости ветра по данному контуру слабо отрицательны практически во всей тропосфере, что соответствует антициклонической циркуляции. Сезонность этого центра действия (он проявляется только в нижней тропосфере и в теплую половину года), определяет близкие к нулевым значения осредненной за год циркуляции скорости ветра. Однако в период развития Эль-Ниньо отмечается положительная корреляция индексов ЦТ и ВТ с аномалиями циркуляции скорости ветра, что соответствует усилению циклонической циркуляции как в верхней, так и в нижней тропосфере. Лишь на самом нижнем уровне – геопотенциальной поверхности 925 гПа – эта связь практически не выражена. Для канонического Эль-Ниньо в нижней тропосфере (850 гПа) значимые связи возникают за 6 месяцев до кульминации Эль-Ниньо, постепенно распространяясь вверх и за 2 месяца до кульминации достигая поверхности 200 гПа. Максимальные связи отмечаются через 1-4 месяца после пика явления (0,51 на 300 гПа), и исчезают через 10-11 месяцев после него. Для Эль-Ниньо Модоки связь в нижней тропосфере практически не прослеживается, в то время как в верхней возникает в те же сроки, что и для канонического Эль-Ниньо.

Наиболее тесные связи наблюдаются в период кульминации Эль-Ниньо Модоки и достигают максимума в средней тропосфере (коэффициент корреляции 0,64 на 700 гПа). Таким образом, в районе Мексиканской депрессии усиливается циклоническая циркуляция в период развития обоих типов Эль-Ниньо, однако для Эль-Ниньо Модоки теснота связей между аномалиями ТПО в Тихом океане и аномалиями циркуляции оказывается несколько сильнее. Однако, анализ карт аномалий геопотенциала и скорости зонального ветра (Приложения 1 и 2) показывает, что абсолютные значения аномалий циркуляции в указанном регионе выше для канонического Эль-Ниньо, в то время как для Эль-Ниньо Модоки максимум аномалии не только слабее, но и смещен на запад, сливаясь с аномалиями, относящимися к Алеутской депрессии. Еще одна область отрицательных аномалий геопотенциала формируется восточнее, в западной части Атлантического океана.

Контур 23. Канадский антициклон

Так же, как и Мексиканская депрессия, Канадский антициклон является низким сезонным образованием, и формируется в холодную половину года. Поэтому осредненные значения циркуляции по контуру, соответствующему этому центру действия, оказываются близки к нулю во всей тропосфере. Тем не менее, на всех геопотенциальных поверхностях от 300 до 850 гПа в период кульминации обоих типов Эль-Ниньо отмечается усиление антициклонической циркуляции. Для канонического Эль-Ниньо значимые связи почти во всей тропосфере возникают непосредственно в период кульминации явления (сдвиг ±1 месяц), через 2-5 месяцев после нее связь достигает максимума (-0,43 на 850 гПа) и еще через 2-3 месяца затухает. Сходный сценарий отмечается и для Эль-Ниньо Модоки, но связи тут оказываются слабее (максимальный коэффициент корреляции -0,32). Однако, площадь, охваченная положительными аномалиями геопотенциала, оказывается заметно больше в годы Эль-Ниньо Модоки по сравнению с каноническим Эль-Ниньо, как в верхней, так и в нижней тропосфере (Приложение 1). Весной после кульминации теплой фазы канонического ЭНЮК область аномально высокого давления расположена на северо-востоке континента, в случае Эль-Ниньо Модоки аномалии смещены в северную и северо-западную часть Северной Америки.

Обобщая информацию об аномалиях циркуляции в центрах действия над Тихим океаном в Северном полушарии и над Северной Америкой, отметим связанные с ними циркуляционные нарушения и обусловленные этими нарушениями аномалии в полях приземной температуры воздуха и осадках. Для регионов, характеризующихся похожим по структуре откликом региональной циркуляции на аномалии ТПО в тропическом Тихом океане в годы двух типов Эль-Ниньо характерны сходные аномалии температуры воздуха и осадков, а выявленные различия в первую очередь касаются не знака этих аномалий, а их локализации, что обусловлено особенностями вертикальных движений и смещению барических объектов относительно их среднеклиматического положения.

Так, в период кульминации канонического Эль-Ниньо наблюдается одновременная интенсификация антициклонической циркуляции скорости ветра и роста давления в средней и верхней тропосфере в субтропическом поясе (Гавайский антициклон) и циклонической циркуляции в районе Алеутского минимума. Соответствующая ему система отрицательных аномалий геопотенциала протягивается на юго-восток, образуя минимум над югом США, и далее на восток до Северной Атлантики вдоль 35° с.ш. Такие аномалии обуславливают усиление и смещение субтропического струйного течения над восточными областями Тихого океана в Северном полушарии вдоль 30° с.ш. Аномалии ветра западного направления в нижней тропосфере на юго-восточной периферии Алеутского минимума, в котором усиливается циклоническая циркуляция, приносят влагу из внетропических областей северной части Тихого океана к западным регионам Северной Америки, что приводит к возникновению положительной аномалии осадков в этом регионе, при этом для канонического Эль-Ниньо эти аномалии смещены к востоку по сравнению с Эль-Ниньо Модоки, что также определяется конфигурацией аномалий в поле геопотенциала.

Структура аномалий геопотенциала, выраженная в чередовании областей положительных и отрицательных аномалий, свидетельствует о распространении меридиональных волн с запада Тихого и Индийского океана до восточной Сибири. Этот волновой перенос приводит к ослаблению Восточноазиатского зимнего муссона, образуя юго-западные аномалии ветра,

связанные с формированием аномальной области пониженного давления над центральными районами Китая и аномального антициклона над Филиппинским морем (что соотносится с усилением антициклонической циркуляции в западной части Гавайского максимума). Юго-западные ветры, наблюдающиеся в регионе с восходящими потоками, несут теплый и влажный воздух из Южно-Китайского моря и с севера Филиппинского моря на юго-восток Китая, на Тайвань и юг Японии, где в этот период возникают положительные аномалии осадков (рис. 3.5а), сохраняющиеся и в летние месяцы после кульминации канонического Эль-Ниньо. В связи с усилением Алеутского минимума, северо-западные аномалии ветра преобладают над большей частью центральных областей Тихого океана в Северном полушарии, принося холодный и сухой воздух в субтропики Северного полушария, с том числе на Гавайи, что приводит к формированию обширной области отрицательных аномалий приземной температуры воздуха в умеренных и субтропических широтах Тихого океана. В летние месяцы после кульминации Алеутский минимум заметно ослабляется (согласно корреляционному анализу, значимые связи исчезают уже через 3 месяца после кульминации канонического Эль-Ниньо) и смещается на запад, что приводит к смещению области локализации отрицательных аномалий приземной температуры к западу.

В годы Эль-Ниньо Модоки усиление антициклонической циркуляции в тропических широтах Северного полушария выражено слабее по сравнению с периодами канонического Эль-Ниньо. Однако интенсифицируется циклоническая циркуляция в районе Алеутского минимума и Мексиканской депрессии, и антициклоническая – в районе Канадского максимума. Причем конфигурация соответствующих аномалий геопотенциала существенно отличается от наблюдающихся в годы канонического Эль-Ниньо (см. Приложение 1). Возникающая в этот период аномальная циркуляция способствует возникновению на юго-западе США и севере Мексики области положительных аномалий осадков. Это обусловлено сходимостью ветров на восточных перифериях аномальных антициклона и циклона над югом и юго-западом Северной Америки.

На западе Тихоокеанского региона в средней и верхней тропосфере располагается область пониженного давления к югу от Японии (как было

сказано выше, усиление антициклонической циркуляции в Гавайском максимуме для этого типа Эль-Ниньо выражено намного слабее, особенно на западе Тихого океана, и возникает через несколько месяцев после кульминации) и максимум над Монголией и северным Китаем, а также крупномасштабная область нисходящих движений над юго-восточной Азией (см. раздел 4.2). Кроме того, существует приземный антициклон с центром над Южно-Китайским морем, связанный с областью конвергенции в верхней тропосфере в том же регионе [Weng et al., 2009]. Таким образом, юго-восточный Китай, Тайвань и юг Японии оказываются под влиянием нижнетропосферной зоны дивергенции и нисходящих потоков на северной периферии антициклона. В результате в данных регионах в годы Эль-Ниньо Модоки зимой отмечаются положительные аномалии приземной температуры, а также преобладают засушливые по сравнению с каноническим Эль-Ниньо условия (см. рис. 3.5).

Что касается температурных аномалий над США, то определенные в более ранних исследованиях различия для двух типов Эль-Ниньо подтверждаются лишь частично. Распределение температурных аномалий определяется конфигурацией аномалий атмосферной циркуляции, в частности, локализацией областей положительных и отрицательных аномалий геопотенциала (см. Приложение 1). Каноническое Эль-Ниньо характеризуется положительными аномалиями на северо-востоке и отрицательными на юго-западе США, что подтверждает более ранние исследования. Для Эль-Ниньо Модоки зимой Северного полушария отрицательные аномалии статистически незначимы, в то время как положительные локализованы не на северо-западе США, как в [Yu et al., 2012], а на востоке и юго-востоке Северной Америки. Летом после кульминации ЭНЮК обоих типов значимые положительные аномалии исчезают вовсе, тогда как область отрицательных аномалий температуры расширяется и смещается к северо-западу. Это соответствует исчезновению статистически значимых корреляционных связей между индексами двух типов Эль-Ниньо и аномалиями в Канадском антициклоне и ослаблению этих связей в Мексиканской депрессии спустя полгода после кульминации теплой фазы ЭНЮК.

Контур 6 (а+б). Северная и южная часть экваториальной ложбины Индийского океана

В данном регионе взаимосвязь атмосферной циркуляции с Эль-Ниньо проявляется главным образом в верхней тропосфере. Отметим, что в этом контуре значения средней циркуляции скорости ветра на всех рассматриваемых уровнях близки к нулю, оказываясь слабоположительными в средней тропосфере и слабо отрицательными в верхней и нижней тропосфере, что объясняется сезонной сменой направления преобладающих ветров, при годовом осреднении дающие близкие к нулевым значения циркуляции скорости ветра [Петросянц и др., 2005]. Однако, начиная с поверхности 500 гПа и выше, отмечается ослабление циклонической и усиление антициклонической циркуляции, которое возникает за 9-4 месяцев в годы канонического Эль-Ниньо и за 24-5 месяцев в годы Эль-Ниньо Модоки, и достигает максимума в период кульминации явления. Теснота связи оказывается больше для Эль-Ниньо Модоки в Северном полушарии (максимальный коэффициент корреляции -0,49, для канонического Эль-Ниньо -0,36), и для канонического Эль-Ниньо в Южном полушарии (-0,23 и -0,48 соответственно). Кроме того, для канонического Эль-Ниньо в Южном полушарии эта связь распространяется и в нижнюю тропосферу – до поверхности 850 гПа.

Интенсификация антициклонической циркуляции в верхней тропосфере согласуется с областью положительных аномалий геопотенциала на поверхности 200 гПа. Анализ циркуляции в вертикальной плоскости показывает, что основной вклад в это ослабление, по-видимому, вносит восточная часть контура, где формируется область нисходящих движений обуславливая аномально теплые и сухие условия. На западе Индийского океана и над восточным побережьем Африки отмечаются аномальные восходящие движения (рис 4.2.8), что способствует интенсификации глубокой конвекции и формированию обширной области положительных аномалий осадков. В годы Эль-Ниньо Модоки аналогичная область занимает существенно меньшую площадь и смещена восточнее, к центральным регионам экваториального Индийского океана, что соотносится с локализацией области восходящих движений, интенсивность которых выше, но занимает меньшую площадь по сравнению с аналогичной аномалией для канонического Эль-Ниньо.

Контур 8. Маскаренский антициклон

В годы канонического Эль-Ниньо хорошо прослеживается значимая положительная связь в средней и верхней тропосфере, которая соответствует ослаблению антициклонической циркуляции. Это ослабление начинается на геопотенциальной поверхности 700 гПа за 1,5 года до кульминации Эль-Ниньо и постепенно распространяется вверх, достигая поверхности 200 гПа за 13 месяцев до кульминации. Ослабление достигает максимума за 3 месяца до пика Эль-Ниньо на 200 гПа, после чего происходит достаточно быстрое восстановление средней циркуляции – связь исчезает через 3 месяца после максимума аномалии ТПО. Полученный результат согласуется с [Гущина и Петросянц, 1998].

В годы Эль-Ниньо Модоки ослабление четко прослеживается лишь в верхней тропосфере и возникает на 2-5 месяцев позже, чем в случае канонического Эль-Ниньо, однако максимальная теснота взаимосвязи примерно одинакова (коэффициент корреляции 0,40 для канонического Эль-Ниньо и 0,43 для Эль-Ниньо Модоки на 200гПа) и наблюдается при одинаковом сдвиге по времени. Ослабление антициклонической циркуляции в контуре, соответствующем Маскаренскому антициклону, подтверждается отрицательными значениями аномалий геопотенциала в средней и верхней тропосфере, намного более четко выраженные для периода, предшествующего кульминации канонического Эль-Ниньо (Приложение 1).

Контур 14. Южноатлантический антициклон

Для данного региона наблюдается как влияние изменения атмосферной циркуляции на аномалии ТПО, так и обратное воздействие. Так, за 14-7 месяцев до кульминации канонического Эль-Ниньо и за 17-1 месяц до кульминации Эль-Ниньо Модоки в верхней тропосфере происходит ослабление антициклонической циркуляции, пик которого для обоих типов ЭНЮК наблюдается за 9-10 месяцев до максимума аномалии ТПО. Связь в обоих случаях слабая, но несколько более четко выражена для Эль-Ниньо Модоки (коэффициент корреляции 0,35). Отметим, что циркуляционные аномалии, предшествующие развитию Эль-Ниньо в субтропических антициклонах Южного полушария как в Индийском, так и в Атлантическом полушарии, носит сходный характер. На картах аномалий геопотенциала они проявляются в

возникновении областей отрицательных аномалий в субтропических широтах Южной Атлантики, эти области в обоих случаях проявляются достаточно слабо, однако несколько более четко для канонического Эль-Ниньо.

Через несколько месяцев после кульминации (4-8 для канонического Эль-Ниньо и 0-4 для Эль-Ниньо Модоки) отмечается усиление антициклонической циркуляции в средней и нижней тропосфере, которое сохраняется примерно в течение года после Эль-Ниньо Модоки и в течение почти 2 лет после канонического Эль-Ниньо. Максимальный коэффициент корреляции составляет 0,41 и 0,31 для Модоки и канонического Эль-Ниньо соответственно. В этот период в указанном регионе возникает область положительных аномалий высоты геопотенциальной поверхности, выраженная намного сильнее для Эль-Ниньо Модоки, что согласуется с теснотой корреляционных связей. Интенсификация антициклона после кульминации Эль-Ниньо Модоки приводит к формированию области положительных аномалий приземной температуры воздуха (рис. 3.5г). Для канонического Эль-Ниньо усиление антициклонической циркуляции в пределах контура выражено значительно слабее (Приложение 2) и не приводит к значимым аномалиям в полях температуры и осадков.

ЦДА, в которых наблюдается значимый отклик циркуляции на оба типа Эль-Ниньо, но характер этого отклика различен

Контур 4 (а+б). Западная и восточная части Южнотихоокеанского антициклона

В годы Эль-Ниньо Модоки в западной части контура антициклоническая циркуляция значительно ослабляется во всей тропосфере. Связь этого ослабления с аномалиями ТПО в Тихом океане возникает за год и более до кульминации Эль-Ниньо и достигает максимума за 2 месяца до пика явления на 500гПа (коэффициент корреляции составляет 0,48 для всего антициклона и 0,52 для его западной части), затем очень быстро затухая. Связь с циркуляцией в восточной частьи антициклона проявляется в значительно меньшей степени. Подобные особенности взаимосвязи циркуляции в данном контуре с Эль-Ниньо Модоки обусловлены локализацией аномалии ТПО. Так как максимум этой аномалии смещен в центр Тихого океана, максимальное ослабление антициклонической циркуляции происходит именно в этом регионе, то есть, по

сути, антициклон в период развития этого типа Эль-Ниньо смещается на юго-восток, что способствует ослаблению восточной пассатной циркуляции над тропической зоной Тихого океана, развивающейся на его северной периферии.

Отметим, однако, что хорошо известный факт ослабления антициклона в годы канонического Эль-Ниньо не находит своего статистического подтверждения в настоящем анализе. В нижней и средней тропосфере отмечается слабая связь, соответствующая незначительному усилению антициклонической циркуляции за 22-12 месяцев до кульминации Эль-Ниньо (0,26 на 850гПа), в то же время значимых связей непосредственно в период развития явления и в год до него не найдено. Коэффициенты корреляции в эти месяцы имеют знак, соответствующий ослаблению антициклонической циркуляции, однако они оказываются ниже порога значимости. Причинами этого может быть территориальное смещение антициклона, а также то, что в более ранних работах исследовался совокупный вклад двух типов Эль-Ниньо, в котором это ослабление проявлялось очень четко [Гущина и Петросянц, 1998].

На картах аномалий геопотенциала ослабление Южнотихоокеанского антициклона проявляется для обоих типов Эль-Ниньо, различия состоят в локализации аномалий – для канонического Эль-Ниньо они занимают почти всю субтропическую зону над Южным Тихим океаном и прослеживаются с весны, предшествующей Эль-Ниньо, до весны, следующей за кульминацией. Для Эль-Ниньо Модоки аномалии локализованы в западной части субтропической зоны Южного Тихого океана и исчезают почти сразу после кульминации явления. Таким образом, несмотря на известный факт ослабления Южно-Тихоокеанского антициклона в период развития Эль-Ниньо (аномалии давления в котором входят в формулу индекса Южного Колебания), подтвержденный и анализом карт аномалий геопотенциала и зонального ветра (Приложения 1,2), статистическая связь с аномалиями ТПО в период развития Эль-Ниньо выявлена только для Центрально-Тихоокеанского типа явления.

Ослабление циркуляции в западной части Южно-Тихоокеанского антициклона отражается на формировании в районе его локализации регионов с отрицательными аномалиями приземной температуры воздуха, положение которых претерпевает некоторые изменения в зависимости от типа Эль-Ниньо: в случае канонического типа явления она распространяется дальше на юго-

запад, достигая умеренных широт к югу от Австралии; для Эль-Ниньо Модоки отрицательная аномалия температуры располагается к востоку от Австралии, охватывая Новую Зеландию и достигая 20° ю.ш. Летом после кульминации эта аномалия сохраняется, но ее локализация оказывается сходной по структуре для обоих типов Эль-Ниньо и соответствует части южной ветви «холодного бумеранга». На востоке субтропического Тихого океана в период кульминации обоих типов Эль-Ниньо также отмечается область отрицательных аномалий температуры вблизи западного побережья Южной Америки.

Контур 7. Район распространения Индийского муссона. Океаническая часть

Связь с аномалиями ТПО Тихого океана сходным образом для двух типов Эль-Ниньо проявляется в нижней тропосфере: за 5-6 месяцев до кульминации явления отмечаются отрицательные корреляции, соответствующие усилению антициклонической циркуляции скорости ветра, достигающие наибольших значений (-0,28 для канонического и -0,35 для Модоки Эль-Ниньо) в период кульминации (что соотносится с положительными аномалиями геопотенциальной высоты 850 гПа в том районе – см. Приложение 1) и затухающая почти сразу в годы Эль-Ниньо Модоки и сохраняющаяся еще 8 месяцев в годы канонического Эль-Ниньо.

Однако в верхней тропосфере связь имеет принципиально разный характер: в годы Эль-Ниньо Модоки, также как и в нижней тропосфере, непосредственно в период развития явления отмечается усиление антициклонической циркуляции (максимальный коэффициент корреляции -0,37 на 200 гПа при сдвиге -1 месяц). В годы канонического Эль-Ниньо близкого к синхронному отклика не наблюдается, зато отмечается ослабление антициклонической циркуляции, достигающее максимума через 16 месяцев после кульминации явления (максимальная корреляция 0,44 на 200гПа), что подтверждается аномалиями геопотенциала в верхней тропосфере (Приложение 1).

Интенсификация антициклонической циркуляции соотносится также с усилением восточных аномалий зонального ветра на севере и северо-востоке Индийского океана, способствующих переносу влаги в западные районы Индийского океанаи обуславливающих возникновение здесь положительных

аномалий осадков. Смещение этой области дальше на запад, в том числе на восточные регионы экваториальной Африки, в годы канонического Эль-Ниньо может быть обусловлено большими абсолютными значениями аномалий ветра и большей площадью, охваченной этой аномалией. Тот факт, что теснота связей оказывается сильнее для Эль-Ниньо Модоки, связан с тем, что выявленные нами районы аномальной зональной циркуляции частично выходят за выбранные нами границы контура при каноническом Эль-Ниньо.

Контур 10. Азорский антициклон

Связь циркуляции в пределах контура с ЦТ и ВТ индексами оказывается достаточно слабой и близка к порогу значимости, но имеет различный характер для двух типов Эль-Ниньо. Так, для канонического Эль-Ниньо отмечается усиление антициклонической циркуляции, возникающее в нижней и средней тропосфере через 16-18 месяцев и достигающее максимума через 2 года после пика явления (коэффициент корреляции -0,28), при отсутствии синхронных связей. В годы Эль-Ниньо Модоки значимая связь также наблюдается в нижней и средней тропосфере, но возникает сразу после кульминации, достигая максимальных значений через 5-7 месяцев после нее и выражается в некотором ослаблении антициклонической циркуляции (максимальный коэффициент корреляции 0,27). Это подтверждается и картами аномалий высоты геопотенциальной поверхности 850 гПа (Приложение 1). Такие слабые корреляционные связи обусловлены, по-видимому, большой удаленностью от района локализации аномалий ТПО, а разный знак и время возникновения аномалий – различной скоростью распространения сигнала (которая выше для Эль-Ниньо Модоки) и особенностями его преобразования в атмосфере.

Контуры 12 и 13. Северная и южная часть экваториальной ложбины Атлантического океана

Связь циркуляции скорости ветра в этих регионах с ТПО в экваториальном Тихом океане оказывается значимой для обоих типов Эль-Ниньо и существенно различается для каждого из них. Отметим, что в нижней тропосфере (до 700 гПа) средние значения циркуляции близки к нулевым, а выше преобладает антициклонический характер циркуляции в пределах данных контуров. В годы Эль-Ниньо Модоки за 8-12 месяцев до кульминации явления в верхней части тропосферы (от 500 гПа и выше) начинается интенсификация

антициклонической циркуляции скорости ветра как в северной, так и в южной части контура, которое достигает максимума в период кульминации явления (-0,61 в северной части контура, -0,76 – в южной на 200 гПа) и постепенно ослабевает, исчезая через 8-12 месяцев после максимума аномалии ТПО. В нижней части тропосферы значимая связь существует только с циркуляцией в северной части контура, возникает примерно в те же сроки, что и аномалии в верхней тропосфере, однако имеет противоположный знак (максимальный коэффициент корреляции 0,50 на 925 гПа). То есть, на высотах в период развития Эль-Ниньо Модоки антициклоническая циркуляция усиливается, а в нижней части тропосферы – наоборот, усиливается циклоническая циркуляция, причем это усиление выражено только в северной части региона. Интересно отметить, что, хотя знак аномалии высоты геопотенциальной поверхности (Приложение 1) и совпадают с найденными в ходе корреляционного анализа, абсолютные значения этих аномалий невелики.

В годы канонического Эль-Ниньо в нижней тропосфере также отмечается усиление циклонической циркуляции, причем на поверхности 925 гПа, где эта связь оказывается максимальной, она отмечается в обоих полушариях и достигает максимума через 1-2 месяца после кульминации явления (коэффициент корреляции 0,59 для северной части контура и 0,55 – для южной). Однако в верхней части тропосферы характер связей существенно отличается: синхронные и предшествующие возникновению температурной аномалии в Тихом океане связи отсутствуют, но через год после кульминации явления начинается усиление циклонической циркуляции, которое достигает максимума через 18-20 месяцев после пика Эль-Ниньо (коэффициент корреляции 0,40 в северной части контура и 0,48 в южной на 200 гПа).

Заметим, что порядок значений коэффициентов корреляции в указанных контурах оказывается сопоставим с теми, которые наблюдаются в непосредственной близости от региона возникновения аномалий ТПО. Это говорит о существовании механизма, передающего такой интенсивный сигнал в этот регион. Физические механизмы, обуславливающие такие высокие коэффициенты корреляции, могут быть связаны с межполушарной Атлантической модой [Петросянц и др., 2005, Wang, 2005]. Однако, несмотря на такие тесные связи, значительных аномалий в полях приземной температуры

и осадков выявлено не было. Лишь летом после кульминации Эль-Ниньо Модоки возникает область отрицательных аномалий осадков и температуры к северу от экватора.

Контур 20. Район распространения Индийского муссона. Континентальная часть

В нижней части тропосферы в пределах данного контура наблюдается слабая циклоническая циркуляция; в средней и верхней тропосфере она сменяется на антициклоническую. В годы Эль-Ниньо Модоки связь с циркуляцией скорости ветра в данном контуре прослеживается только в верхней тропосфере и заключается в ослаблении антициклонической циркуляции в период развития явления при сдвигах по времени от -7 до +5 месяцев. Максимальная связь отмечается за 2 месяца до кульминации на 200гПа (0,40). Для канонического Эль-Ниньо также характерно ослабление антициклонической циркуляции, которое охватывает не только верхнюю, но и среднюю тропосферу до 700гПа, однако она предшествует пику Эль-Ниньо, достигая максимума за 3-4 месяца до него (коэффициент корреляции 0,35 на 300гПа). Кроме того, через 8-9 месяцев после кульминации прослеживается усиление антициклонической циркуляции, которое сохраняется на протяжении полутора лет и достигает максимума при сдвиге в 15-16 месяцев (-0,49 на 200гПа).

Таким образом, если для Эль-Ниньо Модоки характерны только синхронные связи, то в случае канонического Эль-Ниньо отмечается как возникновение аномалий циркуляции, предшествующих пику явления, так и отклик атмосферной циркуляции скорости ветра на аномалии ТПО.

ЦДА, в которых значимый отклик прослеживается только для одного из типов Эль-Ниньо

Контур 5. Циклоны на юге Тихого океана

Значимая связь циркуляции скорости ветра в пределах данного контура существует только с Эль-Ниньо Модоки. Она проявляется в ослаблении циклонической циркуляции преимущественно в верхней части тропосферы, которая возникает за 17 месяцев на 200 гПа, распространяется в среднюю тропосферу и достигает максимума при сдвиге -4…-6 месяцев (коэффициент корреляции 0,52) и затухает через 2-3 месяца после кульминации явления.

Ослаблению циклонической циркуляции способствует смещение к югу Южно-Тихоокеанского антициклона, наблюдающееся за несколько месяцев до кульминации Эль-Ниньо, что препятствует развитию в этом регионе циклонической деятельности. На картах аномалий геопотенциала хорошо видно, что для Эль-Ниньо Модоки характерны существенно большие по площади и интенсивности положительные аномалии (Приложение 1). Тем не менее, положительные аномалии приземной температуры, соответствующие ослаблению циклонической циркуляции и смещению в этот регион Южно-Тихоокеанского антициклона, прослеживаются для обоих типов Эль-Ниньо. Однако, если для канонического Эль-Ниньо подобная аномалия прослеживается лишь в период кульминации, то для Эль-Ниньо Модоки сохраняется, и даже усиливается, и через полгода после пика явления.

Контур 15. Южноатлантические циклоны

Также, как и для циклонов над Тихим океаном (контур 5), в данном регионе прослеживается статистически значимая связь региональной циркуляции только с Эль-Ниньо Модоки. Однако характер связи в Эль-Ниньо в данном регионе противоположен наблюдающемуся в контуре 5. За 5-7 месяцев до кульминации явления наблюдается усиление циклонической циркуляции, достигающее максимума через месяц после пика явления. Максимальная связь отмечается в верхней тропосфере (0,45 на 200гПа), однако прослеживается и в средней, и в нижней тропосфере. В отличие от аномалий в умеренной зоне Южного Тихого океана, исчезающих почти сразу после максимума аномалий ТПО, в данном регионе аномальная циркуляция прослеживается в течение 9-10 месяцев после кульминации Эль-Ниньо. Отрицательные аномалии в умеренной зоне Атлантического океана хорошо видны на картах геопотенциала (Приложение 1). Также, как и в контуре 5, отклик в полях приземной температуры воздуха (а именно отрицательные аномалии температуры в период кульминации явления) прослеживается для обоих типов Эль-Ниньо, однако именно для Эль-Ниньо Модоки они занимают большую площадь и сохраняются в течение полугода после кульминации, смещаясь к юго-западу.

Контур 21. Сибирский антициклон

Слабая значимая связь циркуляции в данном контуре прослеживается только с каноническим Эль-Ниньо. В средней и верхней тропосфере (от 700 до

300 гПа), то есть выше той части тропосферы, где наблюдается сам антициклон, за 9-15 месяцев до кульминации явления отмечаются отрицательные коэффициенты корреляции, соответствующие ослаблению циклонической циркуляции на высотах, которая достигает максимума при сдвиге -10 месяцев на 500 гПа (-0,26). В верхней тропосфере через 8-19 месяцев после кульминации отмечается незначительное усиление циклонической циркуляции, прослеживающееся также и на картах аномалий геопотенциала (Приложение 1). Однако, максимальный коэффициент корреляции при сдвиге +12 месяцев на 200 гПа составляет всего 0,28. Такие слабые связи и достаточно большие временные сдвиги обусловлены удаленностью региона от локализации аномалий ТПО.

Однозначно связать аномалии циркуляции скорости ветра вдоль контура, имеющего такую большую площадь, с локальными аномалиями в полях приземной температуры воздуха и осадков, определенными в главе 3, не представляется возможным. Для определения механизмов возникновения выявленных аномалий необходим более подробный анализ циркуляционных процессов над территорией Северной Евразии в период развития двух типов Эль-Ниньо, что является задачей дальнейших исследований и выходит за рамки настоящей работы.

Таким образом, анализ циркуляции скорости ветра вдоль контуров, соответствующих центрам действия атмосферы, позволяет сделать **следующие выводы:**

Анализ связей аномалий ТПО в период развития канонического и Модоки Эль-Ниньо с аномалиями циркуляции скорости ветра в различных регионах Земного шара показал, что для обоих типов Эль-Ниньо прослеживается как прямое, так и обратное воздействие. То есть, в одних регионах циркуляционные аномалии в атмосфере предшествуют повышению температуры поверхности экваториального Тихого океана, в других, напротив, аномалии ТПО вызывают изменения атмосферной циркуляции. Кроме того, в ряде регионов, преимущественно находящихся вблизи района распространения аномалий ТПО, аномалии в океане и атмосфере возникают синхронно, так что максимальная связь отмечается в период кульминации явления Эль-Ниньо.

Однако характер этих связей в ряде случаев существенно различаются для двух типов Эль-Ниньо.

Обобщая полученные результаты (рис. 4.3.4, 4.3.5), отметим, что теснота связей в Северном полушарии для двух типов Эль-Ниньо в целом оказывается сопоставимой, в то время как в Южном полушарии циркуляционные аномалии более ярко выражены в годы Эль-Ниньо Модоки. Видимо, нет однозначной зависимости между типом Эль-Ниньо и скоростью распространения сигнала – в зависимости от региона связь возникает раньше при одном или другом типе Эль-Ниньо. Для регионов, удаленных от района локализации аномалии ТПО сдвиг по времени, соответствующий максимальной связи, в среднем больше, чем для регионов в пределах бассейна Тихого океана, однако эта связь нелинейная.

Интересно отметить разницу в характере связей с центрами действия атмосферы, входящими в систему PNA. Для канонического Эль-Ниньо достаточно хорошо выражено усиление антициклонической циркуляции (Гавайский и Канадский антициклоны) и циклонической циркуляции (Алеутская и Мексиканская депрессии) давления во всей тропосфере, однако пространственная структура этих аномалий не строго соответствует конфигурации, свойственной PNA. Для Эль-Ниньо Модоки наблюдается усиление лишь центров действия, расположенных над Североамериканским континентом, тогда как над океаном характер связей оказывается несколько иным: усиление антициклонической циркуляции в Гавайском антициклоне и циклонической – в Алеутской депрессии наблюдается только в нижней тропосфере, а на высотах знак аномалий не PNA

Выявленные различия особенностей удаленного отклика региональной циркуляции на два типа Эль-Ниньо обуславливают возникновение различных по интенсивности и даже по знаку аномалий в полях температуры воздуха и осадков, в период канонического и Модоки Эль-Ниньо.

ГЛАВА 5. ВЛИЯНИЕ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО НА ПРОЦЕССЫ СИНОПТИЧЕСКОГО МАСШТАБА В ТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТАХ.

Эль-Ниньо оказывает значительное влияние не только на глобальные циркуляционные аномалии, имеющие временной масштаб, сопоставимый с масштабом самого явления, но и на процессы внутрисезонного и синоптического масштаба. К последним относятся тропические циклоны, а также тропосферные струйные течения, оказывающие существенное влияние на интенсивность апвеллинга.

5.1 ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ В ПЕРИОД РАЗВИТИЯ ДВУХ ТИПОВ ЭЛЬ-НИНЬО

Пожалуй, наиболее известным объектом синоптического масштаба в низких широтах являются тропические циклоны. Они представляют собой атмосферные вихри, возникающие над теплой поверхностью океанов (температура приповерхностного 50-метрового слоя воды должна превышать 26,5° [Gray, 1968, 1979]), имеющие теплое ядро и сопровождающиеся интенсивными ливневыми осадками и ветрами разрушительной силы. Исследование и мониторинг тропических циклонов (ТЦ) имеет крайне важное значение, так как, выходя на сушу, они могут наносить колоссальный экономический ущерб, разрушая дома и объекты инфраструктуры, а также приводить к человеческим жертвам. Скорость ветра в самых сильных из зафиксированных ТЦ достигала 85 м/с (более 300 км/ч), а минимальное давление в центре – 870гПа (самое низкое из зафиксированных значений давления на Земле) [Dunnavan and Diercks, 1980].

Однако, далеко не все ТЦ достигают такой мощности. Любой тропический циклон зарождается из волнового возмущения, которое при благоприятных условиях становится тропической депрессией (скорость ветра до 17м/с). Часть из них не развивается дальше, тогда как другая часть продолжает усиливаться и может достичь стадии тропического шторма (скорость ветра 17-32 м/с) и, затем, тропического урагана (скорость ветра более 33 м/с). В разных регионах принято несколько различных шкал, с помощью которых оценивается интенсивность

ТЦ. В таблице 5.1.1 приведена одна из наиболее известных и общепринятых – шкала Саффира-Симпсона (http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php). Она используется для определения стадии ТЦ в Атлантике и Северо-восточном Тихом океане. Среди других шкал стоит выделить также шкалу силы тропических циклонов Японского метеорологического агентства (http://www.jma.go.jp/en/typh/), использующуюся для определения стадии развития ТЦ (тайфунов) на северо-западе Тихого океана. Согласно этой шкале, дополнительно выделяется стадия жестокого тропического шторма, со скоростями ветра 24-33 м/с, хотя ТЦ (тайфуны), как и по шкале Саффира-Симпсона, определяются по пороговому значению скорости ветра 33 м/с.

В приэкваториальных районах Земного шара выделяется несколько очагов возникновения тропических циклонов (рис. 5.1.1). Основных районов насчитывается шесть, к ним относятся: Северо-западная часть Тихого океана (СЗТО), Северо-восточная часть Тихого океана (СВТО), Юг Тихого океана (ЮТО), Север Индийского океана (СИО), Юг Индийского океана (ЮИО) и Север Атлантического океана (АО). Иногда тропические циклоны наблюдаются и в Южной Атлантике, однако их возникновение фиксируется не ежегодно, поэтому, ввиду недостаточного числа данных, в рамках настоящего исследования этот регион был исключен из рассмотрения. Каждый из указанных районов характеризуется своими особенностями развития ТЦ. В таблице 5.1.2 приведены основные характеристики ТЦ, такие как среднее, максимальное и минимальное число циклонов за сезон (по данным архива Гидрометцентра России), и среднее время начала и окончания сезона циклонов (с точностью до месяца по данным http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/G1.html).

Таблица 5.1.1 Шкала ураганов Саффира-Симпсона

Категория ТЦ	**Скорость ветра, м/с (км/ч)**	**Высота волны ветрового нагона, м**
Тропическая депрессия	< 17 (60)	0
Тропический шторм	17-33 (60—120)	0—1
Ураган 1 категории	33-42 (120—150)	1—2
Ураган 2 категории	42-50 (150—180)	2—2,5
Ураган 3 категории	50-58 (180—210)	2,5—4
Ураган 4 категории	58-70 (210—250)	4—5,5
Ураган 5 категории	> 70 (250)	> 5,5

Влияние Эль-Ниньо на основные характеристики ТЦ было отмечено уже достаточно давно. Так, в работах [Петросянц и др., 1998, Семенов и др., 2001] было показано, что в период кульминации Эль-Ниньо в центральных областях тропического Тихого океана отмечается интенсификация тропического циклогенеза, которая в значительной степени определяет формирование активной зоны экваториальных западных ветров, являющейся ключевым звеном в механизме развития Эль-Ниньо. В тот же период ослабляется частота и интенсивность ТЦ в Атлантике, Мексиканском заливе и Карибском море [например, Landsea, 1993]. Одной из причин такого ослабления считается увеличение вертикального сдвига ветра в тропических широтах северного Атлантического океана, вызванное западными аномалиями ветра в верхней тропосфере [Rappaport, 1999]. Это приводит к тому, что скрытое тепло конденсации, выделяющееся при интенсивном подъеме насыщенного влагой воздуха, распространяется на существенно большие площади, чем в обычные годы. Усиление ветра на высотах обуславливает также смещение вершин кучево-дождевых облаков, что препятствует формированию тропических возмущений, которые впоследствии могут стать тропическими депрессиями, а затем развиться до стадии тропического урагана. На северо-западе Тихого океана в период завершающей фазы Эль-Ниньо (осень Северного полушария) отмечается смещение траекторий ТЦ на восток, что обуславливает значительное сокращение числа ТЦ, выходящих на побережье восточной Азии

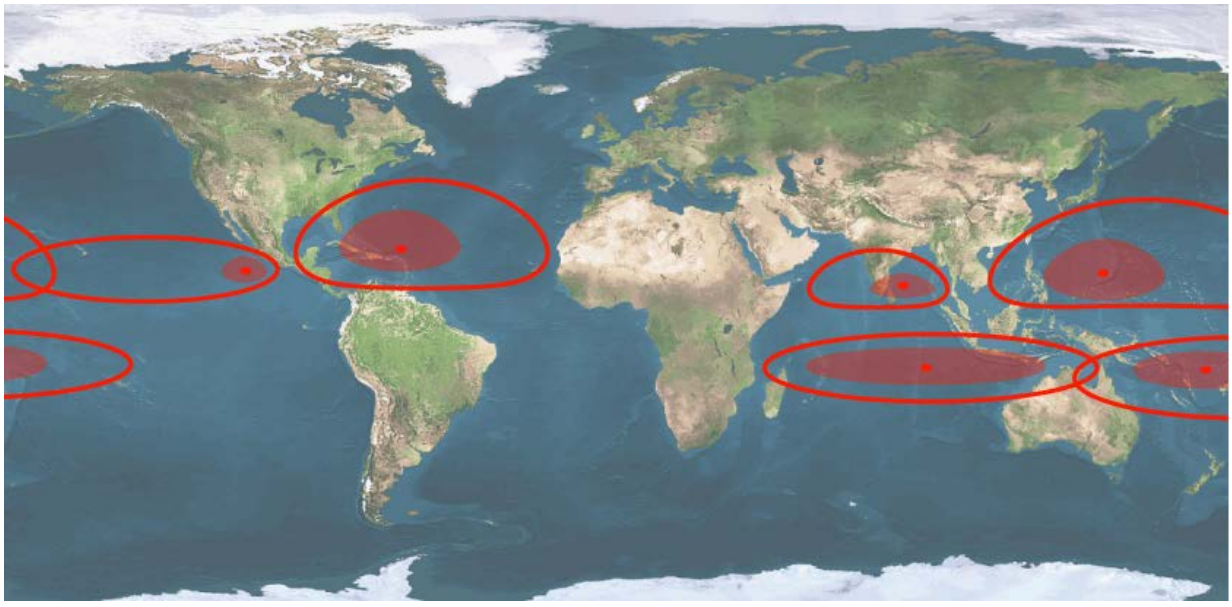


Рис. 5.1.1 Районы зарождения тропических циклонов (источник: http://meteoinfo.ru/tropicyclonesdatabase)

Таблица 5.1.2 Основные характеристики тропических циклонов в различных регионах по данным за период 1970-2011гг.

Регион	Общее число ТЦ (от стадии тропической депрессии, скорость ветра более 17 м/с)			Число сильных ТЦ (4-5 категории, скорость ветра более 58 м/с)			Начало сезона ТЦ	Конец сезона ТЦ
	Макс.	Мин.	Среднее	Макс.	Мин.	Среднее		
СЗТО	36	14	25,2	24	5	14,2	Апрель	Январь
СВТО	27	7	15,8	16	3	8,7	Май	Ноябрь
АО	27	4	11,1	14	2	5,9	Июнь	Ноябрь
СИО	9	2	4,5	5	0	1,5	Апрель	Декабрь
ЮИО	29	10	16,9	16	4	8,5	Ноябрь	Апрель
ЮТО	17	3	8,8	11	1	4,2	Ноябрь	Апрель

(за исключением Корейского полуострова и Японских островов).

Это связано с тем фактом, что увеличение ТПО в период Эль-Ниньо приводит к смещению на восток района зарождения ТЦ, а ослабление субтропических антициклонов, и, в частности, «разрыв» в поясе высокого давления в районе 130° в.д. в средней тропосфере способствует смещению траектории ТЦ в более высокие широты [Wu et al., 2003].

Выявление двух различных типов Эль-Ниньо сделало актуальным вопрос о роли локализации аномалии ТПО в изменении характеристик ТЦ в различных регионах Земного шара. Отдельные исследования, посвященные данной тематике, были проведены для Тихоокеанского региона.

Так, было показано [Xu and Huang, 2014], что в год перед кульминацией канонического Эль-Ниньо возрастает как количество, так и интенсивность ТЦ на северо-западе и на северо-востоке Тихого океана, а в осенние месяцы отмечается смещение района максимальной активности ТЦ к востоку. В целом, в годы Эль-Ниньо обоих типов район формирования ТЦ смещается восточнее по сравнению с годами Ла Нинья [Zhang and Guan, 2014]. Однако район генерации ТЦ в годы канонического Эль-Ниньо располагается к юго-западу от своего среднеклиматического положения, а их траектории редко выходят на побережье Восточной Азии. Если ТЦ в этот период всё же выходят на сушу, то значительно южнее, чем характерно в среднем для этого региона. В годы Эль-Ниньо Модоки на северо-западе Тихого океана траектории ТЦ сдвигаются к северо-западу [Hong et al., 2011], а район их формирования – к северо-востоку [Zhang and Guan, 2014], что приводит к более частому выходу циклонов на

побережье восточной Азии, и их траектории пролегают севернее, чем в среднем климате. В период кульминации обоих типов Эль-Ниньо отмечается увеличение как числа ТЦ, так и их интенсивности в Южном Тихом океане, причем амплитуда этих аномалий значительно больше в годы канонического Эль-Ниньо [Xu and Huang, 2014].

Однако, исследования изменения ТЦ в годы двух разных типов Эль-Ниньо в основном касаются Тихоокеанского региона и зачастую охватывают только отдельные характеристики. Поэтому в рамках настоящего исследования во всех выделенных регионах образования ТЦ были определены изменения основных параметров (количество, время начала, окончания и продолжительность сезона ТЦ, а также координаты их зарождения и угасания) на основе архива по тропическим циклонам Гидрометцентра России за период 1979-2011гг. (http://meteoinfo.ru/tropicyclonesdatabase).

Ограниченный по длине ряд наблюдений и относительно небольшое число случаев Эль-Ниньо обоих типов за этот период (пять канонических и шесть Модоки Эль-Ниньо) накладывает определенные ограничения на возможность получения оценок с высокой степенью достоверности. Поэтому в большинстве случаев можно говорить только об общих тенденциях изменения характеристик ТЦ в период того или иного типа Эль-Ниньо.

На первом этапе было исследовано влияние двух типов Эль-Ниньо на число ТЦ в различных регионах Земного шара. На рис. 5.1.2 приведен временной ход количества ТЦ за период 1970-2011гг., в таблице 5.1.3. приводится сравнение числа тропических циклонов в годы канонического и Модоки Эль-Ниньо со средним количеством циклонов.

Наиболее заметно влияние двух типов Эль-Ниньо на количество ТЦ в двух регионах – на юге Тихого океана и в северной Атлантике. Так, можно отметить, что в годы канонического Эль-Ниньо в регионе ЮТО отмечается заметный рост числа тропических циклонов, превышающий среднеквадратичное отклонение (СКО) в 4 из 5 рассматриваемых случаев (рис. 5.1.2г). Эта разница оказывается значимой и в средних величинах: так, если в среднем в этом регионе в год возникает 8,8 ТЦ, то в годы канонического Эль-Ниньо (в среднем за двухлетний период) – 11,9 ТЦ. Причем более ярко это выражено в год до кульминации (12,8 ТЦ в год) (см. таблицу 5.1.3). Для лет с

Эль-Ниньо Модоки наблюдается обратная тенденция – число ТЦ в эти периоды сокращается (7,5 в год), но это сокращение не слишком значительное. Такие различия, видимо, обусловлены различной структурой аномалий ТПО в годы с разными типами Эль-Ниньо.

В Северной Атлантике в годы канонического Эль-Ниньо, как уже упоминалось выше, наблюдается уменьшение числа ТЦ (11,1 в среднем, 7,2 в годы этого типа Эль-Ниньо). Однако в случае Эль-Ниньо Модоки, напротив, отмечается рост числа тропических циклонов, наиболее выраженный в год после кульминации явления (число ТЦ в этот период в среднем составляет 17,2).

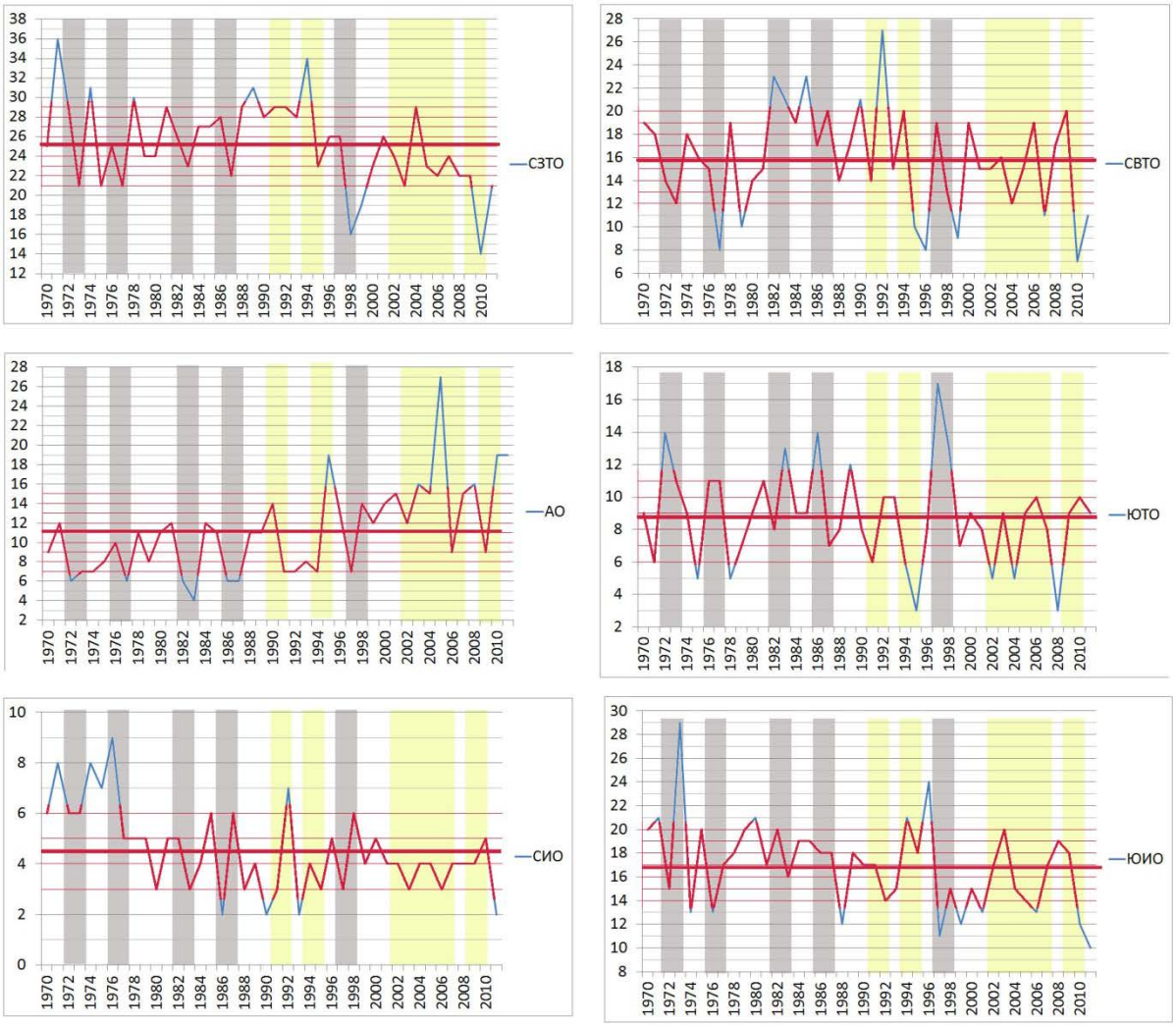


Рис. 5.1.2 Число ТЦ за период 1970-2011 для северо-западного (а) и северо-восточного (б) Тихого океана, северной Атлантики (в), южного Тихого океана (г), Северного (д) и Южного (е) Индийского океана. Серым фонов выделены периоды канонического Эль-Ниньо, желтым – годы Эль-Ниньо Модоки. Синим цветом отмечены отклонения, превышающие СКО (значимость 70%).

Таблица 5.1.3 Число тропических циклонов в годы двух типов Эль-Ниньо. Жирным выделены значения, отклонения которых от среднего превышает СКО ряда (красный цвет – уменьшение числа ТЦ, синий цвет – увеличение).

1970-2011гг.	Общее число тропических циклонов			Число тропических ураганов			Число сильных тропических ураганов (4+5 категория)		
Весь период Эль-Ниньо (2 года)									
регион	**среднее**	**ВТ**	**ЦТ**	**среднее**	**ВТ**	**ЦТ**	**среднее**	**ВТ**	**ЦТ**
СЗТО	25,2	23,7	24,5	14,2	14,6	13,9	0,7	0,9	0,4
СВТО	15,8	16,2	15,5	8,7	9,2	7,8	2,5	2,8	2,7
АО	11,1	7,2	13,5	6,0	4,2	6,5	1,2	0,5	1,7
СИО	4,5	5,1	4,0	1,5	1,6	1,1	0,1	0,1	0,2
ЮИО	16,9	17,2	16,3	8,5	8,4	8,3	1,0	0,8	1,0
ЮТО	8,8	**11,9**	7,5	4,2	5,7	3,8	0,5	0,3	0,7
Год до кульминации									
СЗТО	25,2	26,8	26,7	14,2	17,8	15,7	0,7	**1,4**	0,4
СВТО	15,8	17,6	16,7	8,7	10,0	8,3	2,5	3,0	2,6
АО	11,1	7,0	9,8	6,0	3,6	4,3	1,2	**0,0**	1,0
СИО	4,5	5,0	3,7	1,5	2,0	0,8	0,1	0,2	0,0
ЮИО	16,9	15,4	16,8	8,5	7,6	8,7	1,0	0,8	0,8
ЮТО	8,8	**12,8**	6,8	4,2	**6,6**	3,2	0,5	0,2	0,4
Год после кульминации									
СЗТО	25,2	**20,6**	22,3	14,2	11,4	12,2	0,7	0,5	0,3
СВТО	15,8	14,8	14,3	8,7	8,4	7,3	2,5	3,2	2,2
АО	11,1	7,4	**17,2**	6,0	4,8	**8,7**	1,2	0,8	**2,5**
СИО	4,5	5,2	4,3	1,5	1,2	1,3	0,1	0,2	0,2
ЮИО	16,9	19,0	15,8	8,5	9,2	7,8	1,0	1,0	1,0
ЮТО	8,8	11,0	8,2	4,2	**9,2**	4,5	0,5	0,7	0,7

Сохраняется эта тенденция и для количества сильных тропических ураганов в этом регионе (см. таблицу 5.1.3). Это может быть обусловлено различной для двух типов ЭНЮК структурой аномалий скорости зонального ветра над Атлантикой в верхней тропосфере (см. Приложение 2) и требует дальнейшего изучения.

