

УДК 550.388.2

МОДЕЛЬ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ В f_oF_2 ПО ДАННЫМ ИСЗ ИНТЕРКОСМОС-19 ДЛЯ ВЫСОКОЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

© 2022 г. А. Т. Карпачев¹ *, Л. В. Пустовалова¹¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Москва, г. Троицк, Россия

*e-mail: karp@izmiran.ru

Поступила в редакцию 28.08.2021 г.

После доработки 20.09.2021 г.

Принята к публикации 24.09.2021 г.

Построена эмпирическая модель экваториальной аномалии в критической частоте слоя F_2 ионосферы f_oF_2 . Основой модели являются данные ИСЗ Интеркосмос-19, полученные в 1979–1981 гг. для спокойных условий при высокой солнечной активности. Модель воспроизводит широтные, долготные, суточные и сезонные вариации f_oF_2 в пределах $\pm 70^\circ$ магнитного склонения. В любой сезон экваториальная аномалия согласно модели начинает развиваться с ~ 08 LT. Хорошо развитая аномалия существует до 02 LT и полностью отсутствует в 04–06 LT. Распределение f_oF_2 в области экваториальной аномалии для разных сезонов и часов местного времени было детально исследовано и скорректировано по данным Интеркосмос-19 ранее, поэтому модель более адекватно воспроизводит долготные вариации f_oF_2 , чем модель IRI, особенно на экваторе и над океанами. Как результат, модель точнее воспроизводит и широтные вариации f_oF_2 , в частности более точно описывает структуру аномалии моря Уэдделла, чем модель IRI. Наибольшие расхождения между новой моделью и IRI-2016 для любого сезона наблюдаются в Тихоокеанском долготном секторе, где мало наземных станций. Расхождения большие в полночь (распад экваториальной аномалии по модели IRI начинается раньше, чем по данным спутника) и утром в 06 LT (по данным IRI рост f_oF_2 начинается намного раньше восхода Солнца). Новая модель в виде программы представлена на сайте ИЗМИРАН. Программа позволяет рассчитать значения f_oF_2 в каждой точке, долготные, широтные, суточные и сезонные вариации f_oF_2 , а также распределение f_oF_2 для фиксированных моментов LT и UT.

DOI: 10.31857/S0016794022020109

1. ВВЕДЕНИЕ

Вариации экваториальной ионосферы определяются главным образом динамикой экваториальной аномалии (ЭА). ЭА характеризуется провалом электронной концентрации над экватором и ее увеличением на широте гребней аномалии по обе стороны от экватора. Формирование ЭА связано с фонтан-эффектом под действием вертикального дрейфа плазмы (см., например, [Rishbeth, 2000]). Вертикальный дрейф плазмы создается зональным электрическим полем, которое зависит от многих причин. Поэтому динамика ЭА крайне изменчива, что вызывает постоянный интерес к ее исследованию. Много лет ЭА изучалась по данным наземных станций в основном в двух долготных секторах – Азиатском и Американском, и частично – в Африканском [Lyon and Thomas, 1963; Rao and Malthotra, 1964; Rastogi et al., 1972; Rajaram, 1977; Walker, 1981; Sastri, 1990]. В этих же долготных секторах регистрировались и данные внешнего зондирования на спутниках Alouette и ISIS [Lockwood and Nelms, 1964;

Eccles and King, 1969; Sharma and Hewens, 1976]. Несколько спутников проводили прямые измерения электронной концентрации на фиксированных высотах и давали глобальный, для всех долгот, обзор экваториальной ионосферы. Это в особенности относится к спутникам Aigel [Hopkins, 1972] и CHAMP, орбита которого находилась практически на высотах максимума слоя F_2 350–480 км [Lei et al., 2010]. Богатый материал по вариациям электронной концентрации в области ЭА дал радиозатменный эксперимент FORMOSAT-3/COSMIC [Ram et al., 2009; Tsai et al., 2009; Yue et al., 2015], но он относится только к низкой солнечной активности. Результаты многолетних исследований ЭА обобщены в обзорах [Rajaram, 1977; Walker, 1981; Sastri, 1990; Rishbeth, 2000]. Эти исследования, в частности, показали, что при высокой солнечной активности ЭА существует практически все сутки. Отметим, что единственным спутником, который поставлял данные для исследования глобального распределения электронной концентрации в области ЭА для высокой солнечной активности до сих пор является Ин-

теркосмос-19 (ИК-19). По данным ИК-19 были построены распределения $foF2$ и детально исследованы характеристики ЭА для всех долгот, часов местного времени и сезонов [Карпачев, 2018, 2020, 2021]. Были детально рассмотрены вариации $foF2$ с широтой, долготой и местным временем. Фактически была заложена база для создания эмпирической модели ЭА для высокой солнечной активности. Построение новой модели ЭА как раз и является целью данной статьи. На настоящий момент единственная модель ЭА представлена только в рамках международной справочной ионосферы IRI-2016. В последнее время было предпринято несколько попыток оценить качество модели IRI по данным наземных станций в Южной Америке [Ezquer et al., 2014], в Африке [Oyekola and Fagundes, 2012], в Индии [Chaitanya et al., 2015] и в Южной Азии [Liu et al., 2019]. Были обнаружены довольно сильные расхождения с моделью IRI над этими станциями в некоторых условиях. Новая модель, построенная по данным ИК-19, позволяет провести сравнение с IRI-2016 наиболее полно, в глобальном плане. Такое сравнение было начато ранее в работе [Karpacev, 2021].

2. ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Спутник ИК-19 активно функционировал с марта 1979 г. по февраль 1981 г., этот период относится к высокой солнечной активности $F10.7 = 150\text{--}250$. Спутник обращался на эллиптической орбите с высотами 500–1000 км и наклоном 74° . На борту спутника находилось записывающее устройство, которое позволяло регистрировать цифровые ионограммы на любой долготе в пределах наклона орбиты. Зондирование производилось с дискретностью 16 с и 64 с (время получения ионограммы 6 с). На экваториальных и низких широтах это составляет 1° и 4° по широте соответственно. Ионозонд спутника производил зондирование внешней ионосферы в диапазоне частот от 0.3 до 15.95 МГц. Значения $foF2$ в гребнях ЭА иногда превышали верхний предел, но таких случаев было не очень много и они довольно просто экстраполируются в рамках широтного разреза $foF2$. Из ионограмм ИК-19 рассчитывались $N(h)$ -профили внешней ионосферы согласно методу Джексона [Jackson, 1969], которые давали значения $foF2$ и $hmF2$. Эти значения использовались для построения распределения параметров максимума слоя $F2$ в области экваториальной аномалии в пределах $\pm 70^\circ$ магнитного наклона I . Магнитный экватор (далее просто экватор) соответствует $I = 0^\circ$. Орбитальные параметры спутника, включая магнитное наклонение, рассчитывались по стандартной программе “КАДР”, в основе которой лежит модель международного поля IGRF для эпохи 1975.

Для равноденственных условий (март–апрель и сентябрь–октябрь) было отобрано 58000 пар значений $foF2$ и $hmF2$, для летнего солнцестояния (май–август) 70000, и для зимнего солнцестояния (ноябрь–февраль) 40000. Все данные относятся к спокойным условиям $Kp \leq 3$. Данных для каждого сезона оказалось достаточно для построения 12 так называемых LT-карт через каждые 2 ч местного времени, при этом на одну карту приходится 3000–4000 значений $foF2$ или $hmF2$. Карты строились рутинной программой Surfer методом обратных расстояний. Данные для каждой карты равномерно покрывали все долготы, поэтому в результате получалось довольно гладкое распределение $foF2$ и $hmF2$, что является косвенным подтверждением адекватности полученных данных. В данной работе рассматриваются только вариации $foF2$. На рис. 1 слева приведены широтные разрезы ЭА для 20.1 LT, когда ЭА максимально развита и для 5.5 LT, когда она не выражена. Справа показан высотный-широтный разрез хорошо развитой аномалии для дневных условий.

