

Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана¹

Володин Е.М., Дианский Н.А.

опубликовано в "Метеорологии и Гидрологии", 2004, №12

Аннотация

Рассматривается воспроизведение межгодовой изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) в приэкваториальном Тихом океане в 80-летнем эксперименте с совместной моделью общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ. Модель правильно воспроизводит наблюдаемый спектральный пик изменчивости на 3-5 годах, а также наблюдаемые особенности отрицательных аномалий ТПО по сравнению с положительными. Однако, максимум изменчивости ТПО в районе Эль-Ниньо сдвинут в модели на запад по сравнению с данными наблюдений. Вероятной причиной является завышение среднего апвеллинга в центральной и западной части Тихого океана. Улучшение воспроизведения статистики Эль-Ниньо по сравнению с исходной версией модели достигнуто за счет изменения в параметризации нижней облачности, глубокой конвекции и динамики в атмосферном блоке, а также за счет использования сетки "С" вместо сетки "В" в модели океана.

Abstract

Reproducing of interannual variability of SST in tropical Pacific during 80-year run of coupled atmosphere and ocean general circulation model is studied. Model reproduces correctly observed spectral peak of variability at 3-5 years, and observed difference between positive and negative SST anomalies. But the maximum of SST variability in El-Nino region is shifted in the model to the west in comparison with the observations. Possible reason of the shift is overestimation of mean upwelling in the central and west Pacific. Improvement of El-Nino statistics reproducing is a result of changes in parameterization of lower cloudiness, deep convection and dynamics in the atmospheric part of the model, and also because of using of C-grid rather than B-grid in the ocean block.

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 03-05-64358 и 02-05-64909) и Минпромнауки РФ (грант НШ-1958-2003-5).

Введение

Межгодовая изменчивости ТПО в приэкваториальном Тихом океане и связанные с ней явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья является одним из самых сильных сигналов естественной климатической изменчивости. Поэтому выяснению механизмов этой изменчивости и ее численному моделированию посвящено множество работ.

Современные совместные модели общей циркуляции атмосферы и океана (ОЦАиО) способны воспроизводить многие черты наблюдаемой межгодовой изменчивости в тропиках Тихого океана. Наиболее полно воспроизведение явления Эль-Ниньо в современных совместных моделях ОЦАиО отражено в [5], где проанализирована изменчивости ТПО в приэкваториальном Тихом океане в 14 совместных моделях, участвовавших в международном проекте CMIP (Coupled Model Incomparision Project) (см., например, [5]). Более чем в половине рассматриваемых моделей Эль-Ниньо получается со средней амплитудой примерно равной или немного меньше наблюдаемой, однако оставшаяся часть моделей существенно занижают амплитуду изменчивости ТПО в приэкваториальном Тихом океане. Основными недостатками большинства моделей, согласно работе [5], являются следующие. Модели, не использующие коррекцию потоков тепла на поверхности, занижают разности ТПО между восточной и западной частями тропического Тихого океана, что связано, по-видимому, с занижением апвеллинга у побережья Южной Америки и завышением апвеллинга в центре Тихого океана. С последним обстоятельством связан сдвиг на запад по отношению к наблюдениям области максимальной изменчивости ТПО. Кроме этого, во многих моделях характерный период возникновения Эль-Ниньо составляет 2-3 года, в то время как по данным наблюдений он составляет 3-5 лет. Сколь-нибудь ясной зависимости качества воспроизведения явления Эль-Ниньо от свойств модели, например горизонтального и вертикального разрешения, включения тех или иных физических параметризаций, не обнаружено. Последние работы по моделированию Эль-Ниньо с помощью совместных моделей ОЦАиО ([9], [10], [15], [16]) в основном подтверждают выводы [5].

Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели атмосферы и океана Института вычислительной математики (ИВМ) кратко описано в [4]. Модель верно воспроизвела положение области максимальной изменчивости ТПО. Амплитуда изменчивости немного занижена по сравнению с наблюдениями. Основным недостатком этой модели является то, что в модели величина отрицательных аномалий ТПО в приэкваториальном Тихом океане существенно больше, чем величина положительных, в то время как в природе, наоборот, аномалии ТПО при Эль-Ниньо в среднем несколько больше, чем при Ла-Нинья. Данная

работа посвящена улучшению воспроизведения статистики Эль-Ниньо в новой версии совместной модели.

Описание модели и численных экспериментов.

Используемая модель ОЦА и океана подробно описана в [4]. Разрешение в атмосферном блоке составляет 5 градусов по долготе, 4 градуса по широте, по вертикали 21 уровень в σ -координатах. Уравнения гидротермодинамики решаются на сетке «С», используются параметризации радиации [2], глубокой и мелкой конвекции [7], процессов в почве и на поверхности суши [1], гравитационно-волнового сопротивления [8], [13]. В модели океана разрешение составляет 2.5x2 градуса по долготе и широте и 33 σ -уровня по вертикали. Для параметризации турбулентности используется [12]. При стыковке атмосферной и океанической части коррекция потоков на поверхности океана не используется. В совместной модели предписывается наблюдаемое среднемесячное климатическое распределение сплоченности льда, так как версия модели с интерактивным льдом на момент написания данной работы была еще в стадии разработки. В исходном варианте совместной модели, который описан в [4], для дискретизации уравнений динамики океана в горизонтальной плоскости используется сетка «В» по классификации Аракавы.

В новой версии модели океана при дискретизации уравнений динамики был выполнен переход в численной реализации на сетку «С», обладающей меньшей диссипативностью, что позволило ввести условие скольжения вместо прилипания на боковых границах, а также уменьшить коэффициент горизонтальной диффузии. Переход на сетку «С» позволил также более адекватно аппроксимировать расчетную область в проливах. Так в модели океана, используемой в совместной модели ОЦАиО, удалось точнее описать обмен солью Атлантики и Средиземного моря через Гибралтар, что очень важно для описания термохалинной циркуляции в Северной Атлантике. Основным отличием в численной реализации между предыдущей версией модели океана на сетке «В» и новой версии на сетке «С» является то, что разностная аппроксимация для функции тока в новой версии выполнена на разностном же уровне. Уравнение для функции тока на сетке «С» построено путем разностного перекрестного дифференцирования уравнений для осредненных по глубине зональной и меридиональной составляющих скоростей, записанных в соответствующих, несовпадающих на сетке «С», узлах. При этом сохранялась исходная кососимметричность оператора.

