

УДК 550.388.2

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАССЛОЕНИЯ F_2 -СЛОЯ И ПОЯВЛЕНИЯ F_3 - И G -СЛОЕВ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ИОНОСФЕРЕ – МОРФОЛОГИЯ ЯВЛЕНИЙ

© 2011 г. М. В. Клименко^{1,2}, В. В. Клименко¹

¹Учреждение РАН Западное отделение Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Калининград

²Калининградский государственный технический университет

e-mail: maksim.klimenko@mail.ru

Поступила в редакцию 01.07.2009 г.

После доработки 13.04.2010 г.

Данная работа посвящена численному моделированию экваториальной ионосферы, выполненному на модели ГСМ ТИП, дополненной новым блоком расчета электрического поля. Показано, что использование системы ветров, рассчитанных по модели MSIS-90, позволяет воспроизвести скорости электромагнитного дрейфа на экваторе, эффект расслоения F_2 -слоя и появление F_3 -слоя в экваториальной ионосфере. Расчеты на модифицированной модели ГСМ ТИП позволили обнаружить максимум в высотном профиле электронной концентрации на высоте ~ 1000 км, образуемый ионами H^+ , который мы назвали G -слоем. Если этот слой действительно существует, то он может наблюдаться при зондировании низкоширотной ионосферы сверху со спутников в неосвещенное время суток.

1. ВВЕДЕНИЕ

Теоретические исследования экваториальной ионосферы начали проводиться достаточно давно и продолжают до настоящего времени. Так, впервые, в работе [Martyn, 1953] был предложен механизм формирования экваториальной ионизационной аномалии (ЭА), так называемый “фонтан”-эффект. У истоков теоретических исследований экваториальной ионосферы на основе численных моделей стоял D. Anderson, предложивший оригинальный и эффективный подход к решению трехмерных уравнений гидродинамики для ионосферной плазмы применительно к экваториальной ионосфере [Anderson, 1973], так называемый, псевдолагранжев подход, учитывающий свойство замагничности тепловой плазмы в F -области ионосферы. Этот подход позволяет разделить независимые друг от друга диффузионные движения плазмы под действием градиентов давления вдоль силовых линий геомагнитного поля и дрейфовые движения плазменных трубок в скрещенных электрическом и геомагнитном полях. Этот же подход использовался в работе [Knudsen, 1974] применительно к высокоширотной ионосфере.

Подробный и полный анализ теоретических и экспериментальных исследований экваториальной ионосферы можно найти в работах [Anderson, 1981; Rishbeth, 2000]. Однако, несмотря на длительный период исследований и пристальное внимание к экваториальной ионосфере, все еще остается достаточно много нерешенных вопросов, а также яв-

ний и эффектов, которые не нашли своего окончательного объяснения. К ним можно отнести формирование ЭА, экваториальной аномалии в электронной температуре (ЭАЭТ) и дополнительных слоев в экваториальной ионосфере.

В данной работе делается попытка внести наш скромный вклад в понимание явлений, происходящих в экваториальной ионосфере, методами математического моделирования. Целью данной работы является описание морфологии появления дополнительных слоев на высотах выше максимума F_2 -слоя в экваториальной ионосфере путем проведения численных экспериментов на Глобальной Самосогласованной Модели Термосферы, Ионосферы и Протоносферы (ГСМ ТИП).

2. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ ГСМ ТИП

Суроткин и др. [1979] явились последователями псевдолагранжева подхода. Эта работа положила начало модели системы ионосфера-протоносфера [Клименко и Намгалдзе, 1981; Клименко, 1983], которая в дальнейшем легла в основу ионосферно-плазматического блока модели ГСМ ТИП [Намгалдзе и др., 1985].

В большинстве существующих моделей такие характеристики околоземной среды, как проводимость, электрическое поле, состав, тепловой режим и динамика нейтральной атмосферы являются входными параметрами, т.е. задаются на основе эмпирических моделей. В отличие от них в модели

ГСМ ТИП [Namgaladze et al., 1988; Намгаладзе и др., 1990], разработанной в лаборатории моделирования ионосферных процессов Западного отделения ИЗМИРАН, состав, тепловой режим и динамика нейтральной атмосферы, ионосферы и протоносферы, проводимость ионосферы и электрические поля рассчитываются самосогласованным образом.

В работе [Клименко и др., 2006] была представлена новая модель электрического поля и зонального тока в ионосфере Земли, которая заменила старый блок расчета электрических полей в модели ГСМ ТИП. Это позволило корректно описывать электрическое поле в ионосфере низких и экваториальных широт и, в частности, вечерний всплеск восточного электрического поля и экваториальный электроджет.