Выше было сказано, что ЭА всегда стартует с ~ 08 LT. Это иллюстрирует рис. 2. На нем показана структура ЭА в период ее развития с 08 до 14 LT. Пример относится к июньскому солнцестоянию. Видно, что уже в 08 LT формируется хорошо выраженный южный гребень аномалии. Это типичное поведение ЭА для солнцестояния – сначала формируется зимний гребень аномалии. Северный, т.е. летний, гребень появляется только к 10 LT, и только на отдельных долготах. Летний гребень долго остается меньше зимнего и сравнивается с ним по величине только к 14 LT. Из рис. 2 видно также, что ЭА днем наиболее хорошо развита в долготном секторе $90^\circ\text{--}120^\circ$ E. При высокой солнечной активности $foF2$ в гребнях аномалии достигает значений 14–15 МГц.

3. ДОЛГОТНЫЕ ВАРИАЦИИ $foF2$

Модель ионосферы можно строить в терминах местного или мирового времени. Однако в рамках мирового времени долготные вариации $foF2$ состоят из смеси суточных и долготных вариаций, их невозможно разделить и трудно анализировать. Долготные вариации параметров ионосферы для фиксированных значений LT имеют искусственный характер, но зато он хорошо известен, поскольку определяется четко установленными причинами. Это в первую очередь относится к средним широтам, где долготный эффект исследовался в течение многих лет, в том числе и по данным ИК-19 (см., например, [Challinor and Eccles, 1971; Деминов и Карпачев, 1988; Ben'kova et al., 1990; Карпачев и др., 2010; Klimenko et al., 2016; Li et al., 2018]). Эти исследования установили, что на фиксированной геомагнитной широте долготные вариации $foF2$ днем определяются в

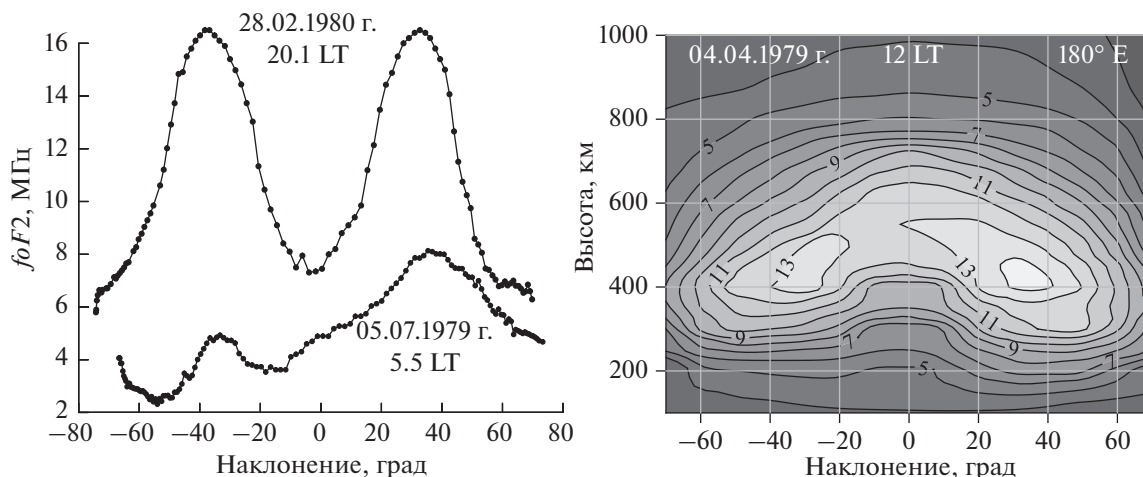


Рис. 1. Слева: широтные разрезы ЭА, полученные 28.02.1980 г. и 05.07.1979 г. Справа: высотнo-широтный разрез ЭА, полученный 04.04.1979 г. для 12 LT в долготном секторе 180° E.

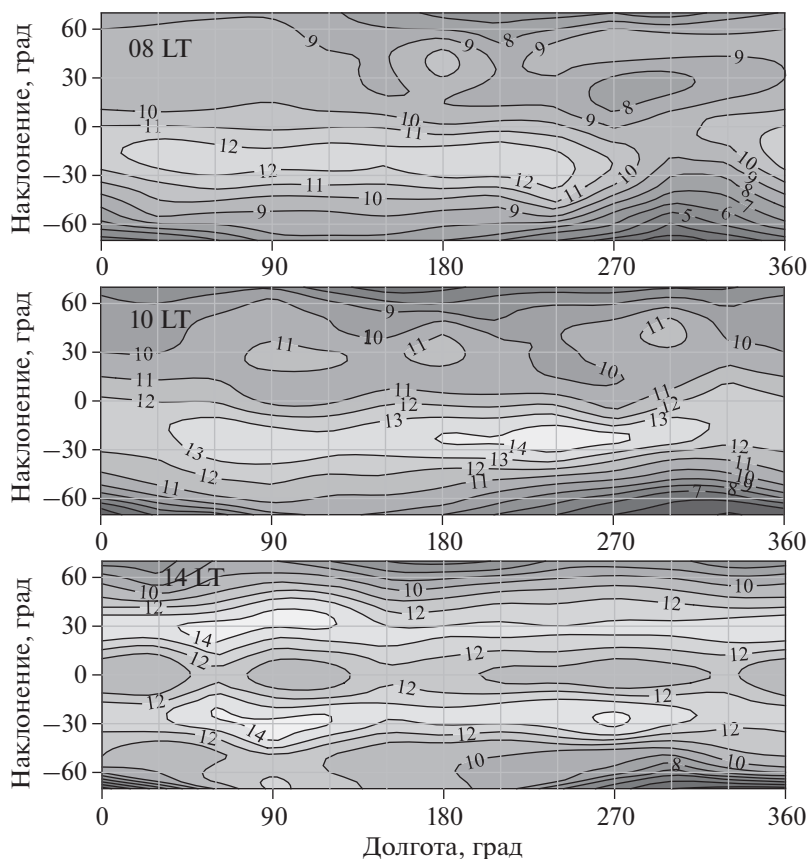


Рис. 2. Распределение $foF2$ для 08, 10 и 14 LT в период июньского солнцестояния.

основном солнечной ионизацией, а ночью – нейтральным ветром. Исследования вариаций параметров ионосферы над экватором на всем интервале долгот также начинались по данным ИК-19 [Коченова, 1987; Карпачев, 1988], но особенно

интенсивно проводились в последние годы (см., например, [Lin et al., 2007; Ram et al., 2009; McNamara et al., 2010; Brahmanandam et al., 2011; Pedatella et al., 2011; Onohara et al., 2015]). Было установлено, что долготные вариации структуры