Менее очевидна связь числа тропических циклонов с типом Эль-Ниньо на северо-востоке и северо-западе Тихого океана. Так, в регионе СВТО отмечается незначительный рост количества ТЦ в год до кульминации обоих типов Эль-Ниньо и незначительное уменьшение в последующий год. Сходная тенденция наблюдается и на северо-западе Тихого океана, однако намного более ярко она выражена для канонического Эль-Ниньо (если в среднем в регионе наблюдается 25,2 ТЦ в год, то в год до кульминации канонического Эль-Ниньо

наблюдается 26,8 ТЦ, а в год после нее – 20,6). Помимо увеличения общего числа ТЦ в год до кульминации канонического Эль-Ниньо растет и число сильных тропических ураганов (4-5 категории) – оно возрастает в 2 раза (1,4 в год при среднем количестве 0,7 в год).

Влияние Эль-Ниньо на число ТЦ в Индийском океане выражено слабо, можно отметить лишь некоторое их увеличение в ЮИО в год после кульминации канонического Эль-Ниньо и противоположный тренд для Эль-Ниньо Модоки (см. таблицу 5.1.3).

Таким образом, в целом ряде регионов влияние двух различных типов Эль-Ниньо на число тропических циклонов оказывается противоположным. Выявление точных причин таких различий требует подробного исследования структуры аномалий ТПО, скорости и направления ветра и других характеристик, что выходит за рамки настоящей работы и является предметом дальнейших исследований.

Следующим этапом стало исследование влияния двух типов Эль-Ниньо на продолжительность и даты начала/окончания сезона тропических циклонов. Анализ как дат наступления и окончания сезона ТЦ, так и его продолжительности, показал значительную межгодовую изменчивость этих параметров.

Полученные средние значения этих характеристик приведены в таблице 5.1.4; временной ход дат наступления/завершения сезона ТЦ представлен на рисунке 5.1.3. Рисунок 5.1.4 иллюстрирует изменчивость продолжительности периода ТЦ. Так, на северо-западе Тихого океана отмечается уменьшение продолжительности сезона ТЦ в годы канонического Эль-Ниньо на две недели и смещение его в годовом ходе на более поздние сроки (дата начала сезона смещается с 24 апреля на 14 мая). На северо-востоке отмечается увеличение продолжительности сезона на 8 дней по сравнению со средним, в основном за счет более позднего завершения сезона. В годы Эль-Ниньо Модоки продолжительность сезона в северной части тропического Тихого океана меняется несущественно, а время начала и окончания сезона ТЦ сдвигается на более ранние сроки (начало сезона сдвигается с 24 на 8 апреля для СЗТО и с 28 на 19 мая для СВТО).

Таблица 5.1.4 Даты начала и окончания сезона тропических циклонов в различных регионах Земного шара и продолжительность сезона ТЦ в годы канонического и Модоки Эль-Ниньо.

Регион		Дата начала сезона ТЦ	Дата окончания сезона ТЦ	Продолжительность сезона ТЦ, дни
СЗТО	**Среднее**	24 апр	1 янв	251,5
	ВТ Эль-Ниньо	14 май	6 янв	237,5
	ЦТ Эль-Ниньо	8 апр	14 дек	249,8
СВТО	**Среднее**	28 май	30 окт	154,9
	ВТ Эль-Ниньо	30 май	9 ноя	162,8
	ЦТ Эль-Ниньо	19 май	21 окт	154,6
АО	**Среднее**	1 июл	31 окт	121,8
	ВТ Эль-Ниньо	5 июл	21 окт	107,9
	ЦТ Эль-Ниньо	15 июн	28 окт	135,3
ЮТО	**Среднее**	14 дек	19 апр	116,8
	ВТ Эль-Ниньо	22 ноя	10 май	142,7
	ЦТ Эль-Ниньо	13 дек	27 апр	124,8
СИО	**Среднее**	31 май	29 ноя	173,4
	ВТ Эль-Ниньо	19 май	16 окт	149,7
	ЦТ Эль-Ниньо	28 май	30 ноя	186,2
ЮИО	**Среднее**	3 ноя	2 май	180,1
	ВТ Эль-Ниньо	6 ноя	9 май	178,9
	ЦТ Эль-Ниньо	1 ноя	29 апр	179,0

Над Атлантикой в годы канонического Эль-Ниньо отмечается не только уменьшение общего числа ТЦ, но и сокращение продолжительности сезона ТЦ в среднем на 2 недели. Для Эль-Ниньо Модоки, напротив, характерно увеличение продолжительности сезона тропических циклонов также примерно на 2 недели, в первую очередь за счет более раннего начала сезона (15 июня вместо 1 июля). В Южном Тихом океане для обоих типов Эль-Ниньо характерно увеличение продолжительности сезона ТЦ, но, если в годы Эль-Ниньо Модоки оно незначительно и составляет около 7 дней, то для канонического Эль-Ниньо продолжительность сезона ТЦ увеличивается на 25 дней, преимущественно вследствие более позднего завершения сезона (10 мая вместо 19 апреля). Увеличение продолжительности сезона ТЦ в данном регионе обусловлено, по всей видимости, сохранением положительной аномалии ТПО весной после кульминации Эль-Ниньо.

В Южном Индийском океане значительного влияния Эль-Ниньо на продолжительность и сроки сезона ТЦ не выявлено, для Северного Индийского океана в целом характерна очень большая изменчивость сроков и

продолжительности ТЦ, обусловленная небольшим количеством циклонов в течение года. Тем не менее, можно отметить сокращение сезона ТЦ на 25 дней в годы канонического Эль-Ниньо и его увеличение на 13-14 дней в случае Эль-Ниньо Модоки. Таким образом, для большинства регионов характерен противоположный отклик продолжительности сезона ТЦ на два типа Эль-Ниньо. Исключение составляет Южно-Тихоокеанский регион, где в обоих случаях сезон становится длиннее, но более ярко эта тенденция проявляется в случае канонического Эль-Ниньо.

На следующем этапе была рассмотрена продолжительность существования отдельных ТЦ и ее зависимость от двух типов Эль-Ниньо. Средние показатели данных характеристик для лет канонического и Модоки Эль-Ниньо практически не отличались от средних за весь рассматриваемый период, поэтому своё внимание мы сосредоточили на таком параметре, как

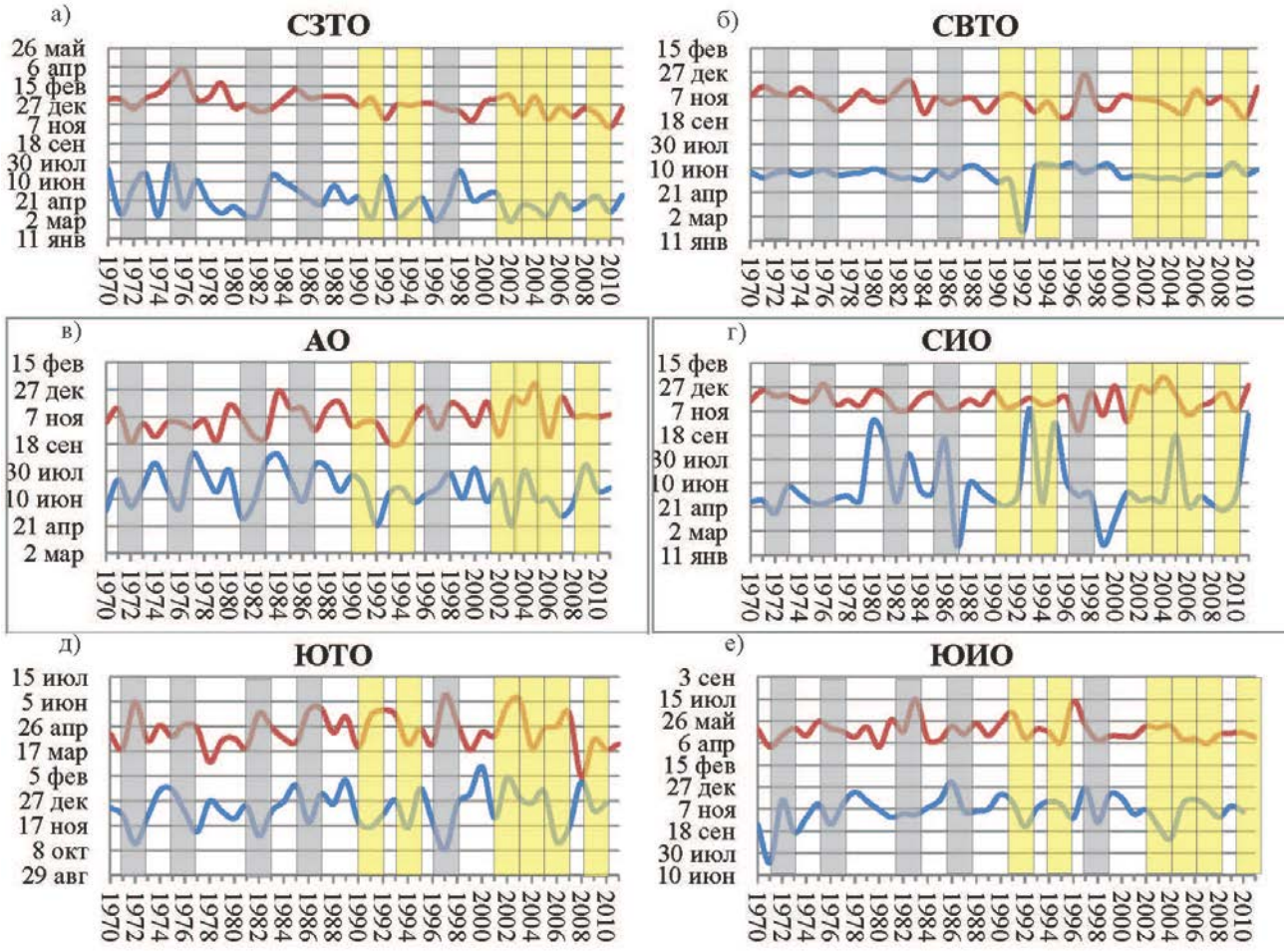


Рис. 5.1.3 Даты начала и окончания сезона ТЦ в регионах СЗТО (а), СВТО (б), АО (в), СИО (г), ЮТО (д), и ЮИО (е). Серым фонов выделены периоды канонического Эль-Ниньо, желтым – годы Эль-Ниньо Модоки.

максимальная продолжительность существования тропического циклона в течение года (таблица 5.1.5).Так, для СЗТО характерно увеличение продолжительности существования ТЦ в годы канонического Эль-Ниньо как в год до кульминации (17,2 дня при среднем показателе 13,6 дней), так и в последующий год (14,2 дня). Для Эль-Ниньо Модоки также характерно увеличение продолжительности существования ТЦ в год до кульминации (15,0 дней), а вот в последующий год, напротив, отмечается некоторое уменьшение времени жизни ТЦ (12,3 дня). Над Атлантикой наиболее значимо сокращение продолжительности существования ТЦ в годы канонического Эль-Ниньо, преимущественно в год после кульминации (9,4 дня при среднем значении 12,5 дней). В Северном Индийском океане отмечается сокращение продолжительности времени существования ТЦ в год до кульминации обоих

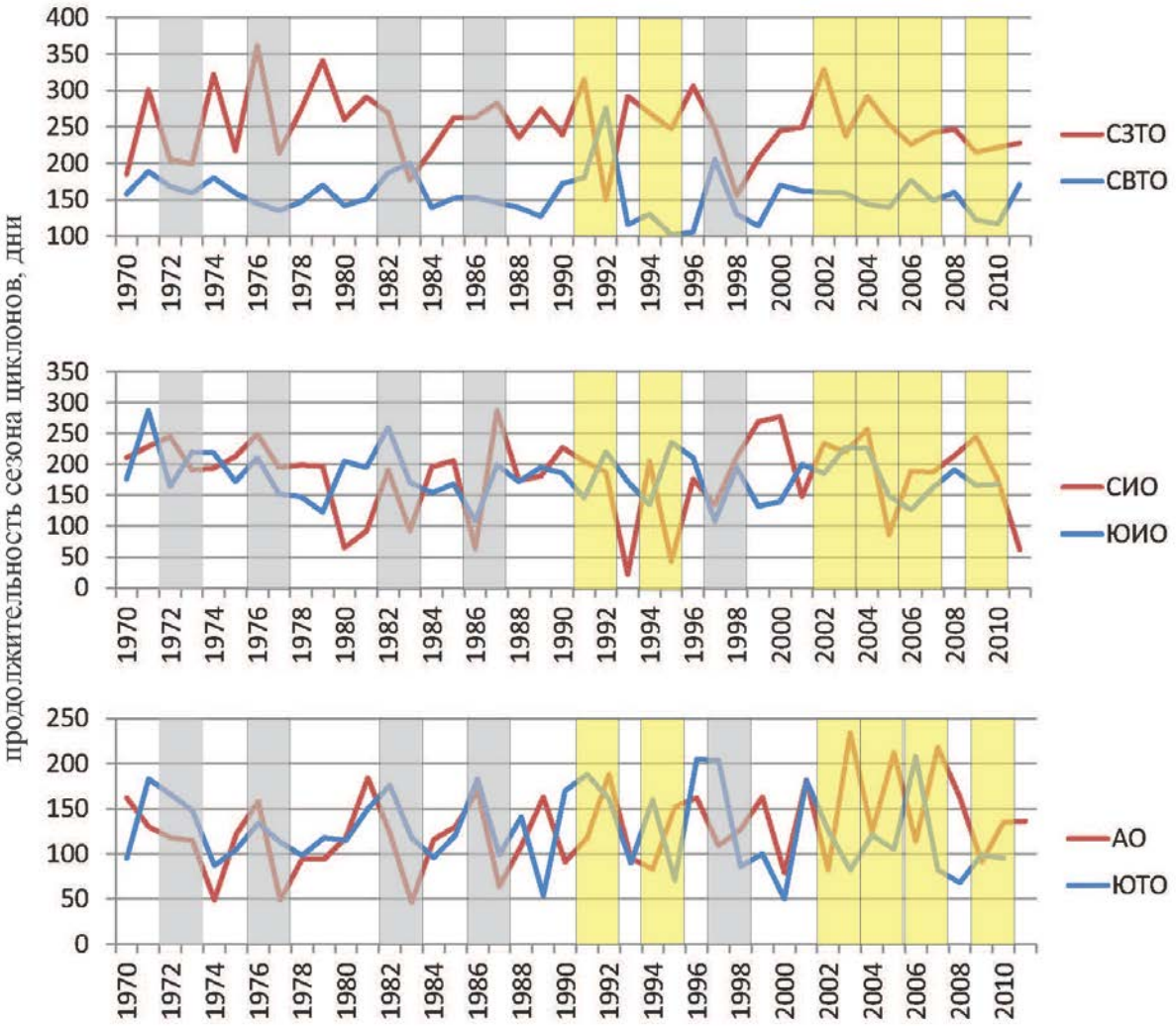


Рис. 5.1.4. Продолжительность сезона ТЦ в регионах СЗТО и СВТО (а), СИО и ЮИО (б) и АО и ЮТО (в) за период 1970-2011гг. Серым фонов выделены периоды канонического Эль-Ниньо, желтым – годы Эль-Ниньо Модоки.

Таблица 5.1.5. Максимальная продолжительность существования ТЦ за период 1970-2011гг. и в годы канонического и Модоки Эль-Ниньо. Жирным выделены значения, отклонения которых от среднего превышает СКО (красный цвет – уменьшение числа ТЦ, синий цвет – увеличение).

1970-2012гг.	**Максимальная продолжительность ТЦ**						
Регион	**Сред-нее**	**Весь период Эль-Ниньо**		**Год до кульминации**		**Год после кульминации**	
		ВТ Эль-Ниньо	**ЦТ Эль-Ниньо**	**ВТ Эль-Ниньо**	**ЦТ Эль-Ниньо**	**ВТ Эль-Ниньо**	**ЦТ Эль-Ниньо**
Северо-Западный Тихий океан	13,6	**15,7**	13,7	17,2	15,0	14,2	12,3
Северо-Восточный Тихий океан	12,5	13,4	12,8	15,2	13,8	11,6	11,8
Атлантика	12,5	**10,4**	13,3	11,4	14,0	9,4	12,5
Северный Индийский океан	6,3	6,3	5,7	5,0	**5,2**	7,6	6,2
Южный Индийский океан	13,9	13,7	12,8	15,8	13,0	11,6	12,5
Южный Тихий океан	10,0	**12,7**	8,3	12,4	**7,7**	13,0	8,8

типов Эль-Ниньо, и незначительное увеличение продолжительности в последующий год. На юге Индийского океана, напротив, в год после кульминации обоих типов Эль-Ниньо время жизни ТЦ уменьшается, а в предшествующий год можно отметить рост времени существования ТЦ для случая канонического Эль-Ниньо (см. таблицу 5.1.5). Наиболее яркие различия данной характеристики отмечаются на юге Тихого океана: так, в годы канонического Эль-Ниньо для данного региона характерно увеличение продолжительности существования ТЦ (12,7 дней при среднем показателе 10 дней), в годы Эль-Ниньо Модоки тропические циклоны «живут» существенно меньше – в среднем 8,3 дня.

Еще одной важной характеристикой тропических циклонов являются траектории их движения и район зарождения. В таблице 5.1.6 приведены значения координат районов зарождения и разрушения ТЦ в годы до и после кульминации двух типов Эль-Ниньо. Можно отметить, что при осреднении в большинстве случаев отклонения ключевых точек траектории от средних значений оказываются несущественными. Наиболее заметно изменение положения района зарождения ТЦ (его смещение на юго-запад) в регионе

Таблица 5.1.6 Координаты зарождения (а) и разрушения (б) ТЦ в среднем за период 1970-2011гг. и в годы до и после кульминации канонического и Модоки Эль-Ниньо. Жирным выделены значения, отклонения которых от среднего превышает СКО (красный цвет – уменьшение числа ТЦ, синий цвет – увеличение).

а)	**Координаты зарождения ТЦ**					
1970-2012гг.	**Год до кульминации**					
	широта			**Долгота**		
регион	**среднее**	**ВТ**	**ЦТ**	**среднее**	**ВТ**	**ЦТ**
СЗТО	25,8 с.ш.	24,0 с.ш.	25,3 с.ш.	169,2 в.д.	170,6 в.д.	170,0 в.д.
СВТО	13,6 с.ш.	**12,3** с.ш.	13,7 с.ш.	109,0 з.д.	**113,5** з.д.	110,8 з.д.
АО	21,6 с.ш.	**25,5** с.ш.	21,0 с.ш.	62,7 з.д.	67,8 з.д.	58,3 з.д.
СИО	12,5 с.ш.	13,0 с.ш.	11,7 с.ш.	82,4 в.д.	83,0 в.д.	80,3 в.д.
ЮИО	12,9 ю.ш.	13,0 ю.ш.	12,7 ю.ш.	89,8 в.д.	88,0 в.д.	87,2 в.д.
ЮТО	14,2 ю.ш.	13,2 ю.ш.	13,8 ю.ш.	171,8 в.д.	170,3 в.д.	169,2 в.д.
Год после кульминации						
СЗТО	25,8 с.ш.	27,2 с.ш.	24,7 с.ш.	169,2 в.д.	170,1 в.д.	166,7 в.д.
СВТО	13,6 с.ш.	13,1 с.ш.	14,3 с.ш.	109,0 з.д.	107,5 з.д.	107,5 з.д.
АО	21,6 с.ш.	22,9 с.ш.	20,9 с.ш.	62,7 з.д.	65,0 з.д.	61,7 з.д.
СИО	12,5 с.ш.	13,0 с.ш.	11,8 с.ш.	82,4 в.д.	83,0 в.д.	82,8 в.д.
ЮИО	12,9 ю.ш.	12,6 ю.ш.	13,2 ю.ш.	89,8 в.д.	92,1 в.д.	87,6 в.д.
ЮТО	14,2 ю.ш.	13,2 ю.ш.	13,2 ю.ш.	171,8 в.д.	178,5 в.д.	174,5 в.д.
б)	**Координаты разрушения ТЦ**					
Год до кульминации						
	широта			**долгота**		
	среднее	**ВТ**	**ЦТ**	**среднее**	**ВТ**	**ЦТ**
СЗТО	45,9 с.ш.	44,9 с.ш.	45,9 с.ш.	171,2 в.д.	174,7 в.д.	171,3 в.д.
СВТО	20,3 с.ш.	20,8 с.ш.	20,7 с.ш.	124,3 з.д.	128,8 з.д.	127,4 з.д.
АО	34,1 с.ш.	37,3 с.ш.	33,4 с.ш.	64,3 з.д.	58,5 з.д.	61,9 з.д.
СИО	18,4 с.ш.	19,1 с.ш.	17,9 с.ш.	78,7 в.д.	82,1 в.д.	79,2 в.д.
ЮИО	21,9 ю.ш.	22,0 ю.ш.	22,0 ю.ш.	83,3 в.д.	81,1 в.д.	81,4 в.д.
ЮТО	25,1 ю.ш.	25,1 ю.ш.	23,9 ю.ш.	177,5 в.д.	176,5 в.д.	174,4 в.д.
Год после кульминации						
СЗТО	45,9 с.ш.	45,5 с.ш.	44,8 с.ш.	171,2 в.д.	168,0 в.д.	168,5 в.д.
СВТО	20,3 с.ш.	20,5 с.ш.	19,8 с.ш.	124,3 з.д.	123,5 з.д.	121,7 з.д.
АО	34,1 с.ш.	35,6 с.ш.	31,9 с.ш.	64,3 з.д.	63,7 з.д.	66,4 з.д.
СИО	18,4 с.ш.	20,0 с.ш.	17,6 с.ш.	78,7 в.д.	79,1 в.д.	77,5 в.д.
ЮИО	21,9 ю.ш.	20,5 ю.ш.	22,1 ю.ш.	83,3 в.д.	86,5 в.д.	84,4 в.д.
ЮТО	25,1 ю.ш.	23,8 ю.ш.	23,7 ю.ш.	177,5 в.д.	**173,0** з.д.	179,4 в.д.

СВТО в год до кульминации канонического Эль-Ниньо. В этот же период в Атлантике тропические циклоны зарождаются северо-западнее, чем обычно, тогда как для Эль-Ниньо Модоки характерно небольшое смещение района зарождения к востоку.

В год до кульминации канонического Эль-Ниньо отмечается смещение района зарождения ТЦ к экватору и удаление от него в последующий год в регионе СЗТО. В целом при Эль-Ниньо Модоки циклоны формируются юго-западнее нормы. (Этот результат противоречит результатам [Zhang and Guan, 2014] и требует более подробного изучения). Окончание жизненного цикла тропических циклонов на северо-западе Тихого океана в год после кульминации канонического Эль-Ниньо происходит к востоку от среднеклиматического положения; для Эль-Ниньо Модоки отмечается смещение этой области на юго-восток. В регионе СВТО в год до кульминации обоих типов Эль-Ниньо район разрушения ТЦ смещается на запад, после кульминации – на восток. В Атлантике отмечается противоположная тенденция для двух типов Эль-Ниньо: в случае канонического Эль-Ниньо циклоны разрушаются к северо-востоку, а для Эль-Ниньо Модоки характерно их разрушение к юго-западу от среднеклиматического положения. Наиболее заметно изменение координат окончания жизненного цикла ТЦ в годы после кульминации канонического Эль-Ниньо на юге Тихого океана – в этот данная область заметно смещается на восток, оказываясь в западном полушарии.

Отметим, что, используя только средние значения координат зарождения и разрушения ТЦ, сложно делать однозначные выводы об изменении траекторий в зависимости от типа и фазы Эль-Ниньо.

Это требует более подробного анализа отдельных треков ТЦ, что выходит за рамки настоящего исследования. Тем не менее, на основе полученных нами результатов можно сделать некоторые обобщающие выводы о влиянии двух типов Эль-Ниньо на характеристики тропических циклонов.

Для Южного Тихого океана и Атлантики характерны противоположные тренды характеристик ТЦ. Так, на юге Тихого океана в годы канонического Эль-Ниньо увеличиваются общее число ТЦ, время существования наиболее сильных циклонов и продолжительность сезона возникновения тропических циклонов. Для Эль-Ниньо Модоки характерно уменьшение значения всех

указанных характеристик, за исключением продолжительности сезона, который, впрочем, все равно заметно уступает продолжительности сезона ТЦ в случае канонического Эль-Ниньо. Подобные различия обусловлены локализацией аномалий ТПО в период развития двух типов Эль-Ниньо.

Над акваторией Северной Атлантики в годы канонического Эль-Ниньо отмечается ослабление деятельности тропических циклонов, которое уже неоднократно отмечалось в более ранних исследованиях [Rappaport, 1999]. Однако в период Эль-Ниньо Модоки такого ослабления не происходит, напротив, отмечается рост числа и продолжительности ТЦ, преимущественно в год после кульминации Эль-Ниньо. Противоположны и тренды смещения координат зарождения и угасания ТЦ в Атлантике (к северу от среднеклиматического положения в случае канонического Эль-Ниньо и южнее в годы Эль-Ниньо Модоки).

В северной части тропической зоны Тихого океана в целом отмечается интенсификация тропического циклогенеза в год, предшествующий кульминации обоих типов Эль-Ниньо, и его ослабление в последующий год, более заметное для канонического Эль-Ниньо. Сезон ТЦ сокращается на северо-западе и увеличивается на северо-востоке региона, что обусловлено, видимо, значениями аномалий ТПО в этих областях. В Индийском океане к югу от экватора отмечается увеличение числа циклонов в год после кульминации канонического Эль-Ниньо и их уменьшение в случае Эль-Ниньо Модоки. Однако указанное возрастание числа ТЦ для канонического Эль-Ниньо происходит в первую очередь за счет слабых тропических возмущений – тропических депрессий, так как для сильных ТЦ эта тенденция не прослеживается. Кроме того, продолжительность существования циклонов сокращается в годы обоих типов Эль-Ниньо.

5.2 ПЕРУАНСКОЕ СТРУЙНОЕ ТЕЧЕНИЕ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЕГО СИНОПТИЧЕСКОГО МЕХАНИЗМА В ПЕРИОДЫ КАНОНИЧЕСКОГО И МОДОКИ ЭЛЬ-НИНЬО.

Еще одним процессом синоптического масштаба в тропическом Тихом океане, подвергающимся влиянию положительной аномалии ТПО,

возникающей в период развития Эль-Ниньо, являются так называемые низкоуровенные тропосферные струйные течения.

Общая характеристика и синоптический механизм возникновения Перуанского «струйного течения»

Тихий океан вблизи побережья Южной Америки – это регион с постоянно существующим, но претерпевающим сезонные изменения апвеллингом. Поднимающиеся с глубины более холодные воды обладают повышенной биопродуктивностью, что делает районы, охваченные этим процессом, привлекательными для рыболовства.

Наиболее ярко он проявляется в период южной весны и лета, минимум же наблюдается южной зимой. Причиной появления апвеллинга являются приземные южные ветры, которые, благодаря экмановскому эффекту, могут усиливать процесс подъема глубинных вод на поверхность. Появление данных спутниковых наблюдений с высоким пространственным разрешением позволило обнаружить, что и ветра в узкой прибрежной зоне подвержены значительной внутрисезонной изменчивости. Эта изменчивость выражается в резком увеличении скорости ветра, которое наблюдается в течение нескольких дней, получившем название прибрежной струи («струйного течения» СТ).

Вблизи западного побережья Южной Америки выделяются два региона, где возникают такие струйные течения – вблизи побережья Чили (Чилийское СТ - ЧСТ) и в районе Перу (Перуанское СТ - ПСТ). Чилийское СТ связано с прохождением гребней высокого давления умеренных широт и продолжается около 5-15 дней. Оно характеризуется меридионально вытянутым ядром с приземными ветрами южного направления, имеющими скорость 10-15 м/с, что вдвое превышает средние климатические значения. Ядро имеет ширину около 300 км и располагается примерно в 100 км от побережья. Чилийское СТ вызывает сильную изменчивость температуры морской поверхности.

Перуанское СТ [Renault L. et.al., 2008] наблюдаются преимущественно с апреля по сентябрь, в отличие от Чилийского СТ, которое с наибольшей частотой наблюдается во второй половине года (с июля по декабрь) (рис.5.2.1). Ядро Перуанского СТ расположено в районе 15° ю.ш. и вытянуто вдоль побережья на расстоянии около 100 км от него. Стоит отметить, что скорости ветра, наблюдаемые в ПСТ, в целом меньше, чем в Чилийском СТ. За

минимальную скорость, определяющую существование ПСТ, принимается порог 8,5 м/с в то время как для ЧСТ аналогичная величина составляет 10 м/с. Средняя продолжительность явлений для ПСТ - 7-10 дней.

Возникновение ПСТ приводит к выраженному усилению апвеллинга, под действием ветра, дующего вдоль побережья. В большинстве случаев наблюдения ПСТ температура поверхности океана понижалась в среднем на 1,3°С.

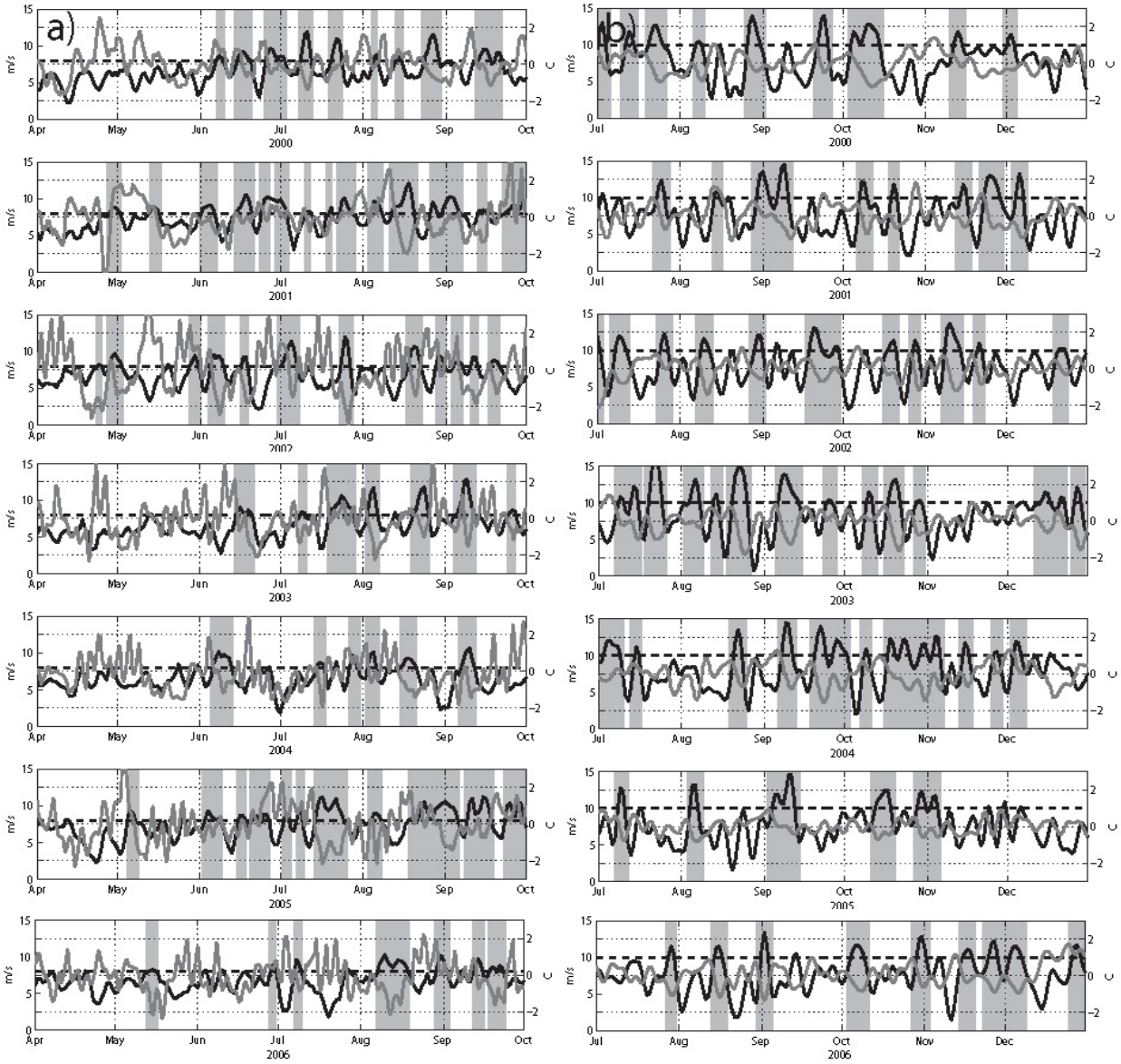


Рис.5.2.1 Временные ряды отфильтрованных от низкочастотных колебаний модулей скорости ветра по данным системы QuikSAT (черная линия) и аномалии температуры поверхности океана (серая линия) за период 2000-2006гг. a) апрель-сентябрь, на 15°ю.ш., 76.4° з.д. (ПСТ) и b) июль-декабрь на 30.1°ю.ш.-73.4°з.д. (ЧСТ). Серым цветом показаны периоды существования «струйных течений». Пунктирная линия показывает минимальную для «струйного течения» скорость ветра (8,5 м/с для ПСТ и 10м/с для ЧСТ).

Вопрос о формировании ПСТ до настоящего времени не был изучен, поэтому представляло интерес рассмотреть крупномасштабные синоптические ситуации, сопровождающие данное явление. На основе ежедневных карт приземного ветра и давления на уровне моря за период 2000-2006гг. были выделены случаи ПСТ и проведен анализ синоптических ситуаций, сопровождавших данное явление. Пороговым значением, соответствующим возникновению ПСТ, был выбран следующий критерий: модуль скорости ветра вблизи центральных регионов Перу больше 8,5 м/с в течение периода продолжительностью не менее 5 дней. За 2000-2006гг. было выделено 24 случая ПСТ [Железнова и Гущина, 2013].

Анализ карт позволил провести классификацию синоптических ситуаций, наблюдаемых в период существования ПСТ. В большинстве случаев (71%) синоптическая ситуация развивалась по схожему сценарию, названному нами «классическим» Кроме того, было выделено два различных типа отклонений от «классической» ситуации. Рассмотрим подробнее синоптическую ситуацию, соответствующую классическому сценарию (рис. 5.2.2).

В первые дни Южно-Тихоокеанский антициклон располагается над центральными и восточными областями тропической части Тихого океана (90°-160° з.д., 20°-45° ю.ш.), наиболее сильные ветры наблюдаются на его северной периферии. Зона низкого давления в умеренных широтах распространяется к югу от 40° ю.ш., глубоких циклонов в ее пределах не наблюдается (рис. 5.2.2а). Далее на северо-восточной периферии Южно-Тихоокеанского антициклона возникает циклоническая циркуляция. Впоследствии циклонический вихрь усиливается, увеличивается в размерах и смещается к средним широтам (примерно до 40° ю.ш.) (рис. 5.2.2б-г). Продолжая углубляться, эта депрессия разделяет Южно-Тихоокеанский антициклон на две части. Западная часть антициклона смещается в центральные области Тихого океана, а затем – к побережью Австралии, в то время как восточная часть перемещается к побережью Перу. На северо-восточной периферии этой области высокого давления наблюдается усиление ветров южного и юго-восточного направления. Этому усилению способствуют особенности орографии данного региона: вблизи западного побережья Южной Америки находится меридионально вытянутый горный массив Анд, который обуславливает увеличение градиента

давления между антициклоном над океаном и областью пониженного давления над континентом. Описанный механизм в некоторой степени схож с ролью орографии в формировании течения Финдлейтера, в районе летнего Индийского муссона.

В течение последующих дней восточная часть Южно-Тихоокеанского антициклона (далее мы будем называть ее Перуанским антициклоном) остается вблизи побережья Перу, поддерживая благоприятные условия для существования ПСТ. Его стационирование у берегов Перу в значительной степени обусловлено существованием области низкого давления в центральном

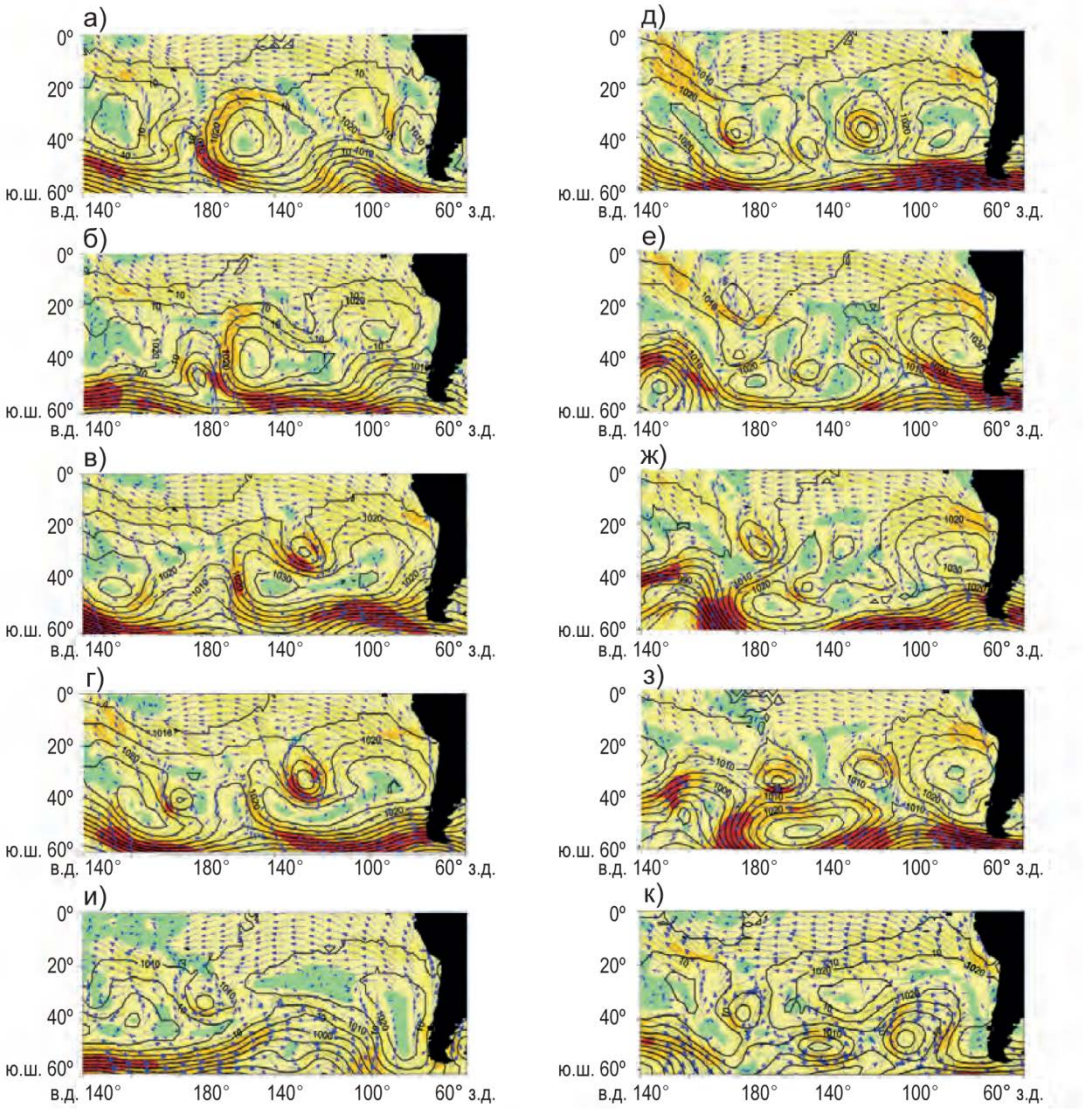


Рис. 5.2.2 Распределение приземного давления (черные изолинии, единицы гПа), модуля скорости ветра (цветной фон, единицы м/с) и вектора скорости ветра (синие стрелки) в период развития Перуанского «струйного течения». Классическая схема - с 1 по 8 августа 2001 г. (а-з); отклонения от классической схемы: меридиональная циркуляция,13 ноября 2000 г. (и) и отход антициклона от побережья Южной Америки, 14 сентября 2000 г. (к).

Тихом океане, разделившей Южно-Тихоокеанский антициклон на две части и получившей поэтому название «промежуточной депрессии». Область повышенных скоростей ветра расширяется по мере развития явления ПСТ, а сами скорости увеличиваются до 12-14 м/с. (см. рис. 5.2.2г-з) На завершающей стадии развития процесса скорости ветра уменьшаются, а циклон, разделивший Южно-Тихоокеанский антициклон, начинает разрушаться. Таким образом, классический сценарий развития синоптической ситуации состоит в следующем: существующий над акваторией Тихого океана Южно-Тихоокеанский антициклон разбивается на две части циклоном, образующимся в субтропических широтах к северу от среднеклиматического положения циклонических шторм-треков.При этом западный из двух образовавшихся антициклонов сдвигается к центру Тихого океана или к побережью Австралии, а восточный (Перуанский) - к побережью Южной Америки, где на его северо-восточной периферии возникает усиление скорости ветра южного или юго-восточного направления, вызывающее более интенсивный апвеллинг.

В различных случаях при развитии ПСТ координаты и размеры циклона и антициклонов могут несколько различаться, при этом в большей степени это относится к циклону, который является подвижным барическим образованием. Однако можно выделить средние координаты, характерные для большинства проанализированных нами явлений. Средние координаты циклона, разделяющего Южно-Тихоокеанский антициклон – 80-140° з.д. и 35-55° ю.ш., а образовавшегося Перуанского антициклона – 70 - 110° з.д. и 20 - 45° ю.ш. Нами было выделено также два типа отклонения от классического сценария развития синоптической ситуации. Одно из таких отклонений заключается в развитии меридионального переноса вдоль побережья Южной Америки (рис 5.2.2и). В случае развития данного типа отклонения циклон значительно смещен на запад (до 170° з.д.), а Перуанский антициклон вытягивается на значительное расстояние по широте вдоль побережья Южной Америки от Чили до Эквадора (в среднем от 55° до 15°ю.ш.) и на восточной периферии антициклона наблюдается развитие меридионального переноса из средних широт по направлению к экватору. Схожий сценарий развития событий наблюдается в 21% проанализированных случаев.

Другое отклонение от классической ситуации заключается в смещении Перуанского антициклона от побережья Южной Америки (рис. 5.2.2к). В этом случае центр антициклона сильно смещен на запад, тем не менее, на его северо-восточной периферии наблюдается усиление скорости ветра. В умеренных широтах при этом отмечается не один, а сразу два циклона, причем центр второго расположен в непосредственной близости от побережья Южной Америки, что и вызывает смещение центра Перуанского антициклона. Такая ситуация наблюдается в 8% случаев.

Изменчивость синоптического механизма Перуанского струйного течения в периоды Восточно-Тихоокеанского и Центрально-Тихоокеанского типов Эль-Ниньо.

Несмотря на то, что периоды Перуанского струйного течения наблюдаются каждый год в течение примерно одного и того же промежутка времени (апрель-сентябрь), на межгодовом масштабе характеристики ПСТ (частота его возникновения, интенсивность, продолжительность и др.) могут изменяться. В отдельные годы частота и продолжительность этих явлений достаточно велика, в другие годы они могут почти не возникать.

Для исследования влияния двух типов Эль-Ниньо на синоптический механизм формирования ПСТ было проведено case-study, в рамках которого были подробно рассмотрены все случаи наблюдения ПСТ в два года, соответствующие сильным Эль-Ниньо разного типа. Были выбраны 1997 год для канонического Эль-Ниньо и 2006 год для Эль-Ниньо Модоки.

В течение каждого из двух выбранных лет было выделено по 6 периодов, когда наблюдалось Перуанское струйное течение. Средняя продолжительность и интенсивность (значения средней в области скорости ветра) явлений оказались сильнее в течение 1997 года. В 2006 году явления не превышали по продолжительности 5-7 дней, а скорость ветра была не более 9,5 м/с. В то же время, в 1997 году продолжительность явлений достигала 8-10 дней и средняя скорость ветра в регионе часто превышала 10 м/с. Важно также отметить, что в указанные годы период наибольшей повторяемости явлений был несколько смещен и наблюдался с июня по ноябрь (то есть во второй половине года, когда и наблюдалось Эль-Ниньо) [Железнова и Гущина, 2013].

Для каждого дня в течение всех выделенных периодов нами были построены карты поля давления и ветра на основе данных реанализа ERA Interim. Анализ синоптических ситуаций для всех выделенных периодов ПСТ показал, что классический синоптический механизм, приводящий к возникновению ПСТ, в годы Эль-Ниньо претерпевает существенные изменения и характер этих изменений в годы двух типов Эль-Ниньо различен.

Рассмотрим эти изменения более подробно. На рисунке 5.2.3 изображена характерная ситуация для центральных дней периода ПСТ в год Эль-Ниньо Модоки. В первую очередь стоит отметить, что Южно-Тихоокеанский антициклон, смещение части которого к побережью Южной Америки вызывает возникновение ПСТ, в годы Эль-Ниньо, за счет положительной аномалии ТПО в Тихом океане, оказывается существенно ослаблен и смещен к югу. В связи с тем, что в случае Эль-Ниньо Модоки максимальная положительная аномалия ТПО локализована в центральных областях Тихого океана, западная часть Южно-Тихоокеанского антициклона, образованная при его разделении циклоническим образованием на две части, оказывается выраженной очень слабо, либо смещенной далеко на запад (рис 5.2.3). В то же время, почти вся центральная область Тихого океана в тропиках Северного полушария оказывается под влиянием циклонических образований или (реже) в малоградиентном барическом поле.

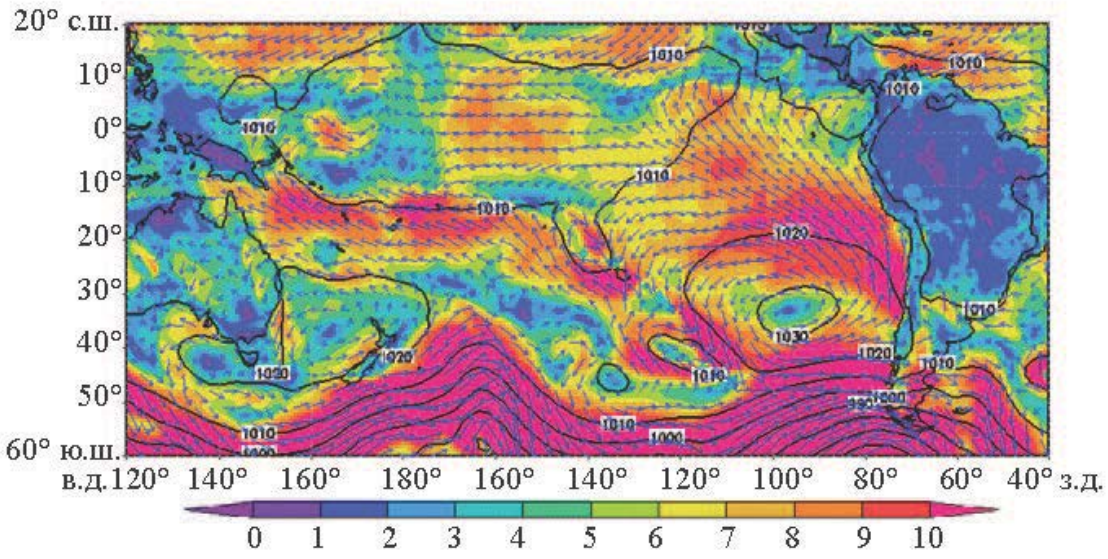


Рис.5.2.3 Распределение приземного давления (черные изолинии, единицы гПа), модуля скорости ветра (цветной фон, единицы м/с) и вектора скорости ветра (синие стрелки) в период развития Перуанского «струйного течения» в период ЦТ Эль-Ниньо (30.10.2006г).

Однако восточный (Перуанский) антициклон, приводящий к возникновению ПСТ, может быть выражен достаточно хорошо за счет того, что на востоке Тихого океана в годы ЦТ Эль-Ниньо положительных аномалий ТПО не наблюдается.

Другая ситуация наблюдается в периоды ПСТ в годы канонического Эль-Ниньо. В связи с тем, что в этом случае максимальная аномалия ТПО располагается вблизи побережья Южной Америки, восточная часть Южно-Тихоокеанского антициклона оказывается ослабленной в большей степени, чем в случае Эль-Ниньо Модоки. В этой ситуации за возникновение ПСТ ответственным оказывается завершающий антициклон циклонической серии, распространяющейся в умеренных широтах Южного полушария. Вливаясь в ослабленный Южно-Тихоокеанский антициклон, он усиливает его и смещается к побережью. За счет того, что центр заключительного антициклона располагается в районе 50° ю.ш., область повышенного давления, возникающая за счет его слияния с Южно-Тихоокеанским антициклоном, оказывается вытянутой в меридиональном направлении. За счет подобной конфигурации поля давления практически вдоль всего западного побережья Южной Америки начинают развиваться потоки южного и юго-восточного направления. Таким образом, ситуация оказывается близкой к одному из типов отклонения от классической схемы (меридиональная циркуляция). На рис. 5.2.4 приведен пример поля давления и ветра для центрального дня одного из периодов ПСТ в год канонического Эль-Ниньо.

Подобная ситуация может развиваться и в годы с Эль-Ниньо Модоки, однако среди всех рассмотренных нами для 2006 года периодов ПСТ подобный механизм наблюдался только в 2 (из 6) случаях, в то время как в 1997 году (каноническое Эль-Ниньо) меридиональная циркуляция развивалась во всех 6 проанализированных случаях.

Для подтверждения выделенных с помощью качественного анализа изменений в синоптическом механизме, приводящем к образованию ПСТ, был проведен регрессионный анализ ежедневных полей давления на ежедневные значения скорости ветра, осредненные для региона наблюдения ПСТ. Усиление ветра в районе наблюдения ПСТ в период канонического Эль-Ниньо (рис. 5.2.5а) соответствует повышению давления вдоль западного побережья Южной

Америки примерно от 20° до 60° ю.ш., что соответствует положению меридионально вытянутого Перуанского антициклона. В центральных регионах Тихого океана при этом возникают области пониженного давления, а вблизи побережья Австралии – еще одна область повышенного давления, соответствующая западной части разделенного на две части Южно-Тихоокеанского антициклона. Для периода Эль-Ниньо Модоки также отмечается положительная связь между интенсификацией ветра в регионе ПСТ и давлением в районе возникновения Перуанского антициклона. В умеренных широтах у западного побережья Южной Америки возникает область повышенного давления, однако она оказывается более слабой, чем в случае канонического Эль-Ниньо. Это может свидетельствовать о том, что завершающие антициклоны циклонических серий в умеренных широтах Южного полушария в годы Эль-Ниньо Модоки также способствуют возникновению ПСТ, однако это влияние слабее, чем в годы канонического Эль-Ниньо (что согласуется с результатами, полученными при качественном анализе синоптических ситуаций, сопровождающих ПСТ). Также в период Эль-Ниньо Модоки хорошо проявляется отрицательная аномалия давления в центральных областях Тихого океана в Южном полушарии, в то время как западная часть разделенного Южно-Тихоокеанского антициклона выражена очень слабо.