В данной работе в рамках модифицированной модели ГСМ ТИП мы провели исследования низкоширотных эффектов электрических полей. При этом учитывалось только динамо электрическое поле, генерируемое термосферным ветром, и не учитывалось поле магнитосферной конвекции. Расчеты проводились для спокойных равноденственных условий 22 марта 1987 г. в минимуме солнечной активности ($F10.7 = 76$). При этом в самосогласованных расчетах на нижней границе термосферы (80 км) задавались постоянными по всему глобусу значения термосферных параметров: концентрации молекулярного кислорода, молекулярного азота и атомарного кислорода, а также температуры нейтрального газа, равные $7.4 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$, $3.0 \times 10^{14} \text{ см}^{-3}$, $2.4 \times 10^{10} \text{ см}^{-3}$ и 188 К, соответственно (без учета термосферных приливов). Кроме того, были проведены расчеты с использованием модели MSIS-90 [Hedin, 1991], рассчитывающей термосферные параметры в области высот 80–520 км. В модельных расчетах были получены такие явления, как ЭА, ЭАЭТ, расслоения $F2$ -слоя и дополнительные слои в экваториальной ионосфере.

3. ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ

Используя полученные результаты расчетов, мы построили глобальные карты потенциала электрического поля и критической частоты $F2$ -слоя ионосферы, $foF2$. Кроме того, были построены суточные вариации над экваториальной ст. Jicamarca (11.9° S , 76° W) зональной компоненты электрического поля, E_E , критической частоты F -области ионосферы, foF , высоты максимума F -области ионосферы, hmF , электронной и ионной температур на высоте 300 км, T_e и T_i , соответственно, и полного электронного содержания, TEC , рассчитанного до высоты 2000 км.

На рисунке 1 показаны глобальные распределения потенциала динамо-поля для 00:00 UT, полученные самосогласованным образом и с использованием модели MSIS-90 для расчета состава и тем-

пературы нейтральной атмосферы. Видно, что в распределении потенциала, полученном в самосогласованных расчетах, преобладает суточная компонента, а в распределении, полученном с использованием модели MSIS-90, просматривается полусуточная гармоника. Это связано с тем, что термосферные приливы неявным образом присутствуют в модели MSIS-90, а в самосогласованных расчетах термосферные приливы нами не учитывались. Распределения потенциала в высоких широтах далеки от реальности, поскольку в данных расчетах поле магнитосферной конвекции не учитывалось.

На рисунке 2 показаны рассчитанные глобальные распределения $foF2$, соответствующие распределениям потенциала динамо электрического поля, показанным на рис. 1. Видно, что в обоих вариантах расчетов модель ГСМ ТИП воспроизводит ЭА с асимметричными гребнями. Значение $foF2$ в северном гребне больше, чем в южном для рассматриваемого момента времени. Полученная в расчетах ЭА отчетливо выражена в дневные часы и существует практически в течение всех суток. Следует отметить, что в ночные часы она выражена гораздо слабее. В самосогласованных расчетах гребни ЭА находятся на геомагнитной долготе $\sim 330^\circ$, а в расчетах с использованием модели MSIS-90 они формируются на геомагнитной долготе $\sim 270^\circ$. При этом в расчетах с использованием модели MSIS-90 максимальные значения $foF2$ в гребнях ЭА почти в 2 раза превышают значения, полученные в самосогласованных расчетах. Это связано с тем, что амплитуда зональной компоненты электрического поля на экваторе (от нее зависит величина фонтан-эффекта), рассчитанная с использованием модели MSIS-90, примерно в 1.5 раза больше, чем в самосогласованных расчетах.

Это хорошо видно из рис. 3, на котором показаны суточные вариации E_E , foF , hmF , T_e , T_i и TEC над ст. Jicamarca, полученные в самосогласованных расчетах и с использованием модели MSIS-90. Кроме того, видно, что в самосогласованных расчетах преобладает суточная вариация, тогда как в расчетах с использованием модели MSIS-90 видна полусуточная гармоника, что отмечалось выше в глобальном распределении потенциала динамо электрического поля. В расчетах с использованием модели MSIS-90 отчетливо проявляется послезаходный всплеск восточного электрического поля на экваторе в 01:00 UT (20:00 LT для станции Jicamarca), что удовлетворительно согласуется с данными наблюдений восточной компоненты электрического поля и скорости вертикального дрейфа на экваторе [Richmond and Roble, 1987]. Это говорит о том, что ветры, рассчитанные в нижней ионосфере по модели MSIS-90, удовлетворяют условиям формирования послезаходного всплеска восточного электрического поля на экваторе. Это также подтверждает рис. 4, на котором проводится сравнение рассчитанных суточных вариаций вертикальной и зональной скоростей