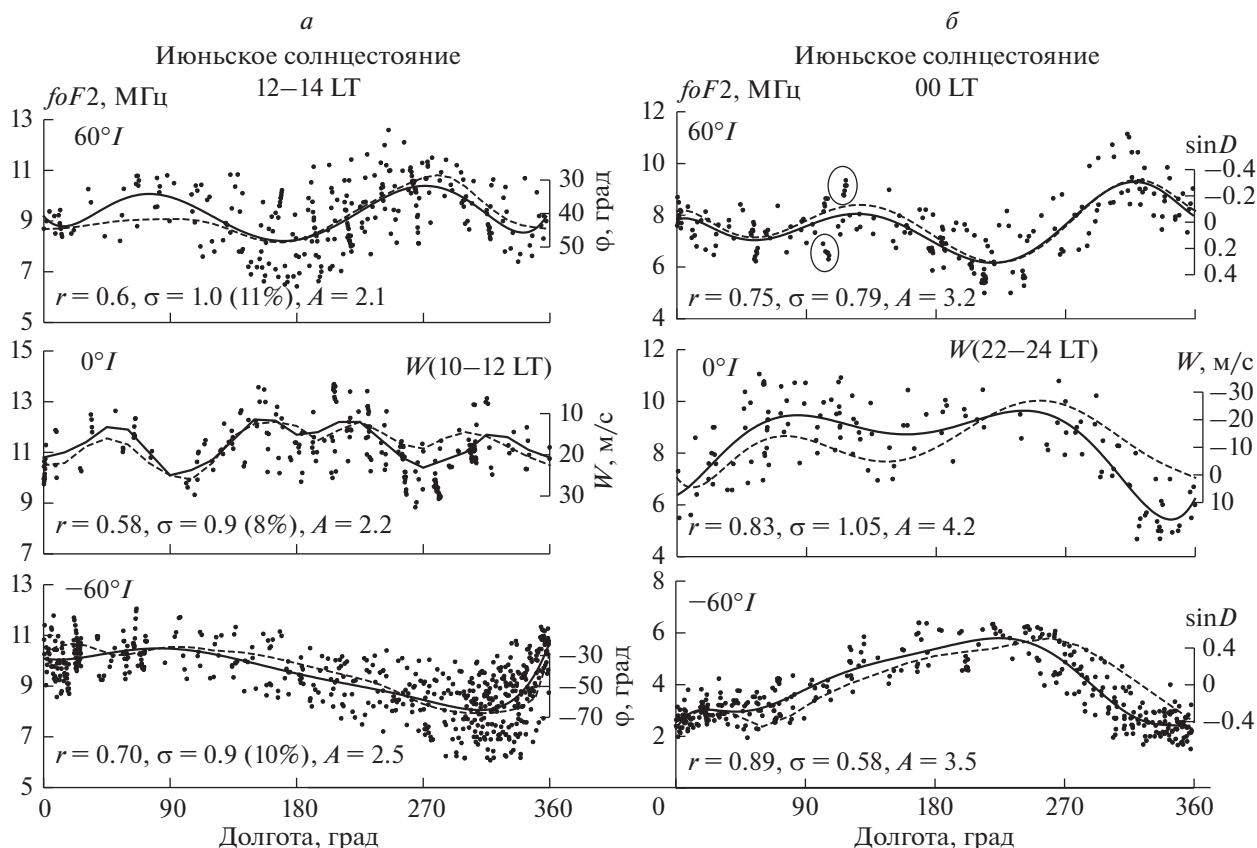


Рис. 3. (а) – Долготные вариации $foF2$ для июньского солнцестояния, усредненные для 12–14 LT в интервалах магнитного наклонения $60 \pm 3^\circ$, $0 \pm 5^\circ$ и $-60 \pm 3^\circ$. Штриховыми кривыми для $60^\circ I$ и $-60^\circ I$ показаны вариации географической широты, а для экватора – скорости вертикального дрейфа плазмы W , выделенные из работы [Fejer et al., 2008] для 10–12 LT. На каждом графике указаны значения коэффициента корреляции r , стандартного отклонения σ , и амплитуды эффекта A . (б) – То же самое, что и на рис. 3а, но для околополуночных условий. Штриховыми кривыми для $60^\circ I$ и $-60^\circ I$ приведены вариации $\sin D$, а для экватора – скорости вертикального дрейфа плазмы W , выделенные из работы [Fejer et al., 2008] для 22–24 LT.

дневной ЭА определяются вертикальным дрейфом плазмы в рамках фонтан-эффекта. А на долготные вариации вертикального дрейфа плазмы сильно влияют приливные движения в нижней атмосфере (см. обзор [Pancheva and Mukhtarov, 2012] и ссылки в нем). Опыт, накопленный во всех этих исследованиях, помогает при анализе долготных вариаций $foF2$, и, как результат, позволяет их корректировать. С помощью этой коррекции можно исправить недостатки массива данных, который получен в разных геофизических условиях и поэтому характеризуется достаточно сильным разбросом. Пример анализа долготных вариаций $foF2$ приведен на рис. 3. Пример относится к дневным и ночным часам в период июньского солнцестояния. На рис. 3а представлены вариации $foF2$, усредненные для 12–14 LT в интервалах магнитного наклонения $60 \pm 3^\circ$, $0 \pm 5^\circ$ и $-60 \pm 3^\circ$. Штриховыми кривыми показаны вариации географической широты ϕ для 60° и -60° наклонения, которые определяют изменения зе-

нитного угла Солнца. Видно, что вариации $foF2$ днем на фиксированной геомагнитной широте, как и следовало ожидать, определяются, в основном, солнечной ионизацией, с большей степенью в южном полушарии и с меньшей – в северном полушарии. Неполное соответствие связано с влиянием нейтрального состава термосферы [Карпачев и др., 2010]. Вариации $foF2$ над магнитным экватором для рассматриваемых условий определяются, с некоторой задержкой, вертикальным дрейфом плазмы W , как сказано выше и что было показано в работе [Карпачев, 2020].

На рисунке 3б приведены вариации $foF2$ для околополуночных условий. Штриховыми кривыми для $60^\circ I$ и $-60^\circ I$ в этом случае показаны вариации $\sin D$, где D склонение геомагнитного поля. Высокая корреляция $foF2$ и $\sin D$ в северном полушарии свидетельствует о том, что долготные вариации $foF2$ почти полностью определяются зональной компонентой нейтрального ветра (см., например [Демин и Карпачев, 1988]). Это

следует из известного соотношения: $foF2 \sim W = -(U \sin D + V \cos D) \sin I \cos I$, где W – скорость вертикального дрейфа из-за нейтрального ветра; U и V – зональная и меридиональная компоненты ветра соответственно. Поскольку величина $U \sin D$ с долготой изменяется гораздо сильнее, чем $V \cos D$, наблюдается корреляция $foF2$ именно с $U \sin D$, а поскольку $U \sim \text{const}$, то с $\sin D$. В южном полушарии корреляция неполная, что означает наличие и других причин, скорее всего изменений с долготой нейтрального состава и температуры термосферы [Карпачев и др., 2010]. В северном полушарии овалами очерчены две группы точек, которые расположены намного выше и ниже аппроксимирующей кривой. Дополнительный анализ показывает, что они относятся к очень низким и очень высоким значениям солнечной активности ($F10.7 \sim 145\text{--}150$ и $210\text{--}250$ соответственно). Однако, во-первых, они не скрываются на среднем значении, а, во-вторых, их можно учесть при анализе. Вариации $foF2$ над экватором, также как и днем, связаны со скоростью вертикального дрейфа плазмы, хотя из рис. 3б видно, что это также не единственная причина. Итак, качественный анализ данных ИК-19 показывает наличие относительно простой картины в долготных вариациях $foF2$. Что и позволяет контролировать и корректировать эти вариации.

4. ТОЧНОСТЬ МОДЕЛИ

Картина долготных вариаций $foF2$, представленная в виде примера на рис. 3, позволяет оценить точность модели. На каждой панели рис. 3 приведены коэффициент корреляции r , стандартное отклонение σ и амплитуда эффекта A . Видно, что долготные вариации $foF2$ во всех случаях выделяются уверенно, поскольку амплитуда эффекта A всегда больше величины 2σ . Сказанное в принципе относится ко всем сезонам, часам местного времени и широтам. В табл. 1 ниже приведены значения σ в сравнении с амплитудой долготного эффекта. Для представления результатов тестирования были отобраны только околополуденные и околополуночные условия обоих солнцестояний и равноденствия. Характеризуя весь массив данных, следует отметить следующее. Во всех случаях коэффициент корреляции находится в интервале 0.5–0.9. Стандартное отклонение изменяется от 0.58 до 1.2 МГц. Величина 2σ как правило гораздо меньше амплитуды эффекта. При этом наблюдается простая закономерность: днем амплитуда долготного эффекта меньше, но и разброс данных меньше, ночью разброс больше, но и амплитуда долготного эффекта гораздо больше. Исключение составляют вариации $foF2$ над экватором в ночное время во время декабрьского солнцестояния и равноденствия, где амплитуда эффекта малая, а разброс данных боль-

Таблица 1. Стандартное отклонение/амплитуда долготного эффекта в $foF2$ в разных условиях

Сезон	ЛТ	60° I	Экватор	-60° I
Июньское солнцестояние	00	0.79/3.20	1.05/4.20	0.58/3.50
	12	0.80/2.30	0.75/1.50	0.95/2.80
Равноденствие	00	0.82/3.20	1.05/2.00	0.98/5.00
	12	0.80/1.70	0.84/2.00	0.96/2.40
Декабрьское солнцестояние	00	0.62/3.20	0.86/1.80	0.85/5.00
	12	0.68/2.20	0.80/3.00	1.15/3.50

шой, главным образом вследствие сильной диффузности экваториальных ионограмм. В этом случае долготный эффект выделялся с трудом, после тщательной проверки данных. Отметим, однако, что в терминах широтных вариаций $foF2$ более важны абсолютные значения стандартного отклонения. С этой точки зрения даже большие отклонения 1.00–1.2 МГц не критичны для описания широтного профиля $foF2$ в области ЭА. Основываясь на этом, ниже при сравнении с моделью IRI, будут рассматриваться только большие отклонения, более 2 МГц.