В атмосферном блоке модели изменена настройка параметризации облачности нижнего яруса. В исходном варианте балл облачности C является линейной функцией относительной влажности r :

$$C = \alpha + \beta r,$$

где α и β зависят от температуры, высоты, типа подстилающей поверхности (суша или океан) и от вертикального градиента температуры. Зависимость от градиента температуры такова, чтобы ниже слоя инверсии балл облачности был выше, чем при той же относительной влажности в условиях менее устойчивой стратификации. В новой версии модели эта зависимость балла облачности от температурной стратификации уменьшена. Кроме этого, в атмосферном блоке модели вместо конечно-разностной схемы [6], где используется запись уравнений в форме Громеки-Лэмба, применяется схема, описанная в [3], где уравнения записаны в адвективной форме. Это позволило более корректно описать высокие пространственные гармоники и ввести горизонтальную вязкость и диффузию 8 порядка вместо таковых 4 порядка, применяемых в исходной версии модели. Изменения были внесены также в параметризацию глубокой конвекции.

С новой версией модели проведен численный эксперимент по моделированию современного климата, аналогичный эксперименту с исходной версией [4]. Начальными данными для эксперимента были в атмосфере – состояние, полученное при интегрировании атмосферного блока с заданным наблюдаемым годовым ходом ТПО, в океане – наблюдаемое распределение температуры и солености [11] и нулевые скорости. В течение 50 лет происходило установление климата модели, а данные последующих 80 лет расчета обработаны и представлены в данной работе. Результаты эксперимента с новой версией модели сравниваются с данными исходной версии, а также с данными наблюдений, в качестве которых используется данные реанализа NCEP за 1950-2000г.г.

Результаты численных экспериментов.

На рис.1 представлена среднегодовая ошибка воспроизведения ТПО в тропиках Тихого океана исходной и новой версии модели. В исходной версии температура занижена на 1-3 градуса в западной части района и завышена на 1-3 градуса у побережья Южной Америки и вблизи Экватора в восточной части океана. Это означает, что средний апвеллинг вблизи Экватора и восточного побережья занижен. В новой версии модели температура завышена на 1-3 градуса почти везде, за исключением приэкваториальной части океана, где она отклоняется от наблюдаемой не более чем на 1 градус. Это означает, что средний апвеллинг в новой версии модели, по всей видимости, несколько завышен. Усиление апвеллинга произошло из-за усиления восточных пассатных ветров при переходе на новую схему расчета динамики атмосферы. Как мы увидим, точность воспроизведения среднего

состояния, в первую очередь среднего апвеллинга, влияет и на воспроизведение межгодовой изменчивости.

Временной ход среднемесячной аномалии ТПО относительно климатического годового хода в районе возникновения Эль-Ниньо (180° з.д. – 100° з.д., 4° ю.ш.- 4° ю.ш.) по данным наблюдений, исходной и новой версии модели изображен на рис.2. В исходной версии модели ТПО в районе Эль-Ниньо большую часть времени немного превышает среднеклиматическую, но несколько раз в течение численного эксперимента происходят кратковременные резкие похолодания. Максимальные положительные отклонения ТПО от среднеклиматической не превышают 1 градуса, в то время как отрицательные аномалии достигают по величине 3-4 градусов. В целом за все время численного эксперимента 60% времени температура превышает среднюю.

В то же время, согласно данным наблюдений, ТПО превышает среднеклиматическую менее половины всего времени (45%). Зато величины максимальных положительных аномалий ТПО по данным наблюдений достигают 2.5-3 градусов, в то время как величины максимальных отрицательных аномалий не превосходят 2 градусов. В новой версии модели эта особенность изменчивости ТПО в районе Эль-Ниньо воспроизводится. Температура поверхности превышает среднеклиматическую в течение 44% времени всего численного эксперимента, но величины положительных максимумов ТПО больше по величине, чем величины отрицательных максимумов. Это отличие от исходной версии модели связано в основном с изменением параметризации нижней подынверсионной облачности. Преобладание небольших положительных аномалий ТПО в районе Эль-Ниньо, а также отдельные резко выраженные минимумы ТПО связаны с неправильным взаимодействием ТПО и нижней облачности. Большую часть времени, при слабых положительных аномалиях ТПО, приземная инверсия и связанные с ней облака нижнего яруса в районе Эль-Ниньо отсутствуют. Однако, при усилении апвеллинга и небольшом понижении ТПО возникают условия инверсии и резкий рост количества подынверсионной облачности. Это приводит к сильному уменьшению приходящей коротковолновой радиации и еще большему понижению ТПО. В то же время, в реальной атмосфере количество подынверсионной облачности над приэкваториальным Тихим океаном, по всей вероятности, невелико даже во время отрицательных аномалий ТПО, так как вертикальный градиент температуры там все время близок к влажноадиабатическому. В новой версии модели зависимость балла подынверсионной облачности от вертикальной стратификации уменьшена, что привело к уменьшению положительной обратной связи уменьшение ТПО – увеличение облачности –

дальнейшее уменьшение ТПО. В результате количество подынверсионной облачности над приэкваториальным Тихим океаном сильно уменьшилось, величина отрицательных аномалий в районе Эль-Ниньо также уменьшилась, а положительных увеличилась, что стало соответствовать наблюдениям.