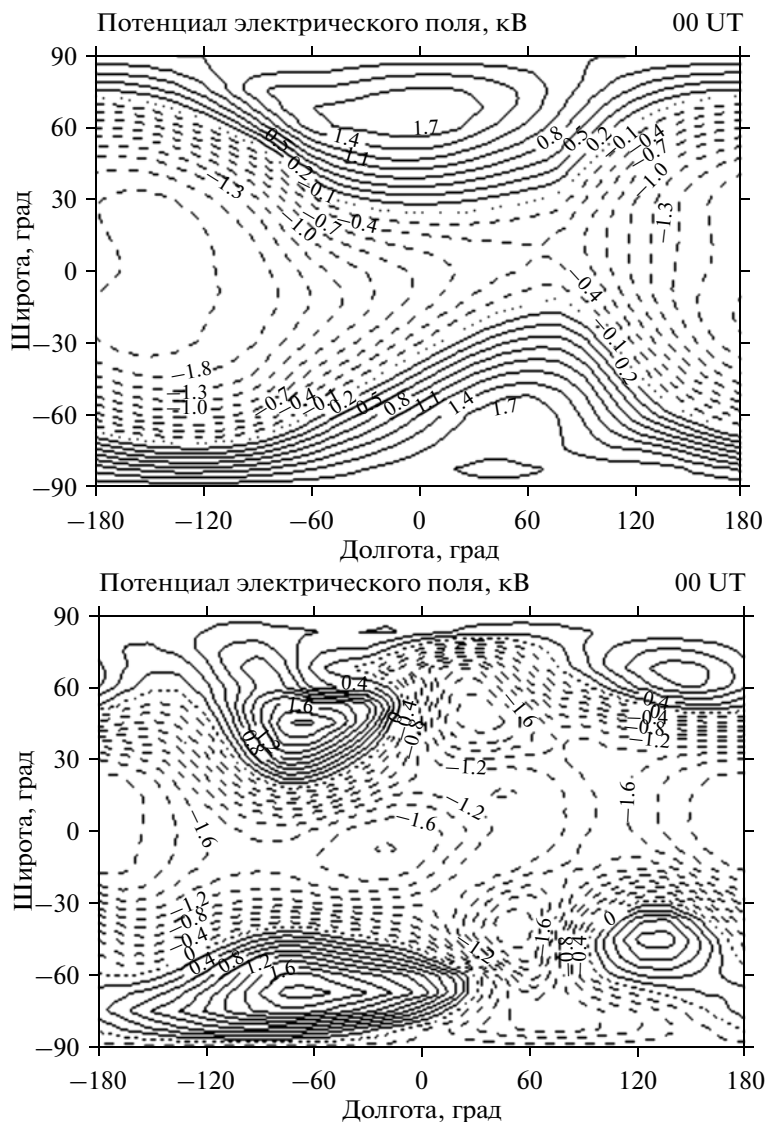


Рис. 1. Глобальные распределения потенциала динамо-поля в кВ в декартовой географической системе координат долготы-широта, рассчитанные в модифицированной модели ГСМ ТИП самосогласованным образом (вверху) и с использованием модели MSIS-90 (внизу) для 00:00 UT. Изолинии положительного, отрицательного и нулевого потенциала показаны сплошными, штриховыми и пунктирными кривыми, соответственно. Шаг между изолиниями равен 0.2 кВ.

дрейфа ионов над ст. Jicamarca со средними данными наблюдений над этой станцией для равноденственных условий [Richmond, 1995]. Видно, что результаты наших расчетов удовлетворительно согласуются с данными наблюдений, как по амплитуде, так и по фазе. Имеющиеся отличия связаны с тем, что ветер в нижней ионосфере, полученный с использованием эмпирической модели MSIS-90, отличается от реально существующего в природе. А именно этот ветер генерирует динамо электрическое поле в токопроводящем слое ионосферы.

Суточные вариации остальных ионосферных параметров над ст. Jicamarca, полученные для двух вариантов расчетов, значительно отличаются друг от друга. Так, максимальные значения f_oF отлича-

ются почти в 2 раза в дневное время, а hmF почти на 100 км ночью. Больше, чем в 2 раза, отличаются значения TEC , а различие в дневных значениях T_e достигает 800 К. Эти различия объясняются эффектами зональной компоненты динамо электрического поля и различием в рассчитанных значениях параметров нейтральной атмосферы.