На рисунке 4 приведены долготные вариации $foF2$ для декабрьского и июньского солнцестояний на средних широтах северного и южного полушарий соответственно. Иначе говоря, они представляют долготный эффект в $foF2$ для условий местной зимы в обоих полушариях для всех часов местного времени. Долготные вариации считаны с LT-карт, поэтому представлены с интервалом 30° по долготе. На рис. 4 в обоих полушариях наблюдается очень простая картина – верхние кривые описывают дневные условия, а нижние кривые – ночные условия. Характер долготного эффекта и днем и ночью довольно стабильный, поскольку определяется, в общем, одними и теми же причинами. Кривые $foF2$ для 08 и 18 LT представляют переход от дневных к ночным условиям, и поэтому носят отпечаток и дневных и ночных источников. Отметим, что на этом этапе долготные вариации $foF2$ были дополнительно скорректированы и сглажены для соответствия суточным вариациям. Картина долготного эффекта для условий местного лета и равноденствия не такая наглядная, но это не принципиально, основные закономерности те же самые.

5. ШИРОТНЫЕ ВАРИАЦИИ $foF2$

После коррекции долготных вариаций $foF2$ определялись широтные профили $foF2$ с интервалом 5° по широте и 30° по долготе. На рис. 5 приведены широтные профили $foF2$ для последовательных часов местного времени в сравнении для июньского и декабрьского солнцестояний. Для

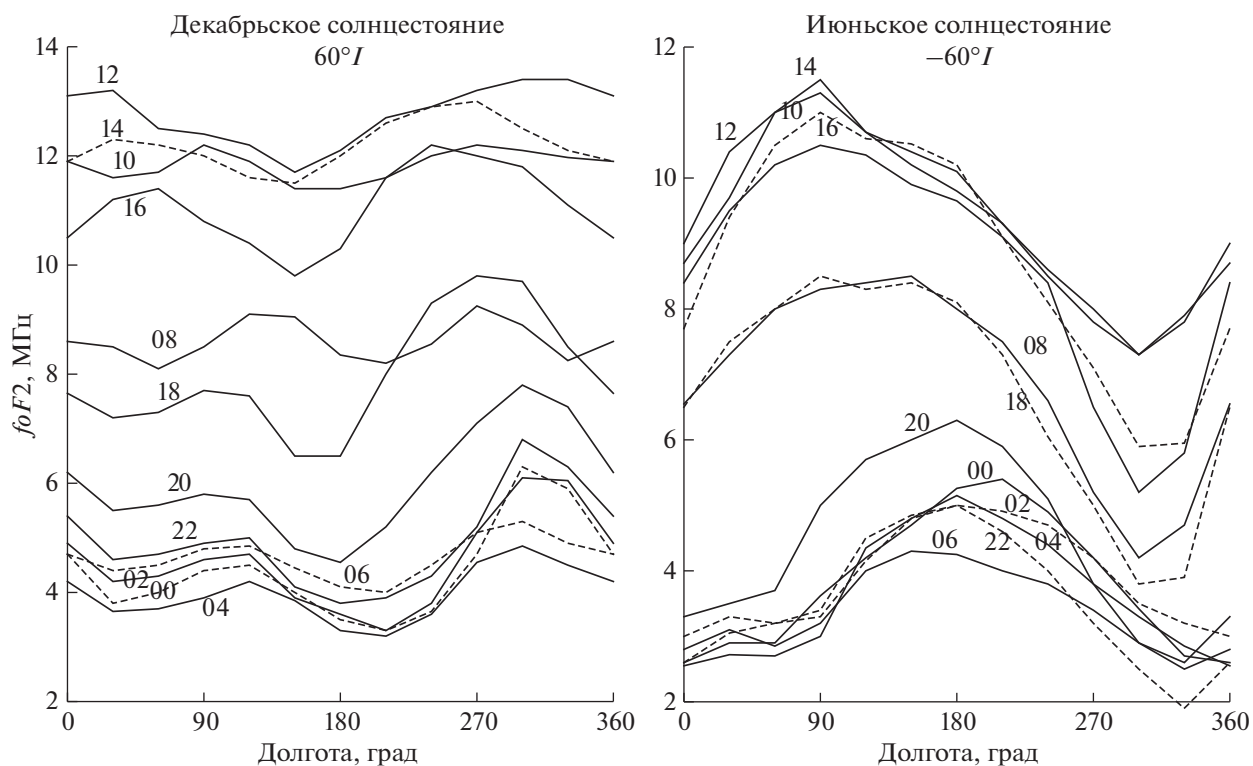


Рис. 4. Долготные вариации $foF2$ для декабрьского солнцестояния для всех часов местного времени на средних широтах северного полушария (слева) и для июньского солнцестояния на средних широтах южного полушария (справа). Несколько кривых сделаны штриховыми сугубо для удобства распознавания.

каждого часа выбирались характерные долготные сектора, в которых наиболее ярко проявилась разница в асимметрии ЭА между летними и зимними условиями. Видно, что ЭА во время обоих солнцестояний начинает формироваться с 08 LT после появления зимнего гребня аномалии, т.е. северного во время декабрьского солнцестояния и южного в период июньского солнцестояния. Сильная асимметрия ЭА сохраняется до полудня. На широтных разрезах $foF2$ для 10 LT и 12 LT можно заметить формирование летнего гребня на фоне среднеширотного максимума $foF2$. В 16 LT гребни аномалии сравниваются, а в 18 и 20 LT снова зимний гребень намного больше летнего. Ночью, с 22 LT и до 04 LT утра в летнем южном полушарии ярко проявляется максимум $foF2$, связанный с так называемой Weddell Sea Anomaly (WSA) [Bellchambers and Piggott, 1958; Карпачев и др., 2011]. Эта аномалия наблюдается в летнем южном полушарии в области, на самом деле гораздо более обширной, чем море Уэдделла. Аномалия состоит в том, что ночные значения $foF2$ оказываются гораздо больше дневных значений. Расчеты по модели GSM TIP показывают, что WSA определяется вертикальным дрейфом плазмы из-за нейтрального ветра, горизонтальным дрейфом плазмы вследствие электромагнитного дрейфа и распределением нейтрального состава

термосферы [Klimenko et al., 2015]. После полуночи значения $foF2$ в южном полушарии намного больше местным летом, чем зимой. Точечными кривыми приведены примеры сильного расхождения данных ИК-19 с моделью IRI-2016.

Из рисунка 5 видно, что могут наблюдаться сильные расхождения между данными ИК-19 и моделью IRI. Поэтому на рис. 6 соответствие данных ИК-19 и модели IRI более детально рассмотрено на примере равноденствия. В 08 LT модель IRI показывает чересчур развитую ЭА. В период 16–22 LT южный гребень аномалии в модели IRI гораздо больше, чем северный, в то время как по данным ИК-19 они скорее симметричны. Самые большие расхождения наблюдаются в полночь: по данным ИК-19 аномалия еще прекрасно развита, а в модели IRI она уже практически распалась. Это справедливо для всех сезонов. В 06 LT электронная концентрация в модели IRI чересчур высокая, хотя это время точно соответствует восходу Солнца на экваторе. Таким образом, хотя модель IRI-2016 в общем неплохо воспроизводит структуру экваториальной ионосферы для высокой солнечной активности, она нуждается в значительной коррекции.