Различия между временным ходом аномалии ТПО для случаев Эль-Ниньо и Ла-Нинья по данным наблюдений и модели видны наиболее ярко на рис.3. Там изображен средний временной ход Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Случаем Эль-Ниньо считается превышение среднемесячной ТПО в районе Эль-Ниньо среднеклиматического значения на 0.5 среднеквадратичного отклонения (СКО) для данного месяца. На этом рисунке нулевому сдвигу по времени соответствует аномалия ТПО, осредненная по всем месяцам с Эль-Ниньо. Положительному сдвигу в N месяцев соответствует усредненная по всем случаям аномалия ТПО через N месяцев после Эль-Ниньо. При отрицательном сдвиге в -N месяцев показана усредненная по всем случаям аномалия ТПО за N месяцев до месяца Эль-Ниньо. Аналогично, случаем Ла-Нинья считается случай, когда ТПО ниже среднеклиматической для данного месяца на 0.5 СКО. Данные ТПО для Ла-Нинья изображены с противоположным знаком.

Из рис.3 видно, что по данным наблюдений средняя аномалия ТПО при Эль-Ниньо составляет 1 градус, а при Ла-Нинья 0.8 градуса. Однако, в месяцы после Эль-Ниньо величина аномалии ТПО уменьшается гораздо быстрее, чем в месяцы после Ла-Нинья. Например через 12 месяцев после Эль-Ниньо в среднем аномалия ТПО уже меняет знак и составляет около -0.2 градуса, а через 12 месяцев после Ла-Нинья в среднем аномалия ТПО еще не меняет знак. Эти отличия Эль-Ниньо от Ла-Нинья хорошо воспроизводятся новой версией модели. В исходной версии, наоборот, средняя аномалия ТПО во время Эль-Ниньо составляет всего 0.4 градуса, а при Ла-Нинья – около 0.7 градуса.

Амплитуда изменчивости в районе Эль-Ниньо была увеличена за счет увеличения внутренней атмосферной изменчивости в тропиках. Это было достигнуто за счет перенастройки параметризации глубокой конвекции. В модели используется параметризация конвекции [7], в которой при наличии влажной неустойчивости происходит приближение вертикальных профилей температуры и влажности к некоторым реперным профилям. В новой версии модели эти профили были выбраны так, чтобы большая часть тепла выделялась в средней тропосфере, что ближе соответствует имеющимся оценкам по данным наблюдений. В результате возросла атмосферная изменчивость в тропиках. В частности, амплитуда 30-60 дневных колебаний, заниженная в исходной версии модели, в новой версии

стала близка к наблюдениям. На рис.4 представлена кинетическая энергия атмосферной изменчивости в тропиках на высоте 200 гПа для исходной версии атмосферной модели, в новой версии модели, и по данным реанализов NCEP и ECMWF. В исходной версии энергия изменчивости занижена по сравнению с данными реанализов в 2-4 раза, в то время как в новой версии модели она близка к данным реанализов.

В наблюдаемом спектре изменчивости ТПО в районе Эль-Ниньо наиболее заметны пики на периодах около 3.5 и 5 лет (рис.5). Имеется максимум изменчивости с периодом 10-15 лет. В новой версии модели также самый спектральный пик расположен на периодах 3.5-4 года, менее выраженные пики имеют место на 5 и 8-12 годах. В целом, новый вариант модели правильно воспроизводит амплитуду колебаний с периодами 3-5 лет и завышает амплитуду изменчивости с большими периодами. В старом варианте модели наиболее выраженный спектральный пик изменчивости ТПО в районе Эль-Ниньо приходится на период около 7 лет, и его величина примерно в 2 раза меньше, чем величина максимального пика по данным наблюдений. Более правильное воспроизведение спектра изменчивости ТПО в районе Эль-Ниньо, в том числе увеличение величины спектральных пиков, достигнуто в основном за счет настройки параметризации глубокой конвекции и изменения горизонтальной диффузии в атмосферном блоке модели.

В то же время, в новой версии модели по сравнению с исходным вариантом ухудшилось воспроизведение географического распределения изменчивости ТПО в Тихом океане. А именно, по данным наблюдений амплитуда изменчивости максимальна в восточной части приэкваториального Тихого океана, у берегов Южной Америки, и там СКО ТПО достигает 1.2-1.4 градуса (рис.6). На западе Тихого океана по наблюдениям СКО не превосходит 0.4-0.6 градуса. Старый вариант модели хорошо воспроизводит эту особенность. В новой модели максимум изменчивости расположен вдоль Экватора не только в восточной части, но также в центре и на западе Тихого океана, что хуже соответствует наблюдениям. Эта ошибка новой версии модели связана, очевидно, с воспроизведением среднего состояния. В новой версии среднеклиматическая ТПО на Экваторе Тихого океана в центральной и западной части Тихого океана занижена (рис.1), что говорит о завышении там апвеллинга. Сбой пассатов над Тихим океаном приводит в новой версии модели к нарушению апвеллинга и положительной аномалии ТПО не только на востоке, но также в центре и на западе приэкваториального Тихого океана. В старой версии модели апвеллинг в центральной части Тихого океана выражен несколько слабее, чем по данным наблюдений, и это приводит к небольшой величине СКО ТПО в центре и на западе Тихого океана.

Наконец, рассмотрим воспроизведение новой версией модели удаленного отклика атмосферной циркуляции на аномалии ТПО в приэкваториальном Тихом океане. На рис.7 изображена усредненная разность давления на уровне моря в месяцы Эль-Ниньо и Ла-Нинья по данным наблюдений и новой версии модели. Представлены данные для декабря-февраля. В тропиках во время Эль-Ниньо происходит уменьшение давления до 1 гПа над центральной и восточной частью Тихого океана и увеличение до 1-2 гПа на западе Тихого океана, над Индийским океаном, Австралией и Африкой. Эти изменения хорошо воспроизводятся моделью. В средних широтах наибольший по величине отклик наблюдается над севером Тихого океана, где давление уменьшается на 2-6 гПа. И здесь данные модели близки к наблюдениям. Отличия между данными модели и наблюдений имеют место над севером Канады и над Атлантикой к востоку от США. Они могут быть связаны с тем, что Эль-Ниньо в модели происходит несколько западнее, чем по данным наблюдений. Более подробному анализу отклика атмосферной циркуляции на Эль-Ниньо, вероятно, будет посвящена отдельная работа.