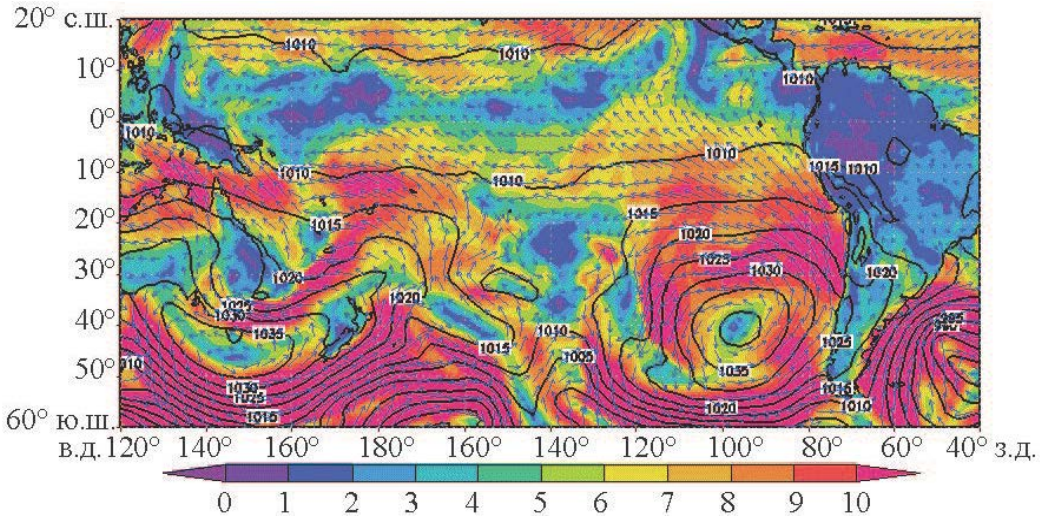


Рис.5.2.4 Аналогично рис. 5.2.3, но для канонического Эль-Ниньо (28.05.2006г.)

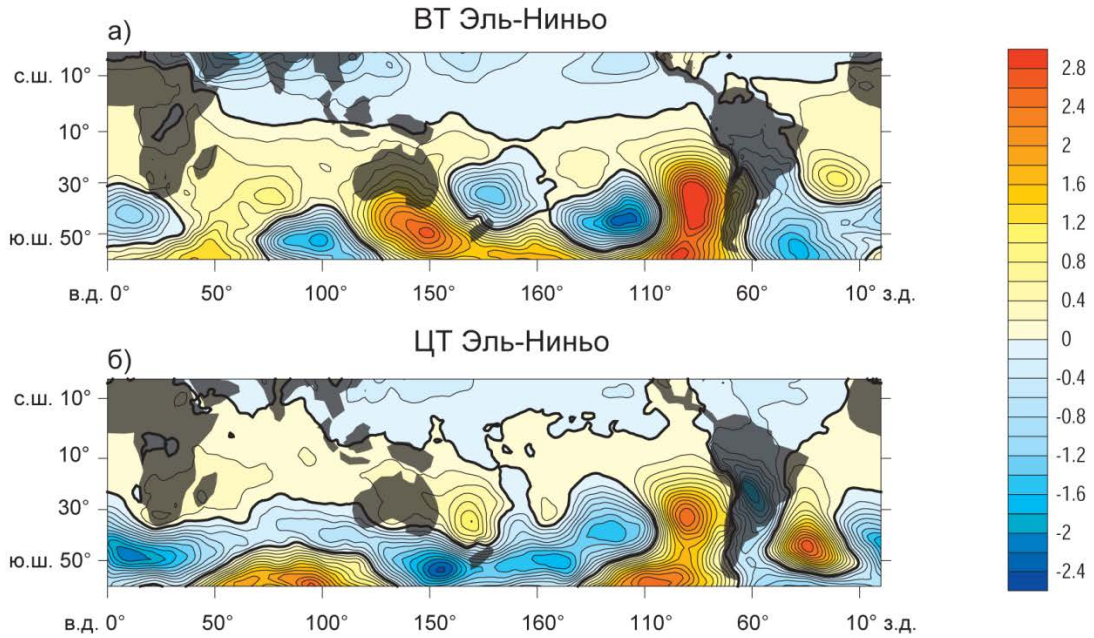


Рис. 5.2.5 Пространственная регрессия поля давления на осредненные значения скорости ветра в регионе наблюдения ПСТ для канонического Эль-Ниньо 1997г. (а) и Эль-Ниньо Модоки 2006г. (б).

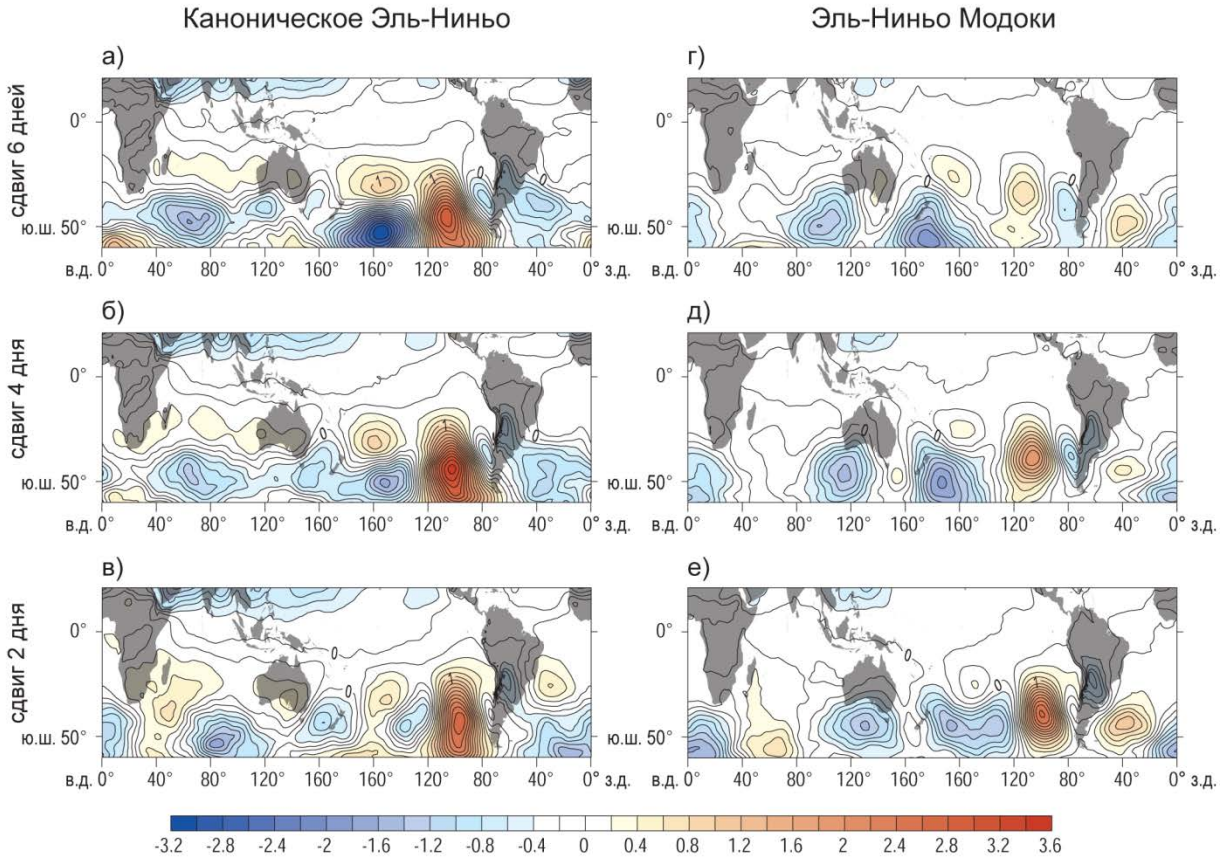


Рис. 5.2.6 Пространственная регрессия поля давления на осредненные значения скорости ветра со сдвигом по времени 2, 4, 6 дней (давление раньше) в регионе наблюдения ПСТ для канонического Эль-Ниньо 1997г. (а-в) и Эль-Ниньо Модоки 2006г. (г-е).

Помимо прямой регрессии нами также была рассчитана регрессия со сдвигом во времени, отражающая связь поля давления в Тихом океане за 2, 4 и 6 дней до начала ПСТ (рис 5.2.6). Полученные карты пространственной регрессии характеризуют эволюцию поля давления за несколько дней до появления ПСТ. Хорошо видно (рис 5.2.6а-в), что для случая канонического Эль-Ниньо четко прослеживается усиление антициклона в умеренных широтах Южного полушария и его последующее «вытягивание» вдоль побережья Южной Америки.

В случае Эль-Ниньо Модоки это увеличение давления также наблюдается, но выражено существенно слабее и практически не прослеживается за 6 дней до начала явления (рис. 5.2.6г-е). Это хорошо согласуется с выявленными нами характеристиками интенсивности и продолжительности ПСТ в 1997 и 2006г.

Таким образом, в годы с Эль-Ниньо синоптический механизм формирования Перуанского струйного течения претерпевает существенные изменения, и эти изменения носят различный характер в зависимости от типа Эль-Ниньо, что необходимо учитывать при оценках синоптической изменчивости апвеллинга в данном регионе

ГЛАВА 6. ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ ДАЛЬНИХ СВЯЗЕЙ ДВУХ ТИПОВ ЭНЮК В УСЛОВИЯХ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА.

Серьезной проблемой, стоящей перед исследователями, изучающими характер и механизмы удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо, является ограниченность рядов данных наблюдений, не позволяющая проводить статистические расчеты для больших выборок. Значительная часть результатов, полученная в работах, базирующихся на данных наблюдений, основана на анализе отдельных случаев Эль-Ниньо или композиционном анализе. Определение статистически значимых различий между двумя типами Эль-Ниньо часто оказывается затруднительным, так как при ограниченном количестве Эль-Ниньо за доступный период наблюдений результаты оказываются незначимыми на уровне вероятности 90% и более. Из-за значительной изменчивости Эль-Ниньо от явления к явлению при анализе небольшого количества случаев неизбежно возникает опасность получения результатов, искаженных за счет специфических аномалий, проявляющихся в отдельных явлениях. Тогда как общие черты, характерные для всех явлений, могут проявляться недостаточно четко.

Решением этой проблемы является использование в исследованиях данных численного моделирования, позволяющего получать длинные ряды данных с большим количеством явлений в выборке. Анализ данных модельных экспериментов позволяет подтвердить или опровергнуть результаты, полученные на основе наблюдений.

Еще одной важной задачей, которую позволяют решать исследования, основанные на модельных данных, является вопрос об изменении частоты возникновения двух типов Эль-Ниньо и изменении характера удаленного отклика на эти явления в условиях меняющегося климата. Ряд недавних исследований показал, что более частое возникновение в последние десятилетия Эль-Ниньо Модоки, скорее всего, обусловлено глобальным потеплением климата [Yeh et al., 2009].

На настоящий момент не существует однозначного ответа на вопрос, насколько сильно и каким именно образом будет изменяться характер удаленного отклика на каждый из типов Эль-Ниньо в условиях роста

глобальной температуры. Увеличение фоновых значений ТПО в центре и на востоке Тихого океана должно приводить к ослаблению интенсивности аномалий в период развития Эль-Ниньо. А значит, можно предположить, что интенсивность отклика в атмосфере будет слабее, чем в настоящее время. Тем не менее, вопрос об изменении характера отклика требует подробного изучения.

Для этой цели среди группы моделей, входящих в проект CMIP5, была выбрана модель GFDL-ESM-2M, которая правильно воспроизводит не только аномалии ТПО, соответствующие двум типам Эль-Ниньо [Yu and Kim, 2010], но и аномалии в полях метеовеличин, а также механизм генерации двух типов ЭНЮК.

6.1. ВАЛИДАЦИЯ МОДЕЛИ GFDL-ESM-2M

На первом этапе основной задачей было получить подтверждение того, что данная модель адекватно воспроизводит как аномалии ТПО, характерные для двух типов Эль-Ниньо, так и основные черты аномалий атмосферной циркуляции, возникающие в период развития этих явлений.

Для решения этой задачи нами были использованы ежемесячные и ежедневные данные контрольного эксперимента (piControl), в котором задается доиндустриальное содержание CO_2 в атмосфере; продолжительность контрольного эксперимента составляет 500 лет. Разложение на эмпирические ортогональные функции полей месячных аномалий ТПО в тропическом Тихом океане (ЭОФ - анализ) показал, что две первые моды ЭОФ – разложения действительно соответствуют структуре аномалий, возникающих в период развития канонического и Модоки Эль-Ниньо (рис. 6.1). Хорошо видно, что первая мода ЭОФ-разложения отражает возникновение аномалий ТПО с максимумом на востоке Тихого океана, она объясняет 77% изменчивости ТПО. Вторая мода соответствует структуре аномалий с максимумом в центральных и западных районах Тихого океана и описывает 14% изменчивости. По данным наблюдений аналогичные величины составляют 68% и 14% [Takahashi et al., 2011] соответственно. Несколько больший процент изменчивости, объясняемый первой модой ЭОФ-разложения в модели, видимо, объясняется

тем, что в ней не учитываются некоторые процессы, влияющие на изменчивость в реальном океане. В то же время, для второй моды процент изменчивости совпал с полученным по данным наблюдений. Однако, стоит отметить, что, по сравнению с данными реанализа, пространственные структуры, соответствующие двум типам Эль-Ниньо, смещены на запад. Так, максимум аномалий ТПО для канонического типа Эль-Ниньо (первая мода ЭОФ-разложения) располагается не у побережья Южной Америки, а несколько западнее. Аналогичная ситуация наблюдается и для второй моды ЭОФ, соответствующей Эль-Ниньо Модоки. Анализ распределения рядов основных компонент при первой и второй ЭОФ (PC1 и PC2) в пространстве PC1/PC2 (рис.6.2) показал, что точки, соответствующие ежемесячным значениям PC1 и PC2, вытягиваются вдоль осей ЦТ и ВТ – индексов, формируя структуру бумеранга. Аналогичное распределение характерно и для данных наблюдений, однако в модели отмечается большее количество точек, расположенных вдоль оси ВТ-индекса, так как за 500-летний период число экстремально теплых явлений значительно больше, чем за 60 лет наблюдений.

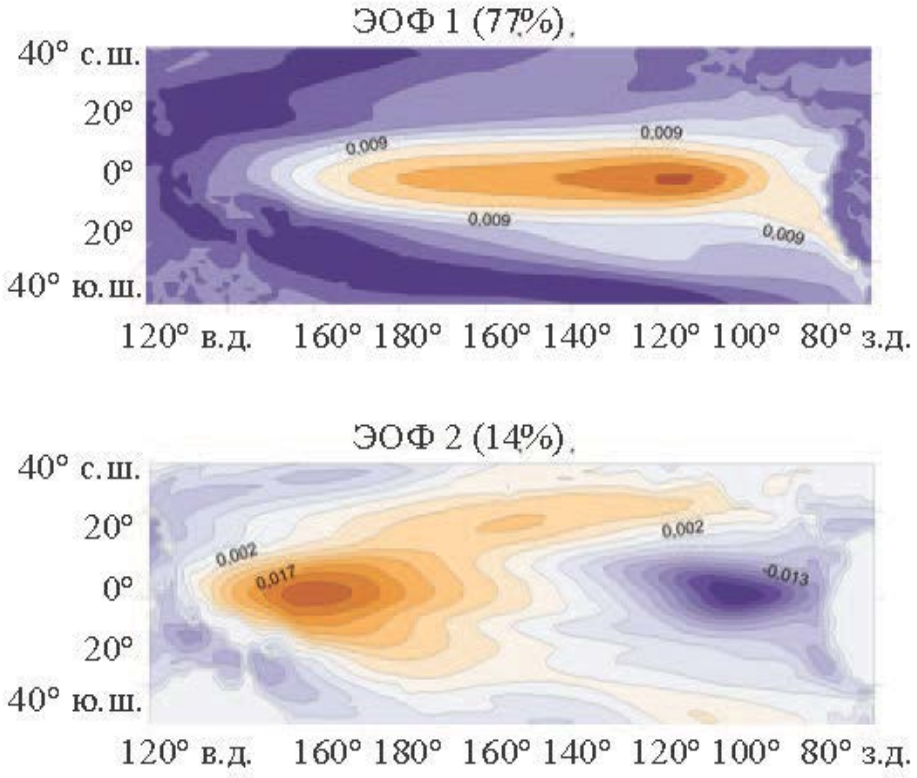


Рис. 6.1 Первые две моды ЭОФ-разложения аномалий ТПО в тропическом Тихом океане (40° с.ш.-40° ю.ш., 120° в.д.-70° з.д.) по данным эксперимента piControl модели GFDL-ESM-2M.

Таким образом, можно утверждать, что для модели GFDL-ESM-2M ЦТ и ВТ индексы могут использоваться как индексы двух типов Эль-Ниньо.

Ключевым моментом оценки качества моделирования феномена Эль-Ниньо является способность модели воспроизводить механизм этого явления. Эволюция Эль-Ниньо в океане и атмосфере достаточно хорошо воспроизводится моделями разной степени сложности: как моделями общей циркуляции атмосферы, так и моделями промежуточной степени сложности [Dewitte et al., 2002]. Однако прогноз Эль-Ниньо и адекватное моделирование повторяемости, амплитуды и изменчивости ЭНЮК невозможно без правильного воспроизведения механизма генерации Эль-Ниньо. В недавних исследованиях [Hendon et al., 2007; McPhaden et al., 2006; Gushchina and Dewitte, 2011, 2012] было показано, что ключевую роль в инициации Эль-Ниньо играют компоненты внутрисезонной тропической изменчивости (ВТИ), в первую очередь колебания Маддена-Джулиана (КМД) и экваториальные волны Россби. Если модель не способна воспроизводить межгодовую изменчивость этих процессов, то, вероятнее всего, она не сможет воспроизвести фазу генерации Эль-Ниньо.

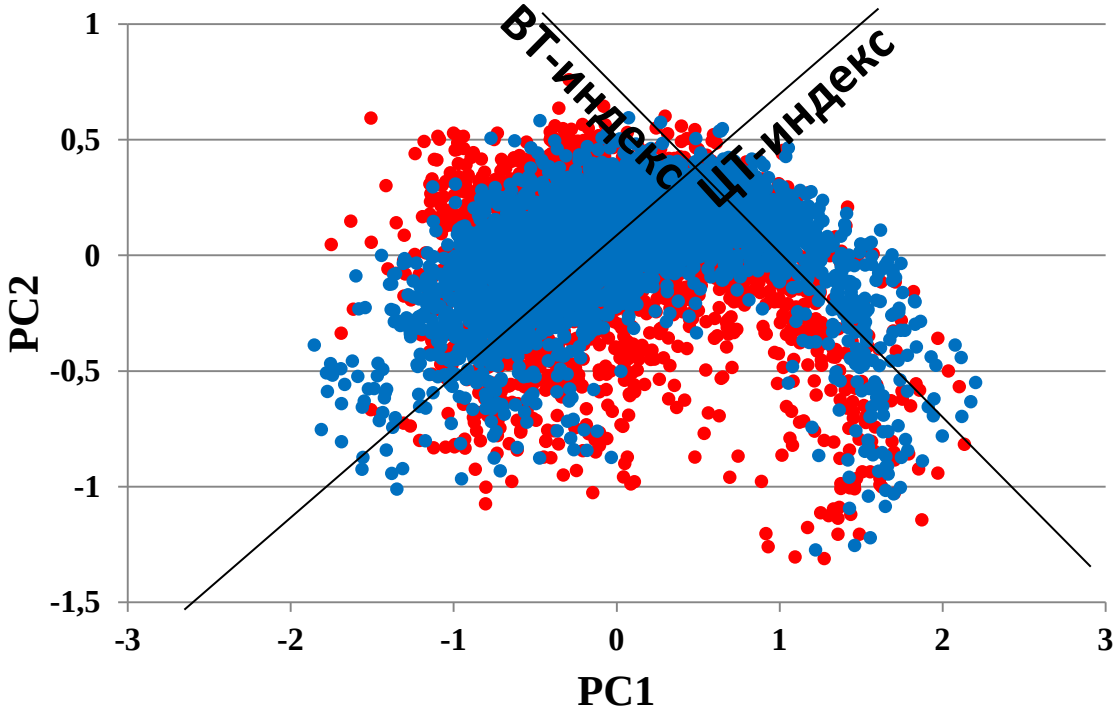


Рис. 6.2 Месячные значения PC1 и PC2 (октябрь–март: синие точки; апрель–сентябрь: красные точки) по данным контрольного эксперимента (piControl) климатической модели GFDL-ESM-2M и оси, соответствующие индексам ЦТ и ВТ Эль-Ниньо.

Более того, в [Gushchina and Dewitte, 2012] было показано, что различия в характеристиках КМД и волн Россби способны приводить к формированию одного или другого типа Эль-Ниньо. Таким образом, для оценки способности модели воспроизводить два типа Эль-Ниньо представляется необходимым оценить качество воспроизведения в модели вклада ВТИ в механизм инициации ЭНЮК.

Обычно выделяют две основные моды ВТИ: Колебания Маддена-Джулиана являются доминирующей тропической внутрисезонной модой с периодом от 30 до 90 суток и зональными волновыми числами от 1 до 3 [Madden and Julian, 1972; Zhang, 2005]. Они представляют собой организованную структуру конвекции, которая формируется в приэкваториальных районах и выражается в чередовании областей усиленной и подавленной конвекции. Наиболее ярко она проявляется в Индийском и на западе Тихого океана. Возникая над Индийским океаном, аномалии в виде большого конвективного центра из объединенных кучево-дождевых облаков распространяются на восток, до центральных областей Тихого океана со средней скоростью 5 м/с (около 430 км/сутки). С аномалиями конвекции связаны также и аномалии ветра – западные к западу от конвективного центра, и восточные – к востоку. КМД могут развиваться как на фоне западного потока, так и в пассатном переносе, модифицируя структуру потока и обуславливая формирование центров конвергенции и дивергенции скорости, с которыми и связаны области усиленной и подавленной конвекции. Пространственно-временные масштабы КМД соответствуют масштабам океанической волны Кельвина, а значит, связанные с ними западные аномалии ветра на западе Тихого океана, смещающиеся на восток, могут генерировать и поддерживать волну Кельвина в океане, ответственную за возникновение Эль-Ниньо (см. главу 1)

Второй модой ВТИ являются экваториальные конвективно связанные волны, которые могут быть интерпретированы как стохастическая мода, по сравнению с более медленными океаническими процессами [Wheeler and Kiladis, 1999]. Экваториальные волны представляют собой волны определенных пространственных и временных масштабов, имеющие

максимальную амплитуду вдоль узкой полосы экваториального волновода, распространяющиеся в горизонтальном и вертикальном направлении. Теоретические волны представляют собой решение уравнений мелкой воды в тропической атмосфере; соответствующие им волны в реальной атмосфере имеют масштабы и скорости перемещения близкие к теоретическим, поэтому получили одноименные названия.

Атмосферные волны Россби имеют пространственный и временной масштаб (их период составляет 15-50 дней, пространственный масштаб достигает 15 тысяч км), соответствующие океанической волне Кельвина, следовательно, также как и КМД могут играть важную роль в генерации Эль-Ниньо. Пространственная структура волн Россби представляет собой чередование пары циклонов и антициклонов, которые распространяются с востока на запад и в реальной атмосфере проявляются в виде парных вихрей по обе стороны от экватора. Максимум интенсивности этих волн локализован в центре Тихого океана, что определяет их способность поддерживать океаническую волну Кельвина, зародившуюся на западе Тихого океана.

Для оценки способности модели GFDL воспроизводить внутрисезонную тропическую изменчивость была проведена фильтрация 500-летних рядов ежедневных данных зональной компоненты скорости ветра на 850 гПа, для выделения той части изменчивости, которая обусловлена тем или иным компонентом ВТИ. Фильтрация проводилась согласно методике, подробно описанной в [Wheeler and Kiladis, 1999].

Экваториальные волны, связанные с глубокой конвекцией, имеют структуру либо симметричную, либо асимметричную относительно экватора. Поэтому на первом этапе исходные поля разделяются на две компоненты. Исходное поле D, являющееся функцией от широты φ, может быть записано как $D(\varphi) = DA(\varphi)+DS(\varphi)$, где $DA(\varphi)=[D(\varphi)–D(-\varphi)]/2$ – это асимметричная компонента, а $DS(\varphi)=[D(\varphi)+D(-\varphi)]/2$ – симметричная компонента. В дальнейшем спектры рассчитываются отдельно для каждой компоненты поля. Для исключения атмосферного шума спектры рассчитываются для интервалов времени в 96 дней с 30-дневным перекрытием двух последовательных интервалов. Итоговый спектр получается осреднением полученных распределений спектральной плотности для 96-дневных интервалов. Далее для

каждой широты φ проводится комплексное Фурье-преобразование по долготе и по времени, что позволяет получить распределение спектральной плотности в зависимости от зонального волнового числа и частоты колебания. Итоговый спектр получается путем суммирования спектральной плотности по всем широтам от 15º с.ш. до 15º ю.ш.

Полученные распределения спектральной плотности имеют чётко выраженный вид красного шума. Для выявления более тонких деталей распределения плотности в зависимости от волнового числа и частоты исходный спектр нормализуется на так называемый «фоновый спектр». Последний получается следующим образом: среднее арифметическое спектральных плотностей симметричной и асимметричной компонент исходного поля сглаживается 11 последовательными фильтрами по частоте и по волновому числу. В качестве значимых спектральных пиков принимаются значения нормализованного спектра более 1,2, то есть на 20% превышающие «фоновый спектр». В [Wheeler and Kiladis, 1999] отмечено, что предложенный порог является достаточно грубой оценкой значимости сигнала. Однако, так как основной задачей исследования являлось обнаружение мод, соответствующих сигналам, выделяющимся над уровнем простого красного шума, который характеризует поле метеопараметра в том случае, если в нем не прослеживаются крупномасштабные перемещающиеся возмущения, то данная грубая оценка может быть использована. На рис. 6.3 приведено распределение спектральной плотности для зонального ветра на уровне 850 гПа в широтном диапазоне 15°с.ш. – 15°ю.ш.

Для восстановления сигналов, соответствующих атмосферным волнам Россби, Кельвина и колебаниям Маддена-Джулиана, были использованы значения спектральной плотности в пространстве «волновое число – частота» (рис. 6.3). Для каждого типа волны значения коэффициентов в области, прилегающей к дисперсионной кривой данной волны, не обнулялись. Все остальные коэффициенты обнулялись, после чего выполнялось обратное Фурье-преобразование и восстанавливалось поле U850, содержащее сигнал только определенной экваториальной волны. Далее на основе полученных восстановленных рядов был проведен ряд расчетов, для сравнения результатов, полученных в модели с результатами, основанными на данных реанализа. На

рис. 6.4 приведен пример поля регрессии аномалий зонального ветра в тропической зоне Тихого океана на поверхности 850 гПа, отфильтрованного для колебаний Маддена-Джулиана, по данным наблюдений (слева) и по данным модели GFDL-ESM-2M (справа) на индексы ЦТ и ВТ Эль-Ниньо.

В работе [Гущина, 2014] показано, что атмосферные возмущения внутрисезонного масштаба могут приводить к росту аномалий ТПО в тропиках, в частности явлению Эль-Ниньо, через потоки тепла и момента импульса. Так, интенсификация КМД весной – в начале лета на западе Тихого океана и экваториальных атмосферных волн Россби в начале лета в центре Тихого океана предшествуют Эль-Ниньо, максимум которого отмечается следующей зимой. Распределение коэффициентов регрессии как по данным реанализа, так и по данным моделирования, демонстрирует усиление КМД весной, предшествующей пику Эль-Ниньо обоих типов, и повышенную активность КМД в период кульминации и отступления Эль-Ниньо Модоки (области положительных коэффициентов регрессии), что соответствует результатам [Гущина, 2014] и говорит о способности модели воспроизводить принципиально важные особенности взаимодействия КМД с Эль-Ниньо.

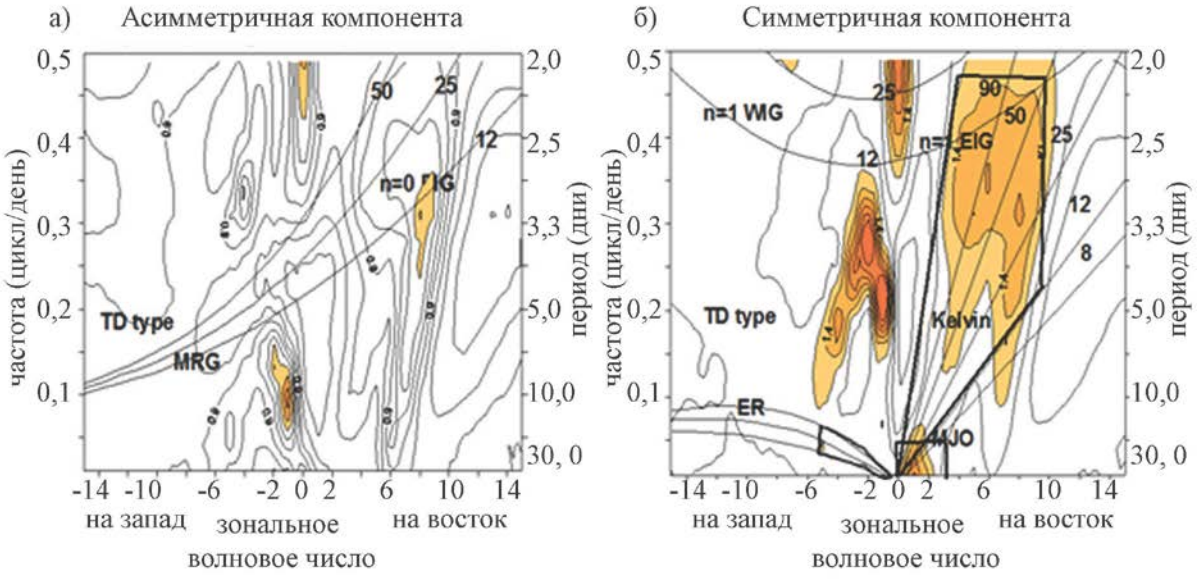


Рис. 6.3. Распределение спектральной плотности зональной скорости ветра на поверхности 850 гПа, суммированной по широтам от -15° с.ш. до 15° ю.ш. в пространстве зональное волновое число – частота для модели GFDL-ESM-2M для асимметричной (а) и симметричной (б) составляющей. Изолинии, выделенные чёрной линией, проведены через 0,5; значение первой изолинии для симметричной компоненты составляет 1,1, для асимметричной – 0,8. Выделены границы районов, содержащих восстановленный сигнал для волн Россби (ER), волн Кельвина (Kelvin) и колебаний Маддена-Джулиана (MJO).

Модель верно воспроизводит смещение на восток области положительной регрессии в условиях Эль-Ниньо Модоки, хуже выражено смещение этой области к югу. Верно воспроизводится и локализация района отрицательных регрессионных связей, свидетельствующих об ослаблении КМД на востоке Индийского океана после кульминации Эль-Ниньо Модоки (рис. 6.4). В меньшей степени соответствует данным наблюдений структура регрессионных связей в случае канонического Эль-Ниньо, однако пространственное распределение областей положительной и отрицательной регрессии в целом определено в модели верно. Таким образом, можно сделать вывод, что, несмотря на некоторые расхождения с результатами, полученными по данным реанализа, модель достаточно реалистично воспроизводит связь КМД с ТПО в районе Эль-Ниньо, включая различную интенсивность Колебаний Маддена-Джулиана в разные фазы цикла ЭНЮК.

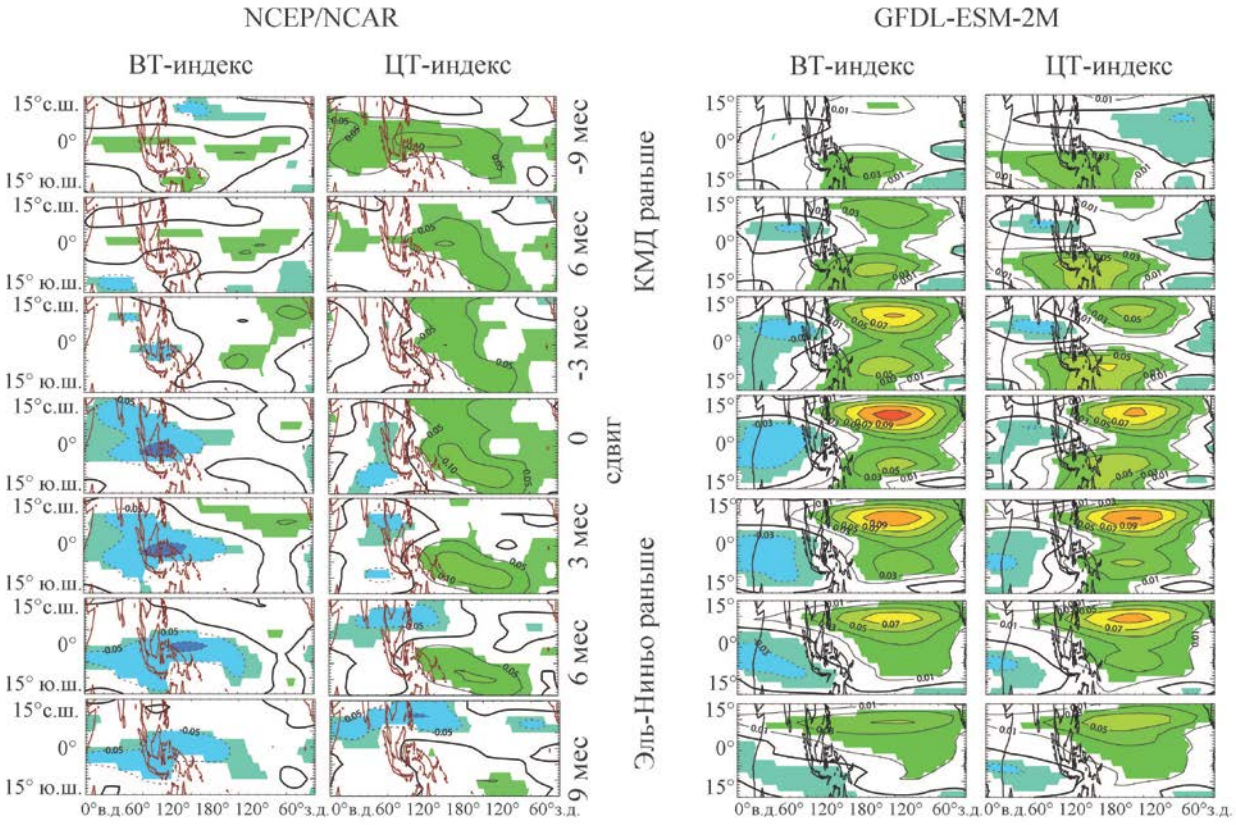


Рис. 6.4 Регрессия со сдвигом скользящего СКО поля U850, отфильтрованного в интервале КМД на ВТ и ЦТ индексы, нормализованные на соответствующие СКО. Регрессия, значимая на 90% уровне закрашена. Интервал 0.05 единиц. Нулевая изолиния – жирная черная линия. По данным NCEP/NCAR реанализа (левая панель, по данным Gushchina and Dewitte, 2012) и по данным модели GFDL-ESM-2M (правая панель).

Следующим этапом верификации стала проверка способности модели воспроизвести удаленный отклик глобальной и региональной атмосферной циркуляции на два типа Эль-Ниньо. Используя данные 500-летних рядов среднемесячных значений зональной и меридиональной компонент ветра, и индексы ЦТ и ВТ Эль-Ниньо, рассчитанные на основе ЭОФ-разложения полей аномалий ТПО тропического Тихого океана за тот же период, нами были получены корреляционные связи между аномалиями циркуляции скорости ветра вдоль круга широты и в центрах действия атмосферы с обоими индексами Эль-Ниньо аналогично тому, как это было сделано в главе 4 для данных реанализа. На рис. 6.5. приведены полученные долготно-временные разрезы распределения коэффициентов корреляции между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и аномалиями циркуляции вдоль круга широты.

Сравнение данных моделирования и реанализа позволяет заключить, что отклик крупномасштабной зональной циркуляции на два типа Эль-Ниньо в целом правильно воспроизводится моделью, а именно: хорошо выражено распространение сигнала, возникающего в тропических широтах, к полюсам, а также последовательная смена положительных и отрицательных корреляций, свидетельствующая о волновом характере распространения сигнала. Верно воспроизводится в модели интенсификация западных аномалий зонального ветра в приэкваториальных и тропических широтах в период кульминации обоих типов Эль-Ниньо (положительные корреляции), по мере увеличения временного сдвига смещающихся в более высокие широты, и возникновение в экваториальных и тропических широтах отрицательных аномалий через 10-12 месяцев после пика Эль-Ниньо. Еще одной важной чертой, верно воспроизведенной моделью, является большая теснота связей между аномалиями зональной циркуляции скорости ветра и индексами ЦТ Эль-Ниньо по сравнению с каноническим Эль-Ниньо (см. рис. 6.5).

Абсолютные значения коэффициентов корреляции для модельных данных в среднем оказываются выше, чем для данных реанализа. Это может быть следствием того, что моделью не воспроизводится часть процессов, оказывающих влияние на циркуляционные аномалии в атмосфере, особенно в умеренных широтах. В то же время, наличие тесных связей в модели между ТПО тропического Тихого океана и крупномасштабной зональной циркуляцией

свидетельствует о способности модели адекватно воспроизводить реакцию атмосферной циркуляции на Эль-Ниньо и, следовательно, о возможности дальнейшего использования данной модели для изучения изменения удаленного отклика в условиях потепления климата. Однако, несмотря на способность модели воспроизводить основные характерные черты отклика глобальной атмосферной циркуляции на Эль-Ниньо, не все детали, проявившиеся в данных реанализа, находят свое подтверждение в результатах моделирования.

Так, хотя модель воспроизводит распространение сигнала из тропиков в высокие широты, структура областей, где наблюдаются аномалии того или иного знака, в ряде случаев не строго соответствует наблюдающимся в реальной атмосфере. В верхней тропосфере для канонического Эль-Ниньо модель не воспроизводит исчезновение зоны западных аномалий зонального ветра (положительных корреляционных связей) в субтропиках Южного полушария, а для Эль-Ниньо Модоки не отражает отсутствие положительных корреляций в приэкваториальных широтах в период кульминации явления, хотя в средней тропосфере эта циркуляционная особенность воспроизводится. В целом, наиболее точное соответствие структуры корреляционных связей по данным реанализа и модели отмечается в средней тропосфере (500 гПа).

На следующем этапе была исследована способность модели воспроизводить аномалии циркуляции скорости ветра в центрах действия атмосферы в период ЭНЮК. Для этой цели были рассчитаны коэффициенты корреляции между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и рядами циркуляции скорости ветра в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы со сдвигом от -24 до 24 месяцев. Временной ход изменчивости корреляционных связей на разных уровнях в атмосфере отражен на графиках (Приложение 8), на основе которых было проведено сравнение с аналогичными результатами, полученными по данным реанализа (Приложение 7). Модель верно воспроизводит основные черты удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо в пределах большинства рассматриваемых контуров, что проявляется в совпадении с данными реанализа знака коэффициента корреляции, определяющего усиление или ослабление интенсивности циркуляции в центре действия, и сдвига по времени, при котором наблюдаются максимальные связи.

Так, с данными реанализа согласуются результаты, свидетельствующие об ослаблении циклонической циркуляции скорости ветра в экваториальной депрессии Индийского океана в нижней тропосфере и усилении циклонической циркуляции в Тихом океане в районе локализации аномалий ТПО в период развития теплой фазы ЭНЮК. Верно воспроизводятся характерные черты аномалий в районе Алеутской депрессии (интенсификация циклонической циркуляции после кульминации Эль-Ниньо), в западной части Гавайского антициклона (усиление антициклонической циркуляции через несколько месяцев после кульминации теплой фазы ЭНЮК), ослабление Маскаренского антициклона перед пиком Эль-Ниньо и множество других особенностей, выявленных нами в циркуляционных аномалиях, сопутствующих двум типам Эль-Ниньо (см. главу 4). Модель способна разделить отклик на два типа Эль-Ниньо. Так, например, верно была отражена более тесная связь циркуляции в западной части Южно-Тихоокеанского антициклона и циклонах на юге Тихого океана с Эль-Ниньо Модоки по сравнению с каноническим. Так же, как и для зональной циркуляции, абсолютные значения коэффициентов корреляции по результатам моделирования оказались выше, чем по данным реанализа.

К недостаткам, выявленным при анализе воспроизведения связей между аномалиями региональной атмосферной циркуляции, возникающими в период развития двух типов Эль-Ниньо, можно отнести неспособность модели верно отразить особенности отклика в нижней тропосфере (геопотенциальная поверхность 925 гПа) в районах низких сезонных центров действия, таких как Канадский антициклон и Мексиканская депрессия. Не соответствует данным реанализа и усиление антициклональной циркуляции в период кульминации обоих типов ЭНЮК в верхней тропосфере в экваториальных областях Тихого и Атлантического океанов. Не соответствует данным реанализа структура связей в контуре, соответствующем Азорскому антициклону, а также Южноатлантическим циклонам.

Таким образом, подводя итог исследования возможности использования модели GFDL-ESM-2M для воспроизведения удаленного отклика на два типа Эль-Ниньо в условиях потепления климата, можно заключить, что принципиальные черты эволюции пространственного распределения

характеристик внутрисезонной тропической изменчивости и удаленного отклика аномалий зональной и региональной атмосферной циркуляции модель

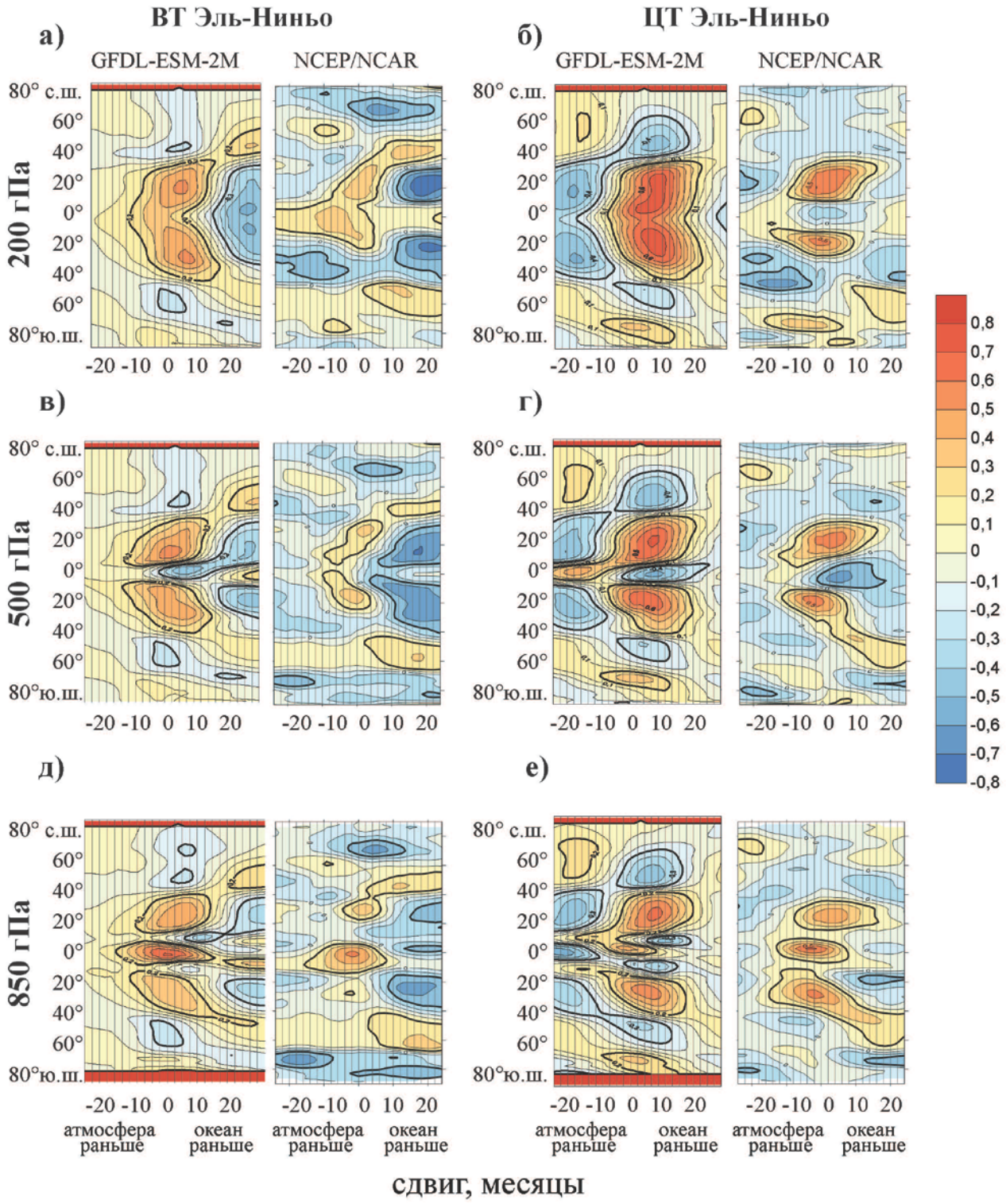


Рис. 6.5 Кросс-корреляция между 13-месячным скользящим средним аномалий циркуляции скорости ветра вдоль круга широты на 200гПа (а, б), 500гПа (в, г) и 850 гПа (д, е) по данным модели GFDL-ESM-2M (первый и третий столбец) и реанализа NCEP/NCAR (второй и четвертый столбец) и индексами ВТ (слева) и ЦТ (справа) Эль-Ниньо. Отрицательные сдвиги – атмосфера опережает изменения ТПО, положительные сдвиги – атмосфера следует за изменениями ТПО. Жирной линией выделены области значимых коэффициентов (>|0,2|). Интервал 0,1.

воспроизводит верно, а также в большинстве случаев способна разделить отклик на каноническое и Модоки Эль-Ниньо. Этот вывод говорит о возможности исследовать изменение удаленного отклика атмосферной циркуляции на каждый из типов Эль-Ниньо в условиях глобального роста температуры.

6.2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТКЛИКА В УСЛОВИЯХ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

Проблема увеличения выброса парниковых газов в атмосферу и связанный с ним рост глобальной температуры в настоящее время привлекает все большее внимание. Для оценки влияния эмиссии парниковых газов в будущем климате, группой экспертов IPCC [http://www.ipcc.ch/report/ar5/] была предложена группа сценариев RCP (Representative Concentration Pathway), потепление в которых обеспечивается за счет увеличения концентрации в атмосфере CO_2 (рис. 6.6). Данные сценарии использовались для моделирования климата XXI века в моделях, входящих в проект CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project), в число которых входит выбранная нами модель GFDL-ESM-2M [http://www.gfdl.noaa.gov/earth-system-model]. Для анализа аномалий глобальной и региональной атмосферной циркуляции в период развития двух типов Эль-Ниньо в XXI веке в условиях глобального потепления нами были использованы данные самого жесткого из группы сценариев – RCP 8.5, где 8,5 – это значение радиационного форсинга в Вт/м2 для этого сценария [Weyant et al., 2009]. Рост концентрации углекислого газа в атмосфере в XXI веке согласно выбранному сценарию, а также изменение этого показателя в других сценариях из группы RCP приведены на рис. 6.6.

Анализ временных рядов аномалий ТПО по данным эксперимента RCP 8.5 за 95-летний период показал наличие хорошо выраженного линейного тренда потепления, который накладывается на изменчивость в данном регионе, маскируя процессы, связанные с Эль-Ниньо. Для устранения этого влияния на начальном этапе из аномалий ТПО в тропическом Тихом океане был вычтен тренд потепления, а затем на основе полученных полей проведен ЭОФ-анализ и рассчитаны индексы ЦТ и ВТ Эль-Ниньо. Пространственная структура двух

первых мод разложения на эмпирические ортогональные функции (рис. 6.7) оказывается практически идентичной той, что наблюдалась в случае контрольного эксперимента.

Однако процент изменчивости, который объясняется этими модами (54% и 8% соответственно) уменьшается в теплом эксперименте по сравнению с контрольным (77% и 14% соответственно), что может свидетельствовать о том, что роль Эль-Ниньо в изменчивости ТПО в тропиках Тихого океана в условиях потепления климата будет уменьшаться.

Долготно-временные разрезы корреляционных связей между циркуляцией по кругу широты и индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо в условиях потепления климата приведены на рис. 6.8. Хорошо заметно, что характер отклика меняется достаточно существенно по сравнению с современным климатом. Вследствие того, что длина исследуемого ряда составляет всего 30 лет, значимыми являются значения корреляции, превышающие |0,3|. Поэтому, несмотря на то, что максимальные значения коэффициентов корреляции уменьшаются несущественно по сравнению с контрольным экспериментом, районы, охваченные статистически значимым откликом, занимают существенно меньшую площадь по сравнению как с контрольным экспериментом, так и с данными реанализа.

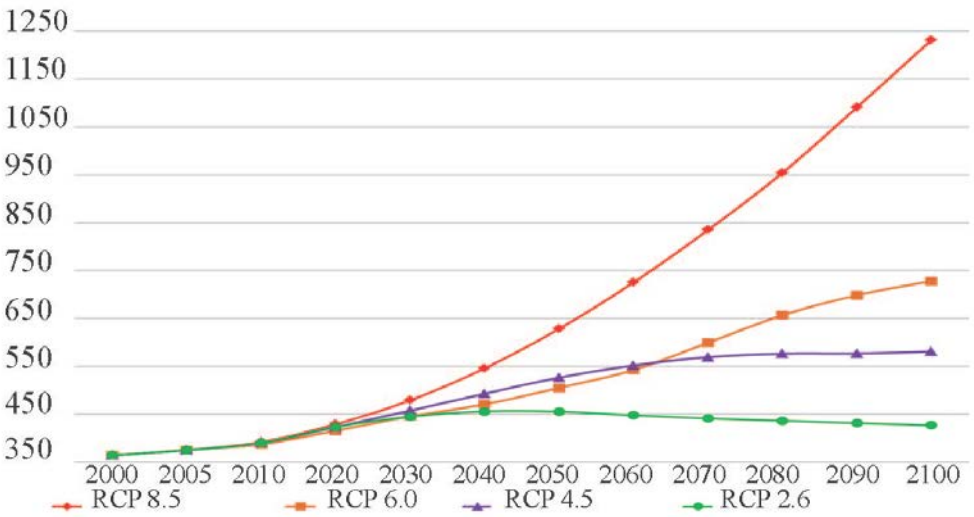


Рис. 6.6. Различные сценарии увеличения концентрации CO_2 в атмосфере в XXI веке, связанные с антропогенным воздействием. Красной линией обозначен сценарий RCP 8.5, данные моделирования которого были использованы в нашем исследовании.

Значительно сокращается и временной период, в течение которого наблюдаются значимые коэффициенты корреляции. Особенно ярко эта

особенность проявляется для района ослабления пассатного переноса (зона положительных корреляций), достигающих максимума в тропиках обоих полушарий в период кульминации Эль-Ниньо. В контрольном эксперименте хорошо прослеживается распространение этих аномалий в более высокие широты, тогда как в условиях потепления климата эта черта атмосферной циркуляции выражена существенно слабее.