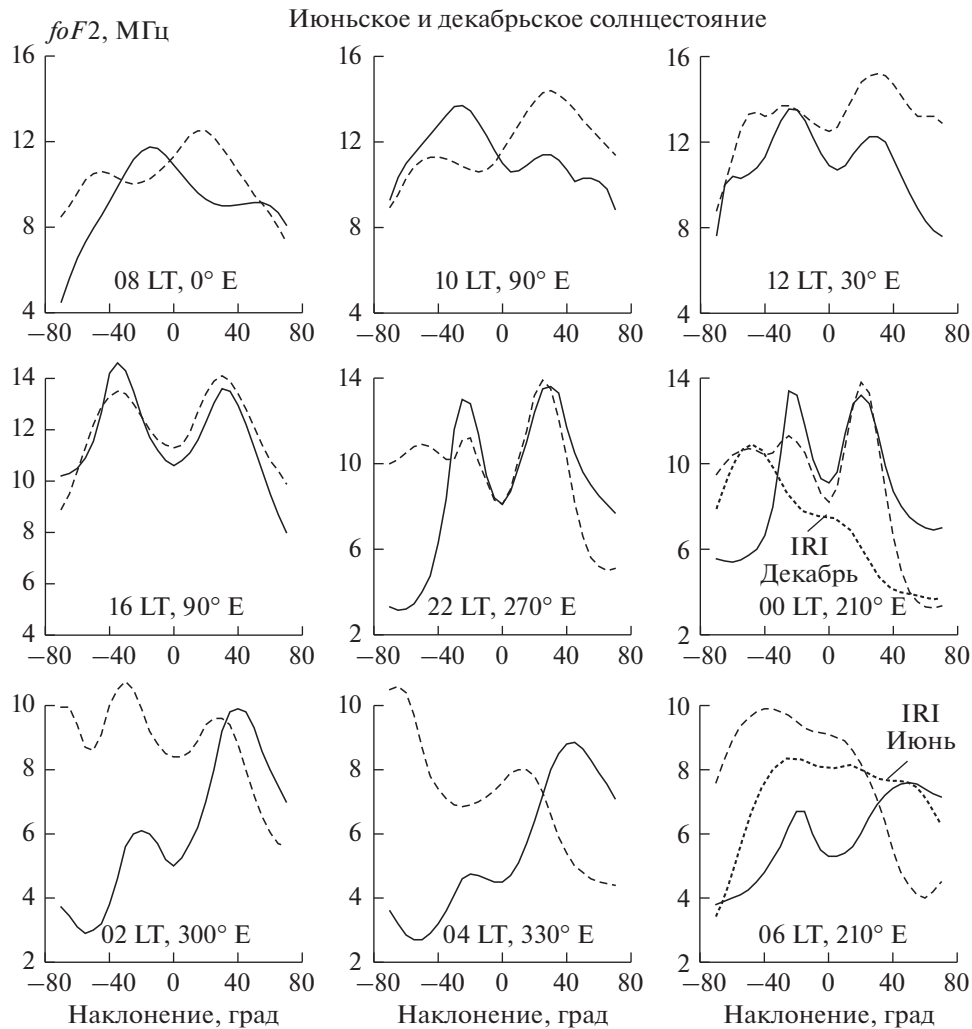


Рис. 5. Широтные профили $foF2$ для разных часов местного времени и разных долгот для июньского (сплошные кривые) и декабрьского (штриховые кривые) солнцестояний. Точечные кривые – модель IRI-2016.

6. СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ $foF2$

Поскольку LT-карты строились для каждого часа местного времени независимо, это могло привести к искажению суточного хода $foF2$. Поэтому суточные вариации $foF2$ тестировались на средних широтах и над экватором и также корректировались. Критериев коррекции было два – гладкость суточного хода и соответствие модели IRI. Второе условие, как будет видно ниже, не является обязательным. Качество воспроизведения суточных вариаций $foF2$ демонстрирует рис. 7. На нем для примера приведены суточные вариации в долготных секторах 90° E и 270° E для всех сезонов над экватором и на средних широтах южного полушария. На средних широтах северного полушария проблем в описании суточных вариаций практически не было, поэтому оно на рис. 7 не приведено. В южном полушарии во время летнего солнцестояния суточные вариации $foF2$ по

данным ИК-19 и IRI совпадают. Во время зимнего солнцестояния расхождения в долготном секторе 270° связаны с тем, что IRI не достаточно точно воспроизводит аномалию моря Уэдделла. Во время равноденствия расхождения между данными ИК-19 и IRI превышают днем ± 1 МГц. Это означает, что долготный эффект в дневной ионосфере чересчур сильный в модели IRI. Поэтому данные ИК-19 в данном случае не корректировались. Вариации $foF2$ над экватором днем различаются слабо в любой сезон и на любой долготе. И спутник, и модель IRI показывают наличие так называемого выкуса (bite-out) в околополуденной ионосфере. Однако, как уже было сказано выше, и утром (в 06 LT) и в полночь расхождения большие, поскольку IRI неверно воспроизводит вариации $foF2$ в эти периоды. Поэтому данные ИК-19 в этом случае также не корректировались.

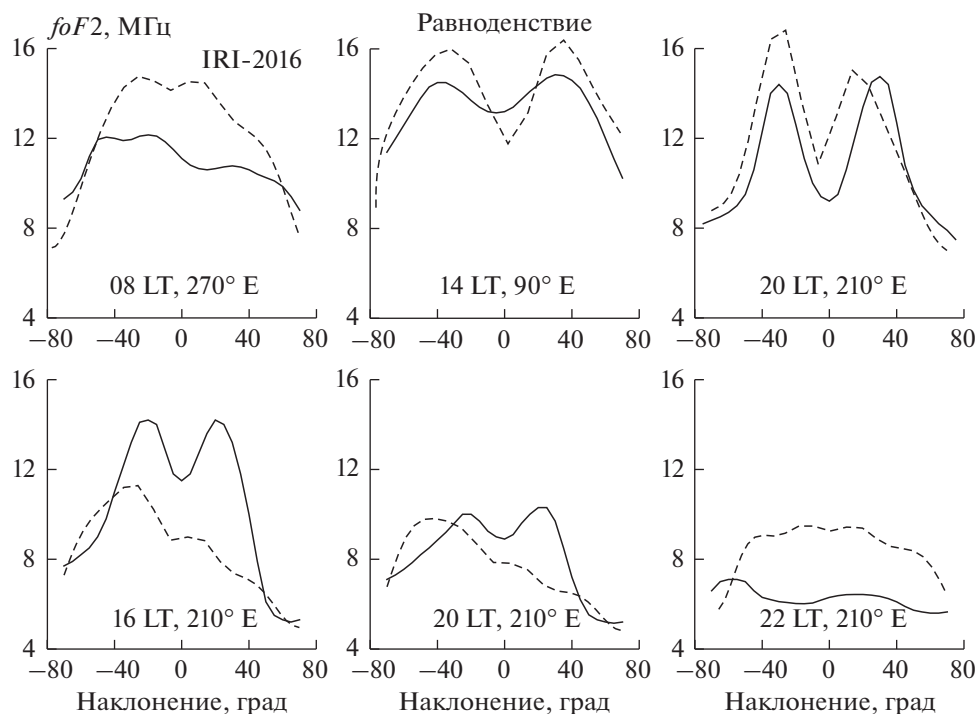


Рис. 6. Широтные профили $foF2$ для условий равноденствия по данным ИК-19 (сплошные кривые) и модели IRI-2016 (штриховые кривые) для разных часов местного времени и разных долгот.

7. СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ $foF2$

Распределение $foF2$ в области ЭА было получено усреднением данных ИК-19 для всех месяцев каждого сезона. Распределение $foF2$ для каждого месяца создавалось с помощью модели IRI. Для этого значения $foF2$ на широте $60^\circ I$ в обоих полушариях усреднялись по всем долготам, как по данным спутника, так и модели IRI. Затем среднее значение $foF2$ по данным спутника приравнивалось к среднему значению по модели. Поскольку модель IRI в общем неадекватно воспроизводит вариации $foF2$ над экватором, данные ИК-19 над экватором не корректировались. Поэтому на всех широтах меньше $60^\circ I$ значения $foF2$ корректировались с коэффициентом, который монотонно уменьшался от 1 до 0 к экватору. Результат такой процедуры приведен на рис. 8а для околополуночных условий. Пример показан для двух характерных долготных секторов 210° и 270° для средних широт и экватора. Из рис. 8а видно, что на средних широтах в обоих полушариях сезонные вариации $foF2$ по данным ИК-19 практически не отличаются от модельных, полученных, как известно, по данным наземных станций. Мало того, сезонные вариации по данным ИК-19 более гладкие, в них нет резких неоправданных скачков. Вариации $foF2$ над экватором по данным ИК-19 носят заведомо более “правильный” характер. Это в особенности относится к сектору 210° , который в IRI воспроизводится явно не-

адекватно, не только в летние, но и в другие месяцы, как видно из рис. 6 и рис. 8.

Но особенно сильно отличаются значения $foF2$ утром. Поэтому на рис. 8б представлены сезонные вариации для 06 LT. На средних широтах, как и в полночь, данные спутника не сильно отличаются от модели IRI, при этом они опять же более сглаженные. Над экватором модель IRI показывает чересчур высокие значения $foF2$ для 06 LT, о чем уже говорилось раньше. Мало того, и характер сезонных вариаций сильно отличается от того, что показывает спутник. И снова наибольшие расхождения наблюдаются в долготном секторе 210° . Таким образом, модель IRI в целом неадекватно воспроизводит вариации электронной концентрации над экватором, особенно над Тихим океаном. Это следовало ожидать, поскольку на экваторе мало наземных станций.

Основой новой модели являются LT-карты $foF2$. Они показывают, как меняется электронная концентрация с долготой при вращении Земли под спутником, который в течение суток располагается примерно в одном и том же секторе местного времени (например в полдень на одной стороне Земли, и в полночь на другой стороне). Однако для практических целей важнее иметь мгновенный снимок ионосферы в выбранный момент UT-времени. Такой снимок можно получить, если имеются LT-карты для всех часов местного времени. На рис. 9 для примера приведено

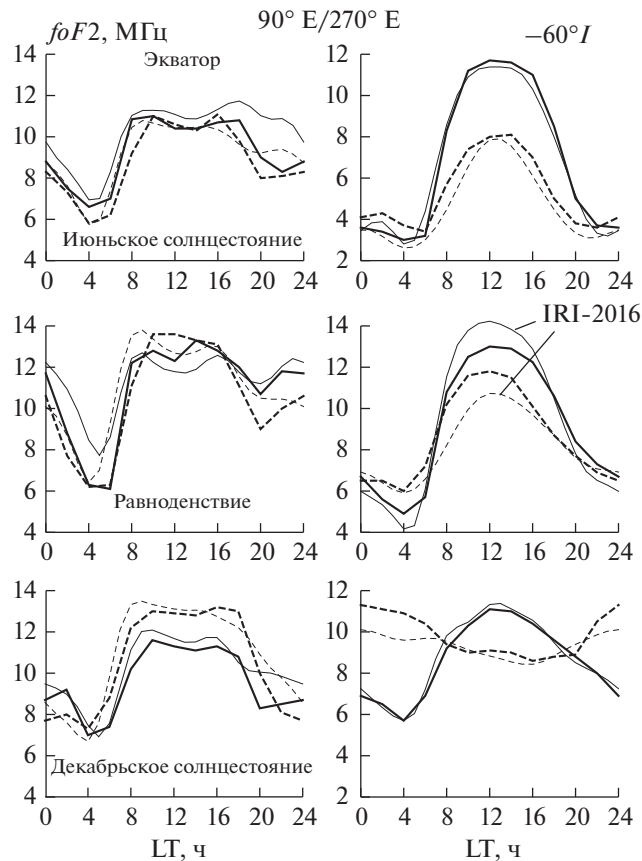


Рис. 7. Суточные вариации $foF2$ для июньского солнцестояния, равноденствия и декабряского солнцестояния на экваторе и на широте $-60^\circ I$ в долготных секторах $90^\circ E$ (сплошные кривые) и $270^\circ E$ (штриховые кривые) по данным ИК-19 (толстые кривые) и модели IRI-2016 (тонкие кривые).

распределение $foF2$ для марта для 00 UT. UT-карта в сжатом виде описывает развитие ЭА с течением LT-времени, что детально было изложено в предыдущих работах [Карпачев, 2018, 2020, 2021] и кратко описано выше. Из рисунка 9 четко видно, что ЭА появляется на долготе 120° , т.е. в 08 LT. Наибольшего развития гребни ЭА достигают на долготе 210° , т.е. в 14 LT. Вечером гребни аномалии не столь сильно развиты, поскольку период 20–22 LT приходится на долготы 300° – 330° . Наконец видно, что хорошо выраженная ЭА при высокой солнечной активности наблюдается даже в полночь и распадается только после 02 LT. С 04 LT до 06 LT ЭА отсутствует. Похожая картина наблюдается и для других месяцев, но асимметрия между северным и южным полушариями кардинально изменяется в зависимости от сезона (месяца).

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе большого массива данных Интеркосмос-19 было построено распределение $foF2$ в области ЭА для всех долгот, часов местного времени и сезонов. Это позволило провести наиболее

детальное на настоящий момент исследование характеристик ЭА для высокой солнечной активности [Карпачев, 2018, 2020, 2021]. В свою очередь это дало возможность построить наиболее адекватную эмпирическую модель ЭА. Модель воспроизводит структуру ЭА, включая долготные, широтные, суточные и сезонные вариации $foF2$ и вариации положения гребней аномалии. Новая модель представлена в пределах $\pm 70^\circ$ наклонения. Это соответствует интервалу географических широт от $60^\circ N$ до $80^\circ S$ и интервалу геомагнитных широт от $55^\circ N$ до $70^\circ S$. Основой модели являются LT-карты, построенные через 2 ч местного времени. Они представлены в таблицах с интервалом 30° по долготе и 5° по широте, всего было создано 144 таблицы. Точность модели определяется величиной разброса данных. В дневной ионосфере разброс данных (стандартное отклонение) меньше 1 МГц, что при величине $foF2$ в экваториальной ионосфере 10–14 МГц не превышает 10%. Ночью разброс данных увеличивается до ~ 1.2 МГц, главным образом вследствие сильной диффузности экваториальных ионограмм, хотя и другие причины могут оказы-