Заключение

Рассмотрено воспроизведение межгодовой изменчивости ТПО в тропиках Тихого океана новой версией совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ. Модель адекватно воспроизводит наблюдаемую статистику Эль-Ниньо и Ла-Нинья, включая характерную величину аномалии ТПО, временной спектр, а также различие атмосферной циркуляции в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Улучшение воспроизведения этих явлений по сравнению с исходной версией модели произошло вследствие настройки параметризации нижней облачности, глубокой конвекции, изменения схемы в динамическом блоке, а также перехода на сетку «С» при решении уравнений динамики океана. Основным недостатком новой версии модели при воспроизведении Эль-Ниньо является сдвиг на запад района максимальной изменчивости. Непосредственной причиной этого является слишком сильный апвеллинг в центре Тихого океана. Такой недостаток свойственен многим современным моделям общей циркуляции атмосферы и океана. Возможно, этот недостаток может быть уменьшен при увеличении горизонтального разрешения в океаническом блоке модели, по крайней мере, вблизи Экватора.

Литература.

1. Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность-почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 1998, Т.34, N4, с.453-465.
2. Галин В.Я. Параметризация радиационных процессов в атмосферной модели ИВМ. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 1998, Т.34, N3, с.380-389.
3. Галин В.Я., Володин Е.М., Смышляев С.П. Модель общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН с динамикой озона. Метеорология и гидрология, 2003, N 5, с.13-23.
4. Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2002, Т.38, N6, с.824-840.
5. Achuta Rao K., Sperber K.R. and the CMIP modeling groups. El-Nino Southern oscillation in coupled models. PCMDI report N61, 2000, p.1-50.
6. Arakawa A., Lamb V.R. A potential enstrophy and anergy conserving scheme for shallow water equations. Mon. Wea. Rev., 1981, V.109, p.18-36.
7. Betts A.K. A new convective adjustment scheme. Part 1. Observational and theoretical basis. Quart. J. Roy. Met. Soc., 1986, V.112, p.677-691.
8. Hines C.O. Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. 2. Broad and quasimonochromatic spectra, and implementation. J. Atm. Sol. Terr. Phys., 1997, V.59, p.387-400.
9. Guilyardi E., Delecluse P., Gualdi S., Navarra A. Mechanisms of ENSO phase change in a coupled GCM. J. Climate, 2003, V.16, p.1141-1158.
10. Kirtman B.P., Fan Y., Schnieder K. The COLA global coupled and anomaly coupled ocean-atmosphere GCM. J. Climate, 2002, V.15, p.2301-2320.
11. Levitus S. World Ocean Atlas – CD-ROM data set: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite Data and Information Service, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory, 1994.

12. Pacanovsky R.C., Philander G. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, V.11, p.1442-1451.
13. Palmer T.N., Shutts G.J., Swinbank R. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1986, V.112, p.1001-1031.
14. Reynolds R.W., Smith T.M. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, 1994, V.70, p.929-948.
15. Schnieder E.K. Understanding differences between the equatorial Pacific as simulated by two coupled GCMs. *J. Climate*, 2002, V.15, p.449-469.
16. Vimont D.J., Battisti D.S., Hirst A.C. Pacific interannual and interdecadal equatorial variability in a 1000-yr simulation of the CSIRO coupled general circulation model. *J. Climate*, 2002, V.15, p.160-178.