В целом структура удаленного отклика становится намного более мозаичной, с множеством локальных районов, где в течение непродолжительного промежутка времени наблюдается аномалия того или иного знака. Особенно ярко это проявляется в нижней тропосфере, где практически исчезает распространение сигнала из низких в высокие широты за счет волнового переноса. Кроме того, в тропиках и субтропиках Южного полушария для случая канонического Эль-Ниньо на поверхности 850 гПа исчезают характерные для этого региона корреляционные связи, соответствующие западным аномалиям ветра, и, следовательно, ослаблению пассатного переноса в период Эль-Ниньо.

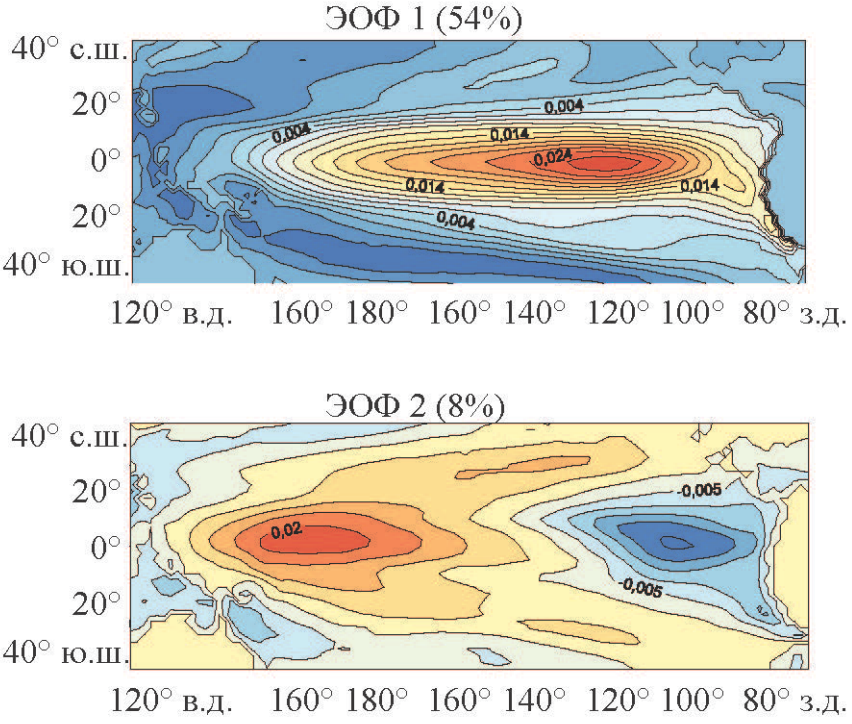


Рис. 6.7 Первые две моды ЭОФ-разложения аномалий ТПО в тропическом Тихом океане (40° с.ш.-40° ю.ш., 120° в.д.-70° з.д.) по данным эксперимента RCP8.5 модели GFDL-ESM-2M.

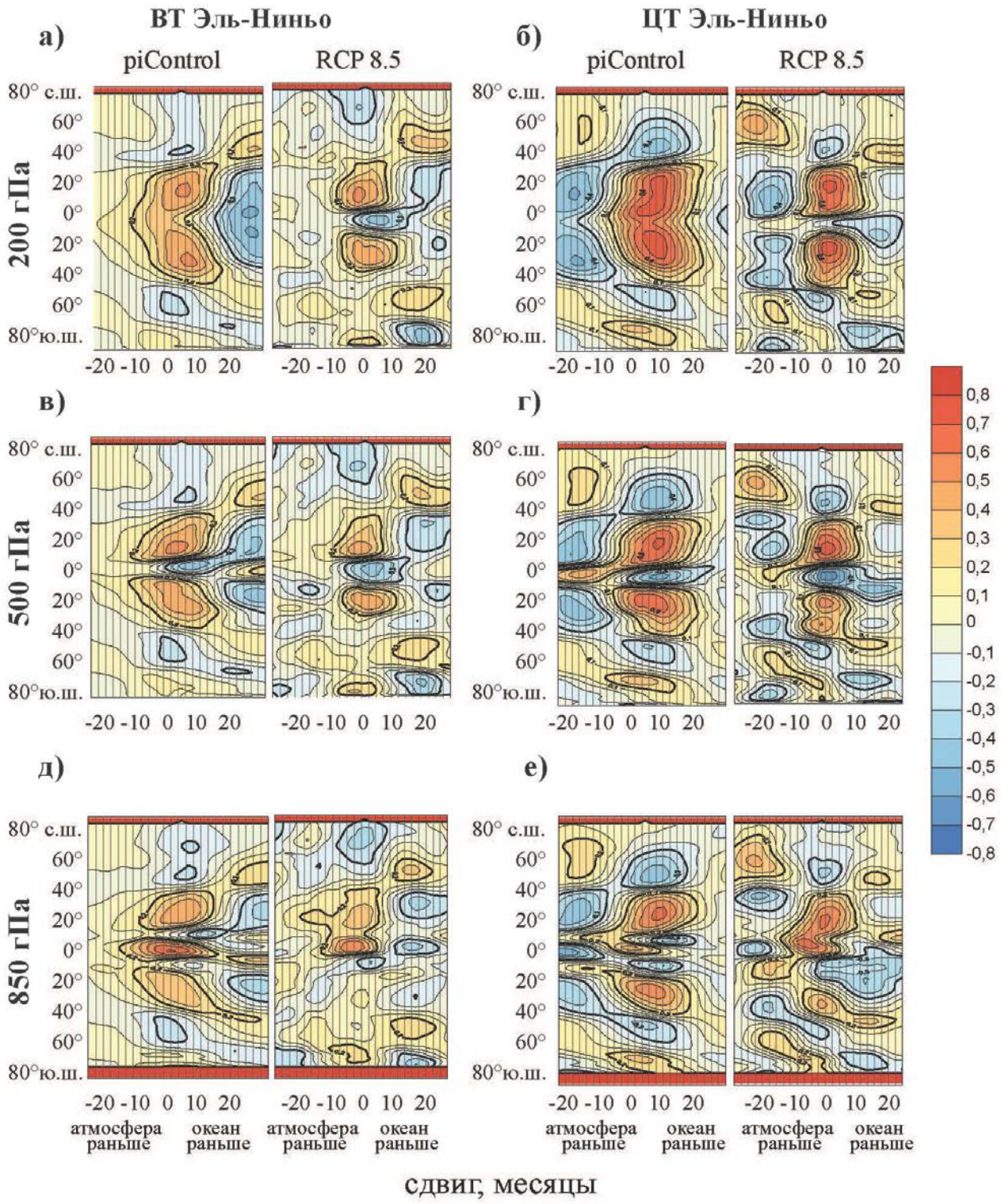


Рис.6.8 Аналогично рис. 6.5, но для ЦТ и ВТ индексов по данным эксперимента piControl (первый и третий столбец соответственно) и RCP 8.5 (второй и четвертый столбец соответственно) модели GFDL-ESM-2M.

Однако в Северном полушарии соответствующие им области положительных корреляций сохраняются. В годы Эль-Ниньо Модоки в указанном районе область положительных корреляций сохраняется, хотя и

становится существенно слабее по сравнению с контрольным экспериментом. В целом, в условиях потепления климата более интенсивный отклик в циркуляции по кругу широты вызывает Эль-Ниньо Модоки по сравнению с каноническим, наиболее ярко это проявляется в нижней тропосфере.

Сложная структура удаленного отклика в поле аномалий зональной циркуляции позволяет предположить, что потепление климата должно оказывать существенное влияние на аномалии региональной циркуляции, связанные с ЭНЮК.

Анализ графиков коэффициентов корреляции между циркуляцией в центрах действия атмосферы и ТПО в районах Эль-Ниньо для теплого эксперимента (Приложение 9) показывает, что, действительно, отклик циркуляции во многих регионах Земного шара претерпевает значительные изменения. Так же, как и для зональной циркуляции, несколько уменьшаются абсолютные значения коэффициентов корреляции. Если в контрольном эксперименте в большинстве контуров, где была выявлена статистически значимая связь с тем или иным типом Эль-Ниньо, максимальные значения коэффициентов корреляции достигали |0,6|÷|0,9|, то для эксперимента RCP 8.5 они составляют |0,4|÷|0,7|. Кроме того, если общий вид кривых в контрольном эксперименте имел вид сглаженных линий, то для теплого эксперимента характерны резкие скачки значений, что может быть связано как с особенностью модели, так и с более сложным характером удаленного отклика.

В большинстве регионов сохраняются существовавшие в контрольном эксперименте различия в структуре связей для двух типов Эль-Ниньо. Вблизи локализации источника тепла общий вид отклика в условиях потепления изменяется незначительно (это относится к контурам, соответствующим экваториальным депрессиям в Тихом и Индийском океанах, Алеутскому минимуму, Южно-Тихоокеанскому и Маскаренскому антициклонам, Мексиканской депрессии и Канадскому максимуму), однако в некоторых случаях к уже существовавшим ранее аномалиям добавляются новые особенности, в то время как другие связи становятся выражены существенно слабее. Это усложняет общую картину удаленного отклика. Так, например, в Алеутской депрессии возникает отрицательная связь, свидетельствующая об ослаблении циклонической циркуляции за 15-16 месяцев до кульминации

обоих типов Эль-Ниньо. Можно также отметить, что в ряде контуров сокращается временной период, соответствующий промежутку времени, за который происходит последовательная смена максимума и минимума коэффициента корреляции. Если для наблюдений и контрольного эксперимента в большинстве контуров отмечается один четко выраженный экстремум, то в теплом климате во многих регионах знак аномалий за рассматриваемые 4 года сменяется несколько раз, так что кривая образует в большинстве случаев 3 экстремума, причем значения этих максимумов и минимумов во многих случаях оказываются ниже порога значимости. Такие аномалии могут свидетельствовать о том, что в условиях потепления климата отклик на Эль-Ниньо будет не только в целом слабее, но и менее продолжительным, что согласуется с результатами, полученными нами для глобальной зональной циркуляции.

Таким образом, на фоне общего потепления аномалии ТПО, имеющие тот же порядок значений, что и глобальный рост температуры, будут в существенно меньшей степени влиять на циркуляционные аномалии, изменяющиеся под влиянием постоянного роста приземной температуры. Уменьшится не только теснота связей, но и временной интервал, в течение которого они наблюдаются.

На основе анализа данных модели GFDL-ESM-2M в условиях потепления климата можно сделать следующие **основные выводы**:

Реалистичное воспроизведение основных черт удаленного отклика глобальной и региональной циркуляции на каноническое и Модоки Эль-Ниньо в модели GFDL-ESM-2M дает возможность использовать данную модель для оценки изменения структуры отклика в конце XXI века в условиях потепления климата.

Влияние положительной фазы ЭНЮК на зональную и региональную циркуляцию в условиях роста глобальной температуры будет ослабевать по сравнению с началом XXI века. Несмотря на сохранение ряда основных черт структуры удаленного отклика, наряду с общим ослаблением связей будет отмечаться уменьшение временного периода, в течение которого наблюдаются значимые циркуляционные аномалии, вызванные Эль-Ниньо. Таким образом, в условиях потепления климата роль Эль-Ниньо, как основного процесса,

определяющего изменчивость в тропическом Тихом океане, будет уменьшаться. Это подтверждается анализом пространственной структуры, соответствующей первым модам ЭОФ-разложения в теплом климате. Так, две первые моды ЭОФ-разложения суммарно объясняют значительно меньший процент изменчивости в теплом эксперименте (62%) по сравнению с контрольным (91%).

Однако, сохранение более тесных связей глобальной и региональной атмосферной циркуляции с Эль-Ниньо Модоки по сравнению с каноническим Эль-Ниньо может свидетельствовать о том, что в условиях глобального роста температуры влияние Центрально-Тихоокеанского типа явления на аномалии как циркуляции, так и температуры и осадков будет ослабевать в меньшей степени по сравнению в Восточно-Тихоокеанским типом Эль-Ниньо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования удаленного отклика на два различных типа Эль-Ниньо позволяют сделать следующие выводы:

1. Структура удаленного отклика в полях приземной температуры воздуха и осадков существенно различается для двух типов Эль-Ниньо, в отдельных регионах приводя к аномалиям противоположного знака. На основе регрессионного анализа составлены обобщенные карты аномалий приземной температуры воздуха и осадков, сопровождающих два типа Эль-Ниньо для зимних и летних месяцев. Наиболее яркие различия пространственной структуры аномалий отмечаются в экваториальной части Тихоокеанского региона, в Индонезии, на юге Японии, Кореи и западного побережья Китая, в Центральной и на севере Южной Америки. Во множестве регионов, удаленных от района локализации аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане, значимый отклик в полях температуры и осадков отмечается только для одного из двух типов Эль-Ниньо.

2. Структура отклика глобальной зональной циркуляции в целом идентична для двух типов Эль-Ниньо. Сигнал, возникающий в приэкваториальных и тропических широтах как отклик на аномалии ТПО в Тихом океане, со временем распространяется в более высокие широты и имеет волновую структуру. Взаимосвязи между глобальной зональной циркуляцией и ТПО экваториального Тихого океана более тесные в условиях Эль-Ниньо Модоки, что обусловлено локализацией максимальных аномалий ТПО в центральных районах Тихого океана, где чувствительность атмосферы к воздействию со стороны океана выше, чем на востоке Тихого океана, где глубокая конвекция над более холодными водами развита слабее. Распространение сигнала в годы канонического ЭНЮК оказывается симметричным относительно экватора, в годы ЭНЮК Модоки отмечается асимметричный отклик в Северном и Южном полушариях.

2. Вертикальные ячейки циркуляции в период развития двух различных типов Эль-Ниньо имеют различную локализацию и интенсивность восходящих и нисходящих потоков. Над тропической зоной Тихого океана в годы канонического Эль-Ниньо отмечается аномальный подъем воздуха в центральных и восточных регионах в районе экватора и в приэкваториальных районах Южного полушария, занимающий область от 180° до 100° з.д. В

районе Индонезии отмечаются аномальные нисходящие движения воздуха, лучше выраженные в Южном полушарии. Для условий Эль-Ниньо Модоки характерно формирование области аномальных восходящих движений в центральных районах экваториального Тихого океана (160° в.д. - 140° з.д.) и опускание воздуха на востоке (преимущественно в приэкваториальных районах Южного полушария) и на западе (в Северном полушарии) Тихоокеанского региона.

Над экваториальным Индийским океаном в годы канонического Эль-Ниньо формируются нисходящие аномалии вертикальной скорости в восточной части региона. К северу от экватора отмечается аномальный подъем воздуха в период кульминации явления, свидетельствующий о нарушении циркуляции зимнего Индийского муссона и муссона Юго-восточной Азии. Явного ослабления летнего муссона после кульминации Эль-Ниньо выявлено не было. Западная часть Индийского океана в Южном полушарии и в районе экватора охвачена восходящими движениями, с которыми связана область избыточного увлажнения.

В годы Эль-Ниньо Модоки в Северном полушарии над полуостровами Индостан и Индокитай в период кульминации явления отмечается интенсификация нисходящих движений. Это соответствует усилению зимнего муссона и противоположно аномалиям, характерным для канонического Эль-Ниньо. Наиболее ярко различия между двумя типами Эль-Ниньо в структуре вертикальных ячеек вне Тихоокеанского региона отмечаются на западе Индийского океана и востоке Африки, в районе Южной Америки и Карибского бассейна.

4. Анализ связей аномалий ТПО в период развития канонического и Модоки Эль-Ниньо с аномалиями циркуляции скорости ветра в различных регионах Земного шара показал, что их характер в ряде случаев существенно различаются для двух типов Эль-Ниньо. Теснота связей в Северном полушарии для двух типов Эль-Ниньо в целом оказывается сопоставимой, в то время как в Южном полушарии циркуляционные аномалии более ярко выражены в годы Эль-Ниньо Модоки.

По характеру взаимосвязей с двумя типами Эль-Ниньо все центры действия можно разделить на четыре группы:

•ЦДА, для которых взаимосвязи между циркуляцией и индексами двух типов Эль-Ниньо носят сходный характер, но связь более ярко выражена для одного типа Эль-Ниньо. К ним относятся контуры, расположенные в пределах Тихоокеанского региона и окрестностей в Северном полушарии. Однако, даже не смотря на сходную структуру отклика в пределах выделенных контуров, не идентичная конфигурация аномалий в полях геопотенциала и ветра обуславливает различия в локализации аномалий температуры воздуха и осадков в этих районах.

•ЦДА, в которых наблюдается значимый отклик циркуляции на оба типа Эль-Ниньо, но характер этого отклика различен. А число таких центров действия входят Южно-Тихоокеанский и Азорский антициклоны и район распространения Индийского муссона. Выявленные различия обусловлены изменением локализацией аномалий ТПО в период развития двух типов Эль-Ниньо и вызванными ими аномалиями в циркуляции в вертикальной плоскости.

•ЦДА, в которых значимый отклик прослеживается только для одного из типов Эль-Ниньо. К таким контурам относятся циклоны на юге Тихого и Атлантического океанов, в которых связь проявляется только с Эль-Ниньо Модоки, а также Сибирский антициклон, значимый отклик для которого найден только для канонического Эль-Ниньо.

•ЦДА, не имеющие статистически значимой связи в индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо. К это группе относятся преимущественно контуры, удаленные от района локализации аномалий ТПО в период развития Эль-Ниньо.

5. Наиболее яркие различия характеристик тропических циклонов в период развития двух типов Эль-Ниньо отмечаются в Южном Тихом океане и на севере Атлантики. На юге Тихого океана в годы канонического Эль-Ниньо увеличиваются общее число ТЦ, время существования сильных циклонов и продолжительность сезона возникновения тропических циклонов. Для Эль-Ниньо Модоки характерно ослабление тропического циклогенеза, хотя продолжительности сезона ТЦ незначительно возрастает. Подобные различия обусловлены локализацией аномалий ТПО в период развития двух типов Эль-Ниньо.

Над акваторией Северной Атлантики в годы канонического Эль-Ниньо отмечается ослабление деятельности тропических циклонов, в период Эль-Ниньо Модоки, напротив, отмечается рост числа и продолжительности ТЦ,

преимущественно в год после кульминации Эль-Ниньо. Противоположны и тренды смещения координат зарождения и угасания ТЦ в Атлантике (к северу от среднеклиматического положения в случае канонического Эль-Ниньо и южнее в годы Эль-Ниньо Модоки). В северной части тропической зоны Тихого океана в целом отмечается интенсификация тропического циклогенеза в год, предшествующий кульминации обоих типов Эль-Ниньо, и его ослабление в последующий год, более заметное для канонического Эль-Ниньо. Сезон ТЦ сокращается на северо-западе и увеличивается на северо-востоке региона.

6. Показано, что в период теплой фазы ЭНЮК синоптический механизм формирования Перуанского струйного течения претерпевает существенные изменения, и эти изменения носят различный характер в зависимости от типа Эль-Ниньо. В период развития канонического Эль-Ниньо за формирование ПСТ ответственен завершающий антициклон циклонической серии умеренных широт, который способствует вытягиванию области высокого давления вдоль побережья Южной Америки и возникновению меридиональной циркуляции южного направления. Аналогичный механизм может возникать и в годы Эль-Ниньо Модоки, но чаще ПСТ формируется на северо-восточной периферии Перуанского антициклона, являющегося восточной частью ослабленного в этот период Южно-Тихоокеанского антициклона, что приводит к тому, что продолжительность и интенсивность периодов ПСТ в годы Эль-Ниньо Модоки оказывается ниже по сравнению с годами канонического Эль-Ниньо.

7. Анализ данных модели GFDL-ESM-2M в условиях потепления климата показал, что влияние положительной фазы ЭНЮК на зональную и региональную циркуляцию в условиях роста глобальной температуры будет ослабевать по сравнению с началом XXI века. Наряду с общим ослаблением связей будет отмечаться уменьшение временного периода, в течение которого наблюдаются значимые циркуляционные аномалии, вызванные Эль-Ниньо. Роль Эль-Ниньо, как основного процесса, определяющего изменчивость в тропическом Тихом океане, будет уменьшаться, однако влияние Эль-Ниньо Модоки на аномалии как циркуляции, так и температуры и осадков будет ослабевать в меньшей степени по сравнению с каноническим Эль-Ниньо.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова Е.Н. Гидродинамическая теория волн давления и центров действия атмосферы. Доклады АН СССР, 1943, т.XXXIX, №7.
2. Володин Е.М., Галин В.Я. Чувствительность летнего индийского муссона к Эль-Ниньо 1979-1998 годов по данным модели общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН. // Метеорология и гидрология. – 2000, №10.
3. Воскресенская Е.И., Полонский А.Б. Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических полей и потоков тепла в Северной Атлантике. Морской гидрофизический журнал, 1992, №6, с.62-70.
4. Воскресенская Е.Н., Зеленько А.А., Полонский А.Б. Эль-Ниньо 1991-92 годов и его проявление в тропической Атлантике. // Морской гидрофизический журнал, 2004, №4, с.19-38.
5. Гилл А. Динамика атмосферы и океана, 1986: Москва, «Мир», 397 С.
6. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К., Аристова Л.Н. О связи климатических аномалий на территории России с явлением Эль-Ниньо – Южное Колебание. Метеорология и гидрология, 1999, №5, с. 32-51.
7. Гущина Д.Ю., Петросянц М.А., Семенов Е.К. Структура атмосферной циркуляции в период летнего муссона Северной Австралии // Метеорология и гидрология, 1995, № 2, с. 36-45
8. Гущина Д.Ю., Семенов Е.К. и Петросянц М.А. Эмпирическая модель циркуляции тропической тропосферы в период явления Эль-Ниньо - Южное Колебание. Часть 2. Анализ эволюции циркуляционных характеристик в условиях ЭНЮК. // Метеорология и гидрология, 1997, №2, 5-24.
9. Гущина Д. Ю., Петросянц М. А., Соколихина Е.В. Интегральные характеристики глобального поля ветра. Часть 2. Интенсивность западного и восточного переноса. // Метеорология и гидрология, 2002, №5, с. 5-16.
10. Гущина Д.Ю. Модификация Эль-Ниньо – Южного Колебания в условиях меняющегося климата: мониторинг, причины, удаленный отклик. — М.: Диссертация на соискание степени доктора географических наук, 2014, 433 с.
11. Железнова И.В., Гущина Д.Ю. Перуанское атмосферное струйное течение: синоптический механизм и причины изменчивости // Метеорология и гидрология, 2013, №9, с 55-70.
12. Железнова И.В., Гущина Д.Ю. Отклик глобальной циркуляции атмосферы на два типа Эль-Ниньо // Метеорология и гидрология, 2015, №3, с. 36-50.

13. Козленко С.С., Мохов И.И., Смирнов Д.А. Анализ причинно-следственных связей между Эль-Ниньо в Тихом океане и его аналогом в экваториальной Атлантике. // Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2009, том 45, №6, с.754-763.

14. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Исследование взаимного влияния процессов Эль-Ниньо - Южное колебание и Северо-Атлантического и Арктического колебаний нелинейными методами // Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2006. Т.42. №5. с.650-667.

15. 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.

16. Мохов И.И., Тимажев А.В. Климатические аномалии в регионах Евразии: эффекты явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья // ДАН. 2013. Т. 453. № 2. с. 211-214.

17. Нестеров Е.С. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в атлантико-европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья. // Метеорология и гидрология, 2000, №8, с.74-83.

18. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1972, 188 С.

19. Петросянц М.А Гущина Д.Ю. Крупномасштабное взаимодействие глобальной циркуляции атмосферы с температурой поверхности экваториального Тихого океана. // Метеорология и гидрология, 1998, №12, с. 5-22.

20. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю. Об оптимальном масштабе взаимодействия между температурой поверхности экваториального Тихого океана и циркуляцией вектора скорости ветра вдоль кругов широты и в центрах действия атмосферы. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2000, № 10, с. 5-15

21. Петросянц М. А., Гущина Д. Ю., Соколихина Е.В. Интегральные характеристики глобального поля ветра. Часть 1. Западный и восточный перенос, годовой ход и структура. // Метеорология и гидрология, 2001, №9, с. 25-39.

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

23. Петросянц М.А., Семенов Е.К., Соколихина Е.В. Атмосферная циркуляция в периоды различной активности экваториальной зоны западных ветров в фазу кульминации явлений Эль-Ниньо – Южное Колебание 1982-1983 гг. – Метеорология и гидрология, 1998, №11, с 5-15.

24. Полонский А.Б., Давыдов Г.И. Изменчивость системы океан-атмосфера в Австрало-Азиатском регионе в связи с Эль-Ниньо-Южное Колебание. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1996, том 32, № 3, с.383-396.

25. Романов Ю.А. Особенности атмосферной циркуляции в тропической зоне океанов. – С.-П.: Гидрометеоиздат, 1994, 287 с.

26. Самарский А.А. Теория разностных схем. — М.: Наука, 1983.

27. Семенов Е.К., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. Влияние тропического циклогенеза и экваториальной зоны западных ветров на развитие аномалии температуры поверхностных вод экваториальной части Тихого океана. Метеорология и гидрология, 2001, № 12, с. 24-30.

28. Семенов Е.К., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. Вертикальная циркуляция в тропической атмосфере в периоды экстремальных событий явления Эль-Ниньо – Южное Колебание. // Метеорология и гидрология, 2007, №7, с. 17-28

29. Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., Weng H., Yamagata, T. El Nino Modoki and its possible teleconnection. // J. Geophys. Res., 2007, vol., 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.

30. Ashok K. and Yamagata T. Climate change: The El Niño with a difference. // Nature, 2009, vol. 461, pp. 481-484, doi:10.1038/461481a.

31. Battisti D. S. and Hirst A. C. Interannual variability in the tropical atmosphereocean model: influence of the basic state, ocean geometry and nonlineary. // J. Atmos. Sci., 1989, vol. 45, pp. 1687–1712.

32. Bell, G.D., M.S. Halpert, C.F. Ropelewski, V.E. Kousky, A.V Douglas, R.C. Schnell, and M.E. Gelman, Climate assessment for 1998. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1999,nvol. 80, pp. 1-48.

33. Bjerknes J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of Ocean temperature. // Tellus, 1966, vol.18, No.4, pp. 820-829.

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

35. Björnsson H. and Venegas S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. McGill University, CCGCR 1997, Report No. 97-1, Montréal, Québec, 52pp.

36. Blanke B., Neelin J. D. and Gutzler D. Estimating the effect of stochastic wind stress forcing on ENSO irregularity. // J. Climate, 1997, vol. 10, pp. 1473-1486.

37. Delecluse P., Servain J., Levy C., Arpe K. and Bengtsson L. On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982– 83 ENSO. // Tellus, Ser. A, 1994, vol. 46, pp. 448– 464.

38. Dewitte B. and duPenhoat Y., Les theories d'ENSO. // Lettres pour la Science, 2000, pp.303-310.

39. Dewitte B., Gushchina D. Yu., 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 Nino. // Geophys.Res.Let., 2002, vol. 29, doi:10.1029/2002JC001498.

40. Dijkstra, H. A. and Burgers G. Fluid dynamics of El Niño variability. // Annu. Rev. Fluid Mech., 2002, vol. 34, pp. 531–558.

41. Dunnavan, G.M. and J.W. Diercks An analysis of Supertyphoon Tip (October 1979)" Mon. Wea. Rev., 1980, 180, pp.1915-1923.

42. DuPenhoat Y. and Eldin G., El Nino et l'oscillation austral. // Letters pour la Science, 2000, pp.89-91.

43. Eckert C. and Latif M. Predictability of a stochastically forced hybrid coupled model of El Niño. // J. Climate, 1997, vol. 10, pp. 1488–1504.

44. Efron B. The jackknife, the bootstrap, and other resampling plans. Society for Industrial and Applied Mathematics, CBMSNSF Monographs, 1982, vol. 38,pp.1-92.

45. Enomoto, T., B. Hoskins, and Y. Masuda, The formation of Bonin high in August, Q. J. R. Meteorol. Soc., 2003, vol. 587, pp. 157– 178.

46. Fasullo, J. and P.J. Webster, 2000: Atmospheric and surface variations during westerly wind bursts in the tropical western Pacific. Q.J. Roy. Meteor. Soc., vol. 126, pp. 899-924.

47. GPCP: Global Precipitation Climatology Project Implementation and data Management Plan. // WMO/TD No.367, 2003.

48. Gray, W.M. A global view of the origin of tropical disturbances and storms, Mon. Wea. Rev., 1968, vol. 96, pp.669-700

49. Gray, W.M. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation Meteorology Over Tropical Oceans. D. B. Shaw (Ed.), Roy.

Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, 1979, RG12 1BX, pp.155-218

50. Guan, Z., and T. Yamagata The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections, Geophys. Res. Lett., 2003, vol. 30(10), p. 1544, doi: 10.1029/2002GL016831.

51. Gushchina D.Yu., Semenov E.K., Lakeev S.G. The studying of atmosphere circulation anomalies of global and synoptic scale during the ENSO 1986-87 // Proceedings of the International Scientific Conference for TOGA. Melbourne: WMO/TD-No.717, 1995. V.1, P.231-235.

52. Gushchina D., Dewitte B. and Illig S. Remote ENSO forcing versus local air-sea interaction in QTCM: a sensitivity study to intraseasonal variability. // Advances in Geosciences, 2006, vol. 6, pp. 289–297, SRef-ID: 1680-7359/adgeo/2006-6-289.

53. Gushchina D. and Dewitte B. The relationship between intraseasonal tropical variability and ENSO and its modulation at seasonal to decadal timescales, // Cent. Eur. J. Geosci., 2011, vol. 1, No. 2, pp. 175-196, doi: 10.2478/s13533-011-0017-3.

54. Gushchina D., Dewitte B. Intraseasonal Tropical Atmospheric Variability Associated with the Two Flavors of El Nino. // Mon. Wea. Rev. 2012, vol. 140, pp. 3669-3681.

55. Handoh I. C. and Bigg G. R. A self-sustaining climate mode in the tropical Atlantic, 1995–97: Observations and modelling. // Q. J. R. Meteorol. Soc., 2000, vol. 126, pp. 807– 821.

56. Held I.M.S., Lyons S.W. and Nigam S. Transients and the extratropical response to El Nino. // J. Atmos. Sci., 1989, vol.46, pp. 163-174.

57. Hendon H. H., Wheeler M. C. and Zhang C. Seasonal Dependence of the MJO–ENSO Relationship. // J. Climate, 2007, vol. 20, pp. 531–543.

58. Hirst A. C. Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models. // J. Atmos. Sci., 1986, vol. 43, pp. 606–630.

59. Hirst A.C. Slow instabilities in tropical ocean basin-global atmosphere models. // J. Atmos. Sci., 1988, vol. 45, pp. 830–852.

60. Hong C.-C., Li Yu.-H., Li T. and Lee M.-Y. Impacts of central Pacific and eastern Pacific El Niños on tropical cyclone tracks over the western North Pacific, vol.38, issue 16, 2011. DOI: 10.1029/2011GL048821

61. Horel J.D. and Wallace J.M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Soutehrn Oscillation. // Mon.Wea.Rev.,1981, vol.109, pp. 813-829.

62. Illig S. and Dewitte B. Local Coupled Equatorial Variability Versus Remote ENSO Forcing in an Intermediate Coupled Model of the Tropical Atlantic. // J. Climate, 2006, vol. 19, N°20, pp. 5227-5252.

63. Jin, F.-F. and Neelin J. D. Modes of interannual tropical oceanatmosphere inter-action—a unified view. Part I: Numerical results. // J. Atmos. Sci., 1993, vol. 50, pp. 3477-3502.

64. Jin F.-F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. // J. Atmos. Sci., ., 1997a vol. 54, pp. 811–829.

65. Jin, F.-F. An Equatorial Ocean Recharge Paradigm for ENSO. Part II: A Stripped-Down Coupled Model. // J. Atmos. Sci., 1997b, vol. 54, pp. 830–847.

66. Kalnay E. and Co-authors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. // Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 77, pp. 437-471.

67. Kessler W. S. Is ENSO a cycle or a series of events? // Geophys. Res. Lett., 2002, vol. 29(23), pp. 2125, doi:10.1029/2002GL015924.

68. Kleeman R. and Moore A. M. A theory for the limitation of ENSO predictability due to stochastic atmospheric transients. // J. Atmos. Sci., 1997, vol. 54, pp. 53–767.

69. Krishnamurti T.N. Tropical east–west circulations during the northern summer. Journal of the Atmospheric Sciences 1971, vol. 28, pp. 1342–1347.

70. Krishnamurti T.N., Kanamitsu M., Koss W.J., Lee J.D.. Tropical east–west circulations during the northern winter. Journal of the Atmospheric Sciences 1973 vol.30, pp. 780–787.

71. Kryjov V.N. and Park Ch.-K. Solar modulation of the El-Nino/Southern Oscillation impact on the Northern Hemisphere annular mode. // Geophys. Res. Lett, 2007, vol. 34, L10701, doi:10.1029/2006GL028015.

72. Kug, J.S., Jin F.F. and An S.I. Two types of El Niño events:Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. // J. Clim., 2009, vol. 22, pp. 1499–1515.

73. Landsea, C.W. A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes Mon. Wea. Rev., 1993, 121, pp.1703-1713

74. Larkin N. K. and Harrison D. E. ENSO warm (El Niño) and cold (La Niña) event life cycles: Ocean surface anomaly patterns, their symmetries, asymmetries, and implications. // J. Climate, 2002, vol. 15, pp. 1118–1140.

75. Larkin N.K., Harrison D.E. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. Geophysical Research Letters, 2005, 32, L13705, DOI:10.1029/2005GL022738

76. Latif M. and Barnett T.P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. // Science, 1994, vol.266, pp. 634-637.

77. Lau N.-C. Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Ninos in 1962-76. // Mon.Wea.Rev., 1985, vol.113, pp. 1970-1996.

78. Livezey R.E. and Mo K.C. Tropical-extratropical teleconnections during the Northern hemisphere winter. // Mon.Wea.Rev, 1987, vol.115, pp. 3115-3132.

79. Madden R. and Julian P. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. // J. Atmos.Sci., 1972, vol. 29, pp. 1109–1123.

80. Matsuno T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. // J. Meteor. Soc. Japan, 1966,vol.44, 25–43.

81. McPhaden M. J., Zhang X., Hendon H. H., Wheeler M.C. Large scale dynamics and MJO forcingиof ENSO variability. // Geophys.Res.Let, 2006, vol. 33, L16702, doi:10.1029/2006GL026786

82. McWilliams J. and Gent P. A coupled air-sea model for the tropical Pacific. // J. Atmos. Sci., 1978, vol. 35, pp. 962–989.

83. Mo, K. C., Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States, J. Clim., 2010, 23, 3639–3656, doi:10.1175/2010JCLI3553.1.

84. Mokhov I.I., Petukhov V.K., Senatorsky A.O. Sensitivity of storm track activity and blockings to global climatic changes: Diagnostics and modelling // Publ. Acad. Finland. Painatuskaskus, 1995, 6/95. pp. 438-441.

85. Mokhov I.I., Smirnov D.A., Nakonechny P.V., Kozlenko S.S., Seleznev E.P., Kurths J. Alternating mutual influence of El-Nino/Southern Oscillation and Indian monsoon // Geophys. Res. Lett., 2011, doi: 10.1029/2010 GL 045932.

86. Moore A. M. and R. Kleeman. Stochastic forcing of ENSO by intraseasonal oscillations. // J. Climate, 1999a , vol. 12, pp. 1199–1220.

87. Moore A. M. and R. Kleeman The nonnormal nature of El Niño and intraseasonal variability. // J. Climate, 1999b, vol. 12, pp. 2965–2982.

88. Neelin, J. D The slow sea surface temperature mode and the fastwave limit: analytic theory for tropical interannual oscillations and experiments in a hybrid coupled models, J. Atmos. Sci., 1991, vol. 48, pp. 584–606.

89. Neelin J.D., Jin F.-F. Modes of interannual tropical ocean-atmosphere interaction — a unified view. // J.Atmos.Sci., 1993, vol. 50, pp. 3504-3522

90. Neumann, C.J. (1993): "Global Overview" - Chapter 1" Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting, WMO/TC-No. 560, Report No. TCP-31, World Meteorological Organization; Geneva, Switzerland

91. Nitta, T. Convective activities in the tropical Pacific and their impacts on the Northern Hemisphere summer circulation, J. Meteorol. Soc. Jpn., 1987, vol. 65, pp. 373– 390.

92. Penland C. and Sardeshmukh P. D., The optimal growth of tropical sea surface temperature anomalies// J. Climate, 1995, vol. 8, pp. 1999–2024.

93. Penland C. A stochastic model of Indo Pacific sea surface temperature anomalies, Physica D, 1996, vol. 98, pp. 534–558.

94. Philander S. G. H., Yamagata T. and Pacanowski R. C., Unstable air-sea interactions in the tropics, J. Atmos. Sci., 1984, vol. 41, pp. 604–613.

95. Picaut J., Masia F.and du Penhoat Y., An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of ENSO. // Science, 1997, vol.277, pp. 663-666.

96. Rappaport E N. Atlantic Hurricane Season of 1997». Monthly Weather Review, 1999, 127.

97. Rasmusson E.M. and Carpenter T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fialds associated with the Southern Oscillation/El Nino. // Mon.Wea.Rev., 1982,vol. 110, pp. 354-384.

98. Rayner, N. A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K.,. Alexander L. V, Rowell D. P., Kent E. C. and A. Kaplan. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. // J. Geophys. Res., 2003, vol. 108(D14), pp. 4407, doi:10.1029/ 2002JD002670.

99. Renault L., Dewitte B., Gushchina D., Silva Y. Spatio-temporal characteristics of wind burst events along the South American coast from satellite observations (2000-2006), 2008

100. Reynolds R. W. and Smith T.M. Improved global sea surface temperature analyses using optimal interpolation. J. Climate, 1994, vol. 7, pp.929-948.

101. Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins Monsoons and the dynamics of deserts, Q. J. R. Meteorol. Soc., 1996, vol. 122, pp. 1385–1404.

102. Ropelewski C. F. and Halpert M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the Southern Oscillation. // Mon. Weather. Rev., 1987, vol. 115, pp. 1606-1626.

103. Ropelewski, C.F., and M.S. Halpert Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships. J. Climate, 1996, vol. 9, pp. 1043-1959.

104. Rossby C.-G. and collaborators. Relations between Variations in the intensity of the Zonal Circulation of the Atmosphere and the Displacements of the Semipermanent Centers of Action. // J.Mar.Res., 1939, vol.2, pp.38-55.

105. Ruiz-Barradas A., Carton J.A.and Nigam S. Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. // J.Climate, 2000, vol.13, pp. 3285-3297.

106. Saji, N. H., and T. Yamagata Possible impacts of Indian Ocean dipole events on global climate, Clim. Res., 2003, vol. 25, pp. 151– 169.

107. Schopf P. S. and Suarez M. J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. // J. Atmos. Sci., 1988, vol. 45, pp. 549-566.

108. Suarez M. J. and Schopf P. S. A delayed action oscillator for ENSO // J. Atmos. Sci., 1988, vol. 45, pp. 3283-3287.

109. Takahashi K., Montecinos A., Goubanova K. and Dewitte B. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Nino., Geophys.Res.Let., 2011, vol. 38, L10704, doi:10.1029/2011GL047364 .

110. Taschetto, A. S., R. J. Haarsma, A. Sen Gupta, C. C. Ummenhofer, K. J. Hill and M. H. England. Australian monsoon variability driven by a Gill-Matsuno type response to central-west Pacific warming. Journal of Climate, 2010, vol. 23(18), pp. 4717-4736.

111. Trenberth K.E., Branstator W.B., Karoly D., Kumar A., Lau N.-C. and Ropelewski C., Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. // J.Geophys.Res, 1998, vol.5 103,C7, pp. 14291-14324.

112. Trenberth K. E. and Stepaniak D. P. Indices of El Nino evolution. // J. Clim., 2001, vol.14, pp. 1601-1624.

113. Vimont D. J., Battisti D. S. and Hirst A.C. Footprinting: A seasonal connection between the tropics and mid-latitudes, Geophys. Res. Lett., 2001, vol. 28, pp. 3923-3926.

114. Wakata, Y., and Sarachik E. S. Unstable coupled atmosphere–ocean basin modes in the presence of a spatially varying basic state. // J. Atmos. Sci., 1991, vol. 48, pp. 2060-2077.

115. Walker G.T. Correlation in seasonal variations of weather. // Mem.India Meteorol.Dept., 1924, vol.24, pp.275-332.

116. Wallace J.M. and Gutzler D.S. Teleconnections in the geopothential height field during the Northern Hemisphere winter. // Mon.Wea.Rev., 1981, vol.109, pp. 784-811.

117. Wang, B. Theory, in Intraseasonal Variability in the Atmosphere- Ocean Climate System,edited by W. K. M. Lau and D. E. Waliser. // Praxis, 2005, Chichester, U.K. pp. 307–360.

118. Wang, C. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation. // J. Climate, 2002a, vol. 15, pp. 399-419.

119. Wang, C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. // J. Climate, 2002b, vol. 15, pp. 1516-1536.

120. Webster P.J., Magana V.O., Palmer T.N., Shukla J., Tomas R.A., Yanai M.and Yasunari T., Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction. // J.Geophys.Res , 1998, vol.5, 103,C7, pp. 14451-14510.

121. Weisberg R. H. and Wang C. A western Pacific oscillator paradigm for the El Nino-Southern Oscillation. // Geophysical Research Letters, 1997, vol. 24, pp. 779-782.

122. Weyant J., Azar C., Kainuma M. et al Report of 2.6 Versus 2.9 Watts/m2 RCPP Evaluation Panel. Geneva, Switzerland: IPCC Secretariat. ,2009

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

124. Wheeler M. C. and Kiladis G. N. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. // J. Atmos. Sci., 1999, vol. 56, pp. 374-399.

125. Wu M. C., Chang W. L., and Leung W. M. Impacts of El Nino-Southern Oscillation Events on Tropical Cyclone Landfalling Activity in the Western North Pacific. Journal of Climate, 2003, vol. 17 (6), pp.1419–1428.DOI:10.1175/1520-0442(2004)017<1419:IOENOE>2.0.CO;2.

126. Wyrtki K. El Nino — the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. // J. Phys. Oceanogr., 1975, vol. 5, pp. 572-584.

127. Wyrtki K. An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. // J. Phys. Oceanogr., 1981, vol. 11, pp. 1205-1214.

128. Xu S., Huang F. Impact of the two types of El Nino on Pacific tropical cyclone activity, J. Ocean Univ., China (Oceanic and coastal Sea Research), 2014, 13.

129. Yamagata T. Stability of a simple air-sea coupled model in the tropics, In Coupled Ocean-Atmosphere Models, ed. by J. C. J. Nihoul, 1985 , vol. 40, Elsevier Oceanography Series, Elsevier, pp. 637–657.

130. Yeh S.-W., Kug S.-J., Dewitte B., Kwon M.-H., Kirtman B. P. and Jin F.-F. El Niño in a changing climate. // Nature, 2009, vol. 461, pp. 511-514.

131. Yu and Kim S. T. Identification of Central-Pacific and Eastern-Pacific types of ENSO in CMIP3 models. // Geophys, Res. Lett., 2010, vol. 37, doi:10.1029/2010GL044082.

132. Yu J.-Y., Zou Y., Kim S. T., and Lee T. The changing impact of El Niño on US winter temperatures // Geophys, Res. Lett., 2012, vol. 39, doi:10.1029/2012GL052483

133. Zebiak S. E., Cane M. A. A model El Nino-Southern Oscillation, Mon. Weather Rev., 1987, 115, 2262– 2278,.

134. Zhang C., Madden-Julian Oscillation. // Rev. Geophys., 2005, vol. 43, RG2003, doi: 10.1029/2004RG000158.

135. Zhang H., Guan Yu. Impacts of Four Types of ENSO Events on Tropical Cyclones Making Landfall over Mainland China Based on Three Best-track Datasets. Adv. Atmos. Sci., 2014, vol. 31(1), pp. 154-164.

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. Аномалии высоты геопотенциальной поверхности 200, 500 и 850 гПа в различные фазы развития двух типов Эль-Ниньо 209
2. Аномалии зональной составляющей скорости ветра в нижней, средней, и верхней тропосфере в различные фазы развития двух типов Эль-Ниньо 215
3. Регрессия индексов ЦТ и ВТ Эль-Ниньо на аномалии приземной температуры воздуха и осадков (без учета значимости регрессии) 221
4. Средняя климатическая структура вертикальных движений в ячейке Уокера и аномалии циркуляции в ячейке в различные фазы разлития двух типов Эль-Ниньо 223
5. Таблица максимальных значений коэффициента корреляции между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в центрах действия атмосферы и пороги значимости корреляции 230
6. Аномалии циркуляции в ячейке Хэдли в различные фазы развития двух типов Эль-Ниньо 235
7. Графики корреляции со сдвигом от -24 до +24 месяцев между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в центрах действия атмосферы по данным реанализа NCAP/NCAR 253
8. Графики корреляции со сдвигом от -24 до +24 месяцев между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в центрах действия атмосферы по данным эксперимента piControl модели GFDL-ESM-2M 257
9. Графики корреляции со сдвигом от -24 до +24 месяцев между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в центрах действия атмосферы по данным эксперимента RCP 8.5 модели GFDL-ESM-2M 261

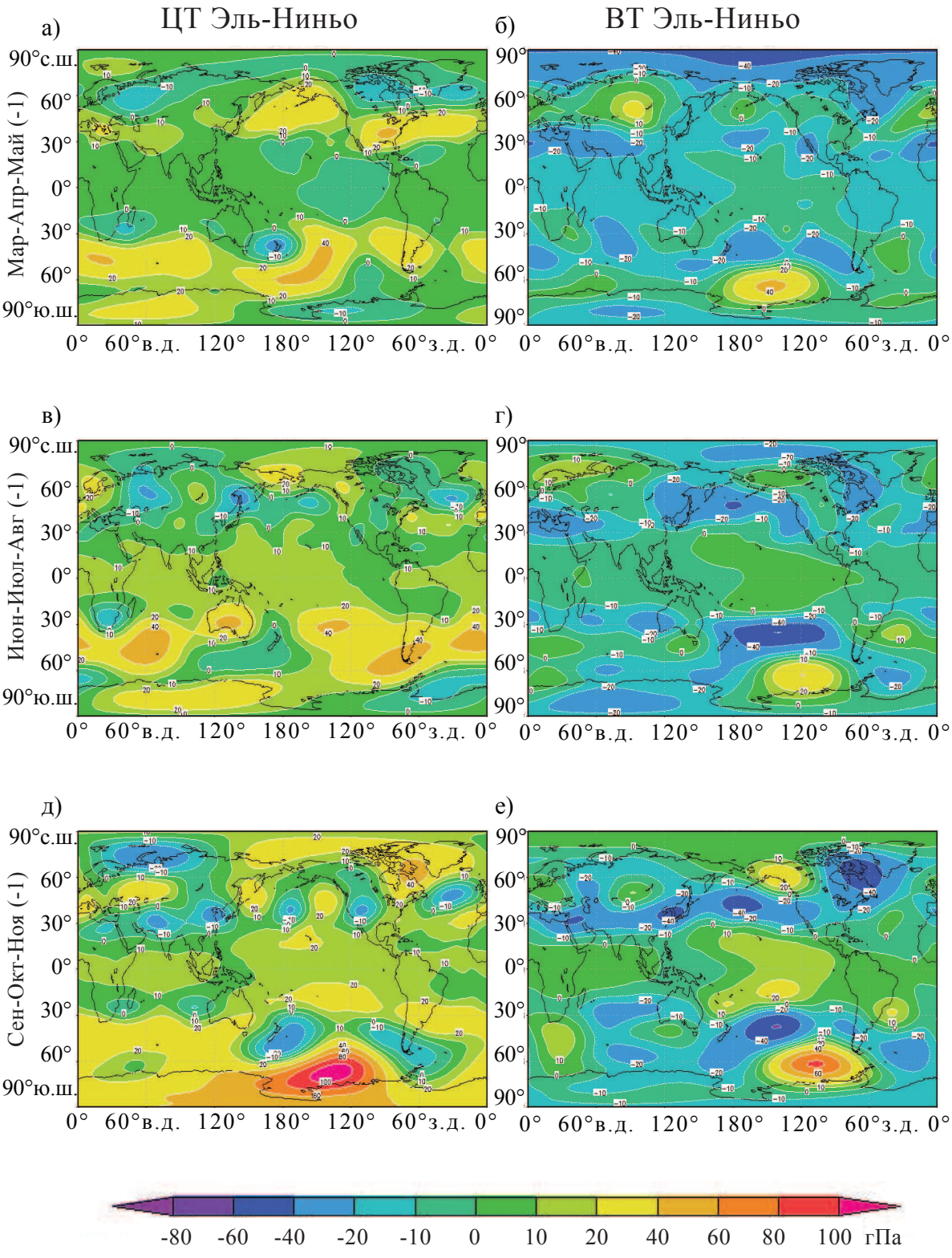


Рис. П1.1 Аномалии высоты геопотенциальной поверхности 200 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года до кульминации явления.

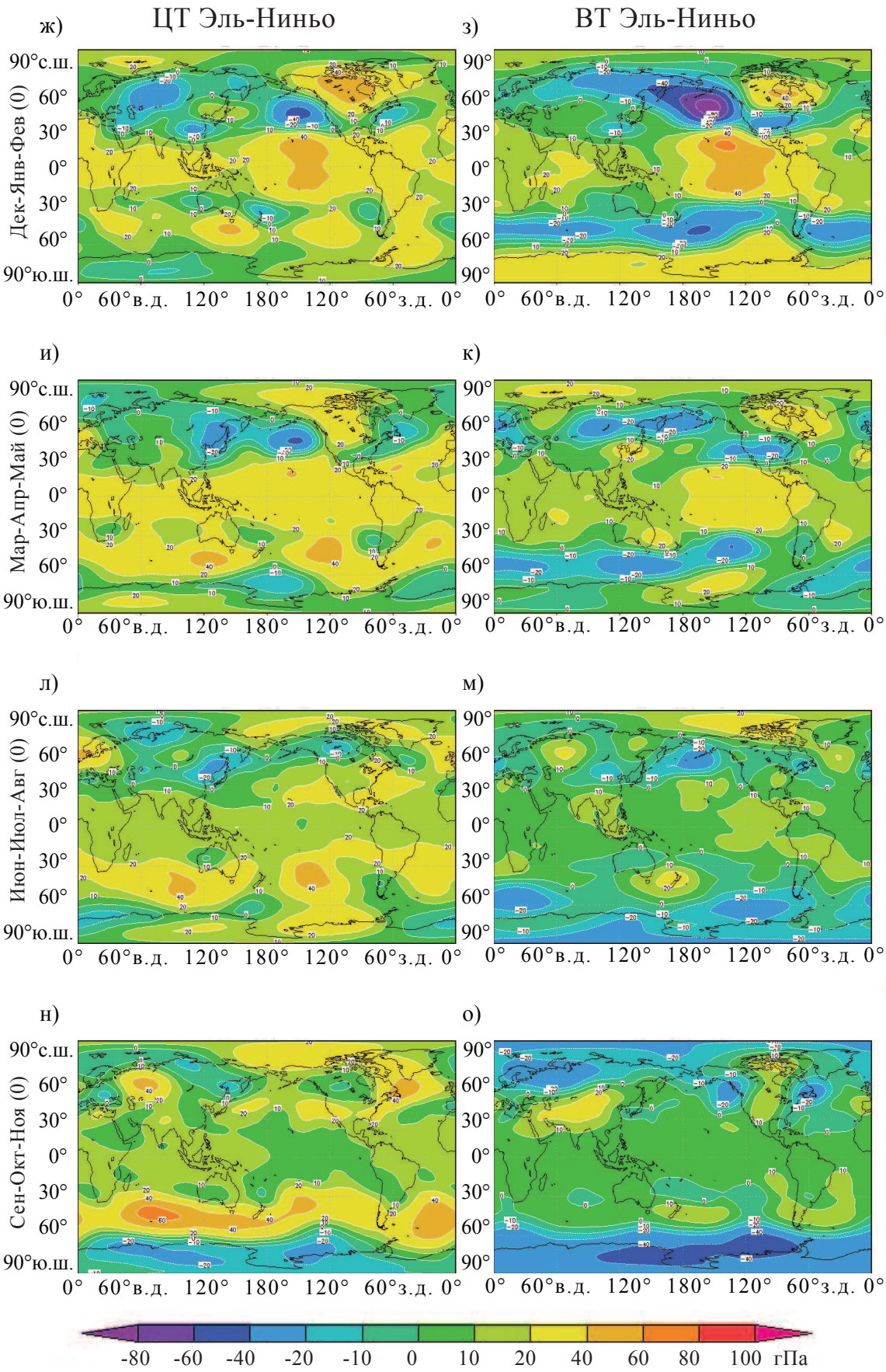


Рис П1.1(продолжение) Аномалии высоты геопотенциальной поверхности 200 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период кульминации явления (декабрь-январь-февраль), весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года после кульминации.