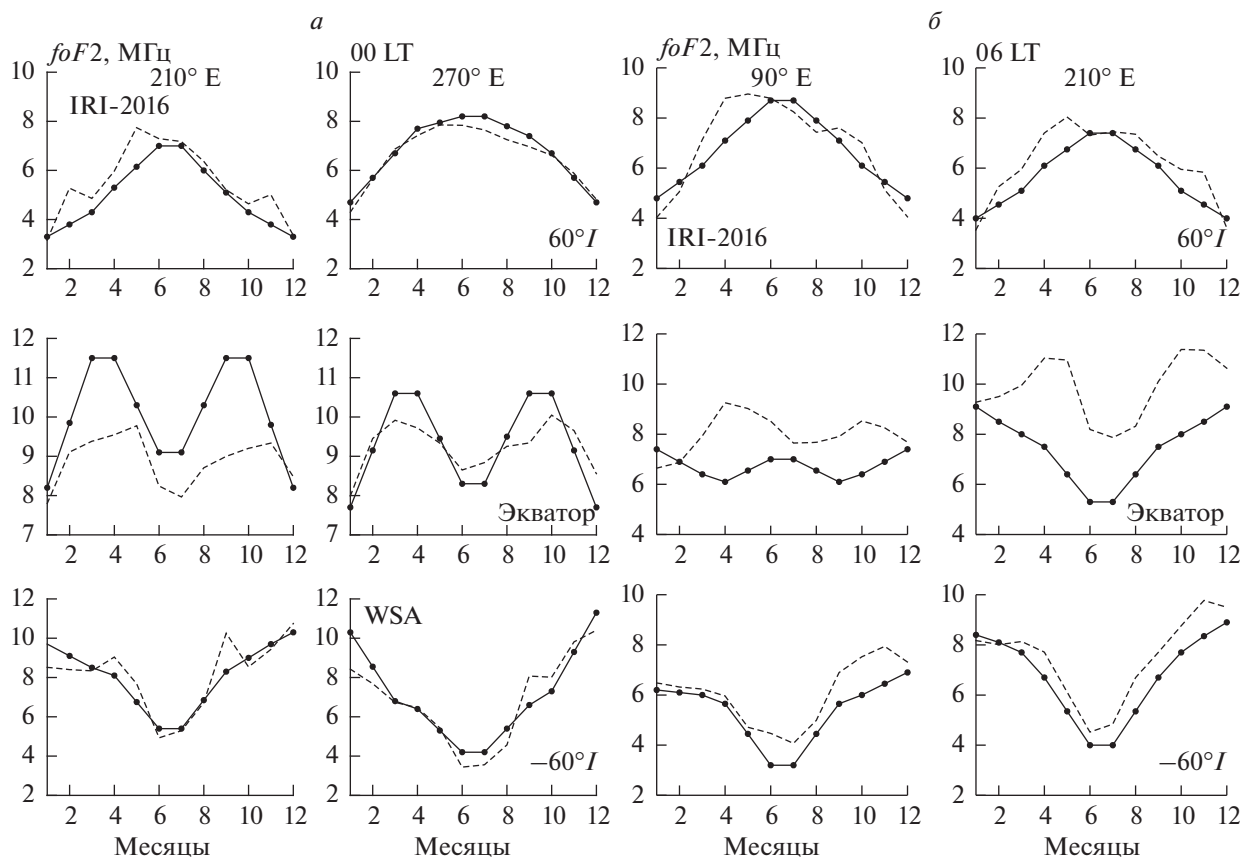


Рис. 8. (а) – Сезонные вариации $foF2$ для околополуночных условий в долготных секторах $210^\circ E$ и $270^\circ E$ на средних широтах северного и южного полушарий и на экваторе по модели IRI-2016 (тонкие кривые) и согласно новой модели (толстые кривые и точки). (б) – Сезонные вариации $foF2$ для утренних условий ($06 LT$) в долготных секторах $90^\circ E$ и $210^\circ E$ на средних широтах северного и южного полушарий и на экваторе по модели IRI-2016 (тонкие кривые) и согласно новой модели (толстые кривые и точки).

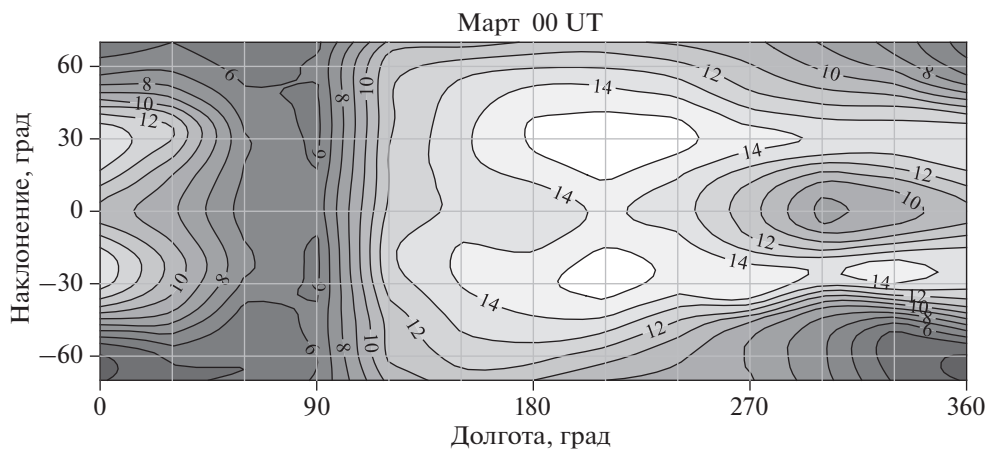


Рис. 9. Распределение $foF2$ в марте для 00 UT.

вать влияние, в частности электрические поля и ПИВ. Таким образом, разброс данных в ночной ионосфере при величине фоновой концентрации

~6 МГц составляет ~20%. Это обычные значения day-to-day вариаций, получаемые по данным наземных станций. Новая модель существенно точ-

нее модели IRI-2016. Наиболее неадекватно IRI описывает ситуацию над экватором, над Тихим океаном, утром (06 LT), вечером (20–22 LT) и в полночь (00 LT), поэтому она нуждается в серьезной коррекции. Новая модель ЭА в виде программы представлена на сайте ИЗМИРАН: <https://www.izmiran.ru/ionosphere/eia/>. Программа в режиме on-line позволяет рассчитать значения foF_2 в любой точке пространства и времени, долготные, широтные, суточные, сезонные вариации foF_2 , а также распределение foF_2 в терминах LT и UT времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Деминов М.Г., Карпачев А.Т. Долготный эффект в ночной среднеширотной ионосфере по данным ИСЗ Интеркосмос-19 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 28. № 1. С. 76–80. 1988.
- Карпачев А.Т. Механизмы долготного эффекта в ночной экваториальной аномалии электронной концентрации во внешней ионосфере. Геомагнетизм и аэрномия. Т. 28. № 4. С. 620–624. 1988.
- Карпачев А.Т., Гасилов Н.А., Карпачев О.А. Причины долготных вариаций NmF_2 на средних и субавроральных широтах в летних ночных условия // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 50. № 4. С. 507–513. 2010.
- Карпачев А.Т., Гасилов Н.А., Карпачев О.А. Морфология и причины аномалии моря Уэдделла // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 51. № 6. С. 828–840. 2011.
- Карпачев А.Т. Суточные и долготные вариации структуры экваториальной аномалии в периоды равноденствий по данным ИСЗ Интеркосмос-19 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 58. № 3. С. 423–433. 2018. <https://doi.org/10.31857/S0016794021010065>
- Карпачев А.Т. Вариации структуры экваториальной аномалии в период летнего солнцестояния по данным ИСЗ Интеркосмос-19 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 60. № 2. С. 229–241. 2020. <https://doi.org/10.31857/S0016794020020066>
- Карпачев А.Т. Суточные и долготные вариации экваториальной аномалии для зимнего солнцестояния по данным ИСЗ Интеркосмос-19 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 61. № 1. С. 29–43. 2021. <https://doi.org/10.31857/S0016794021010065>
- Коченова Н.А. Долготные вариации экваториальной ионосферы по данным ИСЗ Интеркосмос-19 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 27. № 1. С. 142. 1987.
- Bellchambers W.H., Piggott W.R. Ionospheric measurements made at Halley Bay // Nature. V. 182. P. 1596–1597. 1958. <https://doi.org/10.1038/1821596a0>
- Ben’kova N.P., Deminov M.G., Karpachev A.T., Kochenova N.A., Kushnerevsky Yu.V., Migulin V.V., Fligel M.D., Pulnits S.A. Longitude features shown by topside sounder data and their importance in ionospheric mapping // Adv. Space Res. V. 10. № 8. P. 57–66. 1990. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(90\)90186-4](https://doi.org/10.1016/0273-1177(90)90186-4)
- Brahmanandam P.S., Chu Y.-H., Wu K.-H., Hsia H.-P., Su C.-L., Uma G. Vertical and longitudinal electron density structures of equatorial E- and F-regions // Ann. Geophysicae. V. 29. № 1. P. 81–89. 2011. <https://doi.org/10.5194/angeo-29-81-2011>
- Challinor R.A., Eccles D. Longitudinal variations of the mid-latitude ionosphere produced by neutral air winds – I // J. Atmos. Terr. Phys. V. 33. № 3. P. 363–369. 1971. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(71\)90141-3](https://doi.org/10.1016/0021-9169(71)90141-3)
- Chaitanya P.P., Patra A.K., Balan N., Ra S.V. Ionospheric variations over Indian low latitudes close to the equator and comparison with IRI-2012 // Ann. Geophysicae. V. 33. № 8. P. 997–1006. 2015. <https://doi.org/10.5194/angeo-33-997-2015>
- Eccles D., King J.W. A review of topside sounder studies of the equatorial ionosphere // Proc. IEEE. V. 57. № 6. 1012–1018. 1969. <https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7145>
- Ezquer R.G., Lopez J.L., Scida L.A., Cabrer, M.A., Zolesi B., Bianch C., Pezzopane M., Zuccheretti E., Mosert M. Behaviour of ionospheric magnitudes of F2 region over Tucuman during a deep solar minimum and comparison with the IRI 2012 model predictions // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 107. P. 89–98. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.11.010>
- Fejer B.G., Jensen J.W., Su S.-Y. Quiet time equatorial F2 region vertical plasma drift model derived from ROCSAT-1 observations // J. Geophys. Res. V. 113. A05304. 2008. <https://doi.org/10.1029/2007JA012801>
- Jackson J.E. The reduction of topside ionograms to electron-density profiles // Proc. IEEE. V. 57. № 6. P. 960–976. 1969. <https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7140>
- Hopkins H.D. Longitudinal variation of the equatorial anomaly // Planet. Space Sci. V. 20. № 12. P. 2093–2098. 1972. [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(72\)90065-7](https://doi.org/10.1016/0032-0633(72)90065-7)
- Karpachev A.T. Equatorial anomaly according to the Interkosmos-19 data and IRI model: A comparison // Adv. Space Res. V. 67. № 10. P. 3202–3212. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.053>
- Klimenko V.V., Klimenko M.V., Karpachev A.T., Ratovsky K.G., Stepanov A.E. Spatial features of Weddell Sea and Yakutsk anomalies in foF_2 diurnal variations during high solar activity periods: Interkosmos-19 satellite and ground-based ionosonde observations, IRI reproduction and GSM TIP model simulation // Adv. Space Res. V. 55. № 8. P. 2020–2032. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.12.032>
- Klimenko V.V., Karpachev A.T., Klimenko M.V., Ratovskii K.G., Korenkova N.A. Latitudinal structure of the longitudinal effect in the nighttime ionosphere during the summer and winter solstice // Russ. J. Phys. Chem. B. V. 10. № 1. P. 91–99. 2016. <https://doi.org/10.1134/S1990793116010073>
- Lei J., Thayer J.P., Forbes J.M. Longitudinal and geomagnetic activity modulation of the equatorial thermosphere anomaly // J. Geophys. Res. V. 115. A08311. 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JA015177>
- Li Q., Liu L., Balan N., Huang H., Zhang R., Chen Y., Le H. Longitudinal structure of the midlatitude ionosphere using COSMIC electron density profiles // J. Geophys. Res. V. 123. № 1. P. 8766–8777. 2018. <https://doi.org/10.1029/2017JA024927>