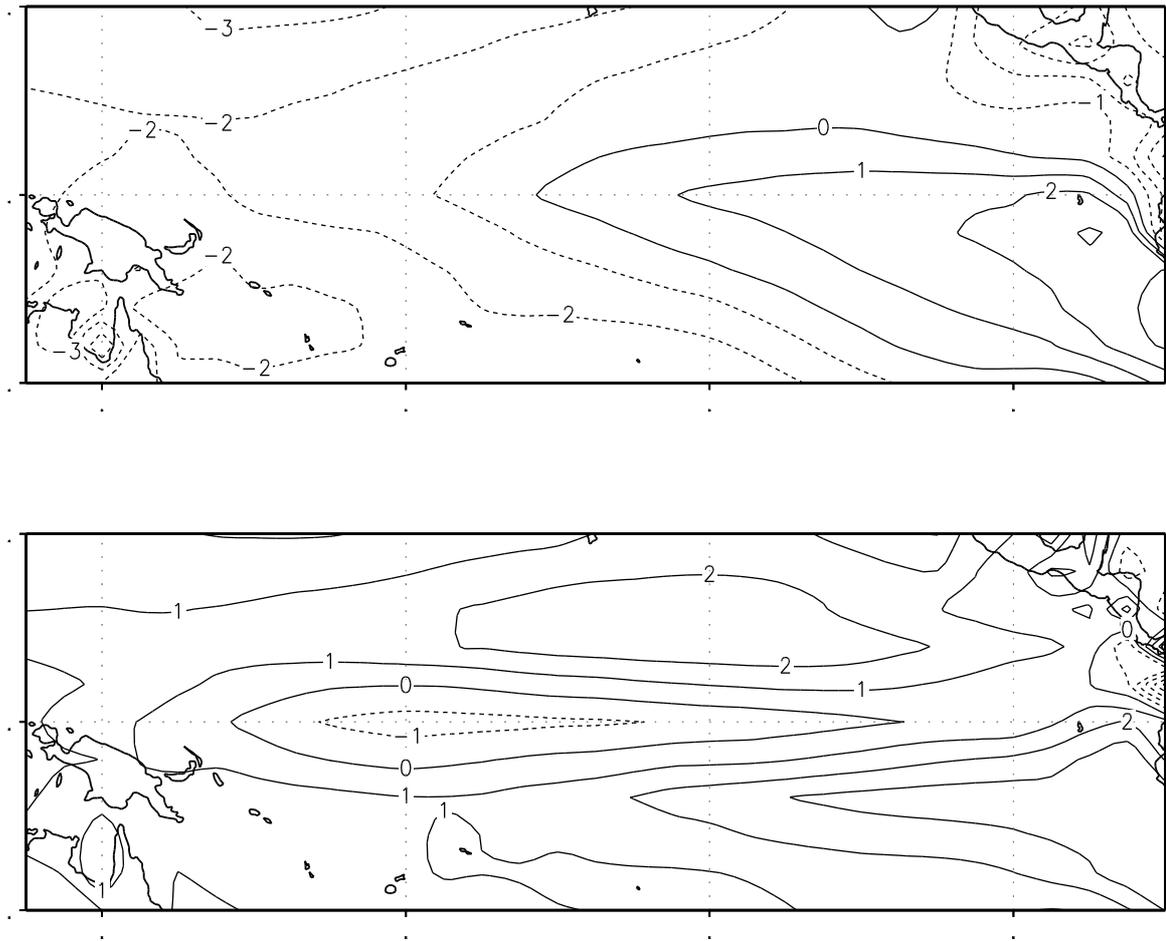


Рис.1. Ошибка воспроизведения среднегодовой ТПО в тропиках Тихого океана по данным исходной версии (вверху) и новой версии (внизу) модели. Изолинии проведены через 1 К. В качестве наблюдений используются данные [14].

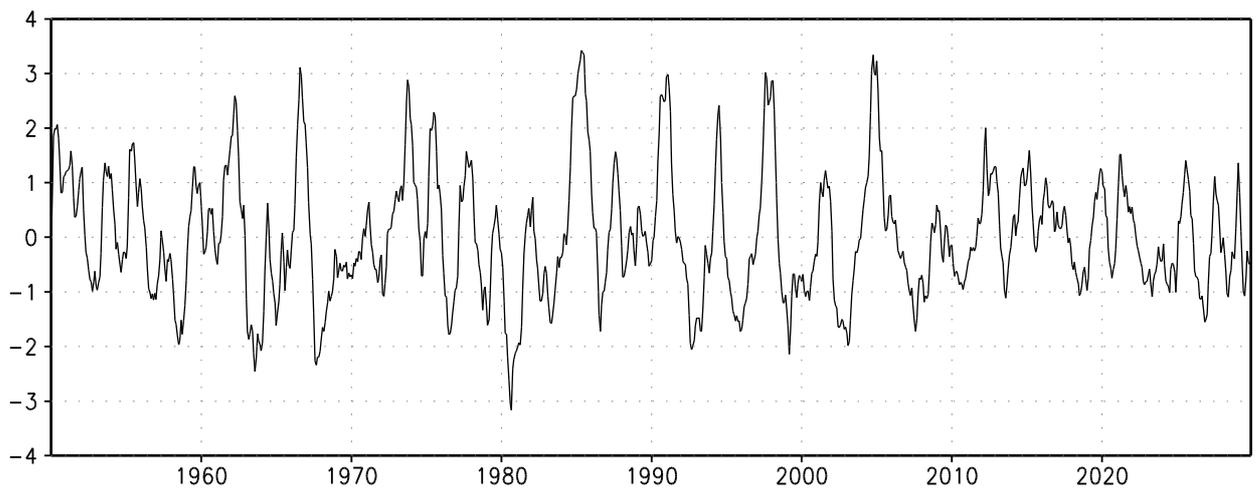
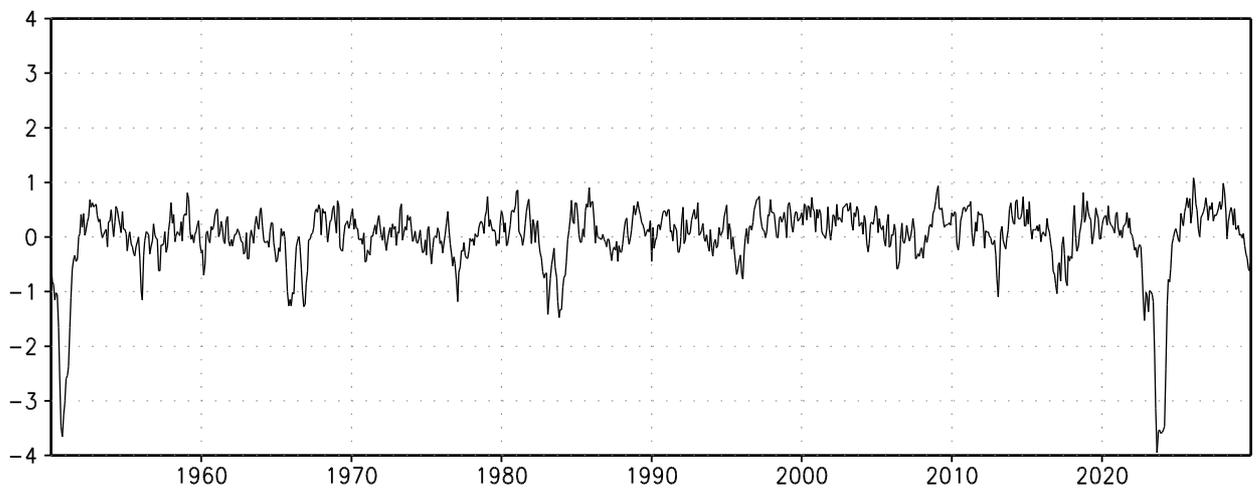
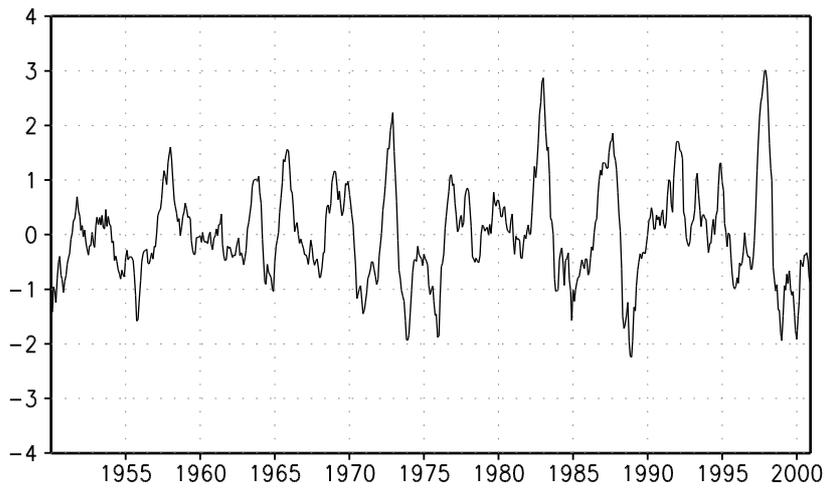


Рис.2. Временной ход аномалии ТПО (К) в районе 180° з.д. – 100° з.д., 4° ю.ш.- 4° ю.ш. по данным наблюдений за 1950-2000г.г. (вверху), по данным исходной версии (в середине) и новой версии модели (внизу). Для удобства временная шкала для результатов расчета выбрана такой же как и для данных наблюдений.