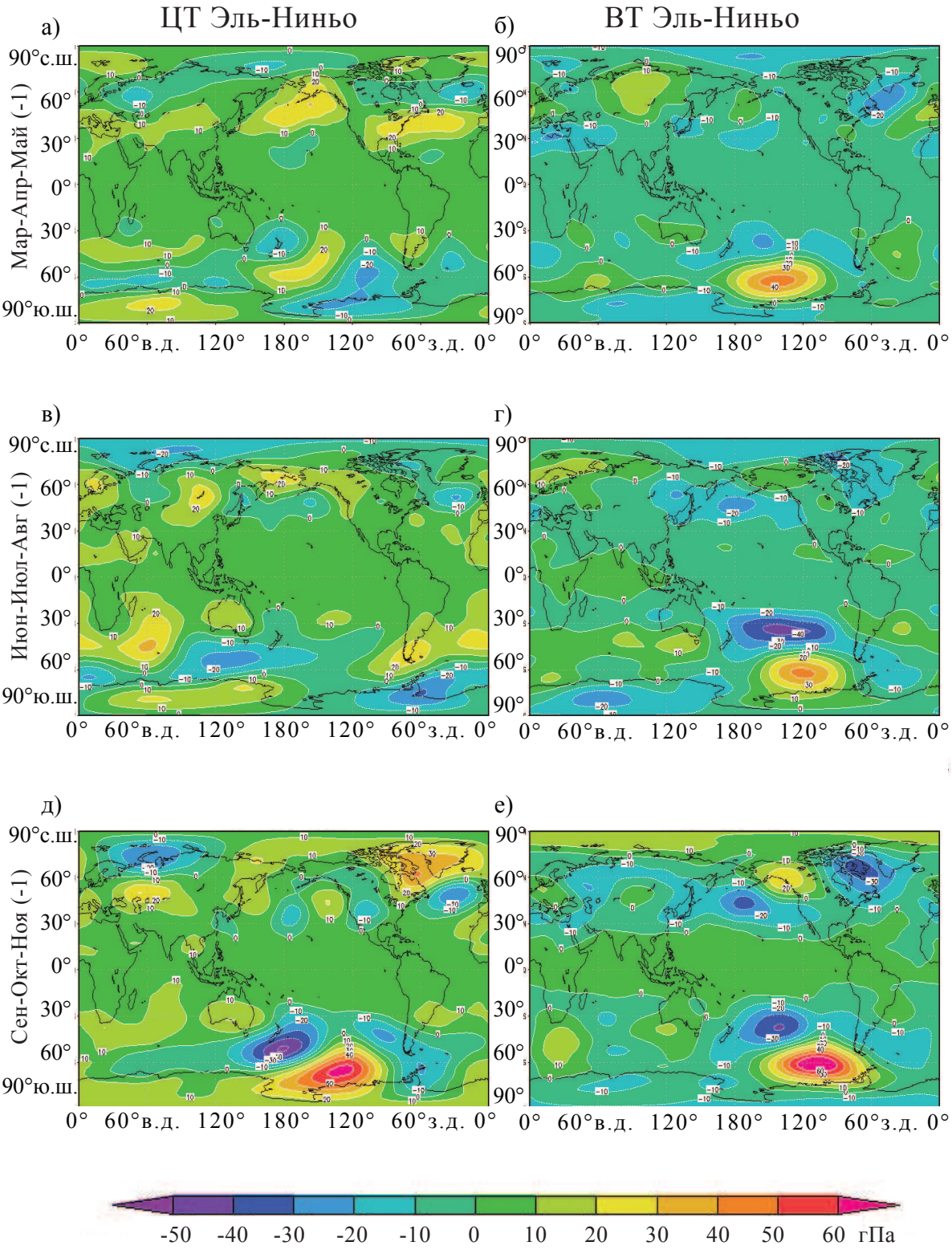


Рис. П1.2 Аномалии высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года до кульминации явления.

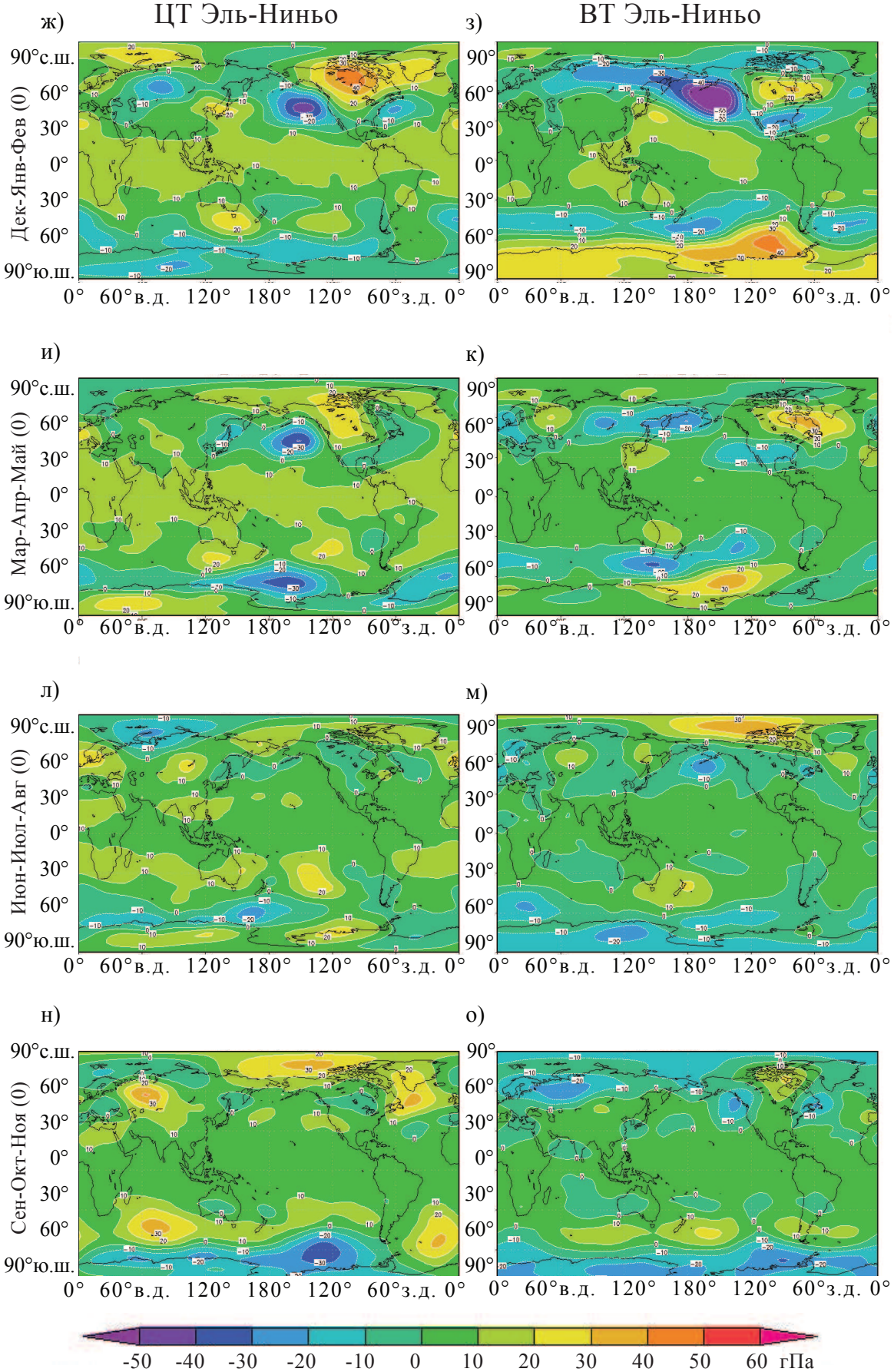


Рис П1.2(продолжение) Аномалии высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период кульминации явления (декабрь-январь-февраль), весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года после кульминации.

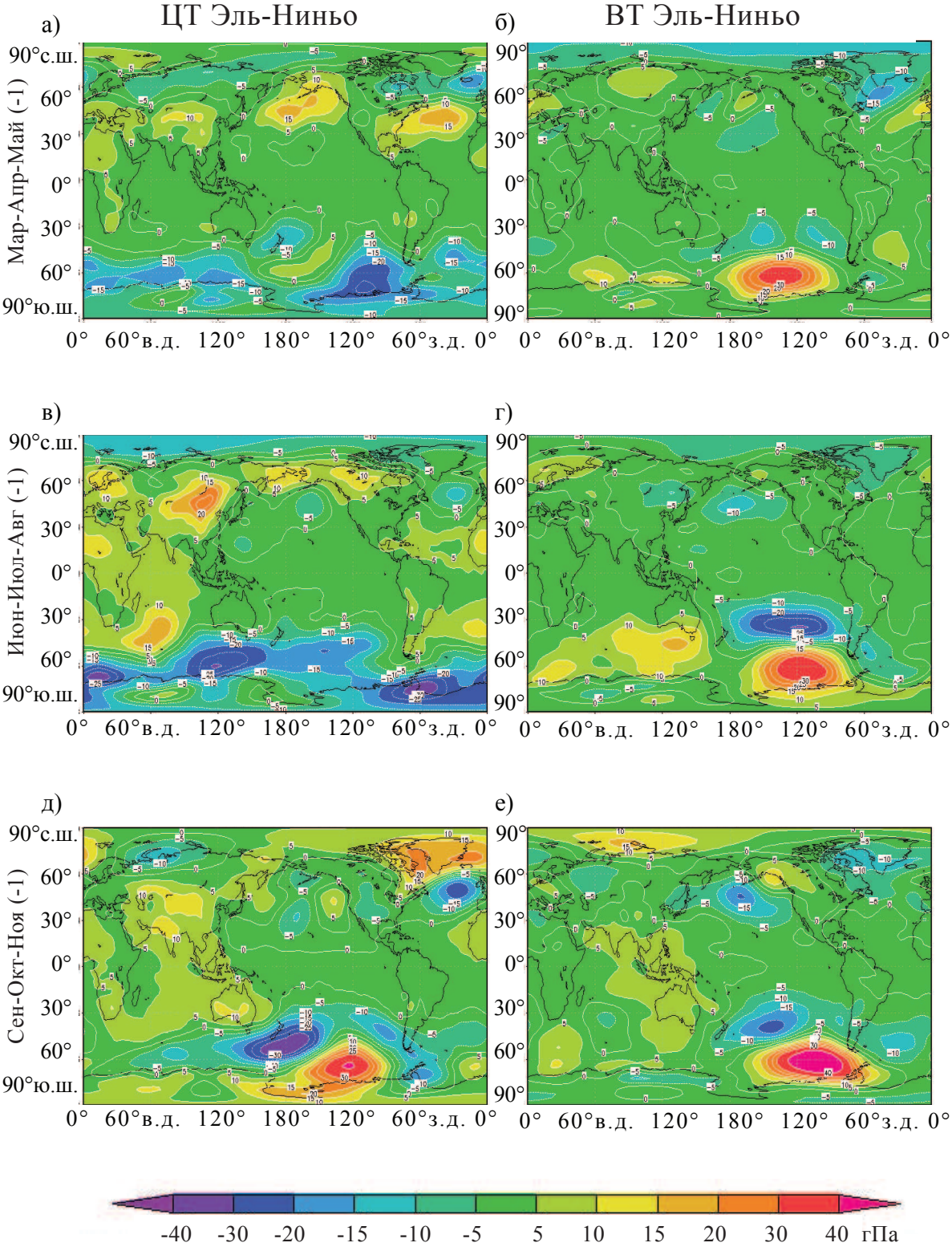


Рис. П1.3 Аномалии высоты геопотенциальной поверхности 850 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года до кульминации явления.

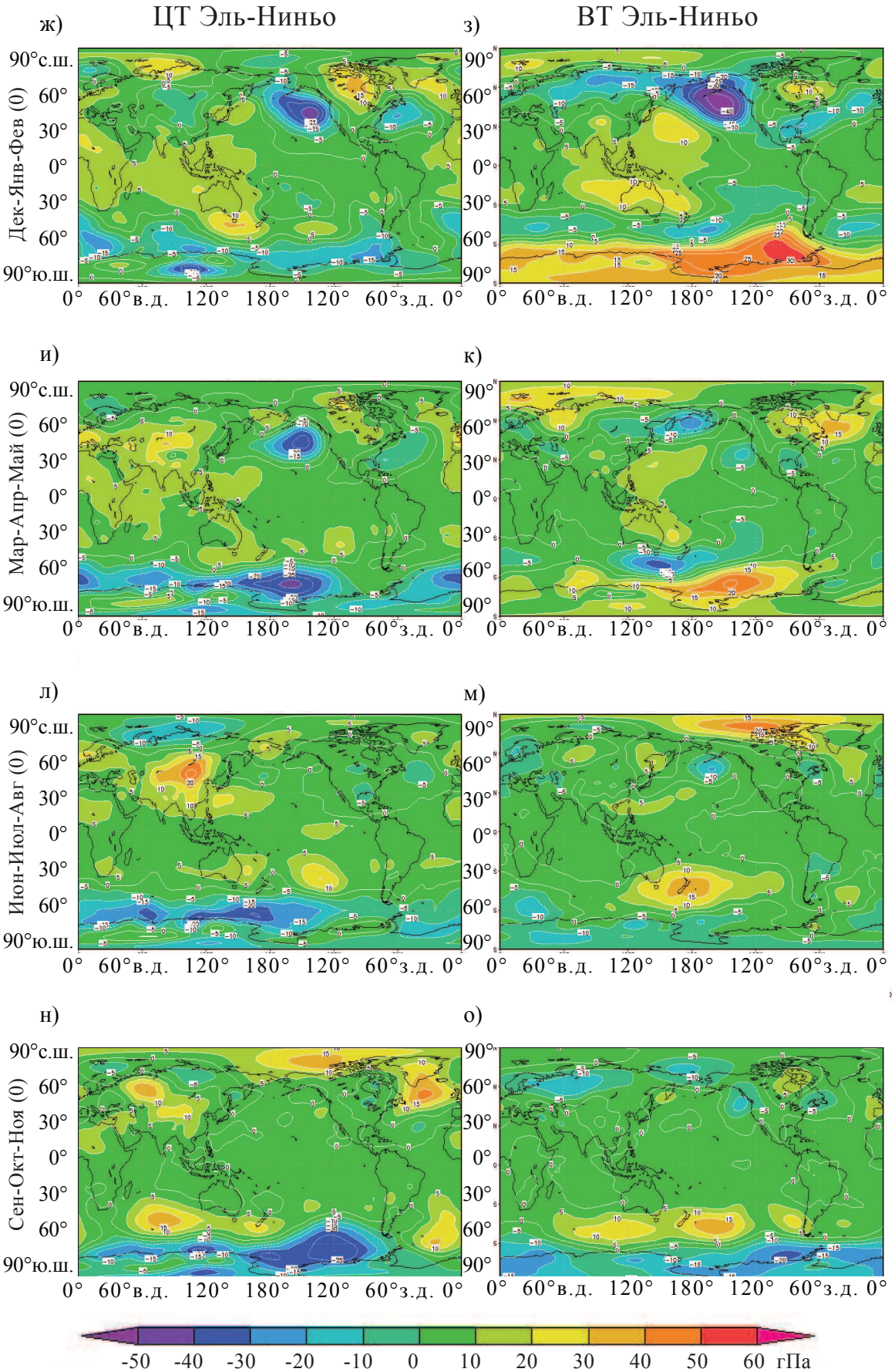


Рис П1.3(продолжение) Аномалии высоты геопотенциальной поверхности 850 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период кульминации явления (декабрь-январь-февраль), весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года после кульминации.

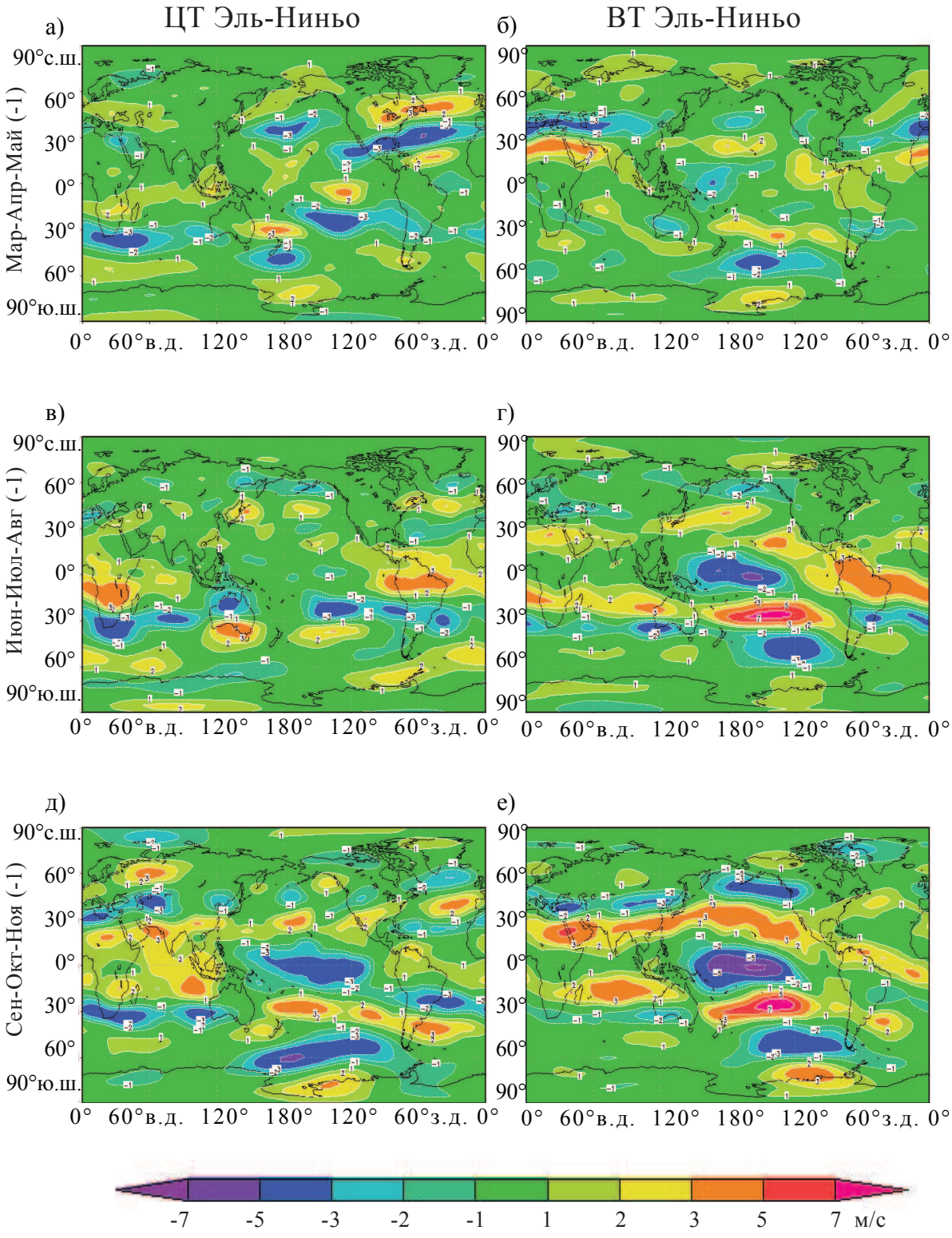


Рис П2.1 Аномалии скорости зонального ветра на геопотенциальной поверхности 200 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года до кульминации явления (положительные значения соответствуют западным аномалиям ветра, отрицательные - восточным).

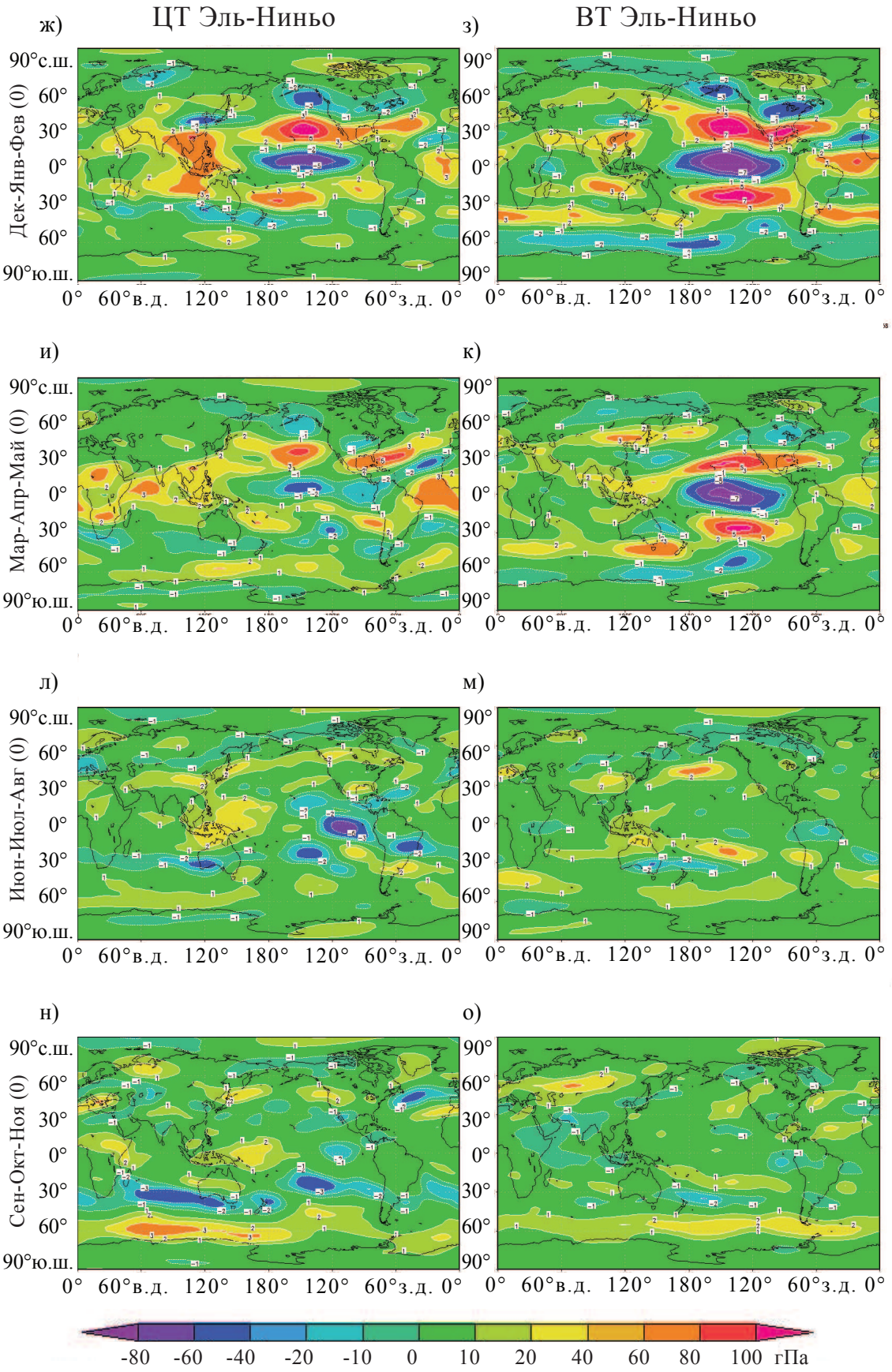


Рис П2.1(продолжение) Аномалии скорости зонального ветра на геопотенциальной поверхности 200 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период кульминации явления (декабрь-январь-февраль), весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года после кульминации.

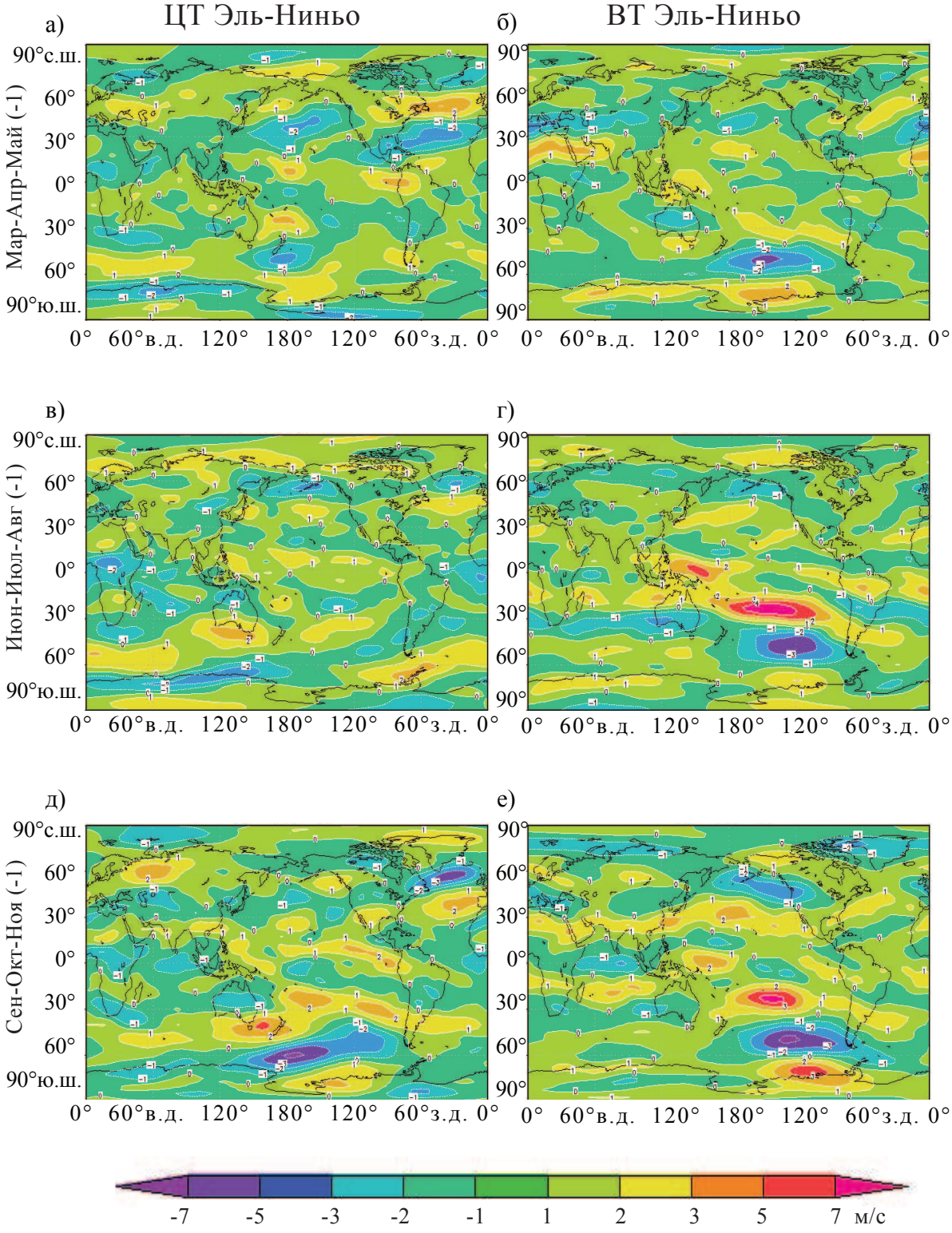


Рис П2.2 Аномалии скорости зонального ветра на геопотенциальной поверхности 500 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года до кульминации явления (положительные значения соответствуют западным аномалиям ветра, отрицательные - восточным).

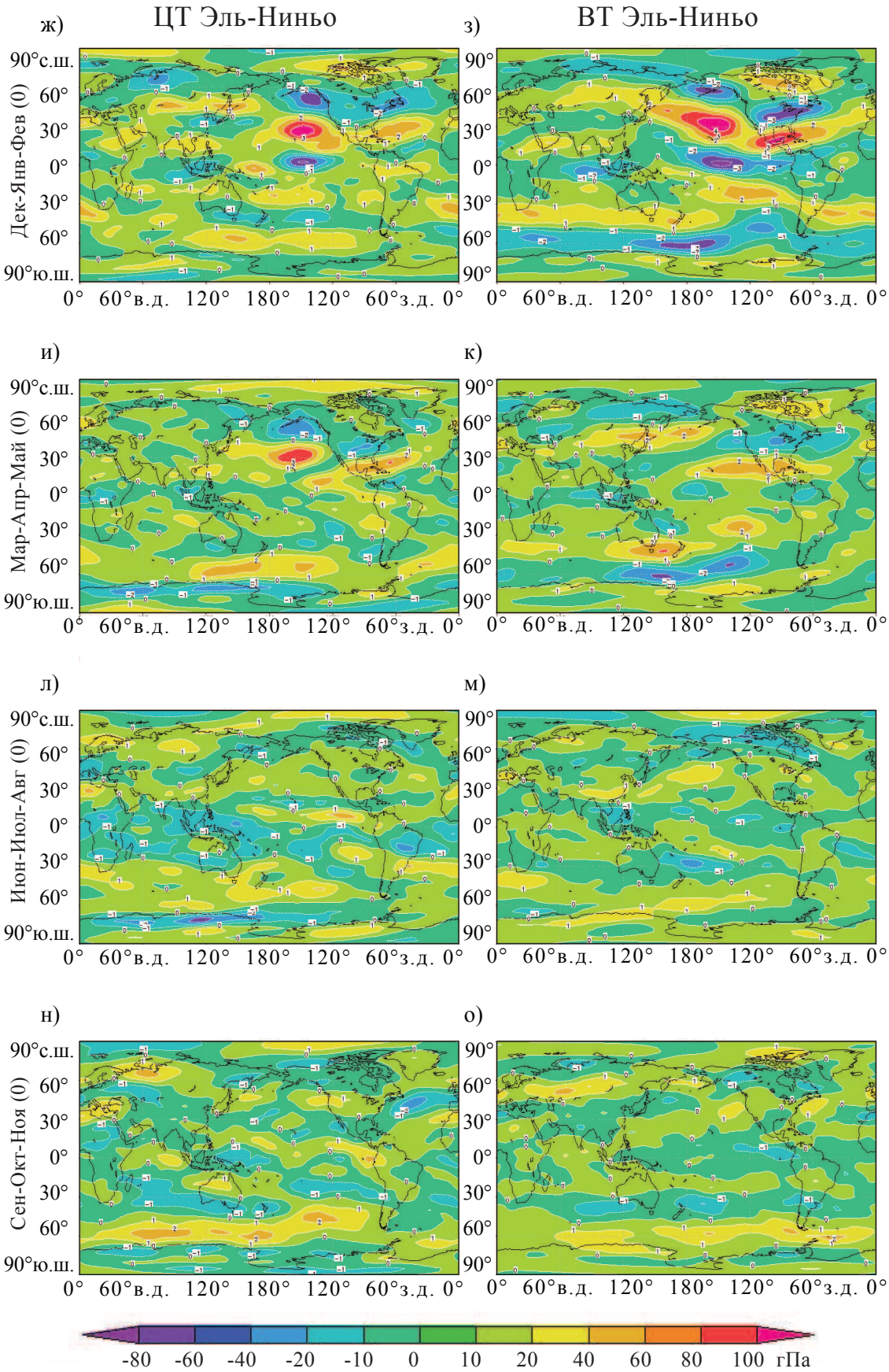


Рис П2.2(продолжение) Аномалии скорости зонального ветра на геопотенциальной поверхности 500 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период кульминации явления (декабрь-январь-февраль), весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года после кульминации.

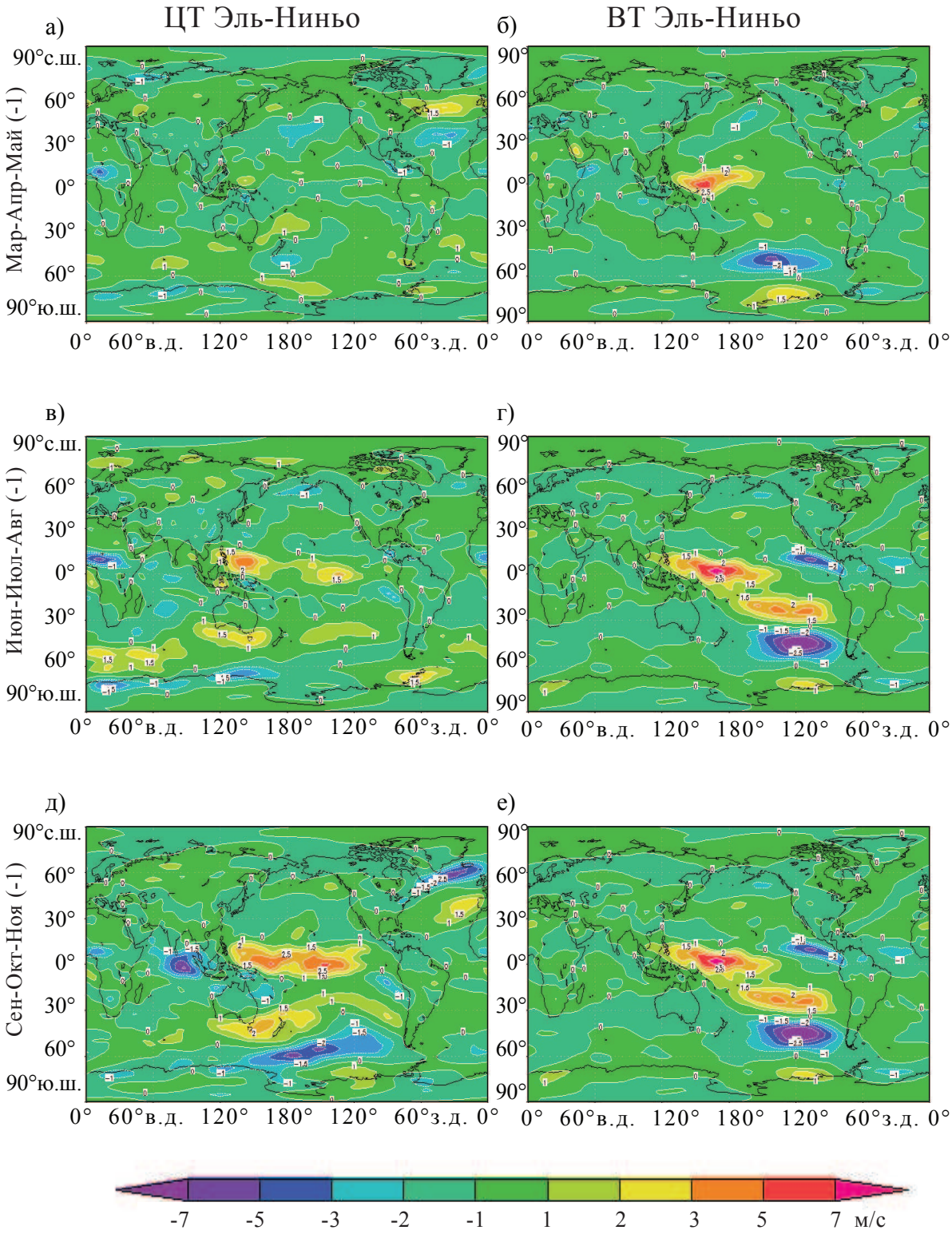


Рис П2.3 Аномалии скорости зонального ветра на геопотенциальной поверхности 850 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года до кульминации явления (положительные значения соответствуют западным аномалиям ветра, отрицательные - восточным).

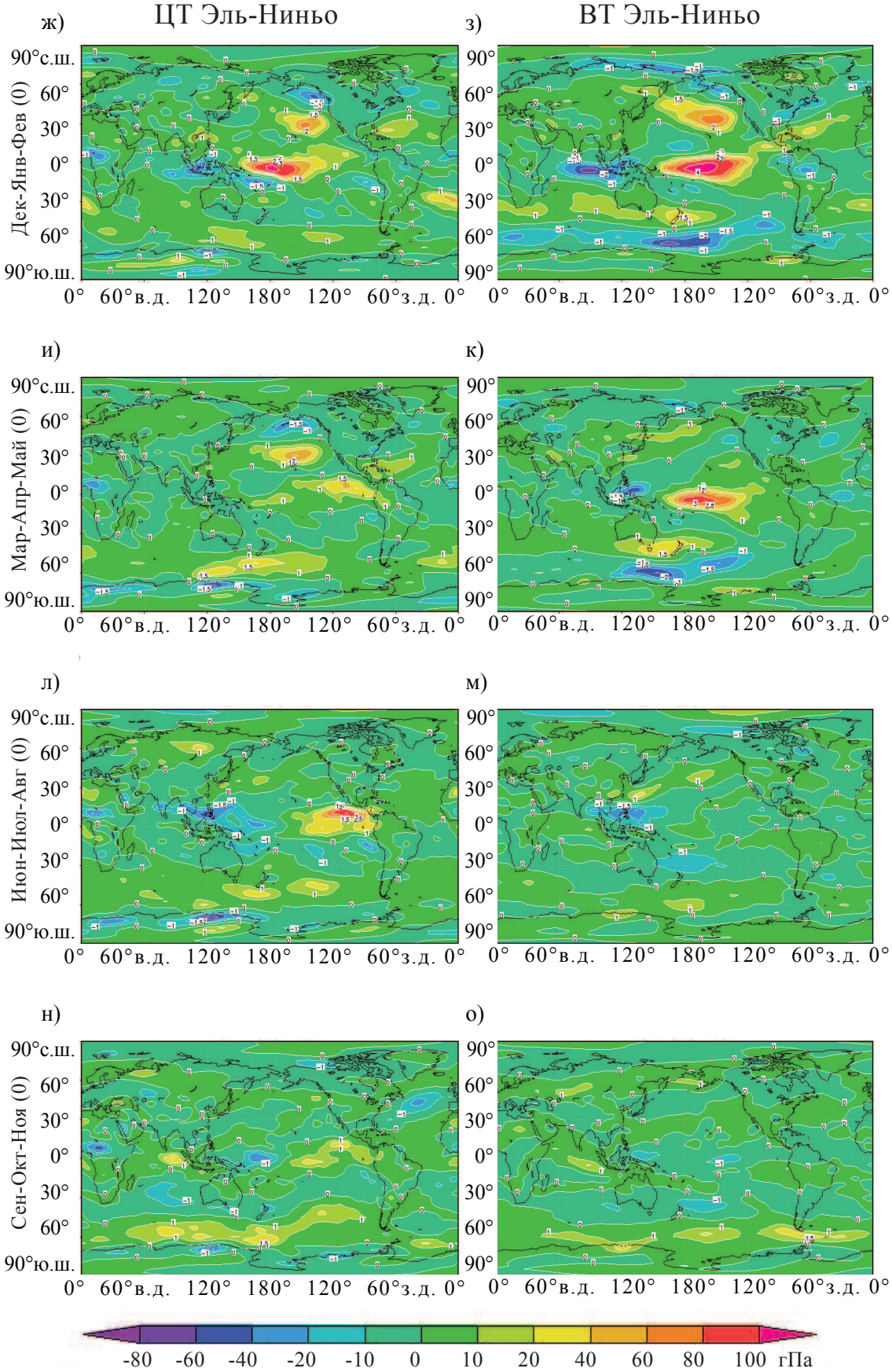


Рис П2.3(продолжение) Аномалии скорости зонального ветра на геопотенциальной поверхности 850 гПа в годы ЦТ (слева) и ВТ (справа) Эль-Ниньо в период кульминации явления (декабрь-январь-февраль), весны (март-апрель-май), лета (июнь-июль-авгст) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь) года после кульминации.

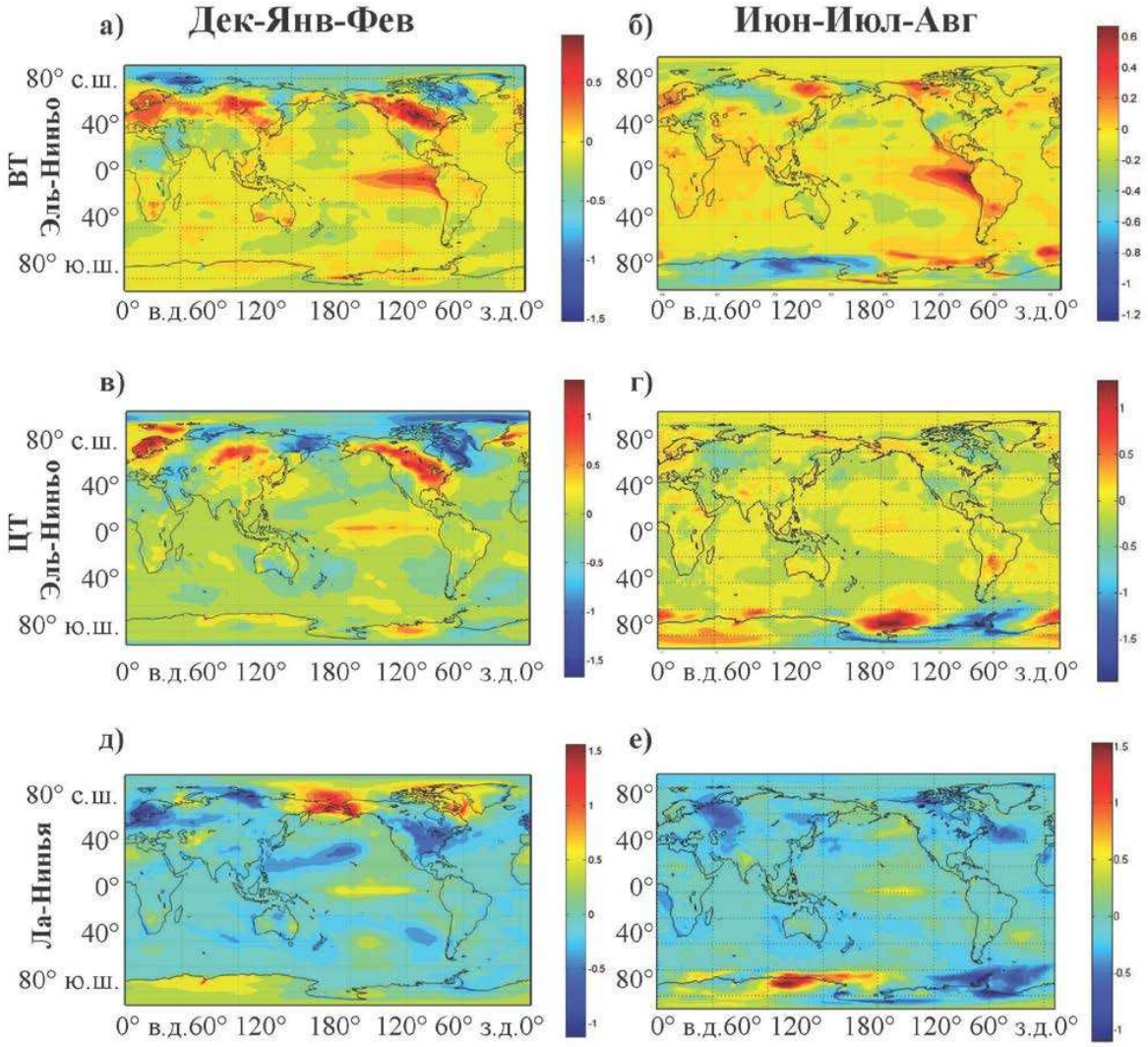


Рис П3.1 Регрессия индексов ЦТ и ВТ Эль-Ниньо на аномалии приземной температуры воздуха для канонического Эль-Ниньо (а-б), Эль-Ниньо Модоки (положительные значения ЦТ-индекса) (в-г) и Ла Нинья (отрицательные значения ЦТ-индекса) (д-е) в период кульминации явления и летом после кульминации.

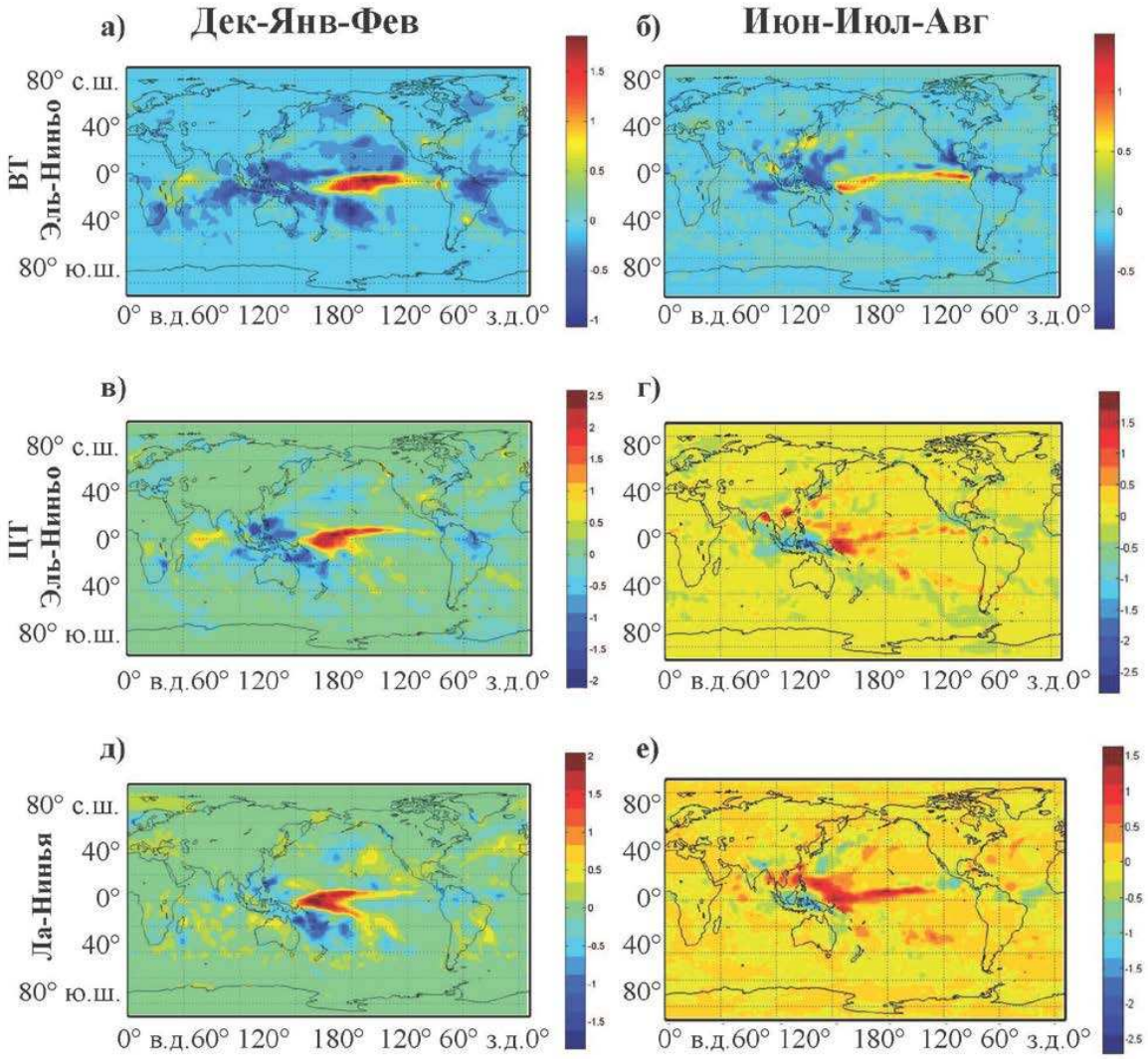


Рис П3.2 Регрессия индексов ЦТ и ВТ Эль-Ниньо на аномалии атмосферных осадков для канонического Эль-Ниньо (а-б), Эль-Ниньо Модоки (положительные значения ЦТ-индекса) (в-г) и Ла Нинья (отрицательные значения ЦТ-индекса) (д-е) в период кульминации явления и летом после кульминации.

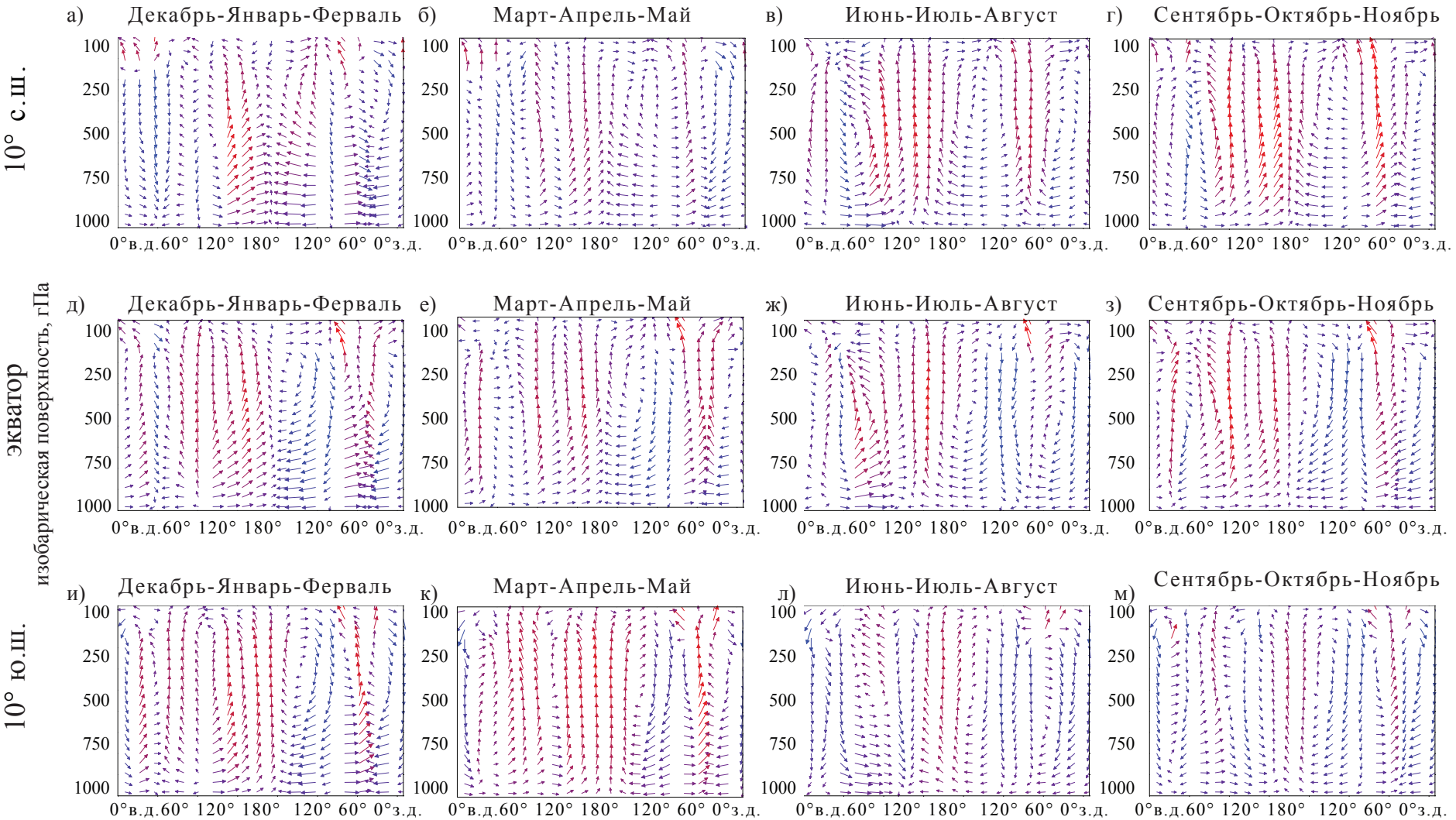


Рис. П4.1 Средняя климатическая (за период 1948-2012гг.) структура вертикальных движений (ячейка Уокера) вдоль 10°с.ш. (а-г), на экваторе (д-з) и вдоль 10°ю.ш. (и-м) для зимы (декабрь-январь-февраль, а,д,и), весны (март-апрель-май, б, е, к), лета (июнь-июль-август, в,ж,л) и осени (сентябрь-октябрь-ноябрь, г, з,л) Северного полушария.