- *Lin C.H., Hsiao C.C., Liu J.Y., Liu C.H.* Longitudinal structure of the equatorial ionosphere: Time evolution of the four-peaked EIA structure // *J. Geophys. Res.* V. 112. A12305. 2007.
<https://doi.org/10.1029/2007JA012455>
- *Liu Z., Fang H., Weng L., Wang S., Niu J., Meng X.* A comparison of ionosonde measured $foF2$ and IRI-2016 predictions over China // *Adv. Space Res.* V. 63. № 6. P. 1926–1936. 2019.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.01.017>
- *Lockwood G.E.K., Nelms G.L.* Topside sounder observations of the equatorial anomaly in the 75° W longitude zone // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 26. № 5. P. 569–580. 1964.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(64\)90188-6](https://doi.org/10.1016/0021-9169(64)90188-6)
- *Lyon A.J., Thomas L.* The $F2$ -region equatorial anomaly in the African, American and East Asian sectors during sunspot minimum // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 25. № 7. P. 373–386. 1963.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(63\)90170-3](https://doi.org/10.1016/0021-9169(63)90170-3)
- *McNamara L.F., Retterer J.M., Baker C.R., Bishop G.J., Cooke D.L., Roth C.J., Welsh J.A.* Longitudinal structure in the CHAMP electron densities and their implications for global ionospheric modeling // *Radio Sci.* V. 45. RS2001. 2010.
<https://doi.org/10.1029/2009RS004251>
- *Oyekola O.S., Fagundes P.R.* Equatorial $F2$ -layer variations: comparison between $F2$ peak parameters at Ouagadougou with the IRI-2007 model // *Earth Planets Space.* V. 64. P. 553–566. 2012.
<https://doi.org/10.5047/eps.2011.07.017>
- *Onohara A.N., Batista I.S., Batista P.P.* Wavenumber-4 structures observed in the low-latitude ionosphere during low and high solar activity periods using FORMOSAT/COSMIC observations // *Ann. Geophysicae.* V. 36. № 2. P. 459–471. 2018.
<https://doi.org/10.5194/angeo-36-459-2018>
- *Pancheva D., Mukhtarov P.* Global response of the ionosphere to atmospheric tides forced from below: Recent progress based on satellite measurements global tidal response of the ionosphere // *Space Sci. Rev.* V. 168. № 1–4. P. 175–209. 2012.
<https://doi.org/10.1007/s11214-011-9837-1>
- *Pedatella N.M., Forbes J.M., Maute A., Richmond A.D., Fang T.-W., Larson K.M., Millward G.* Longitudinal variations in the F region ionosphere and the topside ionosphere-plasmasphere: Observations and model simulations // *J. Geophys. Res.* V. 116. A12309. 2011.
<https://doi.org/10.1029/2011JA016600>
- *Ram T.S., Su S.-Y., Liu C.H.* FORMOSAT-3/COSMIC observations of seasonal and longitudinal variations of equatorial ionization anomaly and its interhemispheric asymmetry during the solar minimum period // *J. Geophys. Res.* V. 114. A06311. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2008JA013880>
- *Rao C.S.R., Malthotra P.L.* A study of geomagnetic anomaly during I.G.Y. // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 26. № 11. P. 1075–1085. 1964.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(64\)90093-5](https://doi.org/10.1016/0021-9169(64)90093-5)
- *Rajaram G.* Structure of the equatorial F-region, topside and bottomside – a review // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 39. № 9. P. 1125–1144. 1977.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(77\)90021-6](https://doi.org/10.1016/0021-9169(77)90021-6)
- *Rastogi R.G., Chandra H., Sharma R.P., Rajaram G.* Ground-based measurements of ionospheric phenomena associated with the equatorial electrojet // *Indian J. Radio Space Phys.* V. 1. № 2. P. 119–135. 1972.
- *Rishbeth H.* The equatorial F-layer: progress and puzzles // *Ann. Geophysicae.* V. 18. № 7. P. 730–739. 2000.
<https://doi.org/10.1007/s00585-000-0730-6>
- *Sastri J.H.* Equatorial anomaly in F-region – a review // *Indian J. Radio Space Phys.* V. 19. № 4. P. 225–240. 1990.
- *Sharma R.P., Hewens E.J.* A study of the equatorial anomaly at American longitudes during sunspot minimum // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 38. № 5. P. 475–484. 1976.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(76\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(76)90004-0)
- *Tsai L.-C., Liu C.H., Hsiao T.Y., Huang J.Y.* A near real-time phenomenological model of ionospheric electron density based on GPS radio occultation data // *Radio Sci.* V. 44. RS5002, 2009.
<https://doi.org/10.1029/2009RS004154>
- *Walker G.O.* Longitudinal structure of the F-region equatorial anomaly – a review // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 43. № 8. P. 763–774. 1981.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(81\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(81)90052-0)
- *Yue X., Schreiner W.S., Kuo Y.-H., Lei J.* Ionosphere equatorial ionization anomaly observed by GPS radio occultations during 2006–2014 // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 129. № 7. P. 30–40. 2015.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.04.004>