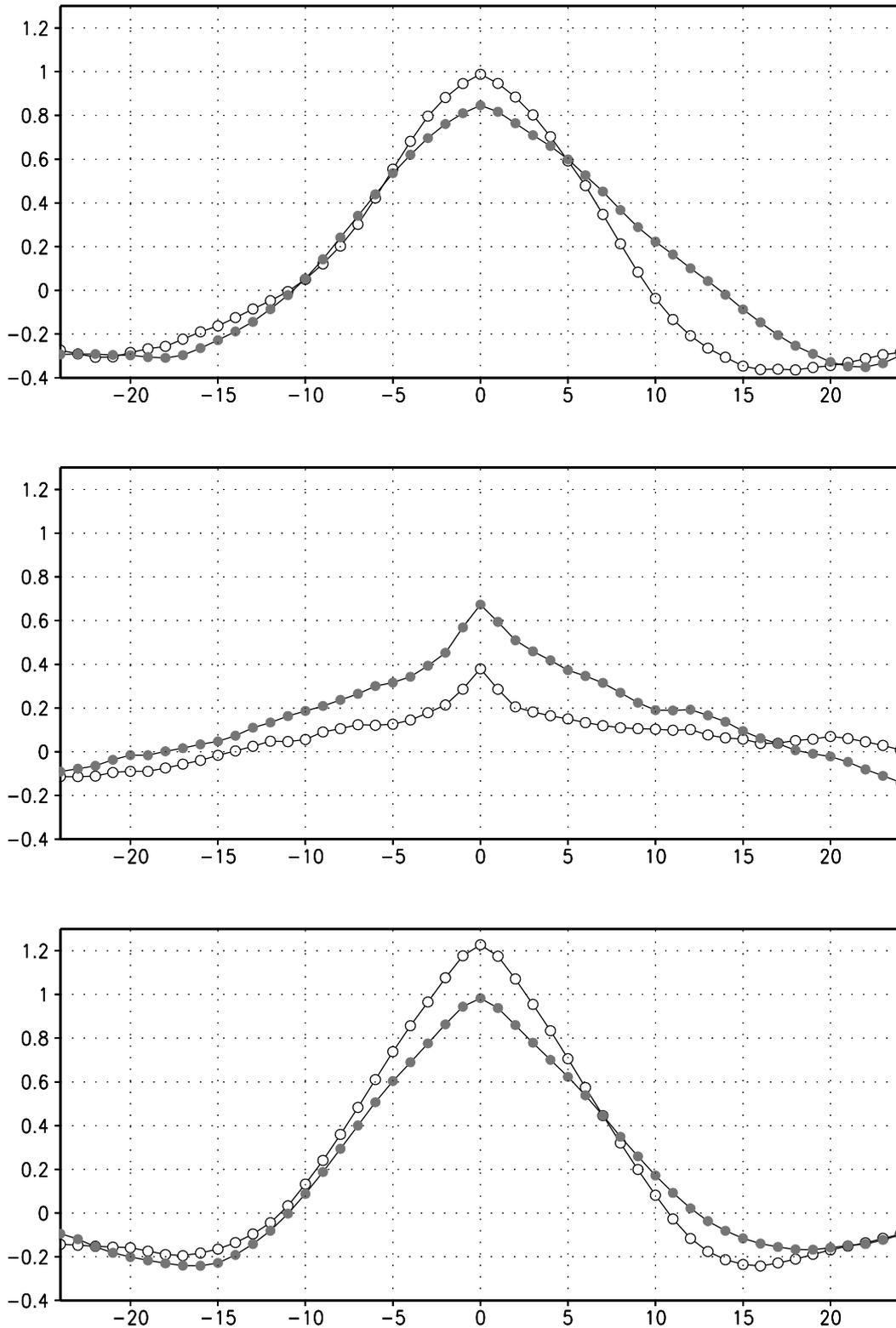


Рис.3. Усредненный временной ход аномалии ТПО (К) при Эль-Ниньо (линия с пустыми кружками) и Ла-Нинья (линия с закрашенными кружками) для данных наблюдений (вверху), исходной версии (в середине) и новой версии модели (внизу). Данные для Ла-Нинья взяты с противоположным знаком. По оси абсцисс отложен сдвиг по времени в месяцах.