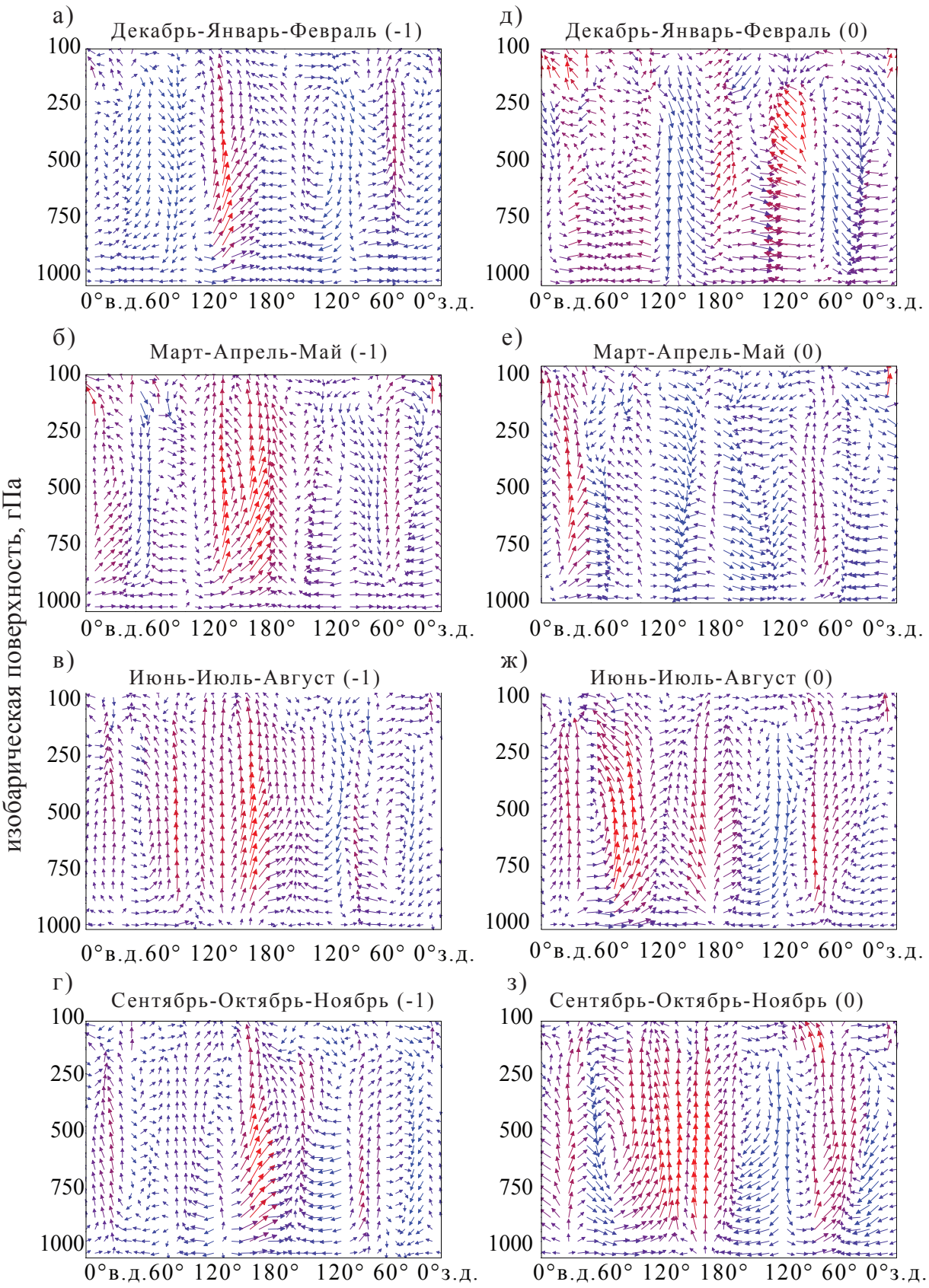


Рис. П4.2.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Уокера) вдоль 10° с.ш. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

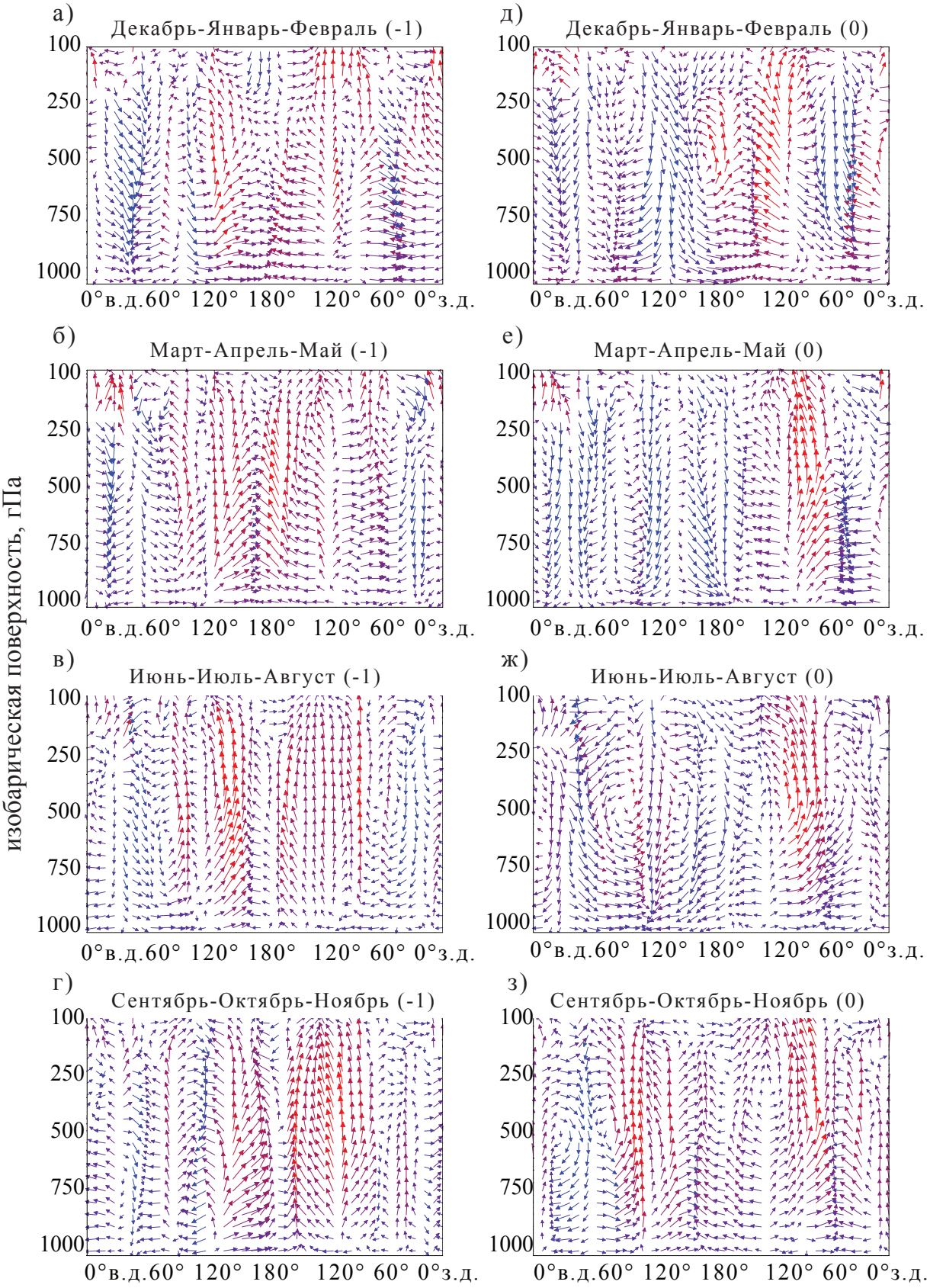


Рис. П4.2.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Уокера) вдоль 10°с.ш. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

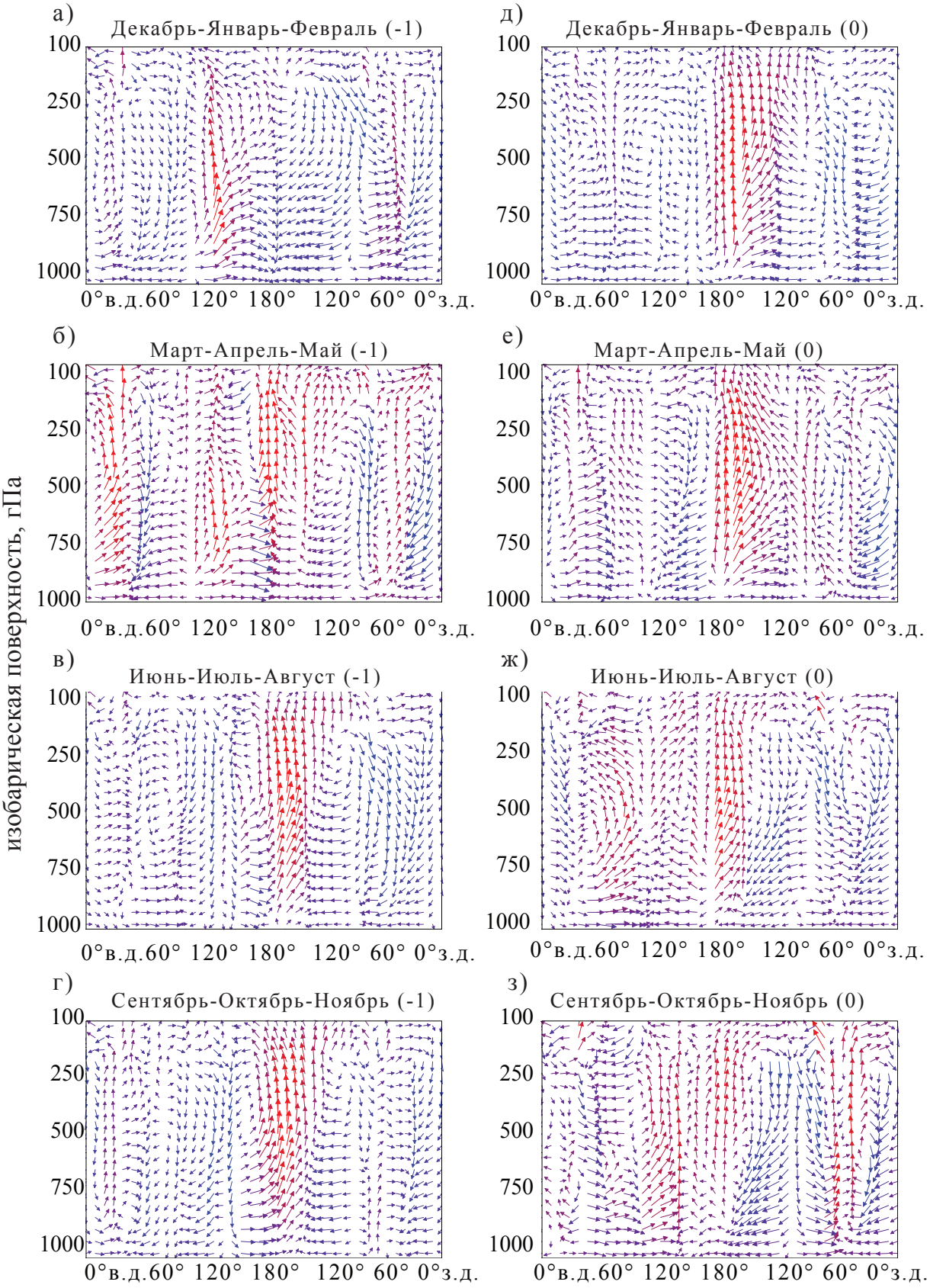


Рис. П4.3.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Уокера) вдоль экватора за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

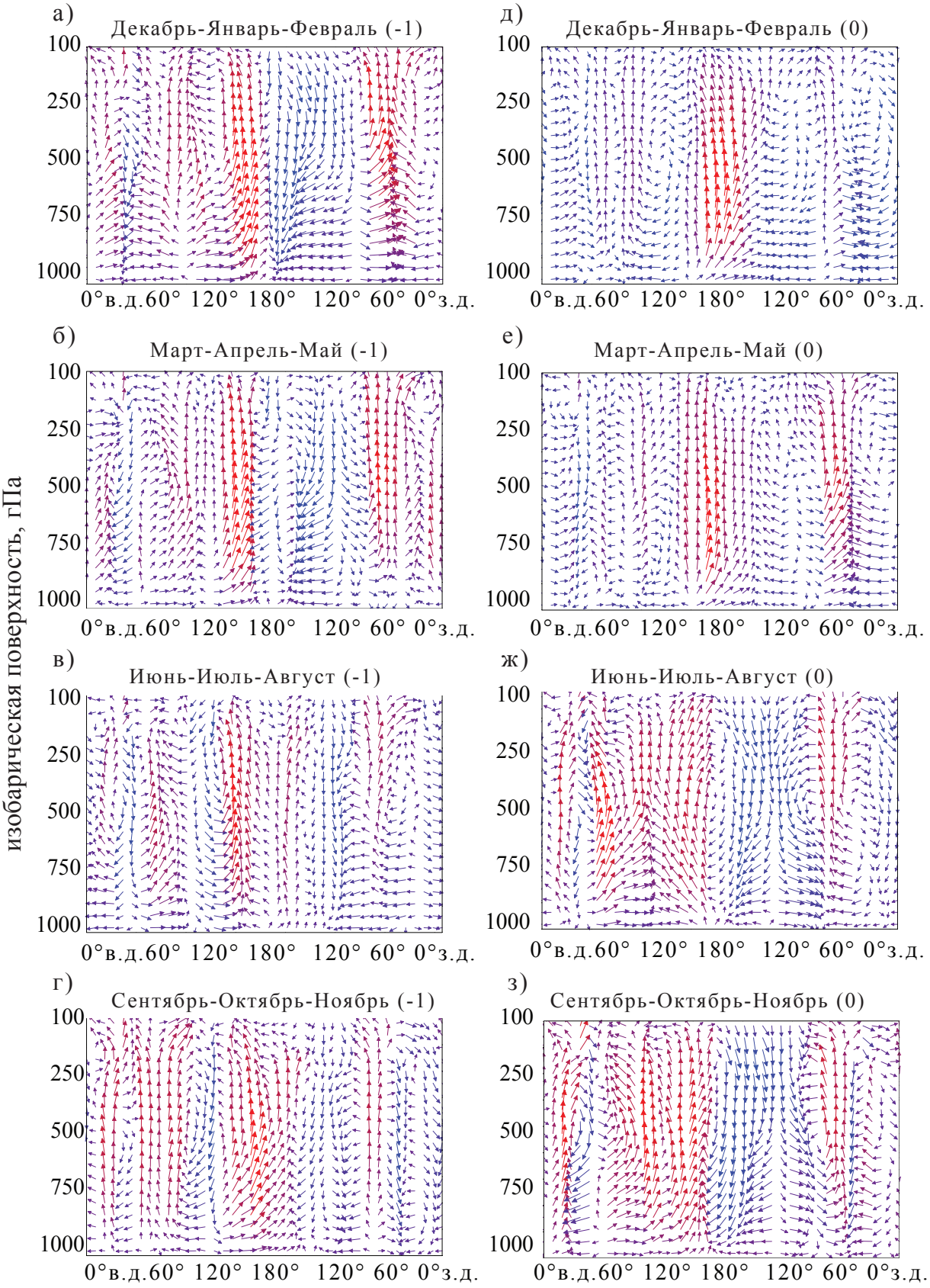


Рис. П4.3.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Уокера) вдоль экватора за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

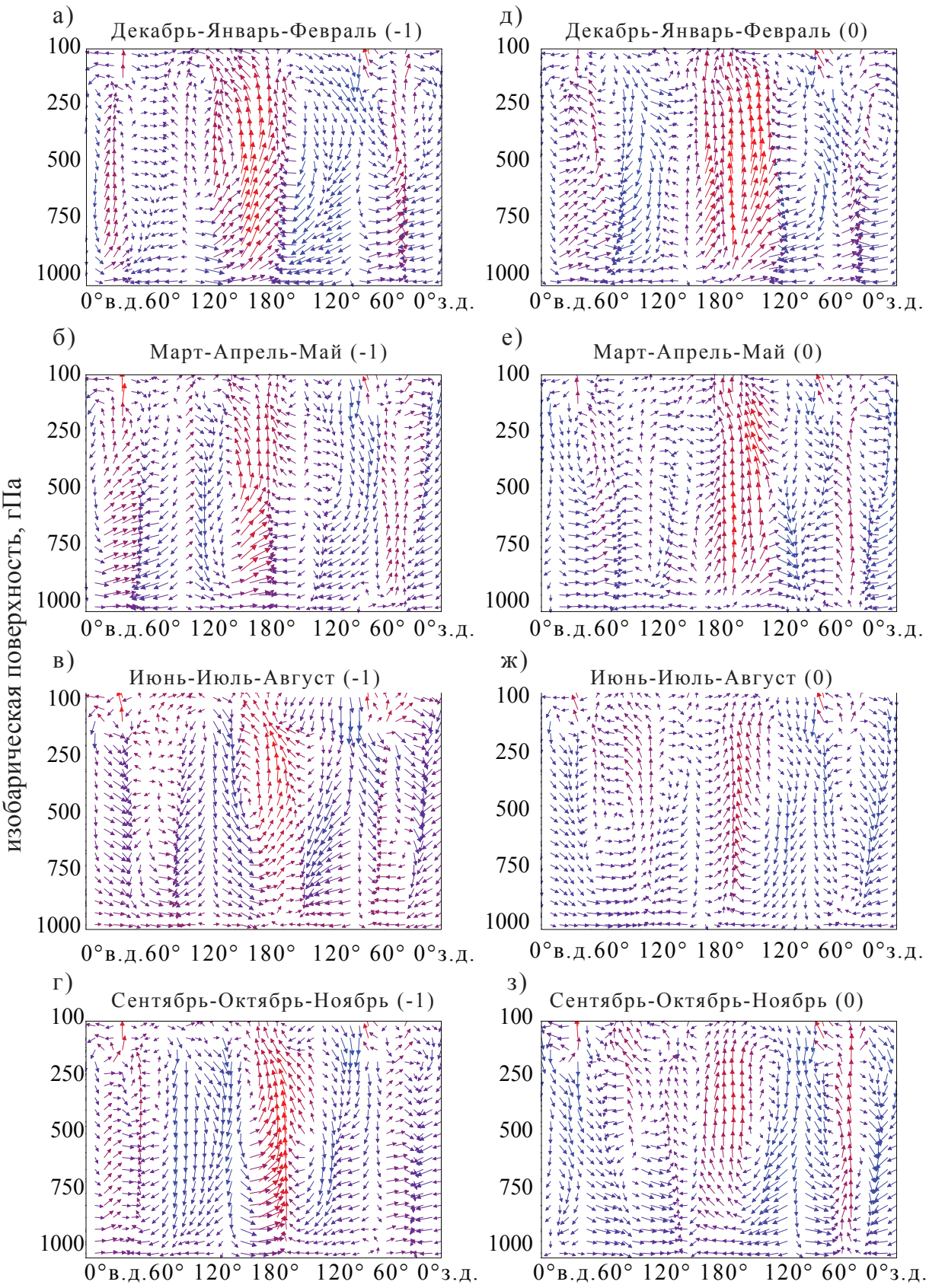


Рис. П4.4.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Уокера) вдоль 10° ю.ш. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

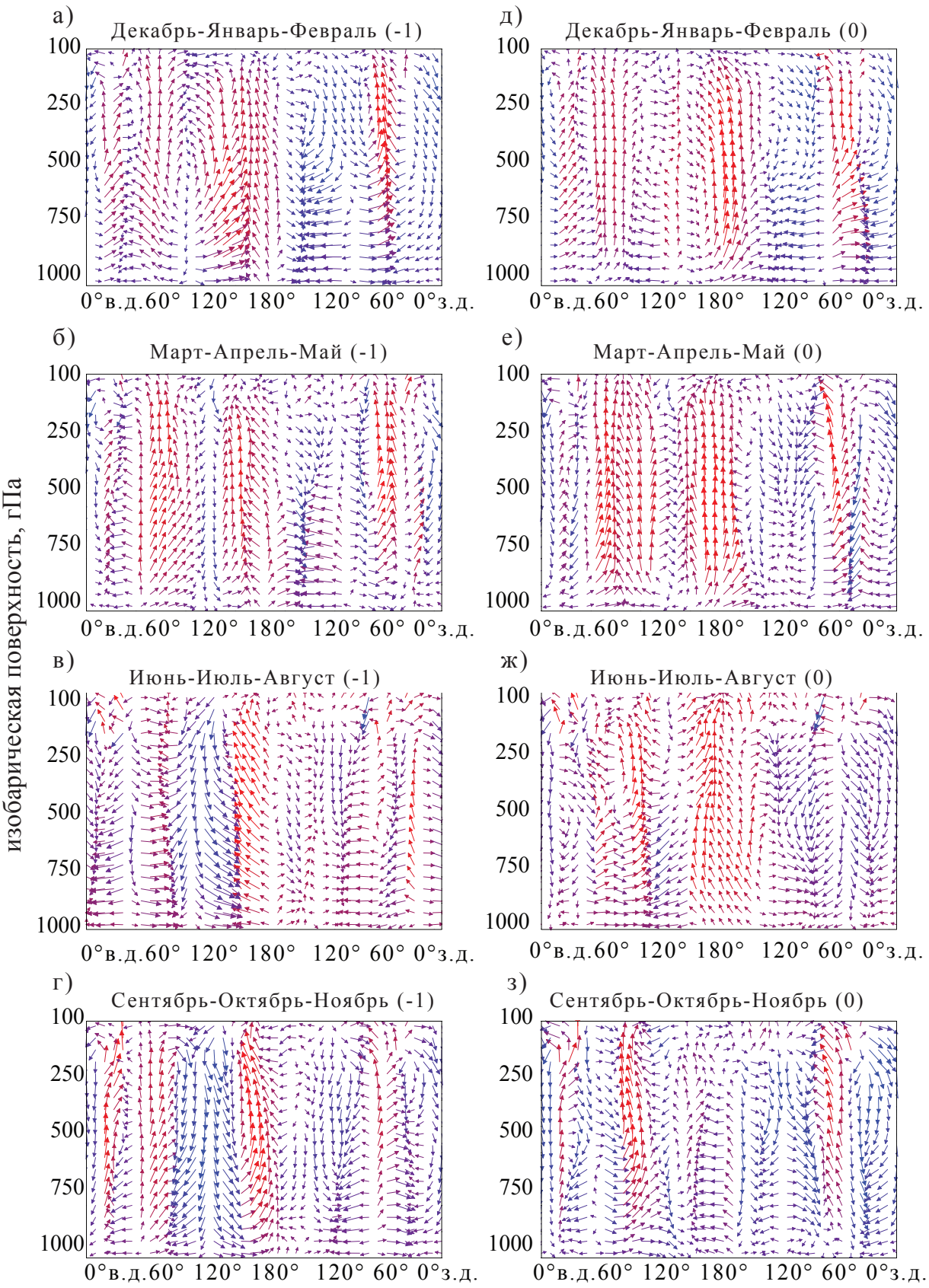


Рис. П4.4.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Уокера) вдоль 10° ю.ш. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

Таблица П5.1 Максимальные значения корреляции между индексом ВТ – Эль-Ниньо и циркуляцией в центрах действия атмосферы при отрицательных(-), положительных (+) сдвигах и синхронная (0). Отрицательный сдвиг соответствует ситуации, когда изменения в атмосфере предшествуют аномалиям в океане, положительный – отклик атмосферы на аномалии ТПО. Цветом выделены значимые корреляции.

	ВТ - индекс																	
	200 гПа			**300 гПа**			**500 гПа**			**700 гПа**			**850 гПа**			**925 гПа**		
№	**-**	**0**	**+**	**-**	**0**	**+**	**-**	**0**	**+**	**-**	**0**	**+**	**-**	**0**	**+**	**-**	**0**	**+**
1	0,09	0,09	0,34	0,09	0,13	0,27	0,20	0,18	0,17	0,11	-0,05	0,17	-0,18	0,04	-0,21	-0,11	-0,04	0,11
1a	0,19	0,21	0,35	0,21	0,14	0,28	0,14	0,10	0,12	-0,16	-0,06	-0,22	0,54	0,54	0,57	-0,18	0,02	-0,32
1b	-0,20	-0,12	0,11	-0,17	-0,01	0,10	-0,15	0,03	-0,18	0,19	0,03	0,30	-0,54	-0,54	-0,49	0,13	-0,03	0,33
2	-0,16	-0,14	-0,22	-0,19	-0,19	-0,25	-0,27	-0,31	-0,40	-0,37	-0,40	-0,48	-0,31	-0,35	-0,46	-0,24	-0,26	-0,34
2a	-0,15	-0,05	-0,27	-0,15	-0,16	-0,24	-0,24	-0,28	-0,39	0,22	-0,21	-0,36	-0,30	-0,33	-0,47	0,19	0,00	0,20
2b	-0,21	-0,19	-0,21	-0,20	-0,19	-0,22	-0,25	-0,28	-0,35	-0,43	-0,44	-0,48	-0,24	-0,26	-0,32	-0,32	-0,34	-0,41
3	-0,21	0,20	0,36	-0,21	0,21	0,34	-0,24	0,20	0,34	-0,24	0,20	0,33	-0,20	0,20	0,36	0,32	0,34	0,38
4	0,10	-0,08	0,25	0,13	-0,10	0,25	0,23	-0,13	0,14	0,26	-0,10	-0,12	0,26	-0,04	0,16	0,23	0,11	0,21
4a	0,18	-0,04	0,20	0,25	-0,02	0,22	0,25	-0,07	0,08	0,22	-0,02	-0,18	0,27	0,02	0,14	0,18	0,18	0,26
4b	-0,12	-0,14	0,26	-0,17	-0,19	-0,22	-0,18	-0,18	0,25	0,24	-0,19	-0,18	0,19	-0,13	0,18	0,24	0,00	0,16
5	-0,17	-0,01	-0,19	-0,17	-0,04	-0,21	-0,22	-0,11	-0,24	-0,25	-0,14	-0,27	-0,22	-0,10	-0,24	-0,22	-0,14	-0,27
6	0,15	0,14	0,32	0,15	0,15	0,34	0,15	0,12	0,22	0,19	0,12	0,18	0,24	0,09	0,14	0,28	0,20	0,18
6a	-0,16	-0,15	0,46	-0,36	-0,32	0,39	-0,28	-0,28	-0,28	-0,18	-0,19	-0,20	-0,22	-0,19	-0,20	0,15	0,11	0,12
6b	0,36	0,36	0,35	0,49	0,48	0,47	0,45	0,43	0,41	0,38	0,35	0,35	0,36	0,28	0,27	0,15	0,07	-0,24
7	-0,13	-0,11	0,44	-0,23	-0,20	0,28	-0,26	-0,25	-0,25	-0,25	-0,24	-0,23	-0,28	-0,23	-0,20	-0,19	-0,18	-0,16
8	-0,40	-0,36	-0,34	-0,39	-0,31	-0,28	-0,30	-0,19	0,19	-0,25	-0,12	0,13	-0,15	-0,04	0,15	-0,19	-0,18	-0,16

№	BT - индекс																	
	200 гПа			300 гПа			500 гПа			700 гПа			850 гПа			925 гПа		
	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+
9	-0,24	-0,26	-0,28	-0,25	-0,26	-0,26	-0,27	-0,28	-0,27	-0,28	-0,28	-0,27	-0,26	-0,26	-0,25	-0,26	-0,26	-0,25
10	0,11	0,10	-0,16	0,13	0,11	-0,14	-0,08	0,10	-0,28	0,11	0,12	-0,28	-0,08	0,08	-0,27	0,17	0,11	-0,21
11	0,14	0,15	0,20	0,12	0,12	0,15	0,09	0,08	0,14	-0,09	0,05	0,13	-0,11	0,06	0,24	-0,19	0,09	0,31
12	-0,20	-0,23	0,40	0,15	-0,14	0,31	0,18	-0,10	0,30	0,62	0,62	0,63	-0,21	-0,22	-0,26	0,48	0,50	0,59
13	0,18	0,20	-0,48	0,23	0,26	-0,36	-0,27	-0,02	-0,33	-0,41	-0,41	-0,41	0,13	0,11	0,13	-0,53	-0,55	-0,55
14	-0,03	-0,02	0,20	-0,22	0,06	0,27	-0,13	0,04	0,24	0,10	0,13	0,31	0,13	0,15	0,26	0,12	0,07	0,18
15	0,08	-0,13	-0,21	0,11	-0,03	-0,13	0,09	0,01	0,14	-0,17	-0,13	-0,21	-0,15	-0,16	-0,22	-0,24	-0,19	-0,23
16	-0,25	-0,04	0,08	-0,22	-0,01	0,08	-0,19	-0,01	0,05	-0,16	-0,02	0,05	-0,21	-0,07	-0,06	-0,17	-0,10	-0,08
17	-0,25	-0,04	0,08	-0,07	0,03	0,16	0,10	0,11	0,14	0,19	0,19	0,20	0,21	0,21	0,22	0,27	0,27	0,28
18	0,25	0,20	-0,46	0,24	0,19	-0,40	0,14	0,12	-0,24	0,04	0,04	-0,11	0,21	0,23	0,26	-0,18	-0,15	-0,13
19	-0,17	-0,05	0,21	-0,14	-0,03	0,14	-0,08	0,03	0,11	0,15	0,16	0,20	-0,13	-0,12	-0,16	0,25	0,25	0,26
20	0,29	0,21	-0,49	0,35	0,25	-0,46	0,28	0,18	-0,32	0,22	0,15	-0,20	0,08	-0,03	-0,13	-0,27	-0,26	-0,32
21	-0,20	-0,06	0,28	-0,25	-0,11	0,16	-0,26	-0,08	0,08	-0,25	-0,05	0,08	-0,23	0,02	-0,12	-0,13	-0,06	-0,05
22	0,30	0,34	0,49	0,32	0,37	0,51	0,31	0,35	0,49	0,34	0,33	0,37	0,40	0,42	0,47	0,14	0,00	-0,14
23	0,20	-0,14	-0,16	0,23	-0,22	-0,24	-0,20	-0,19	-0,23	-0,22	-0,20	-0,25	-0,40	-0,42	-0,43	0,15	0,17	0,25

Таблица П5.2

Аналогично П5.1, но для ЦТ Эль-Ниньо.

№	ЦТ - индекс																	
	200 гПа			300 гПа			500 гПа			700 гПа			850 гПа			925 гПа		
	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+
1	0,12	-0,02	0,17	0,15	0,04	0,13	-0,19	-0,19	-0,26	-0,52	-0,45	-0,45	-0,16	0,03	-0,33	-0,46	-0,43	-0,42
1a	0,21	0,07	0,14	0,14	-0,08	-0,13	0,25	0,09	-0,20	0,25	0,17	-0,19	0,57	0,56	0,53	0,43	0,40	0,36
1b	-0,13	-0,12	-0,12	0,08	0,13	0,22	-0,38	-0,22	-0,17	-0,54	-0,43	-0,40	-0,60	-0,58	-0,59	-0,71	-0,67	-0,64
2	0,17	-0,07	-0,17	0,17	-0,03	-0,14	0,22	-0,15	-0,23	0,19	-0,17	-0,31	0,25	-0,06	-0,17	-0,28	-0,31	-0,36
2a	0,09	-0,05	-0,12	0,09	-0,07	-0,12	-0,15	-0,19	-0,24	0,13	-0,16	-0,29	0,17	-0,11	-0,22	0,14	-0,10	0,23
2b	0,24	-0,05	-0,21	0,24	0,04	-0,15	0,32	-0,06	-0,20	0,21	-0,13	-0,24	0,22	0,00	-0,06	-0,29	-0,32	-0,40
3	-0,28	-0,06	-0,17	-0,29	-0,08	-0,14	-0,28	-0,05	-0,13	-0,19	-0,01	-0,13	-0,25	-0,02	-0,16	0,28	0,28	0,27
4	-0,36	-0,35	-0,33	-0,35	-0,34	-0,31	-0,48	-0,44	-0,42	-0,30	-0,17	0,22	-0,37	-0,31	-0,26	-0,14	0,04	0,28
4a	-0,39	-0,38	-0,35	-0,43	-0,40	-0,37	-0,52	-0,46	-0,44	-0,38	-0,19	-0,15	-0,43	-0,36	-0,31	-0,22	0,09	0,28
4b	-0,20	-0,20	-0,21	-0,17	-0,08	0,12	-0,25	-0,23	-0,23	-0,08	-0,05	0,25	-0,17	-0,15	0,20	0,12	-0,04	0,24
5	0,52	0,41	0,37	0,46	0,35	0,31	0,32	0,22	-0,25	0,20	0,11	-0,27	0,32	0,23	-0,27	0,21	0,13	-0,30
6	0,25	-0,16	-0,16	0,27	-0,14	-0,13	0,14	0,00	0,18	0,09	0,08	0,13	-0,10	-0,03	0,19	0,22	0,21	0,24
6a	-0,40	-0,41	-0,45	-0,48	-0,45	-0,42	-0,33	-0,30	-0,25	-0,09	-0,09	-0,10	-0,15	-0,12	0,21	0,06	0,06	0,19
6b	0,27	0,30	0,35	0,30	0,31	0,32	0,34	0,31	0,32	0,20	0,19	0,22	-0,15	0,09	0,08	-0,17	0,10	0,08
7	-0,37	-0,33	-0,34	-0,33	-0,33	-0,35	-0,22	-0,23	-0,28	-0,18	-0,18	-0,19	-0,35	-0,32	-0,35	-0,30	-0,29	-0,28
8	-0,43	-0,41	-0,41	-0,34	-0,32	-0,32	-0,20	-0,18	-0,17	-0,06	0,03	0,06	0,10	0,11	0,17	0,15	0,18	0,21
9	-0,14	-0,16	-0,17	-0,13	-0,14	-0,17	-0,14	-0,14	-0,20	-0,15	-0,16	-0,22	-0,13	-0,14	-0,23	-0,14	-0,15	-0,23

№	ЦТ - индекс																	
	200 гПа			300 гПа			500 гПа			700 гПа			850 гПа			925 гПа		
	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+	-	0	+
10	-0,15	-0,13	-0,16	-0,14	-0,12	-0,12	-0,19	0,17	0,19	0,19	0,23	0,27	-0,20	0,15	0,23	-0,22	-0,06	0,15
11	0,16	0,09	0,09	0,13	0,06	0,11	0,13	0,01	0,16	0,10	-0,04	-0,17	0,11	-0,06	-0,16	0,23	0,04	-0,29
12	-0,61	-0,60	-0,59	-0,56	-0,54	-0,54	-0,52	-0,54	-0,55	0,28	0,30	0,32	-0,25	-0,26	-0,25	0,50	0,48	0,45
13	0,76	0,76	0,74	0,71	0,71	0,68	0,46	0,45	0,44	-0,15	-0,18	-0,27	-0,10	0,04	0,05	-0,19	-0,16	0,16
14	-0,35	-0,18	-0,16	-0,29	-0,03	-0,17	-0,15	0,12	0,32	0,14	0,14	0,30	0,33	0,36	0,41	0,19	0,23	0,31
15	-0,42	-0,44	-0,45	-0,37	-0,40	-0,40	-0,27	-0,29	-0,29	0,07	0,01	-0,23	-0,29	-0,31	-0,32	0,08	0,04	-0,16
16	0,10	0,12	-0,21	0,15	0,16	-0,17	0,15	0,15	-0,14	0,08	0,10	0,09	0,10	0,09	-0,13	-0,07	0,05	-0,15
17	0,24	0,03	0,05	0,24	0,04	-0,05	0,23	0,07	-0,06	0,18	0,06	-0,08	0,14	0,08	0,09	0,12	0,10	0,11
18	-0,31	0,25	0,24	0,24	0,22	0,22	-0,18	0,13	0,14	-0,15	0,10	0,14	-0,12	-0,01	-0,06	0,03	0,05	0,03
19	0,10	-0,04	-0,06	0,10	0,01	-0,10	0,14	0,05	-0,08	0,16	0,06	-0,07	0,13	0,04	-0,10	0,14	0,07	-0,10
20	0,40	0,36	0,34	0,37	0,35	0,32	0,18	0,18	0,16	-0,06	-0,03	-0,15	-0,15	-0,10	-0,11	0,05	-0,06	-0,13
21	-0,18	-0,14	-0,14	-0,16	-0,14	-0,17	-0,15	-0,05	-0,14	-0,17	-0,07	-0,17	-0,28	-0,10	-0,23	-0,22	-0,22	-0,26
22	0,49	0,52	0,54	0,49	0,53	0,55	0,56	0,57	0,58	0,64	0,62	0,61	0,20	0,22	0,27	0,32	0,12	0,11
23	0,11	-0,11	-0,12	-0,29	-0,30	-0,32	-0,30	-0,29	-0,29	-0,32	-0,29	-0,29	-0,24	-0,25	-0,27	-0,34	-0,14	-0,13

Таблица П5.3 Значения порогов значимости для корреляции между индексами ЦТ и ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в центрах действия атмосферы с учетом автокорреляции рядов. Отсутствующие значения соответствуют очень высокой автокорреляции ряда.

№	200 гПа	300 гПа	500 гПа	700 гПа	850 гПа	925 гПа
1	0,21	0,22	0,23	0,21	0,63	0,21
1a	0,25	0,43	0,40	0,24	0,21	0,26
1b	0,22	0,24	0,38	0,21	0,21	0,22
2	0,22	0,22	0,21	0,21	0,23	0,21
2a	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,24
2b	0,21	0,23	0,21	0,23	0,24	0,22
3	0,24	0,22	0,21	0,21	0,22	0,24
4	0,34	0,24	0,21	0,20	0,24	0,20
4a	0,21	0,36	0,20	0,18	0,22	0,18
4b		0,22	0,22	0,21	0,33	0,20
5	0,23	0,23	0,29		0,26	
6	0,25	0,31	0,43	0,46	0,32	0,23
6a	0,22	0,21	0,23	0,42	0,22	0,24
6b	0,20	0,21	0,24	0,46	0,20	0,20
7	0,21	0,21	0,44		0,20	0,32
8	0,23	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22
9	0,27	0,53				
10	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,22
11	0,21	0,22	0,21	0,22	0,21	0,21
12	0,23	0,23	0,22	0,25	0,40	0,20
13	0,22	0,22	0,24		0,46	0,21
14	0,20	0,20	0,21	0,23	0,23	0,18
15	0,21	0,20	0,22	0,22	0,23	0,40
16	0,20	0,20	0,20	0,21	0,22	0,22
17	0,20	0,21	0,22	0,25	0,24	0,37
18	0,21	0,21	0,22	0,33	0,36	0,38
19	0,21	0,21	0,21	0,24	0,23	0,23
20	0,22	0,21	0,21	0,21	0,22	0,63
21	0,21	0,22	0,22	0,24	0,46	0,24
22	0,20	0,20	0,20	0,21	0,24	0,20
23	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,18

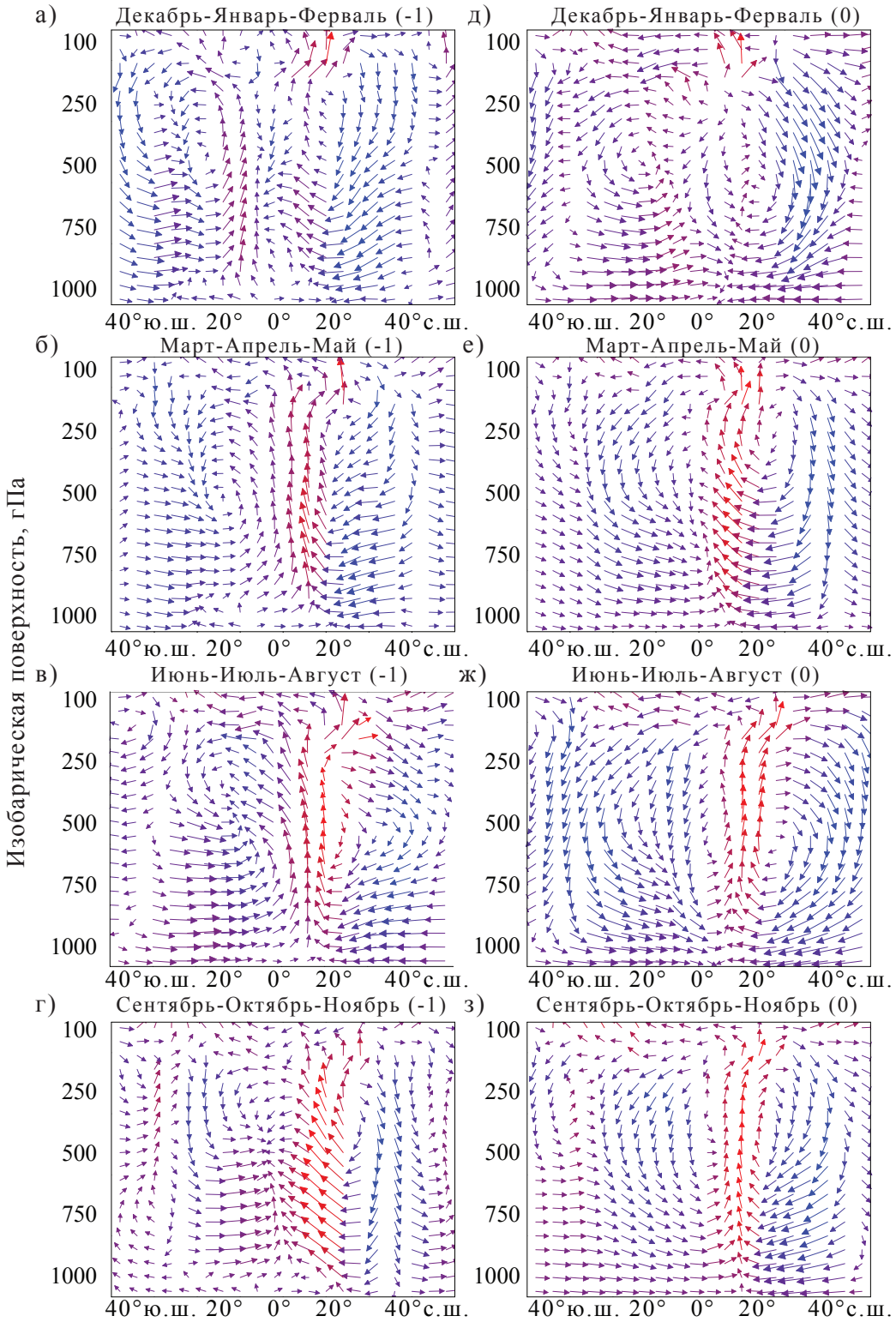


Рис.П6.1.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 0°-40° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

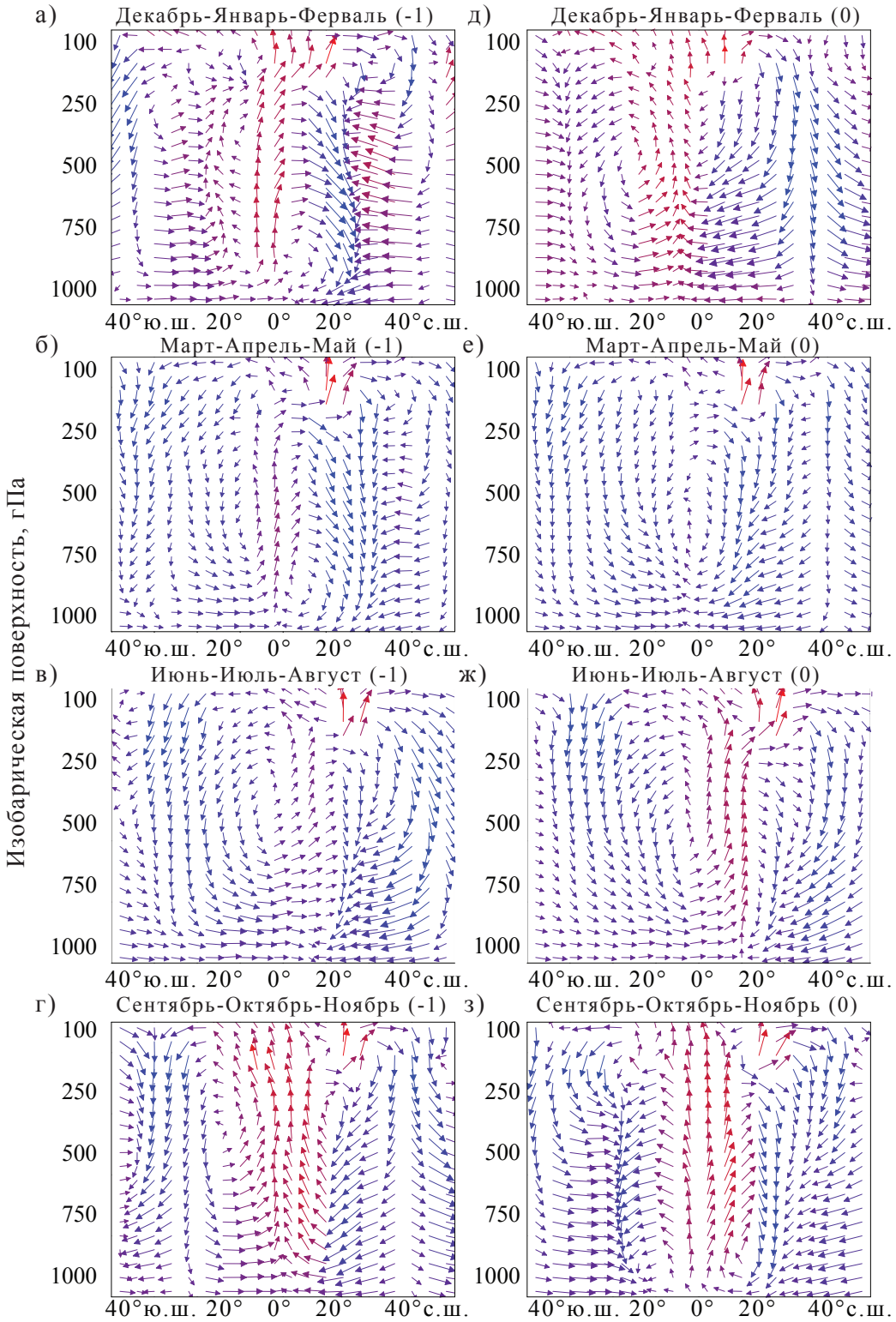


Рис.П6.1.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 0°-40° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

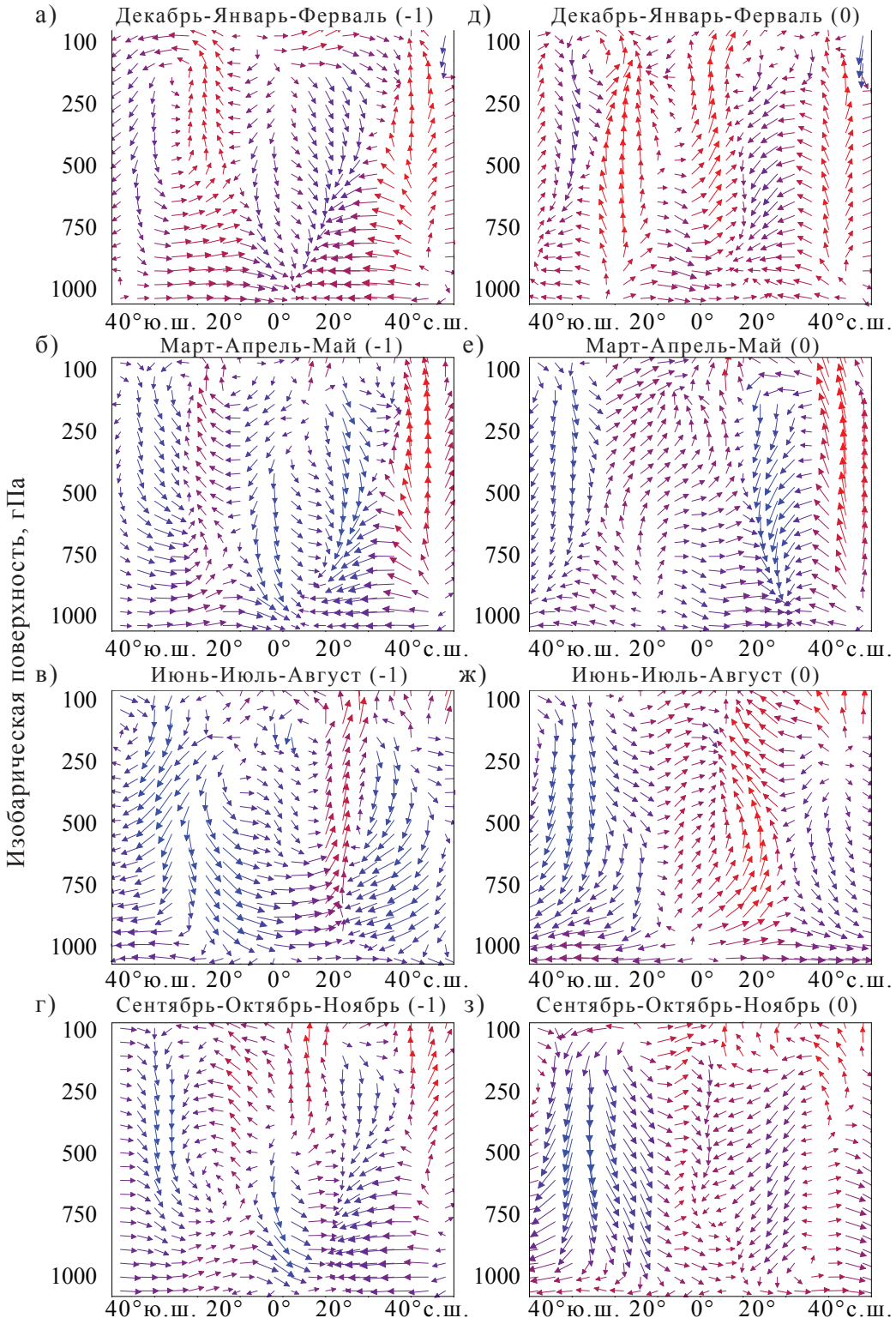


Рис.П6.2.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 40°-80° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

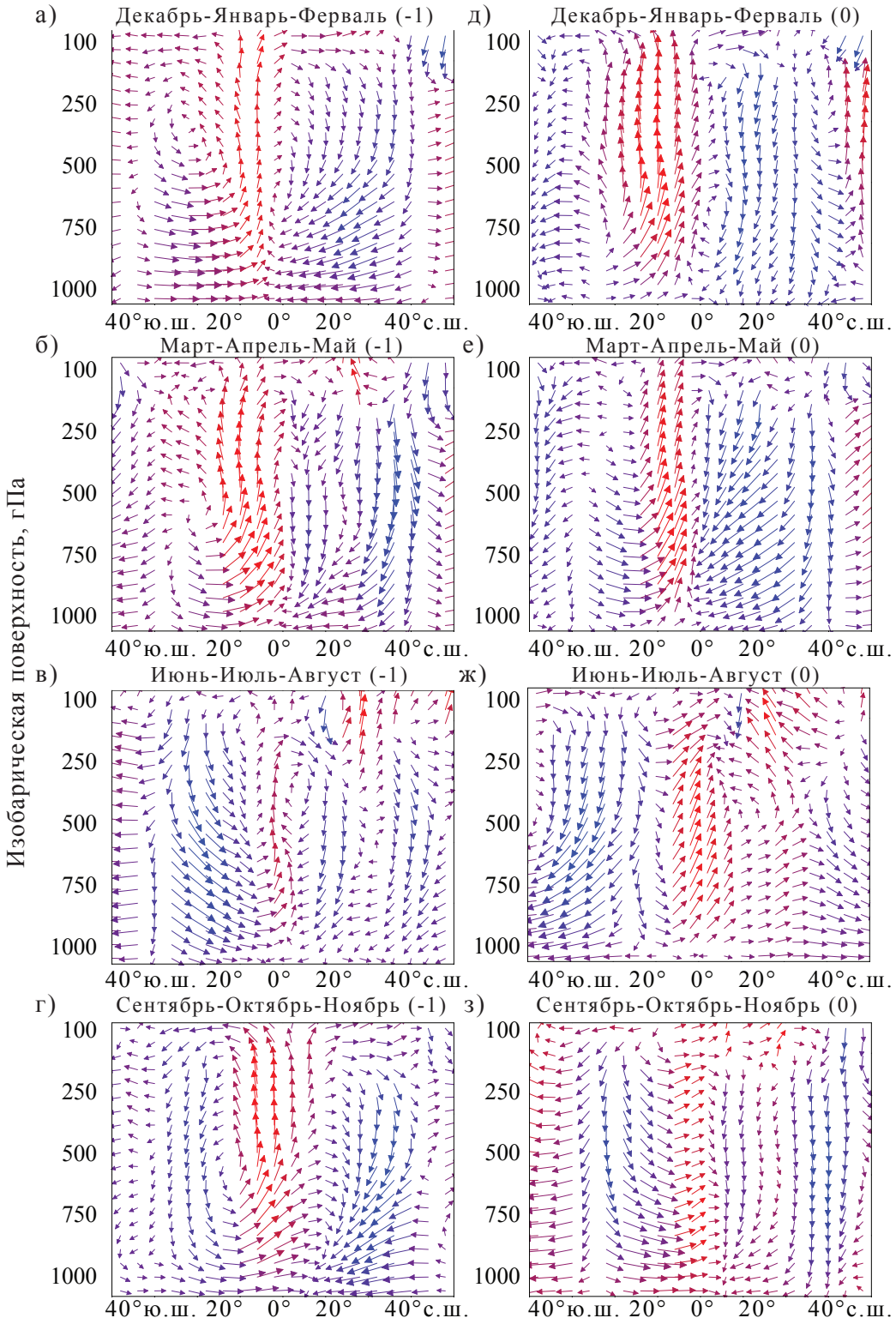


Рис.П6.2.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 40°-80° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

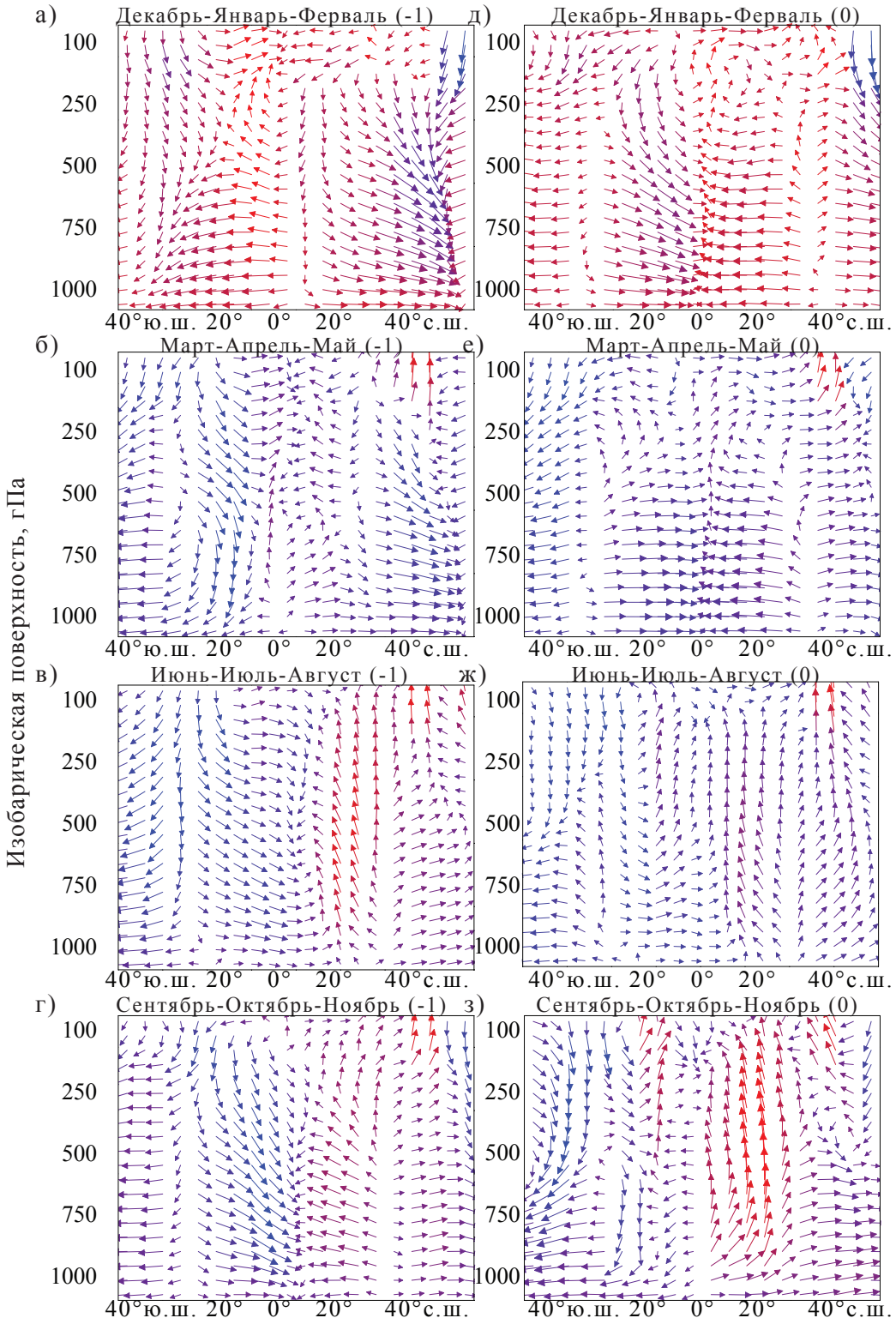


Рис.П6.3.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 80°120° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

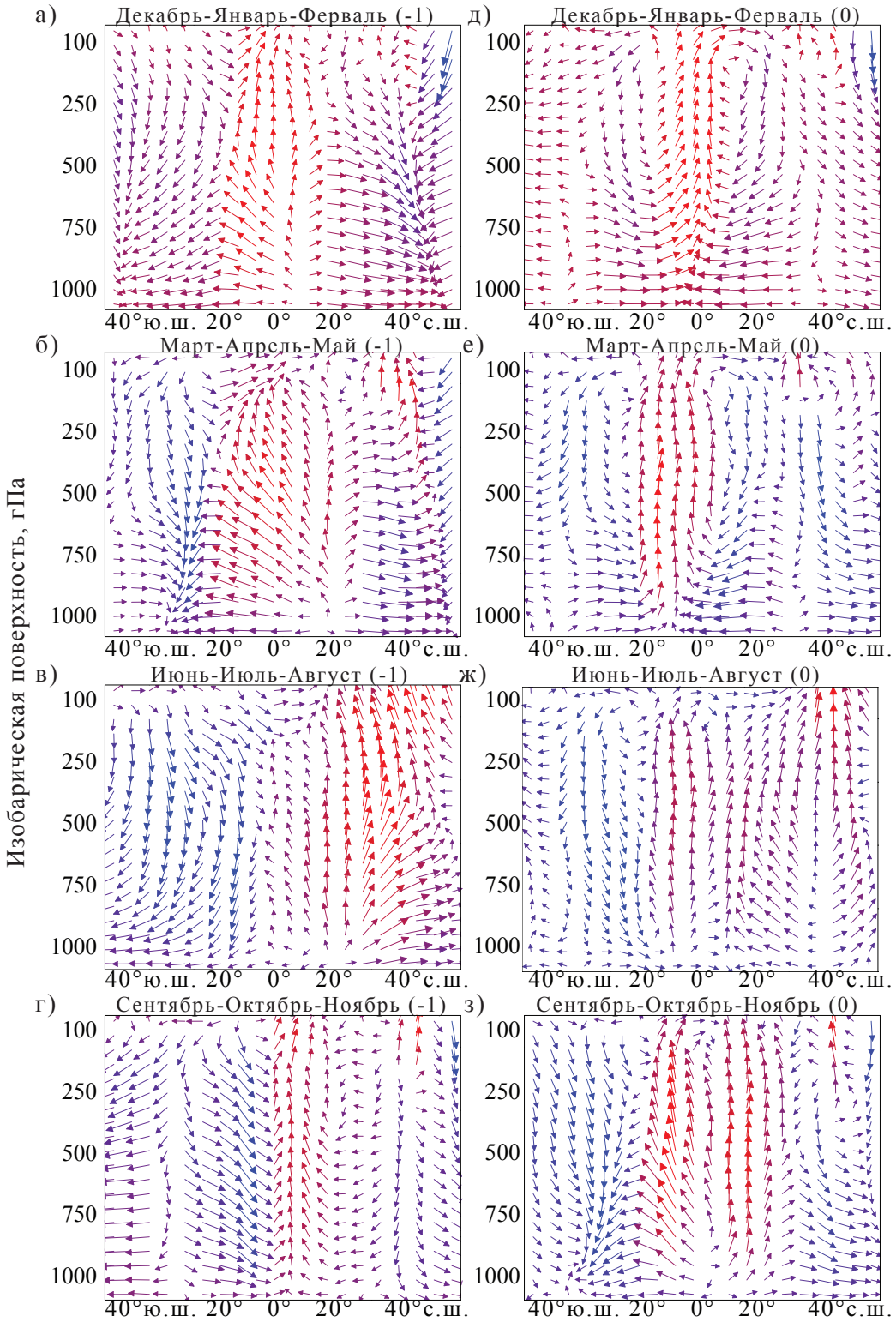


Рис.П6.3.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 80°120° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

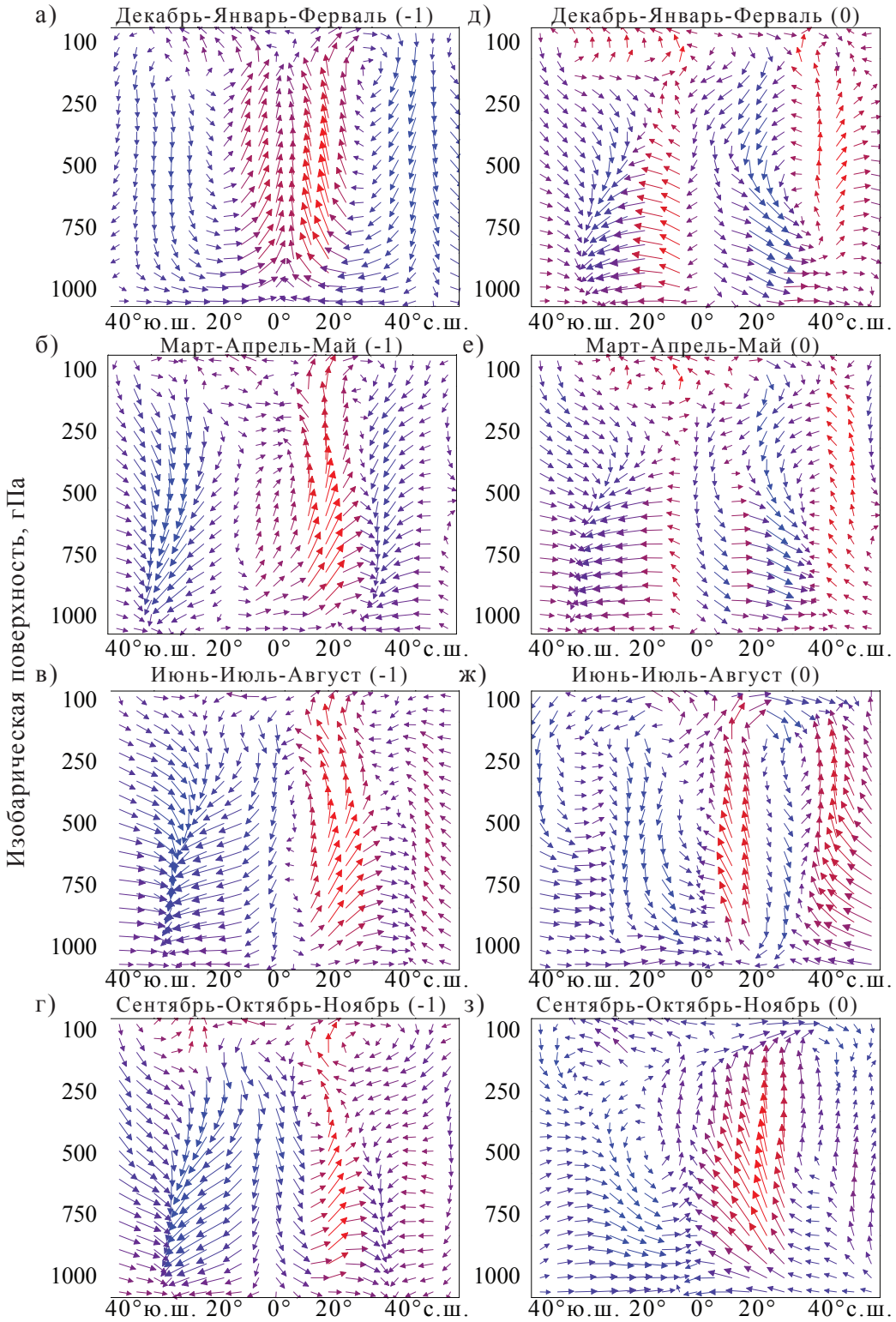


Рис.П6.4.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 120°-160° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

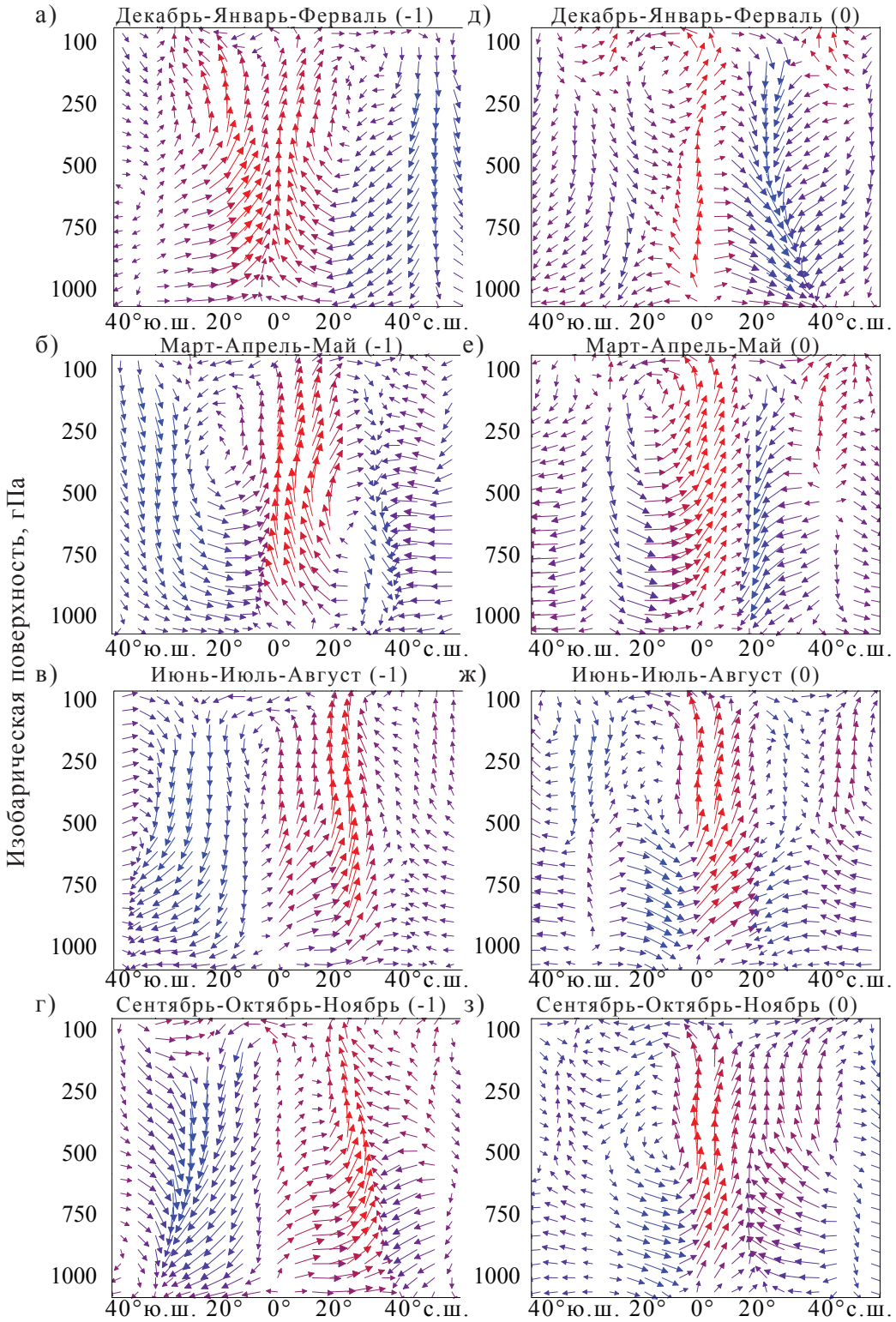


Рис.П6.4.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 120°-160° в.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

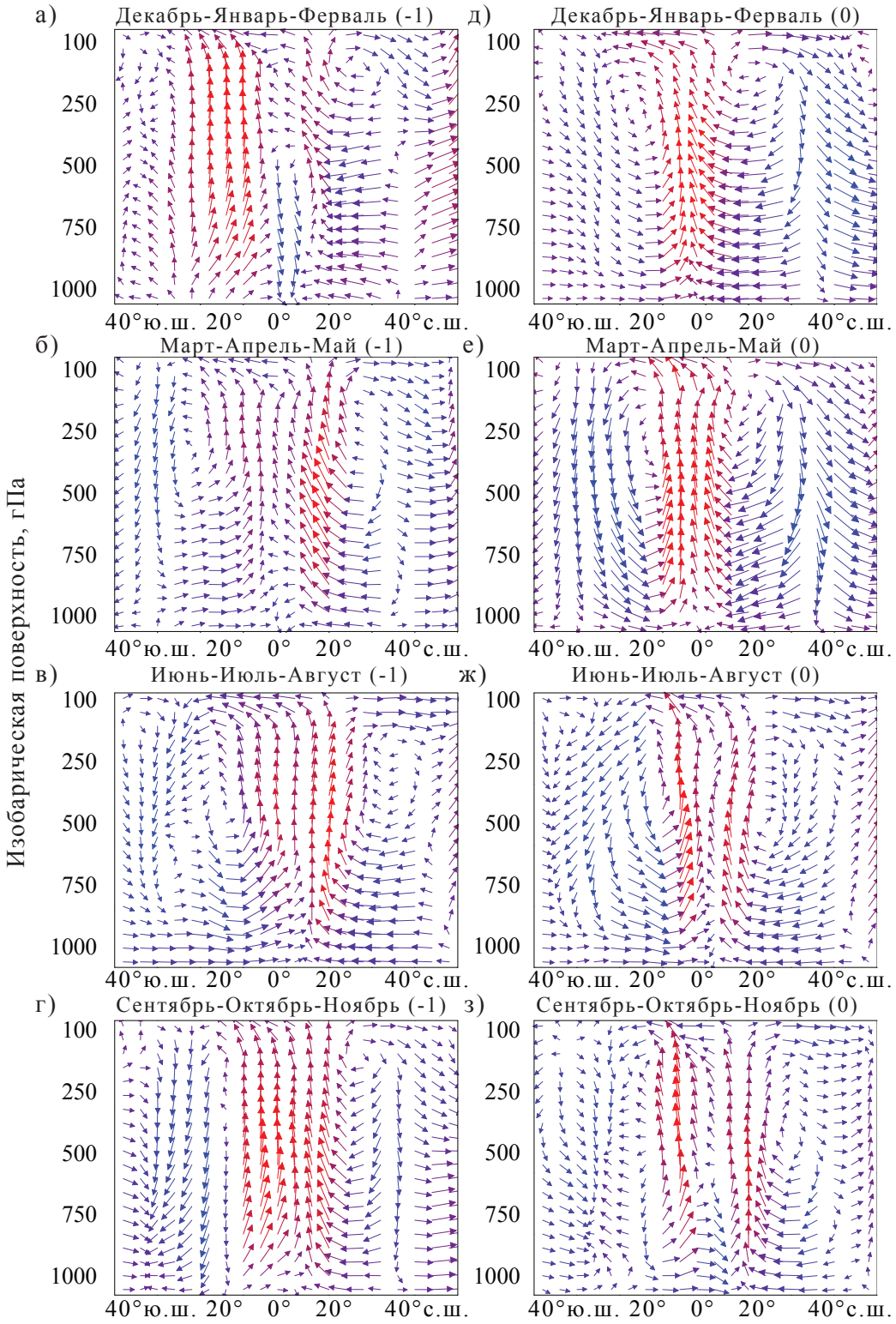


Рис.П6.5.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 160°в.д.-160°з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

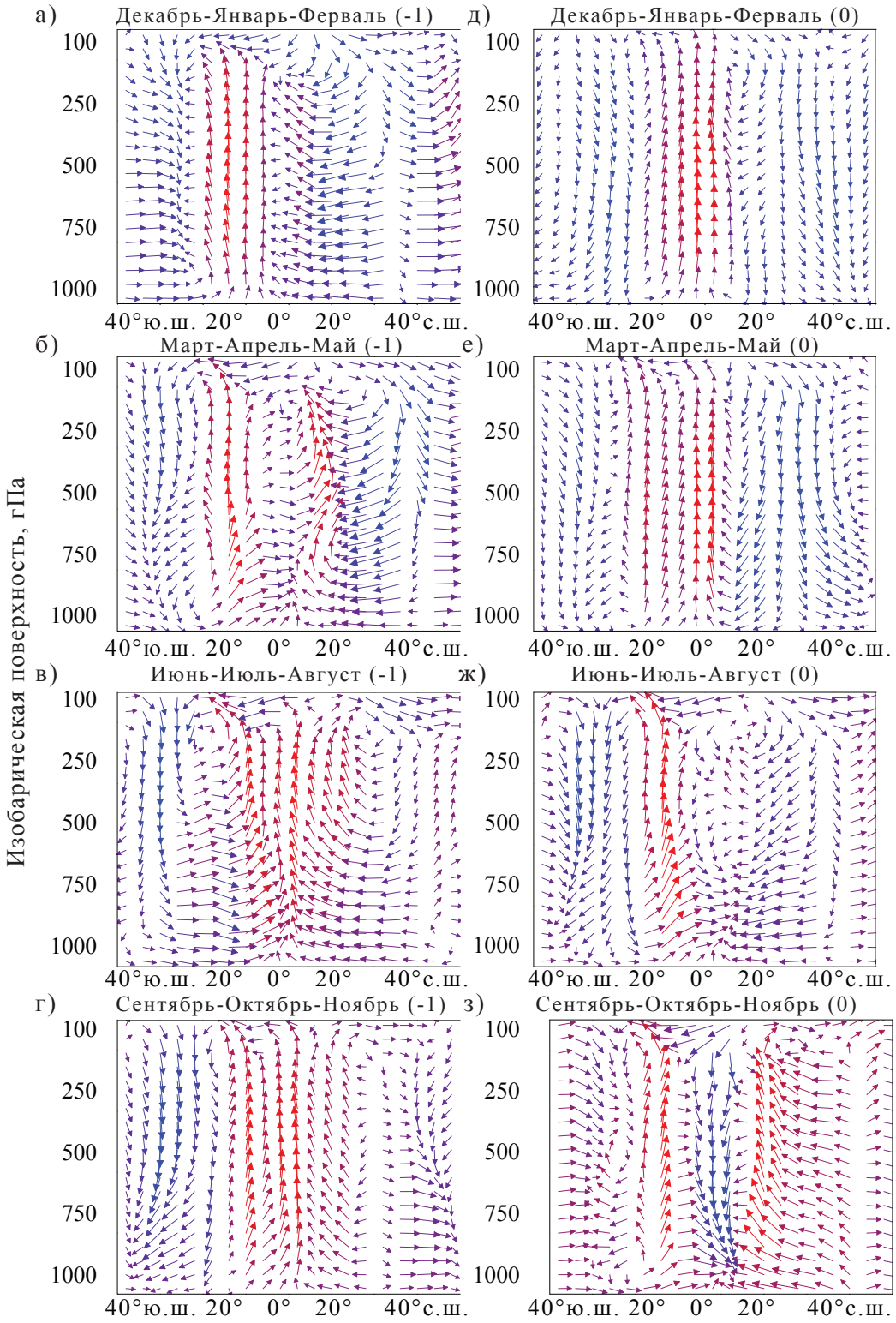


Рис.П6.5.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 160°в.д.-160°з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

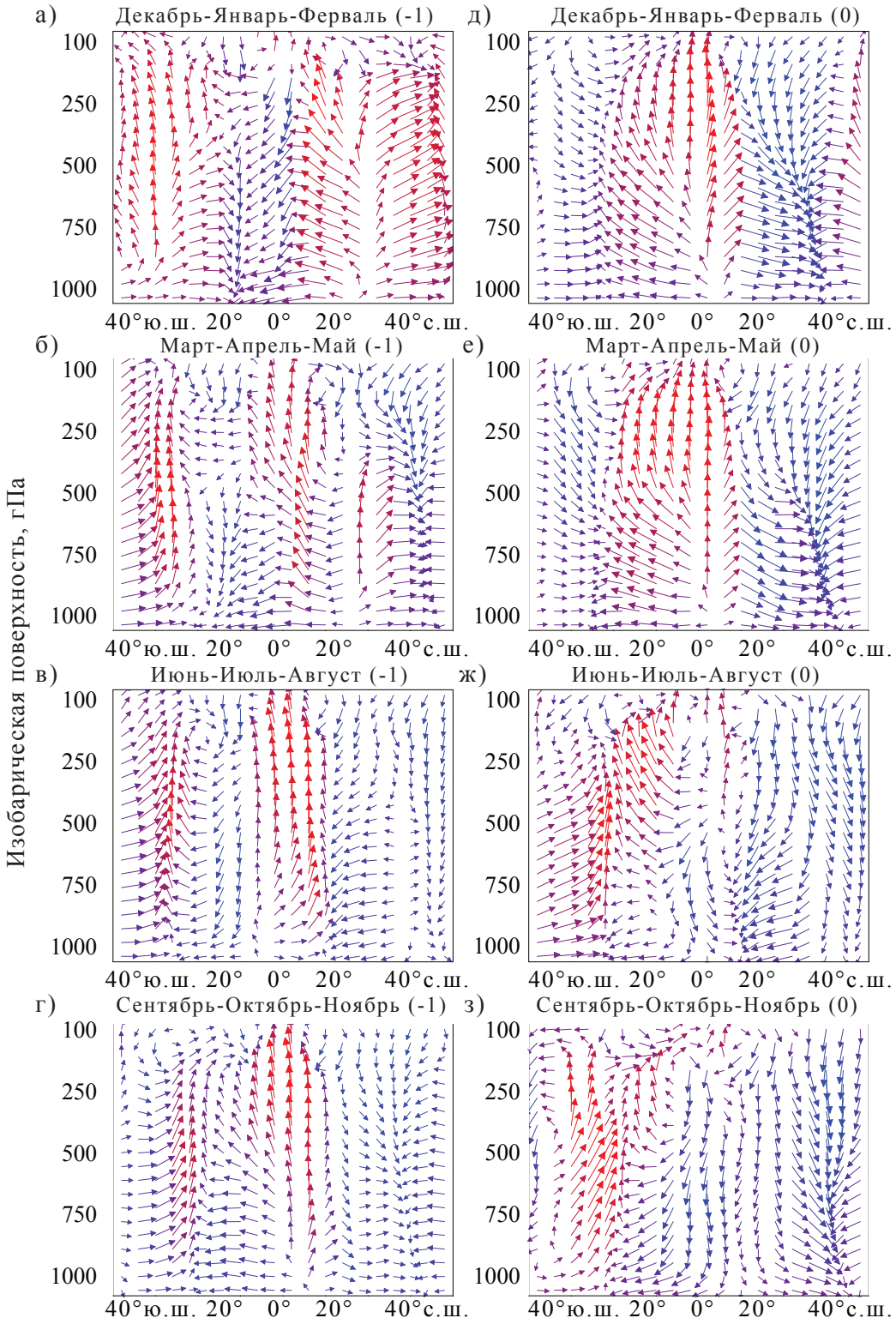


Рис.П6.6.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 120°-160° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

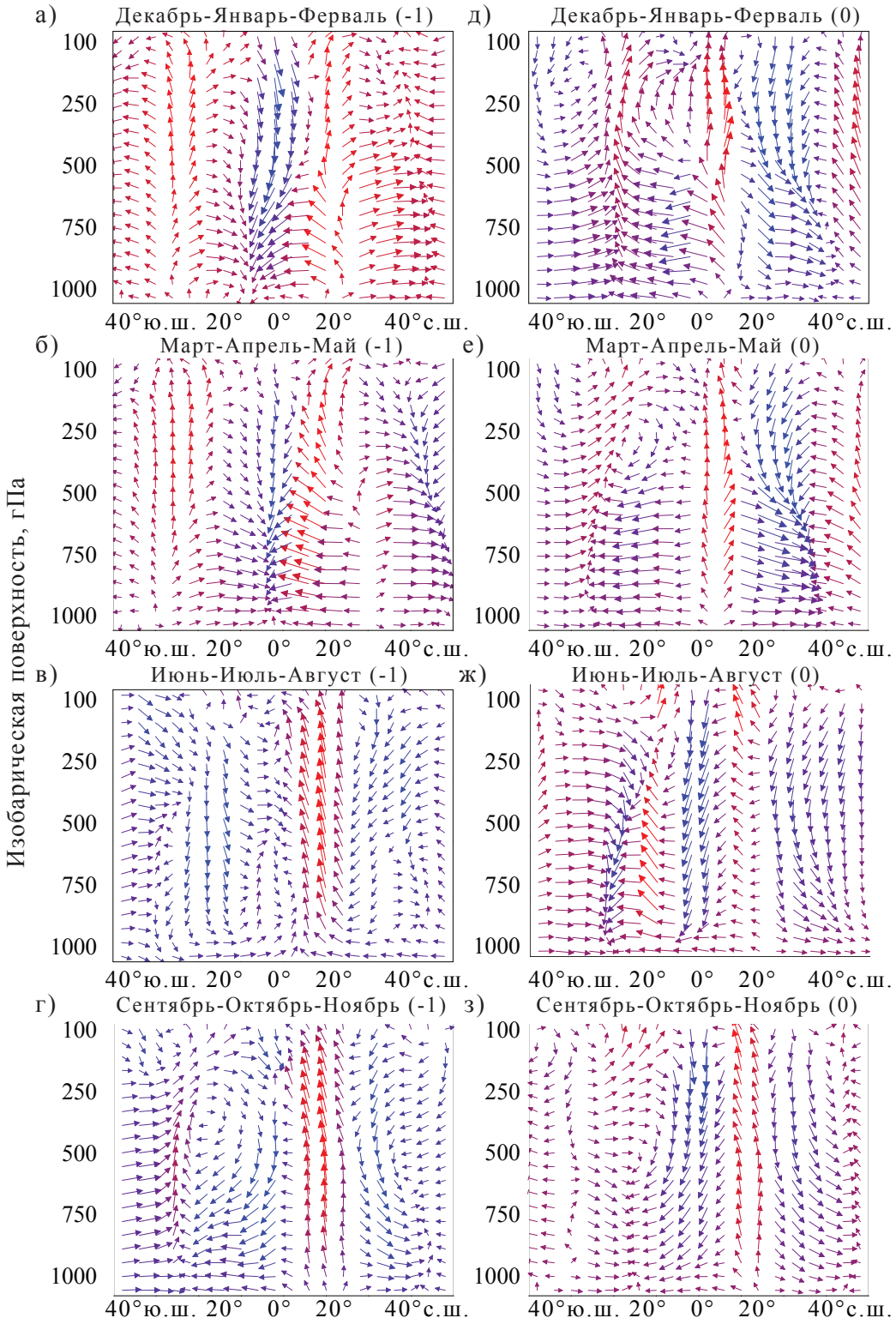


Рис.П6.6.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 120°-160° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

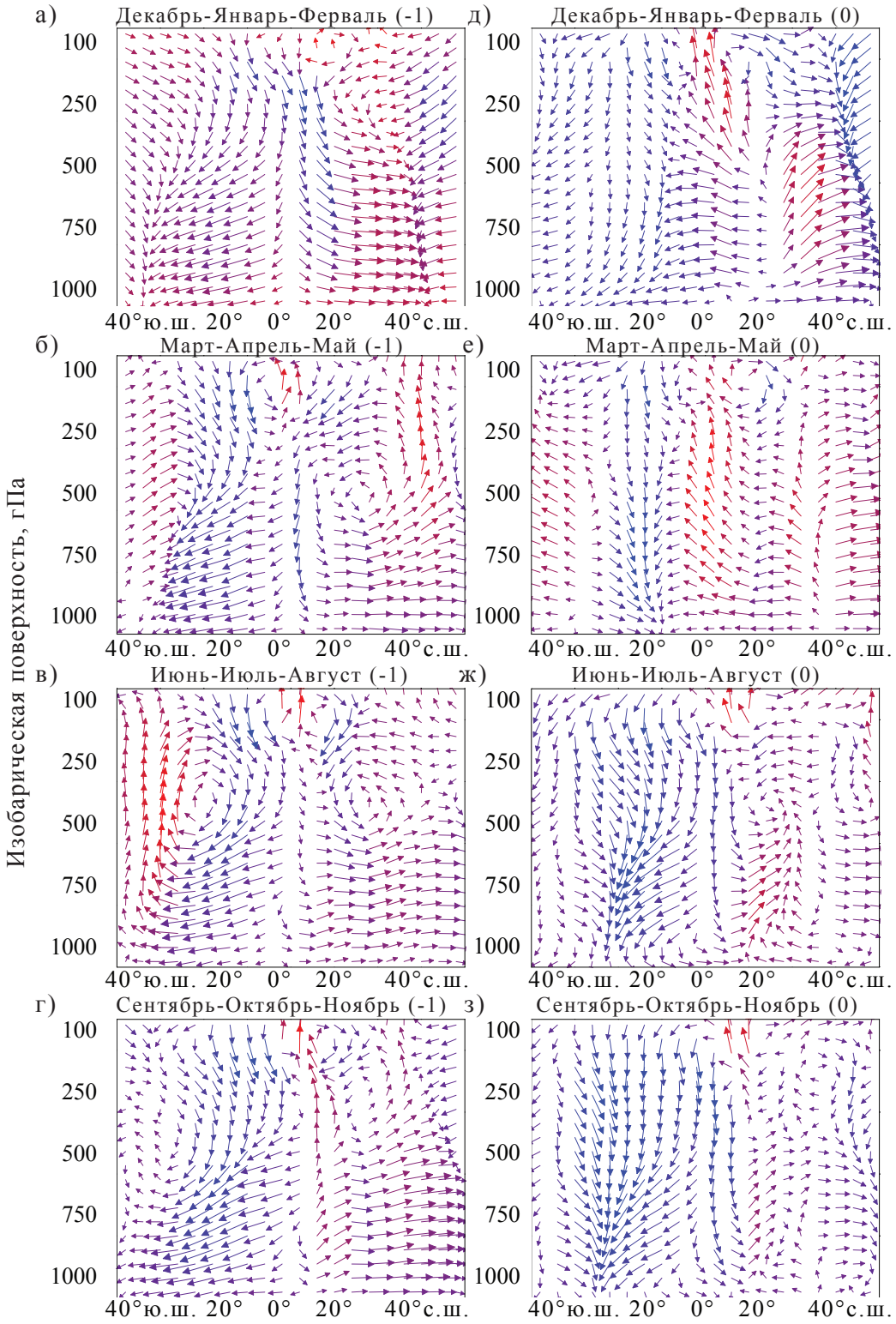


Рис.П6.7.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 80°-120° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

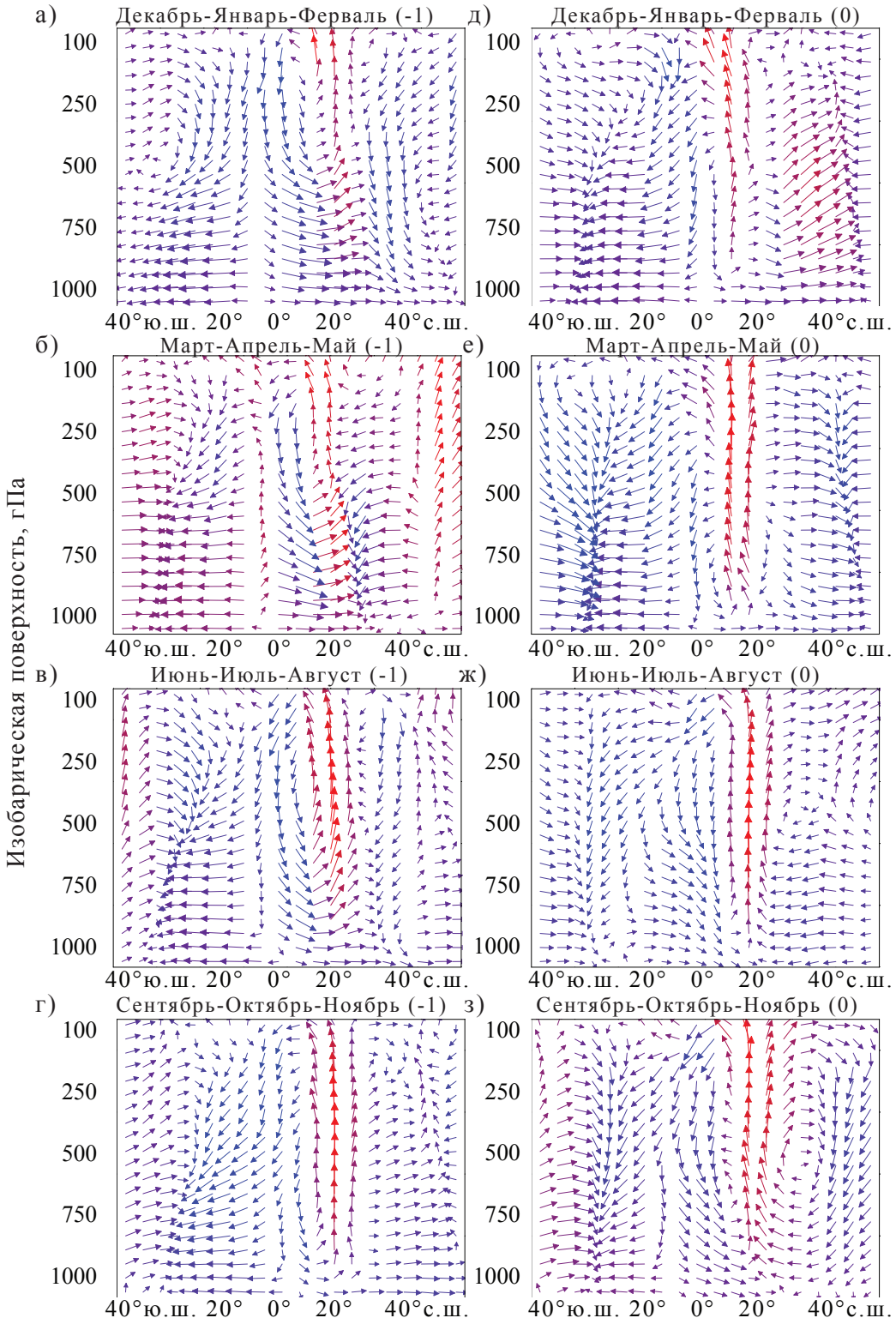


Рис.П6.7.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 80°-120° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

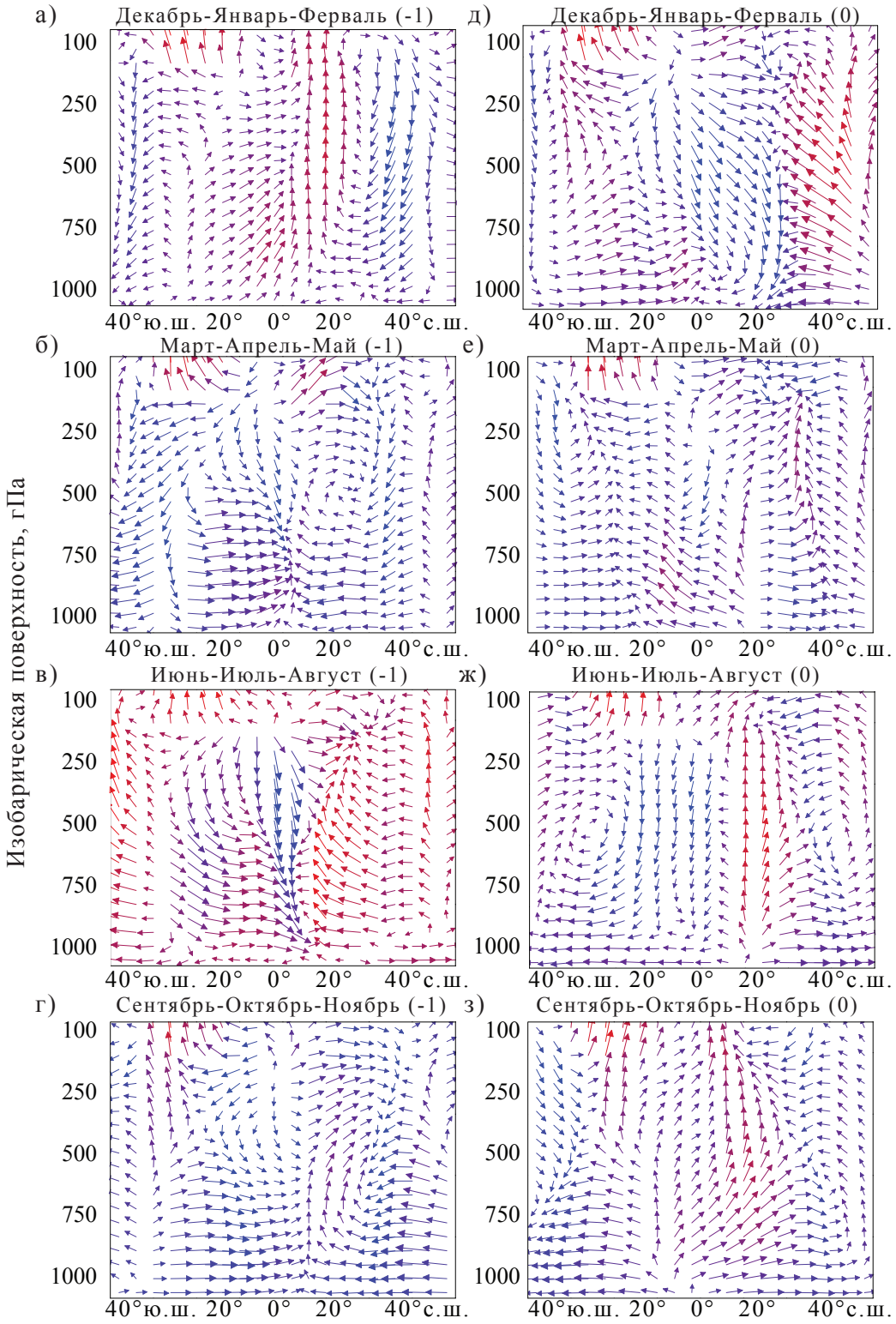


Рис.П6.8.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 40°-80° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

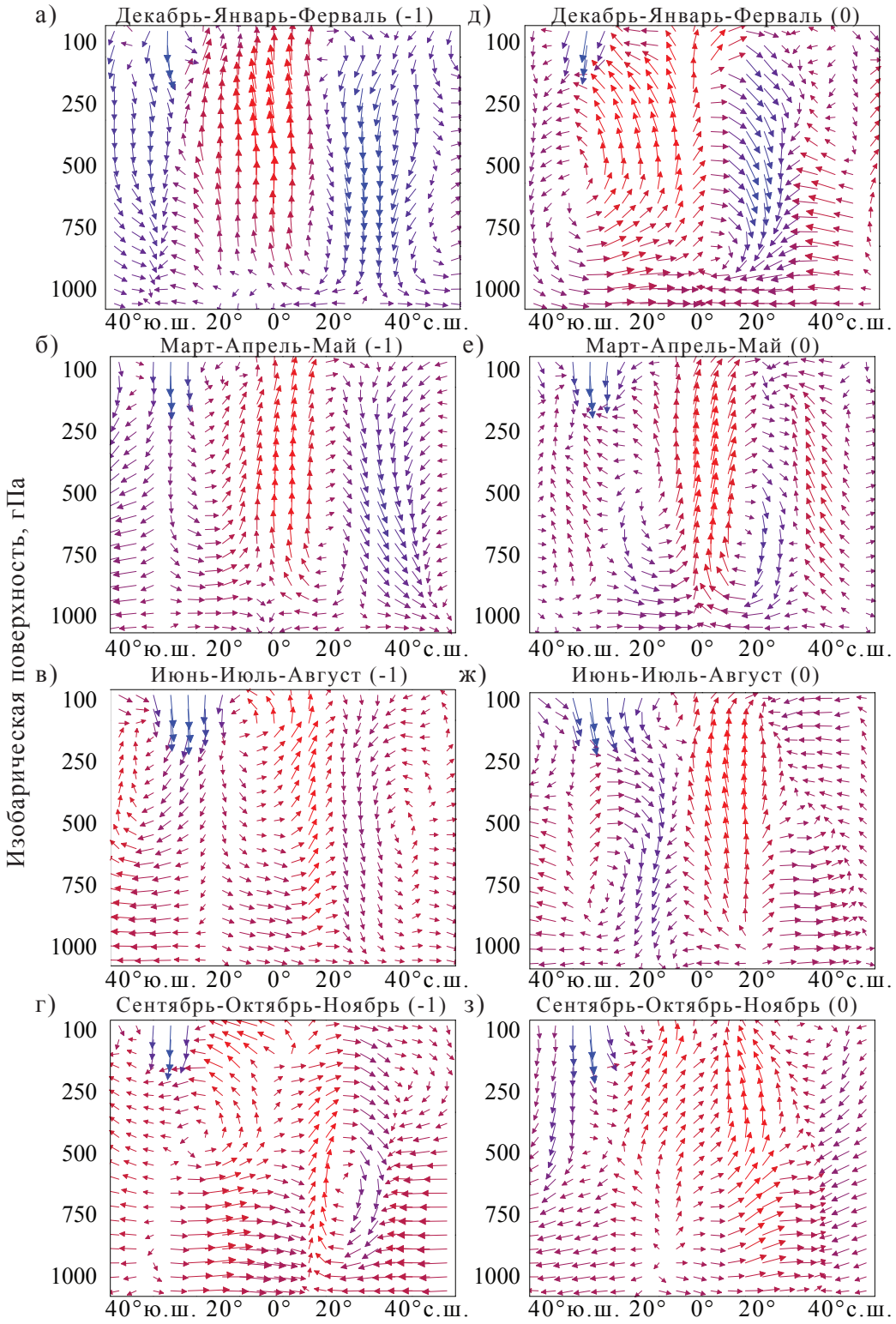


Рис.П6.8.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 40°-80° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

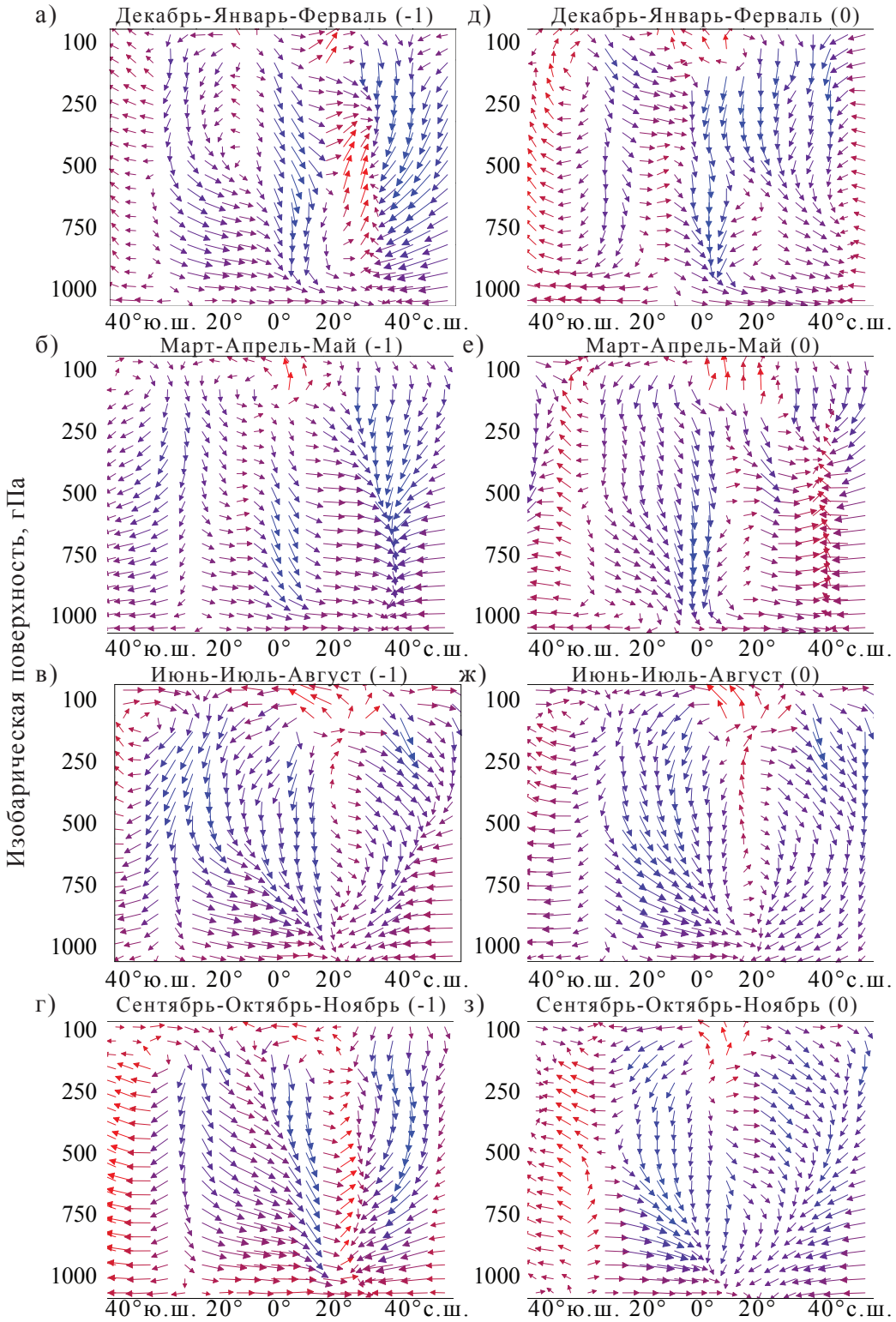


Рис.П6.9.1 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 0°-40° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ВТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

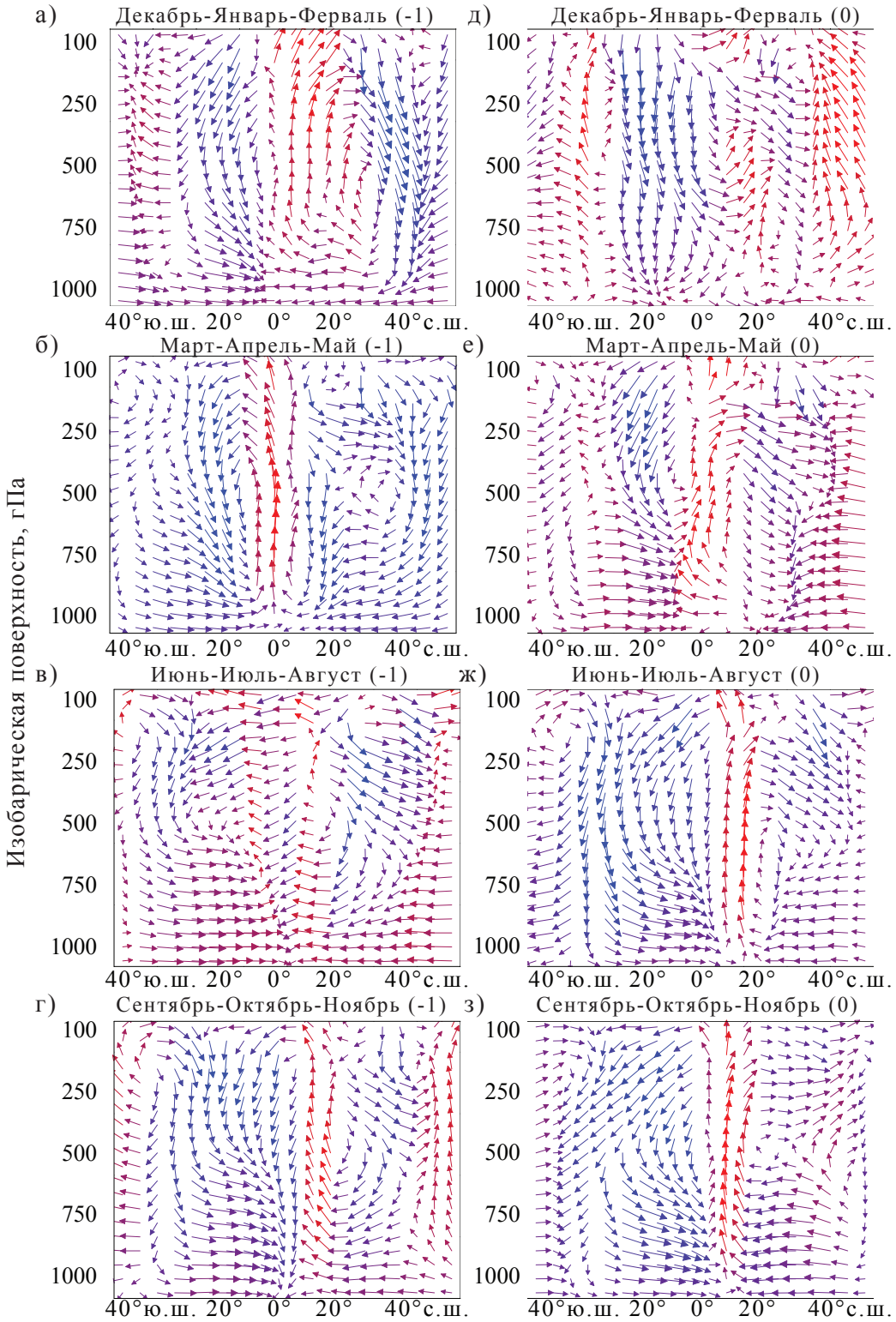


Рис.П6.9.2 Аномалии циркуляции в вертикальной плоскости (ячейка Хэдли) в диапазоне долгот 0°-40° з.д. за 11-13 (а), 8 - 10 (б), 5 - 7 (в), 2 - 4 (г) месяцев до кульминации ЦТ Эль-Ниньо, в период кульминации (д),и через 2 - 4 (е), 5 - 7 (ж) и 8 - 10 (з) месяцев после кульминации.