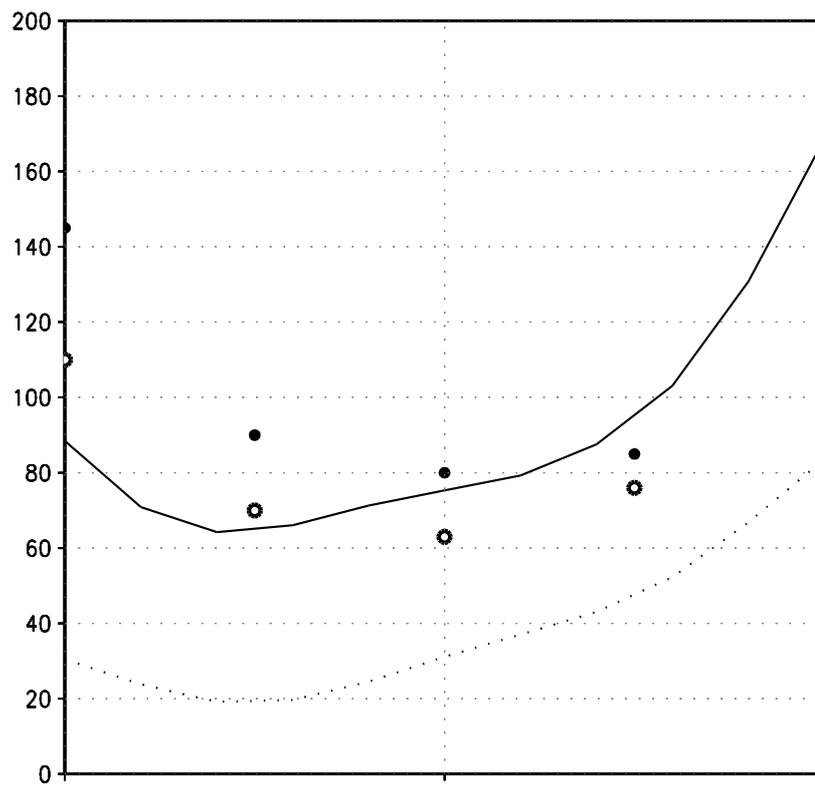


Рис.4. Кинетическая энергия атмосферной изменчивости в тропиках на высоте 200 гПа (м/с^2) в декабре-феврале в исходной версии модели (точечная линия), новой версии модели (сплошная линия), по данным реанализа ECMWF (черные кружки) и NCEP (пустые кружки).

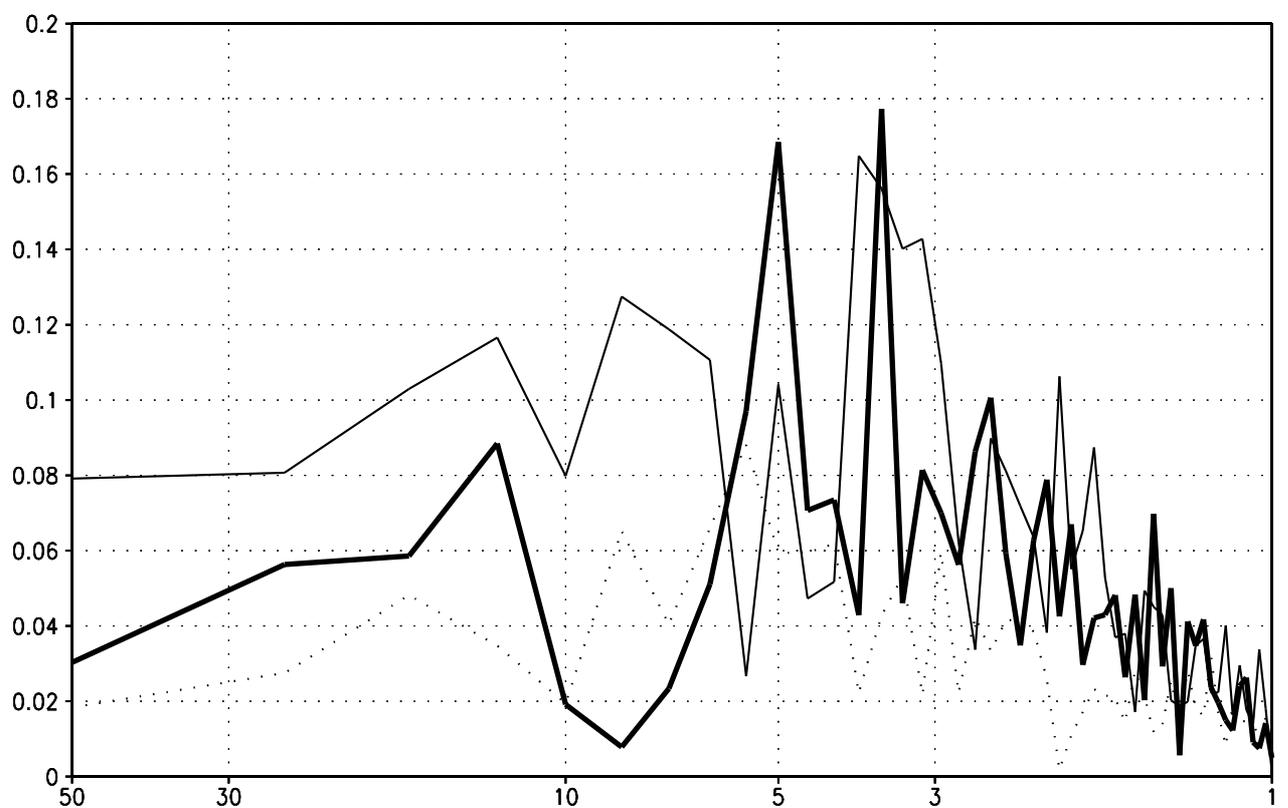


Рис.5. Временной спектр аномалии ТПО (К) в районе Эль-Ниньо по данным наблюдений (жирная линия), исходной версии (точечная линия) и новой версии модели (сплошная тонкая линия). По оси абсцисс отложен период в годах.