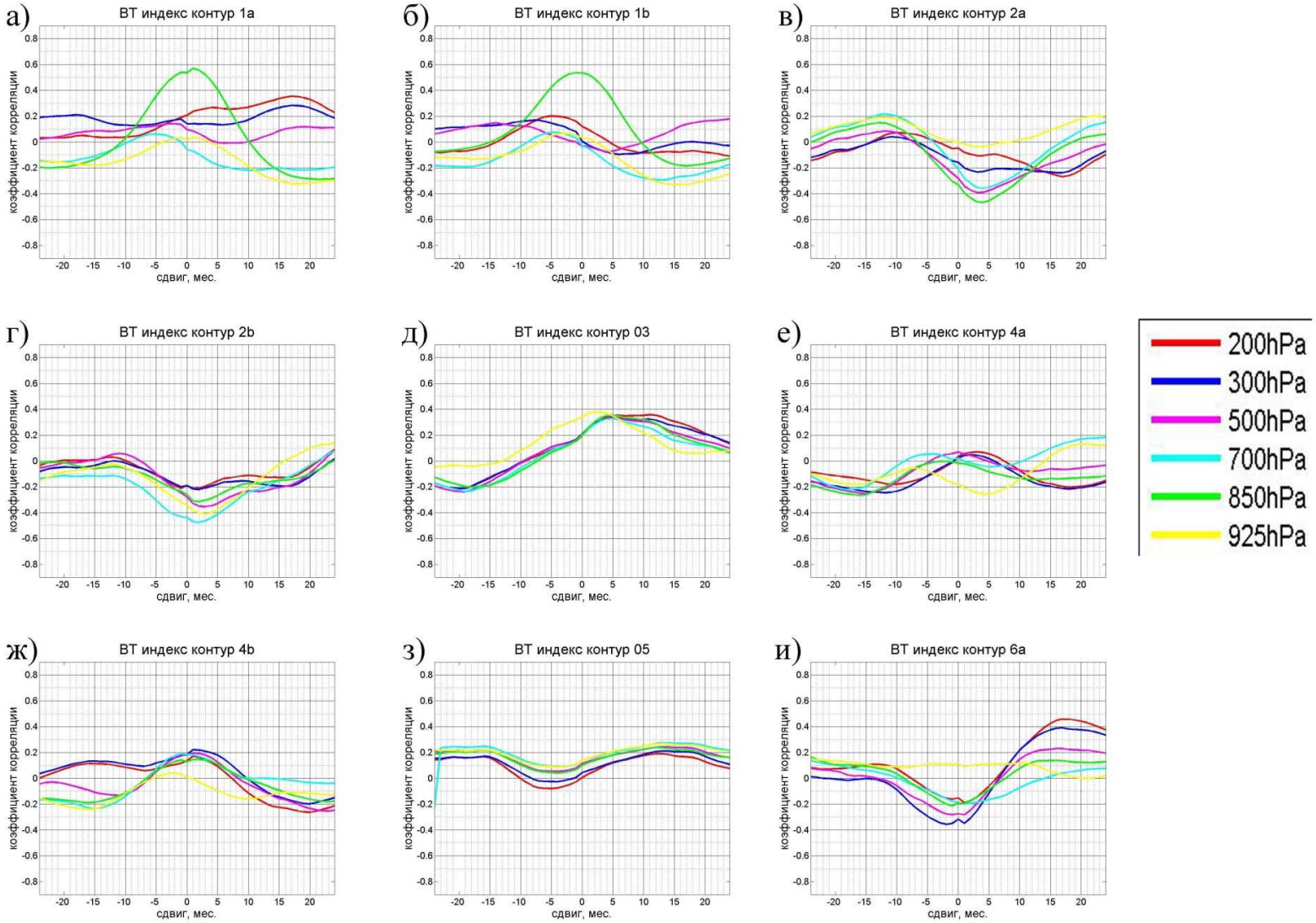


Рис П7.1 Коэффициент корреляции между индексом BT Эль-Ниньо и циркуляцией в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы, на геопотенциальных поверхностях 200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа со сдвигом от -24 до 24 месяцев по данным реанализа NCEP/NCAR.

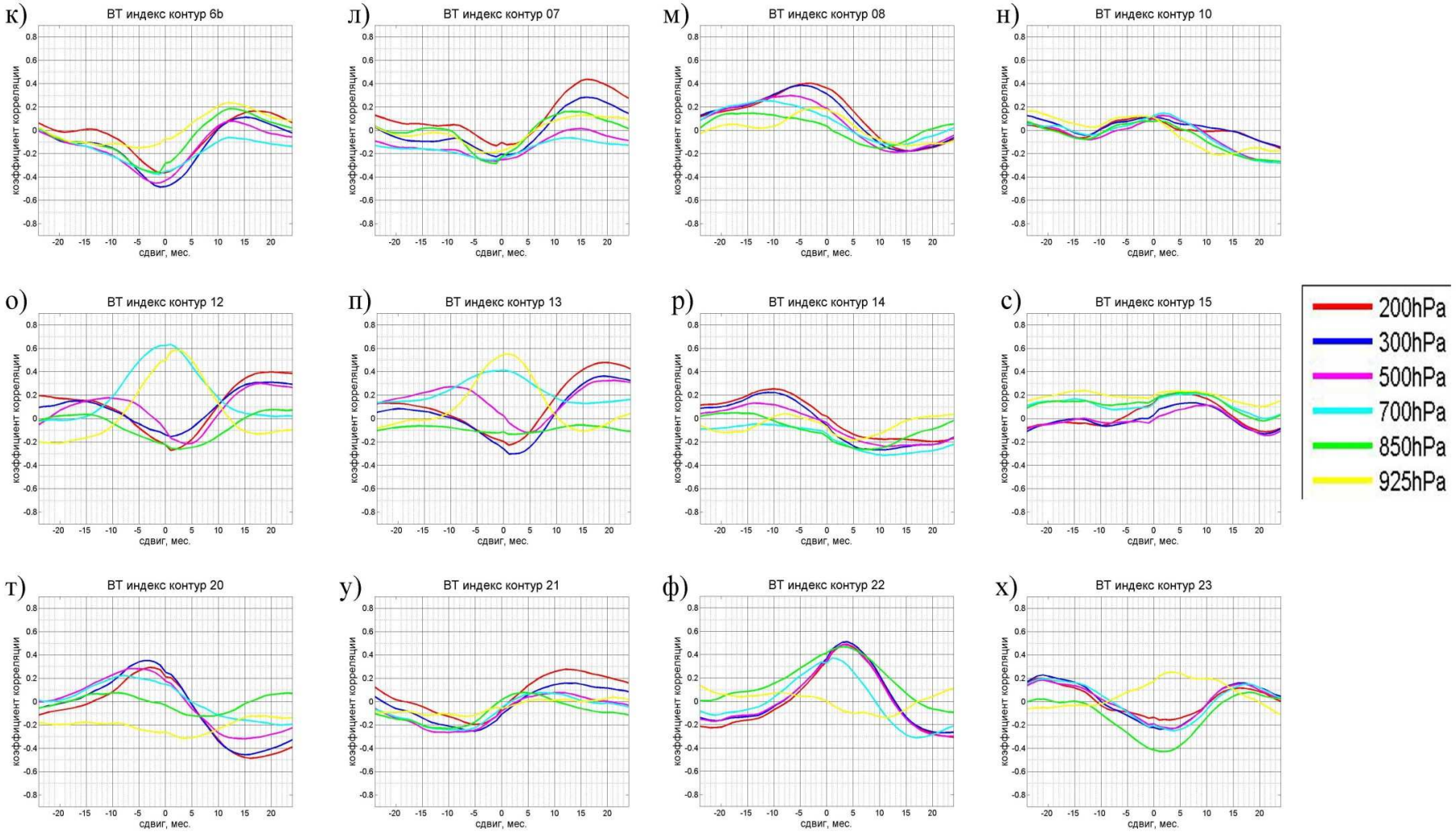


Рис П7.1(продолжение) Коэффициент корреляции между индексом ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы, на геопотенциальных поверхностях 200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа со сдвигом от -24 до 24 месяцев по данным реанализа NCEP/NCAR.

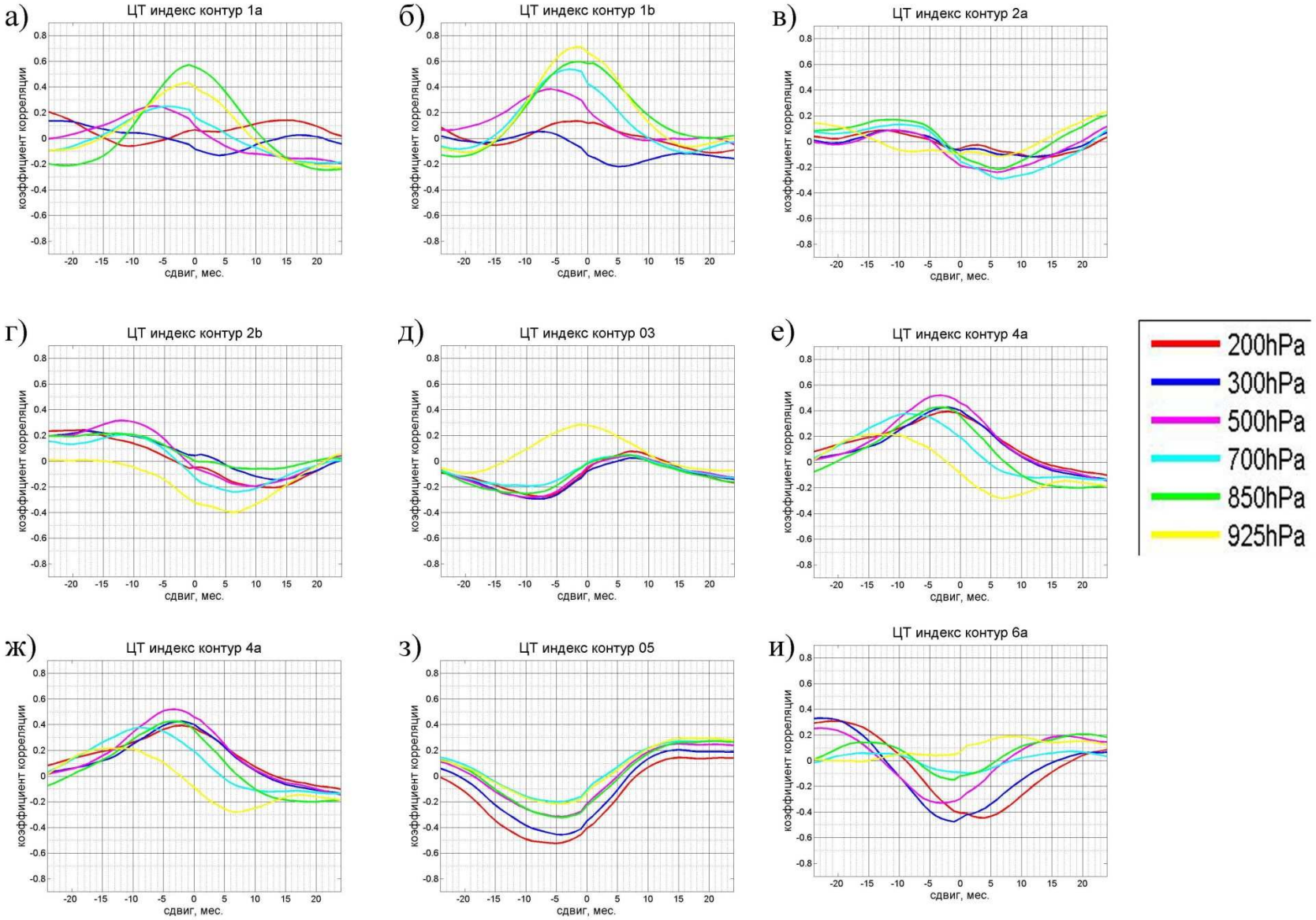


Рис. П7.2 Аналогично рис. П8.1, но для индекса ЦТ Эль-Ниньо.

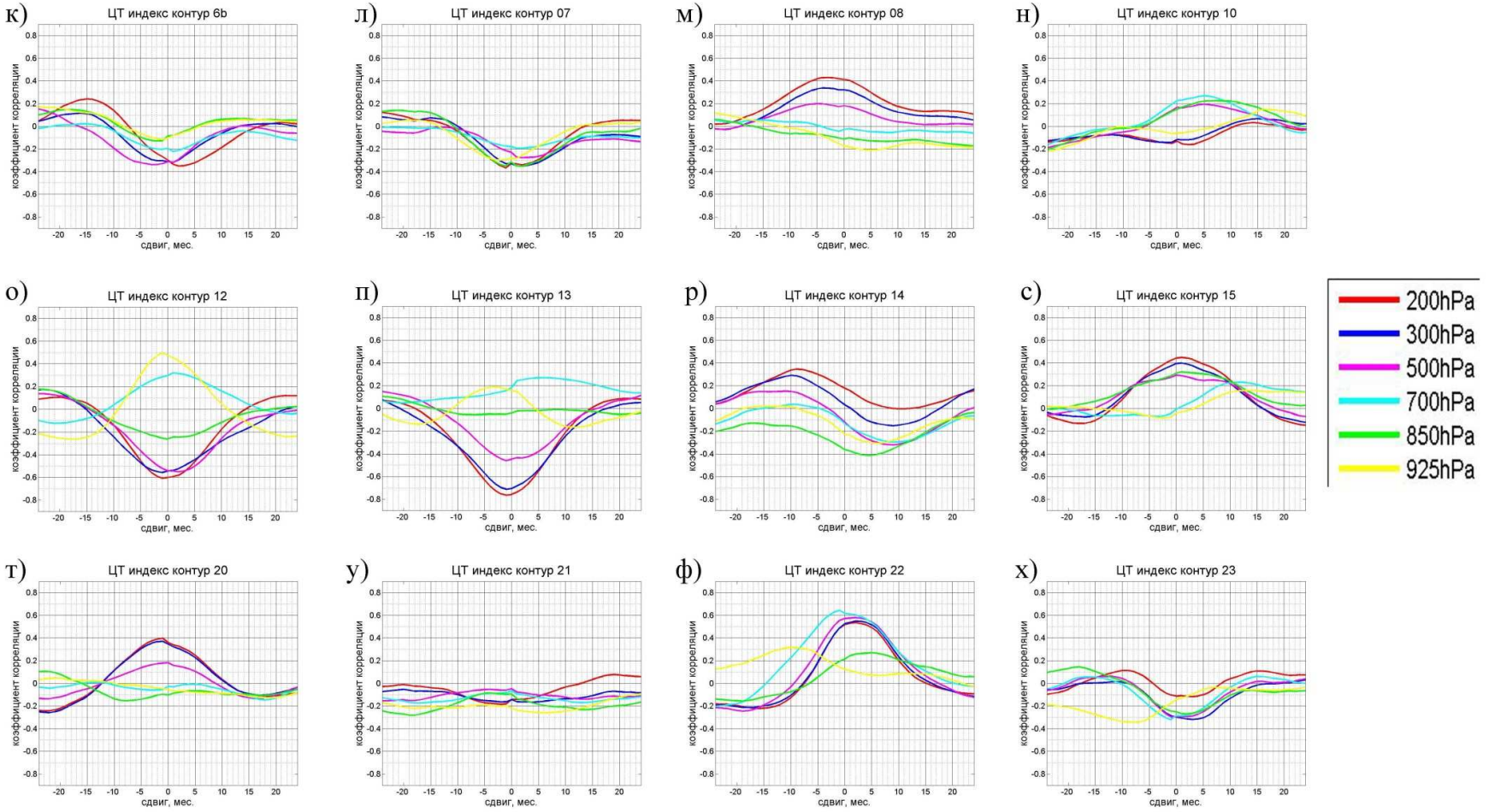


Рис. П7.2 (продолжение) Аналогично рис. П8.1, но для индекса ЦТ Эль-Ниньо.

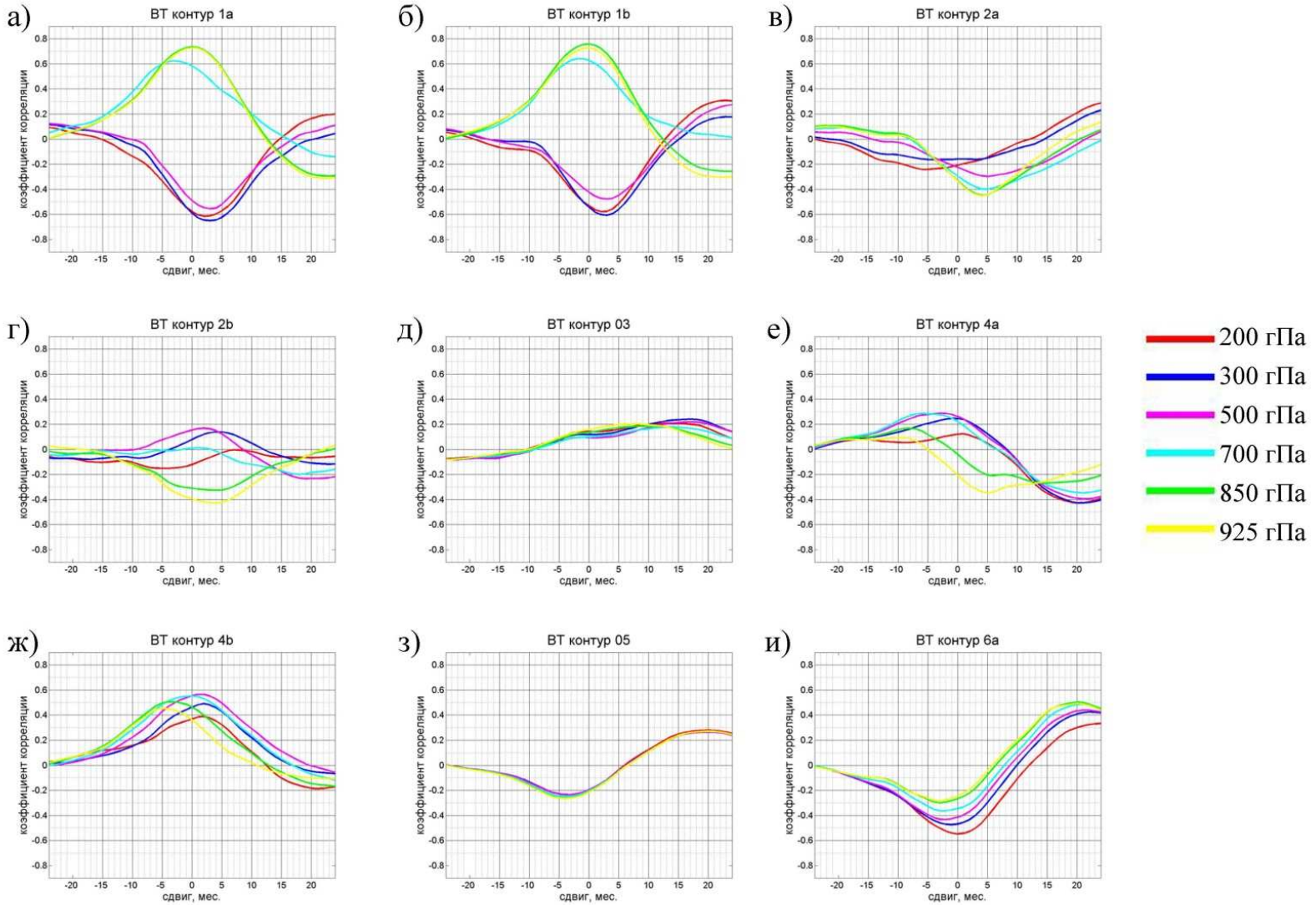


Рис П8.1 Коэффициент корреляции между индексом ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы, на геопотенциальных поверхностях 200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа со сдвигом от -24 до 24 месяцев по данным контрольного эксперимента (piControl) модели GFDL-ESM-2M.

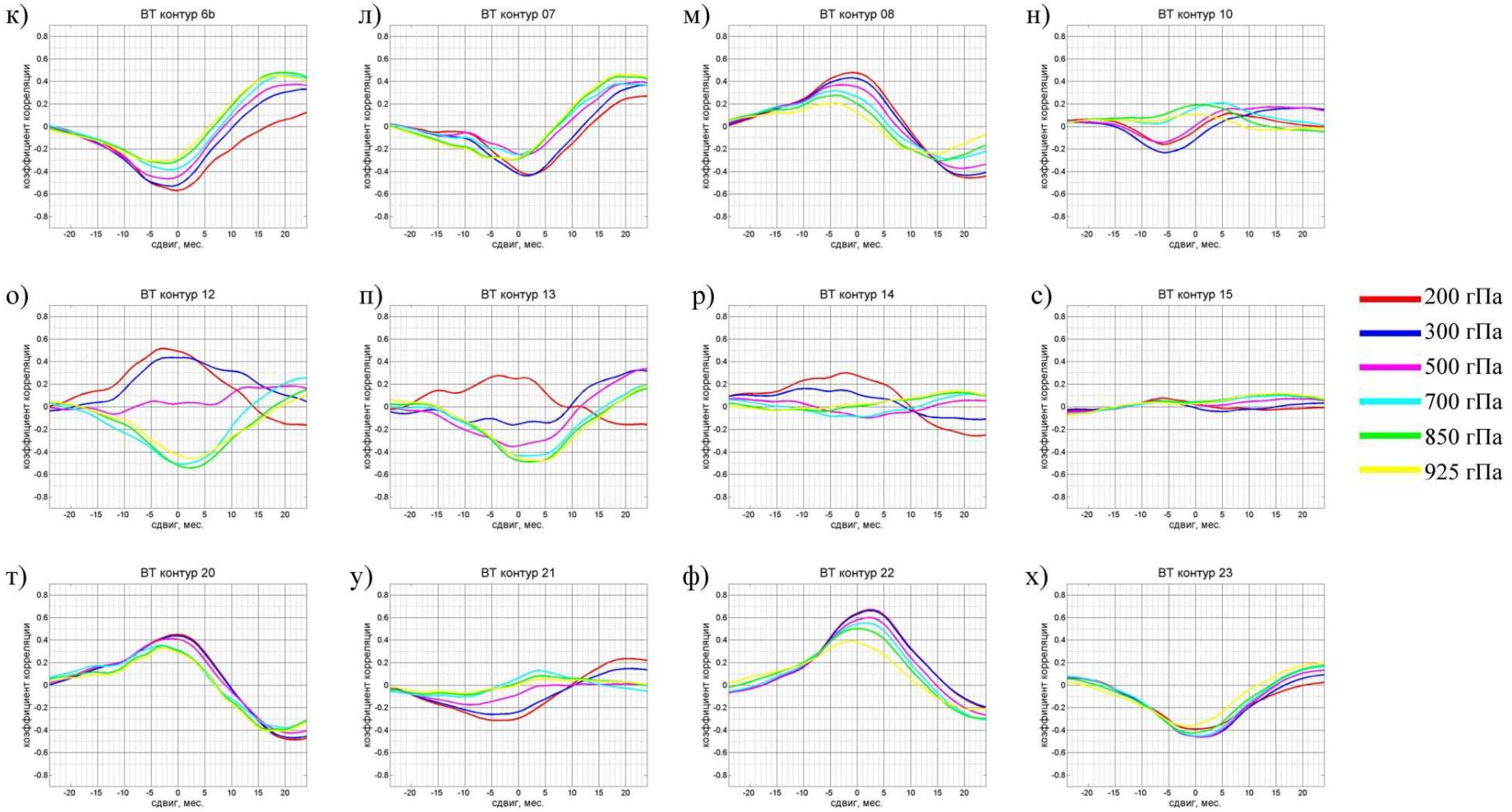


Рис П8.1(продолжение) Коэффициент корреляции между индексом ВТ Эль-Ниньо и циркуляцией в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы, на геопотенциальных поверхностях 200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа со сдвигом от -24 до 24 месяцев по данным контрольного эксперимента (piControl) модели GFDL-ESM-2M.

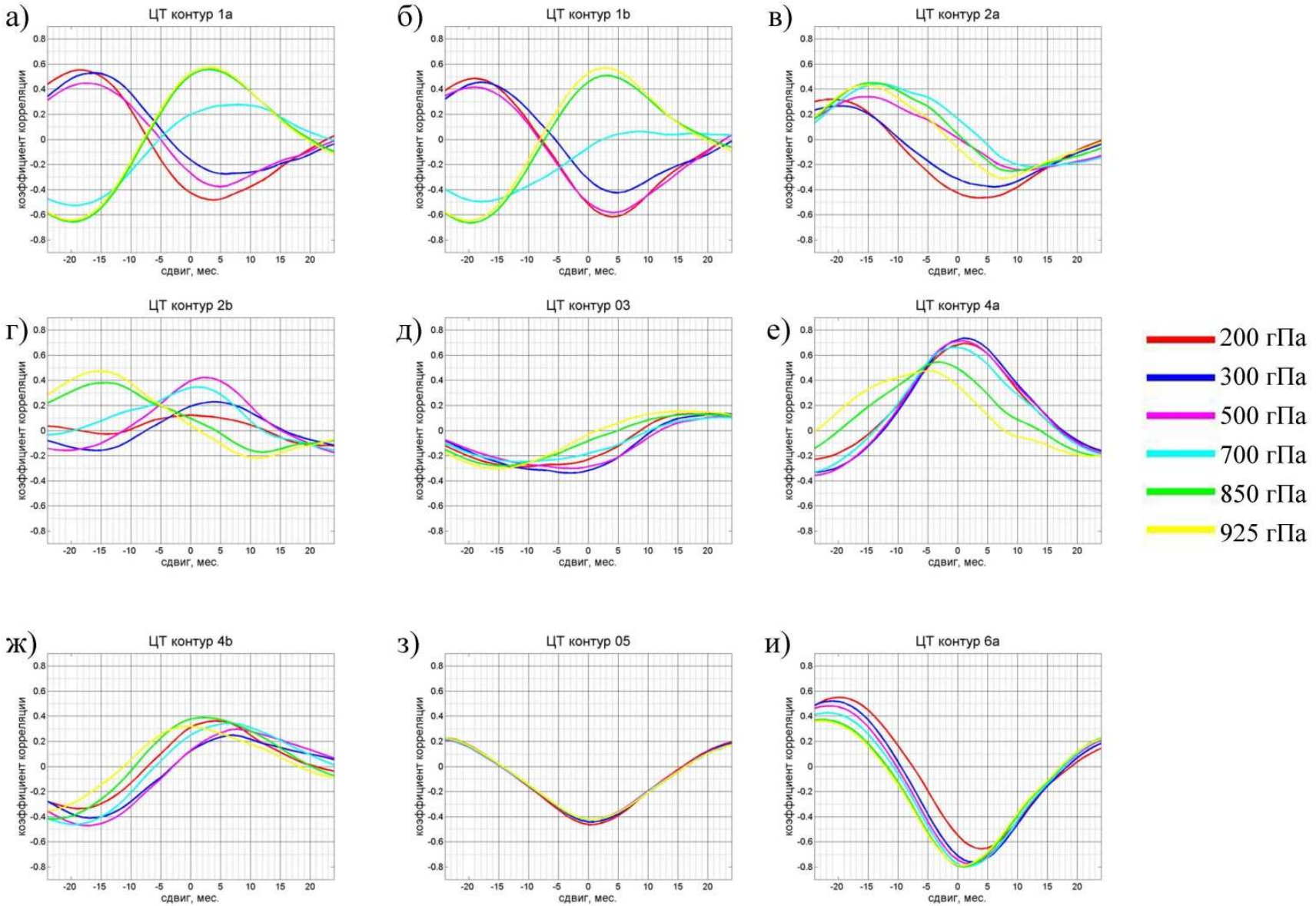


Рис. П8.2 Аналогично рис. П8.1, но для индекса ЦТ Эль-Ниньо.

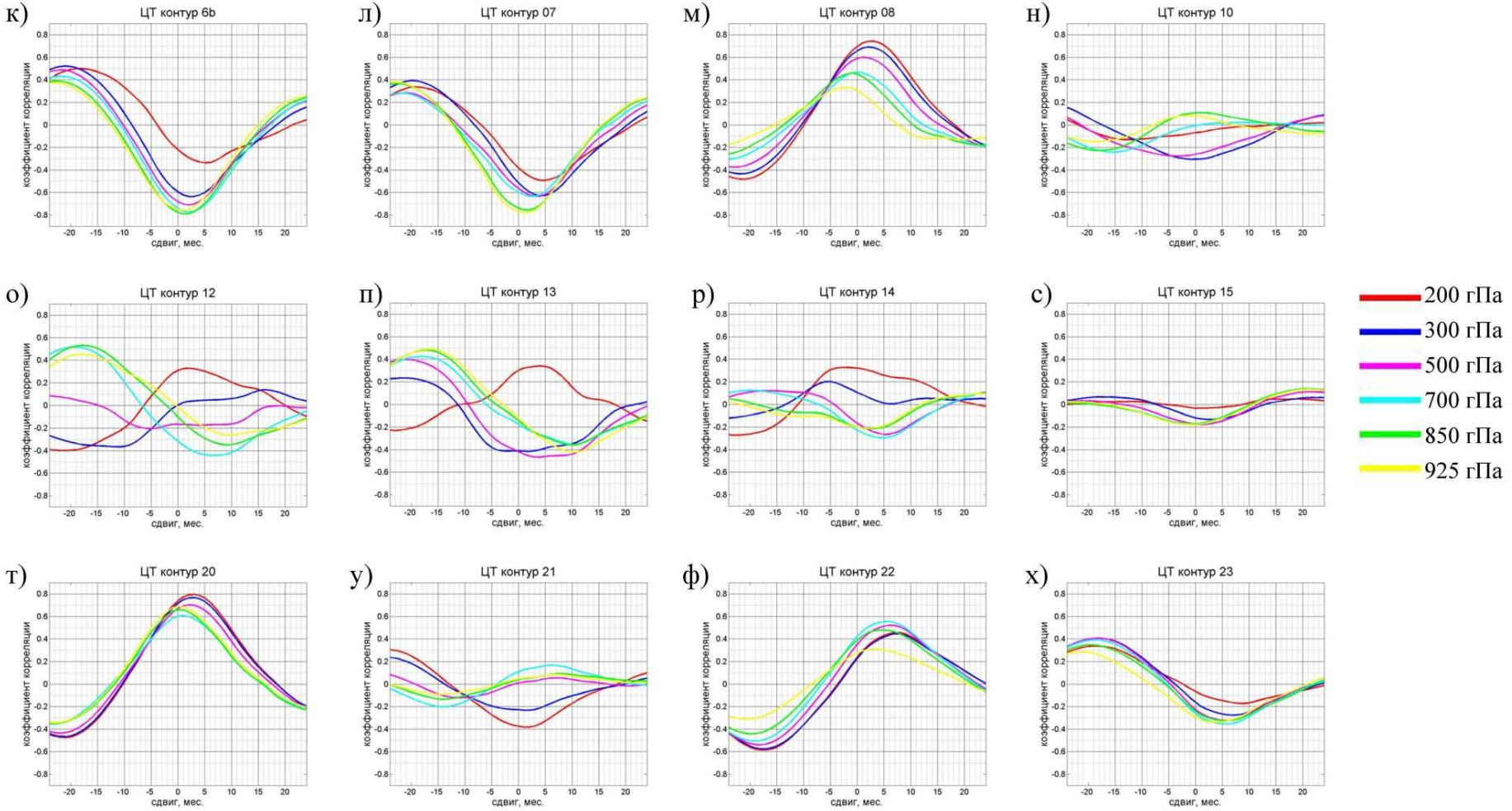


Рис. П8.2 (продолжение) Аналогично рис. П8.1, но для индекса ЦТ Эль-Ниньо.

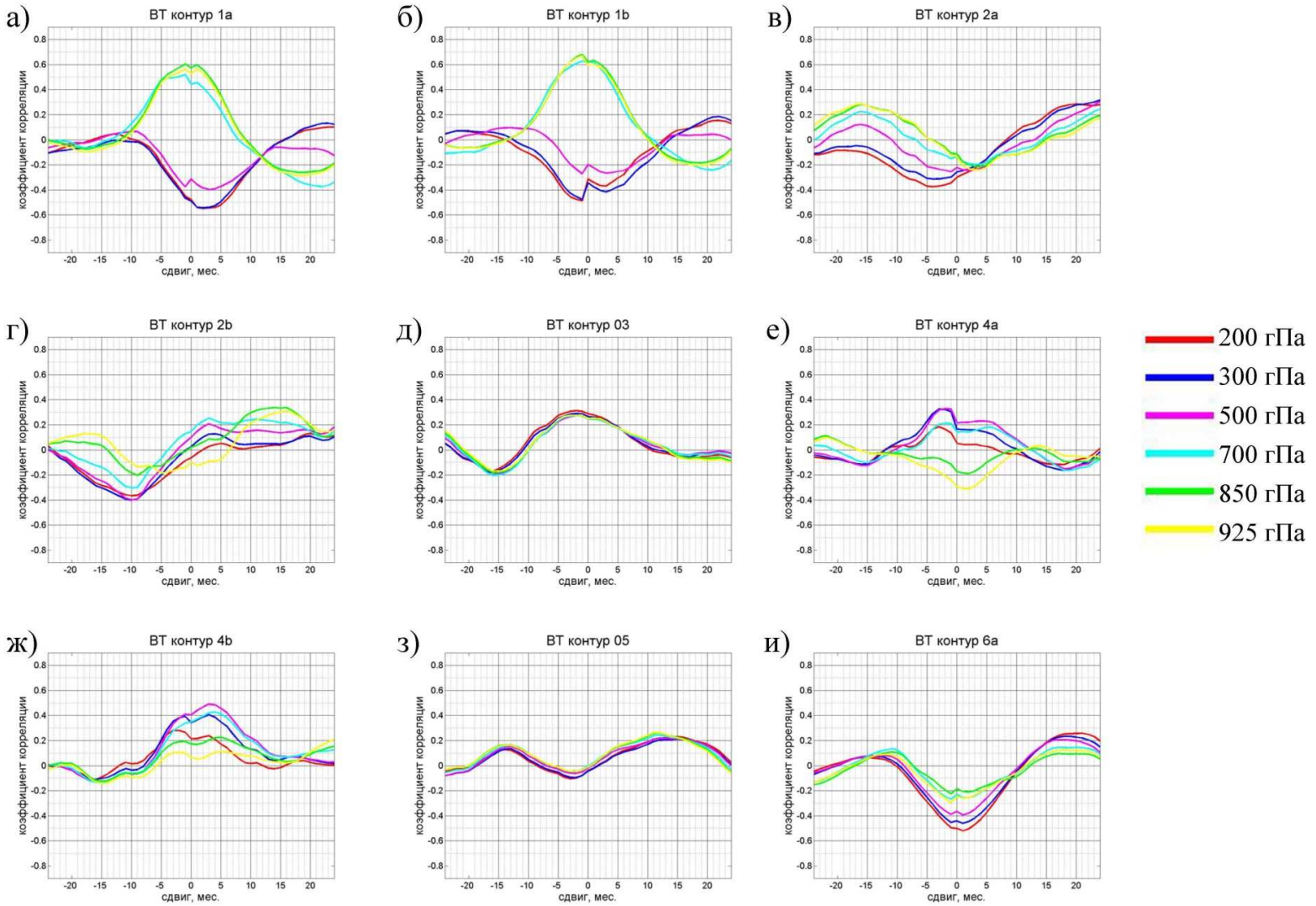


Рис П9.1 Коэффициент корреляции между ВТ индексом и циркуляцией в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы, на геопотенциальных поверхностях 200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа со сдвигом от -24 до 24 месяцев по данным эксперимента RCP 8.5 модели GFDL-ESM-2M.

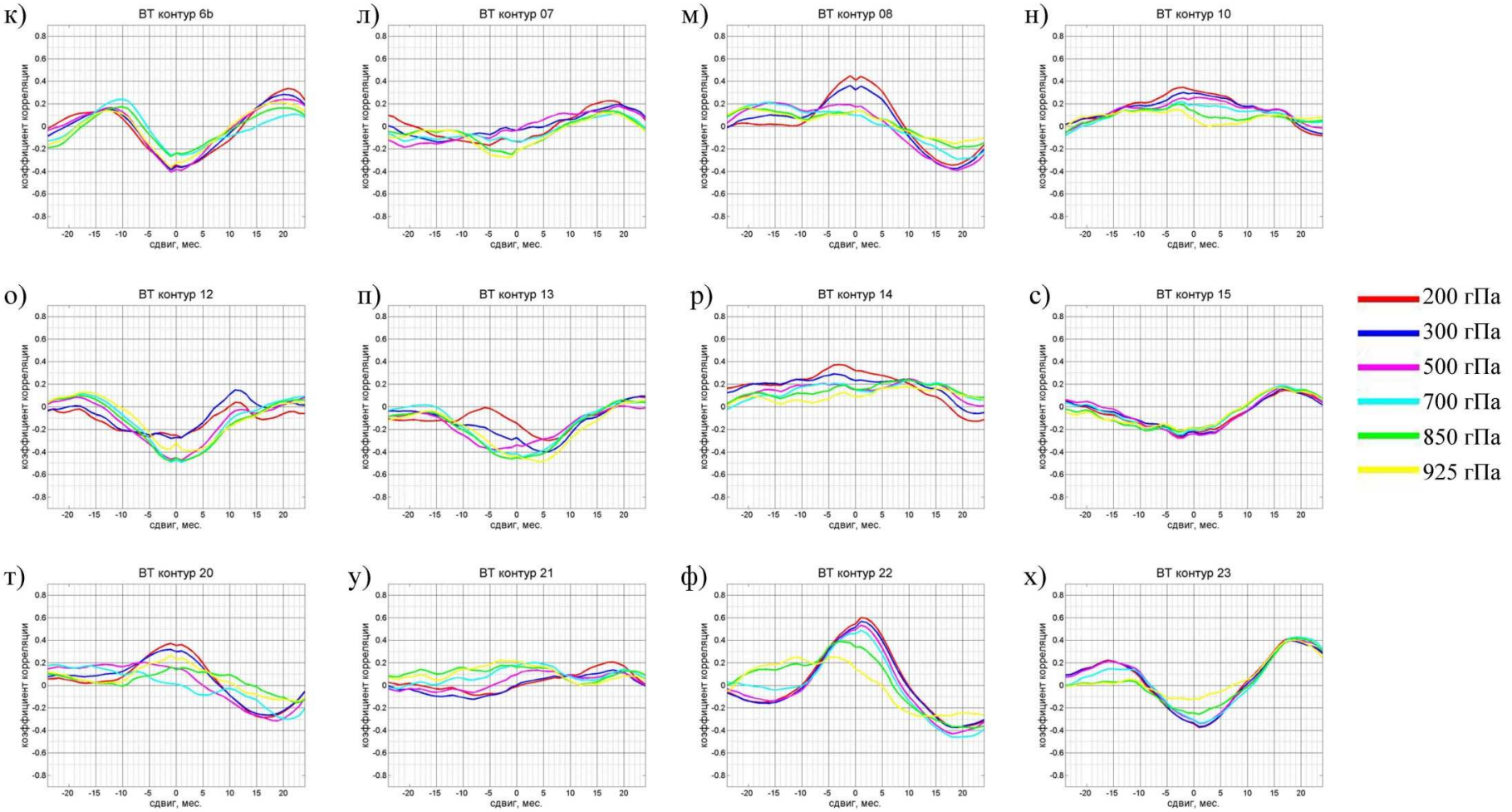


Рис П9.1(продолжение) Коэффициент корреляции между ВТ индексом и циркуляцией в контурах, соответствующих центрам действия атмосферы, на геопотенциальных поверхностях 200, 300, 500, 700, 850 и 925 гПа со сдвигом от -24 до 24 месяцев по данным эксперимента RCP 8.5 модели GFDL-ESM-2M.

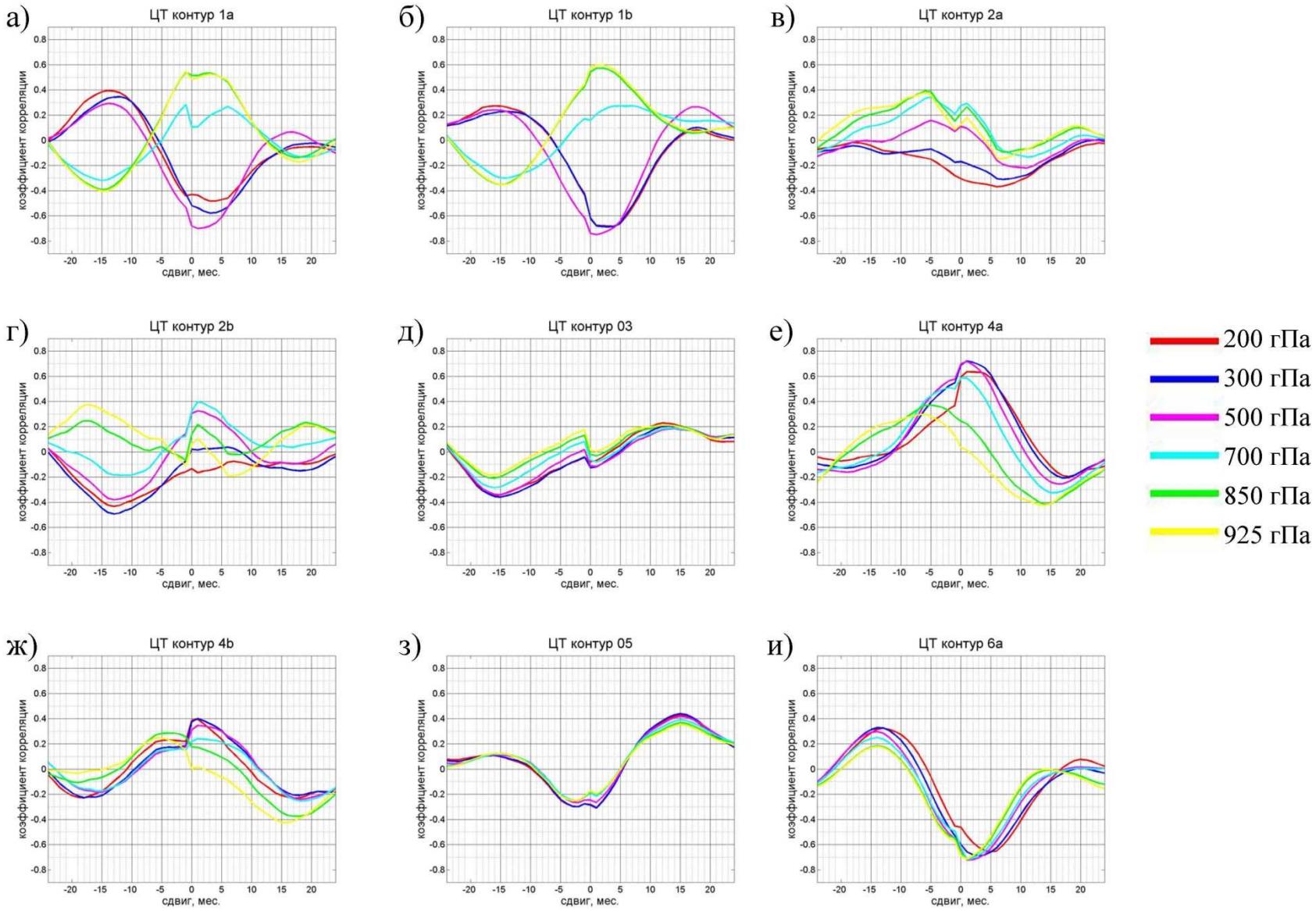


Рис. П9.2 Аналогично рис. П9.1, но для ЦТ индекса.

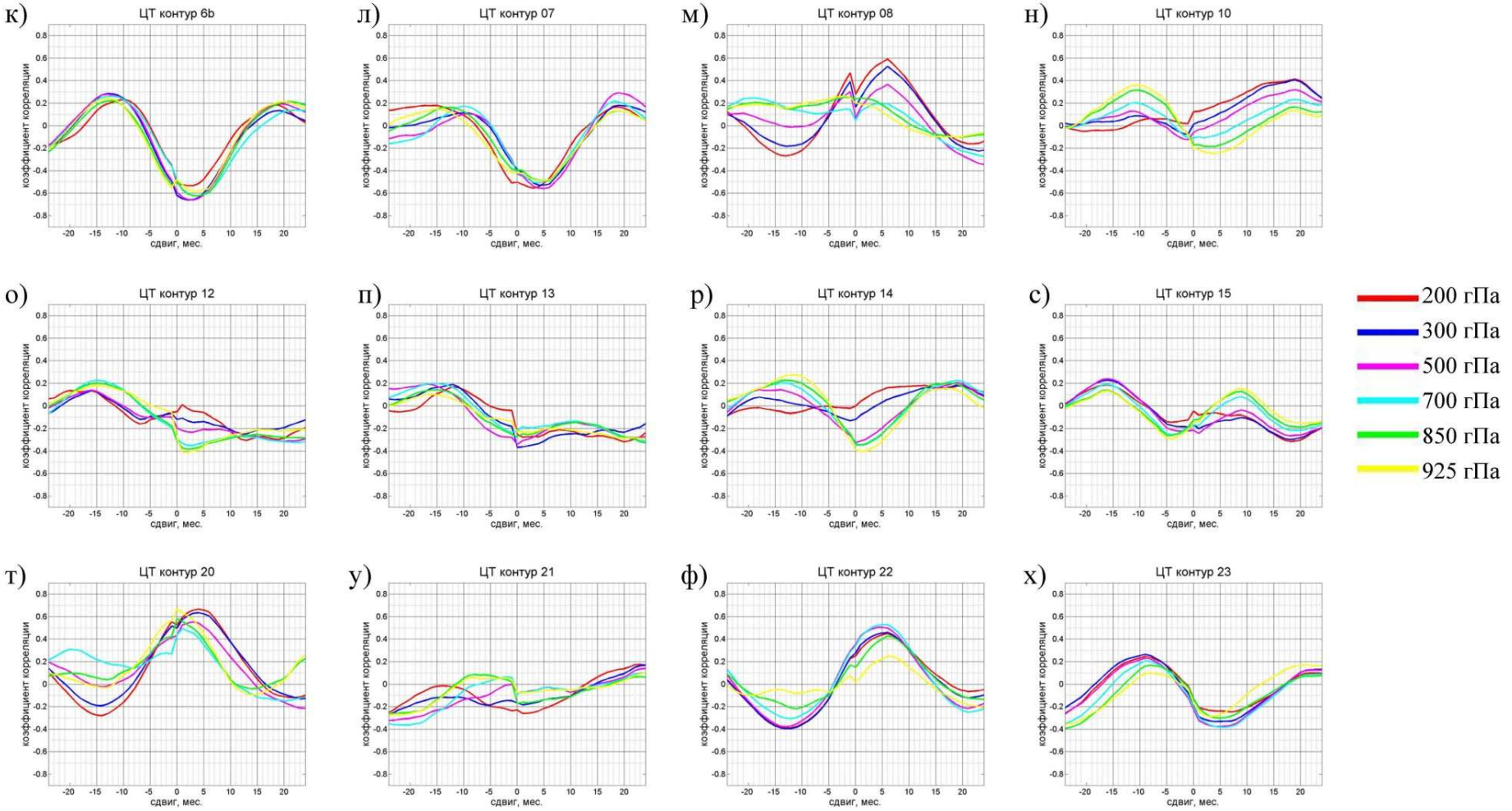


Рис. П9.2 (продолжение) Аналогично рис. П9.1, но для ЦТ индекса.