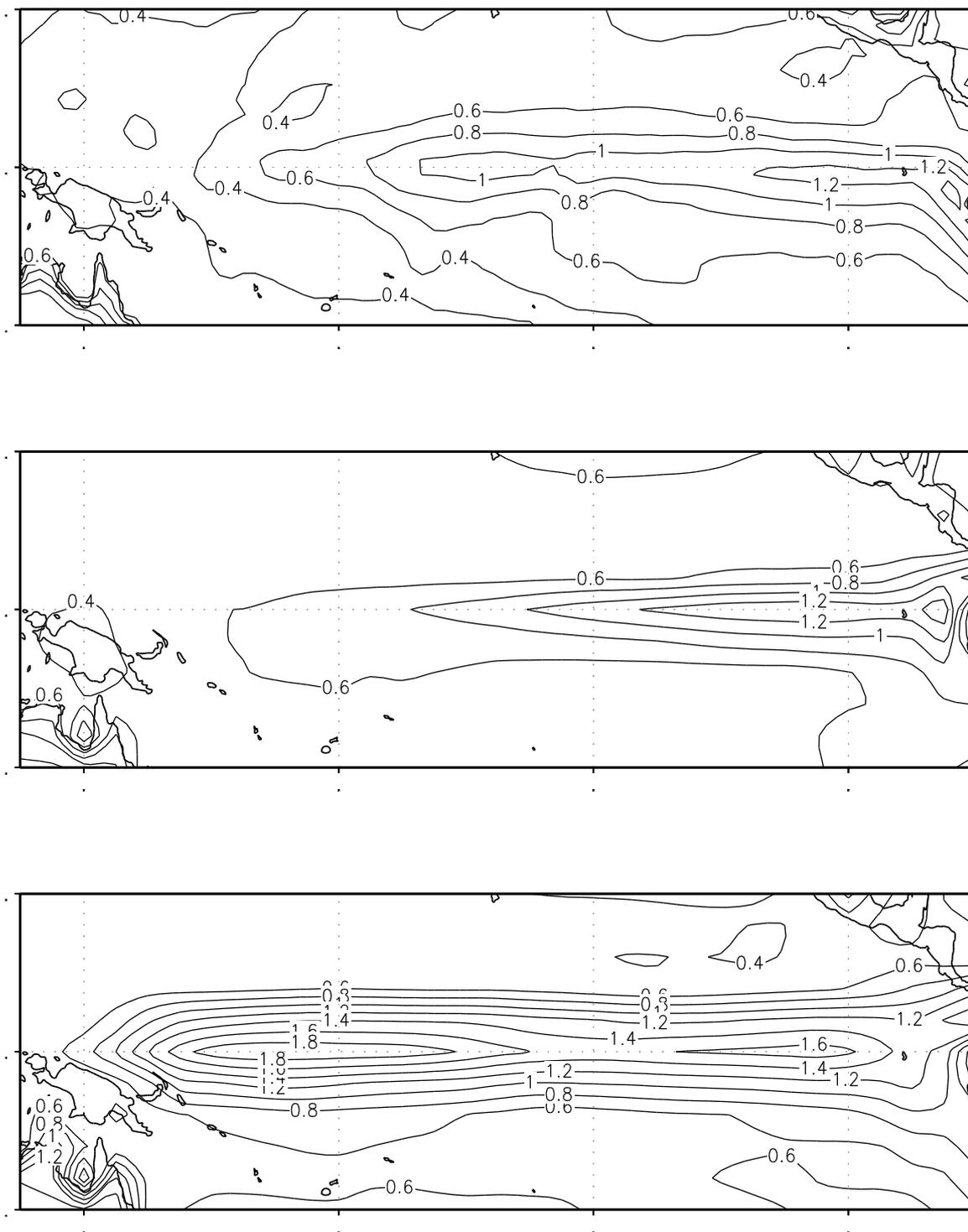


Рис.6. Среднеквадратичное отклонение среднемесячной ТПО по данным наблюдений (вверху), исходной версии (в середине) и новой версии модели (внизу). Изолинии проведены через 0.2 К.

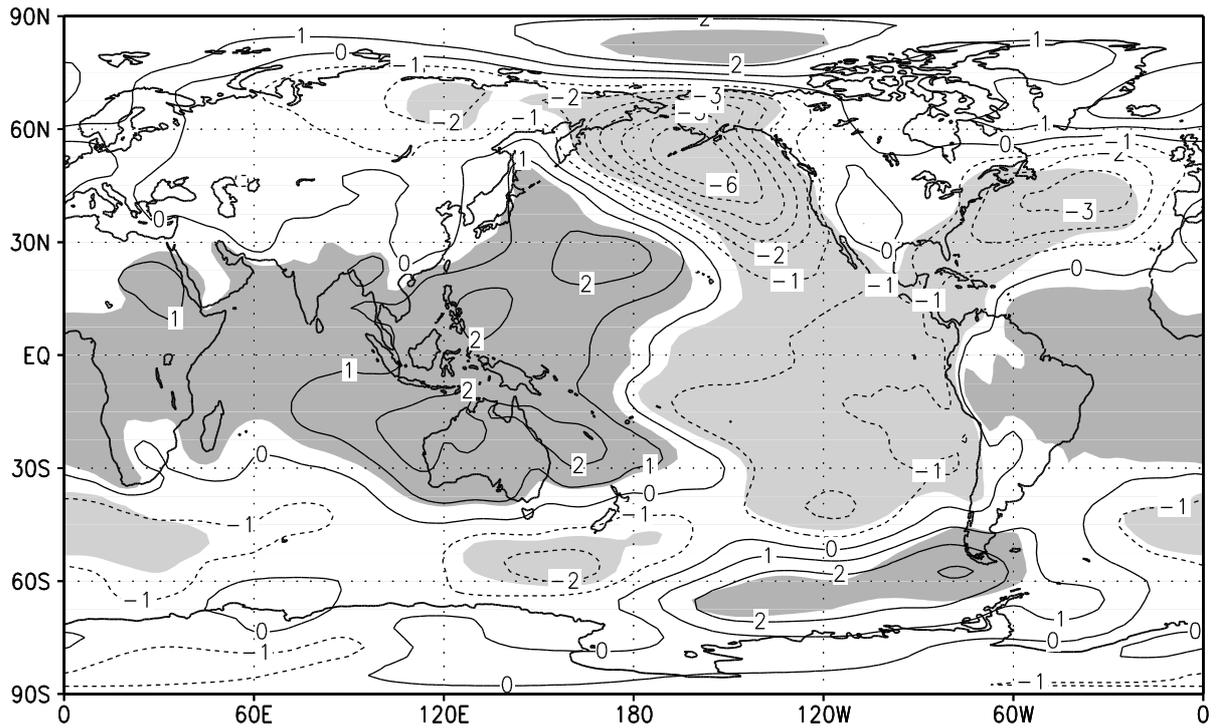


Рис.7. Разность давления на уровне моря для месяцев с Эль-Ниньо и Ла-Нинья по данным наблюдений (вверху) и новой версии модели (внизу). Данные для декабря, января и февраля. Закрашенные области соответствуют статистической значимости разности согласно t -критерию Стьюдента с вероятностью 0.95. Изолинии проведены через 1 гПа.