Следует отметить резкий предполуночный скачок hmF на ~40 км и еще более резкое падение hmF в восходные часы более, чем на 100 км, полученные в расчетах с использованием модели MSIS-90. Для объяснения столь необычного поведения hmF над экваториальной ст. Jicamarca мы построили вертикальные профили электронной концентрации над этой станцией. Эти профили, рассчитанные само-

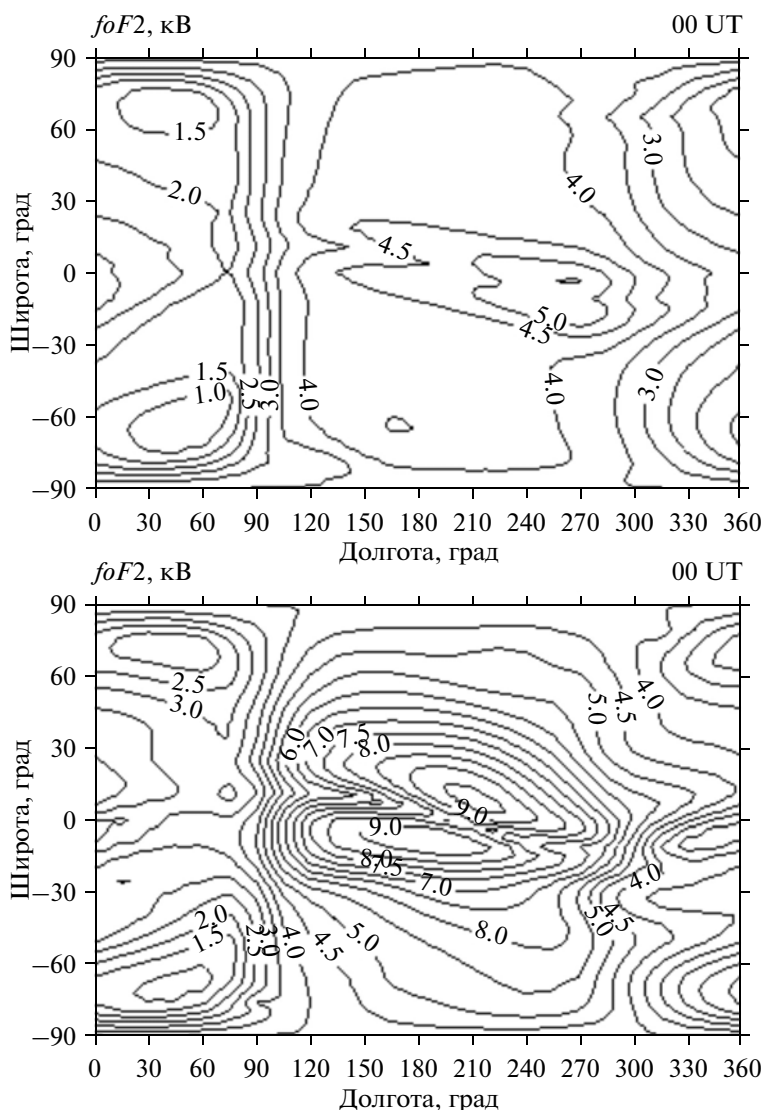


Рис. 2. Глобальные распределения $foF2$ в МГц в декартовой географической системе координат долгота-широта, рассчитанные в модели ГСМ ТИП самосогласованным образом (вверху) и с использованием модели MSIS-90 (внизу) для 00:00 UT. Шаг между изолиниями равен 0.5 МГц.

согласованным образом для 09:16 UT и с использованием модели MSIS-90 для 00:00; 03:00; 09:00; 11:20 и 12:00 UT, показаны на рис. 5. Для моментов времени 09:16 и 03:00 UT кроме профилей электронной концентрации также показан рассчитанный ионный состав ионосферы над ст. Jicamarca.

Рассмотрим более детально временное поведение профилей электронной концентрации, полученных в расчетах с использованием модели MSIS-90, обратив внимание на максимум F -области. В 02:20 UT профиль электронной концентрации в области максимума $F2$ -слоя на высоте ~ 350 км утолщается. После этого происходит эрозия профиля выше максимума $F2$ -слоя, падение электронной концентрации в нем и формирование дополнитель-

ного максимума на высоте ~ 420 км, величина которого меньше основного максимума. Таким образом, происходит расслоение $F2$ -слоя экваториальной ионосферы. Начиная с 03:40 UT концентрация в максимуме $F2$ -слоя становится меньше, чем концентрация в максимуме образовавшегося вышележащего слоя, то есть верхний максимум становится максимумом F -области. Именно этому моменту времени и соответствует скачок hmF на ~ 40 км. В дальнейшем происходит уменьшение обоих максимумов F -области по величине вплоть до $\sim 10:00$ UT, после чего начинается рост концентрации в максимуме $F2$ -слоя. Рост концентрации в максимуме вышележащего слоя начинается на час позже, в $\sim 11:00$ UT, причем концентрация в нижнем макси-

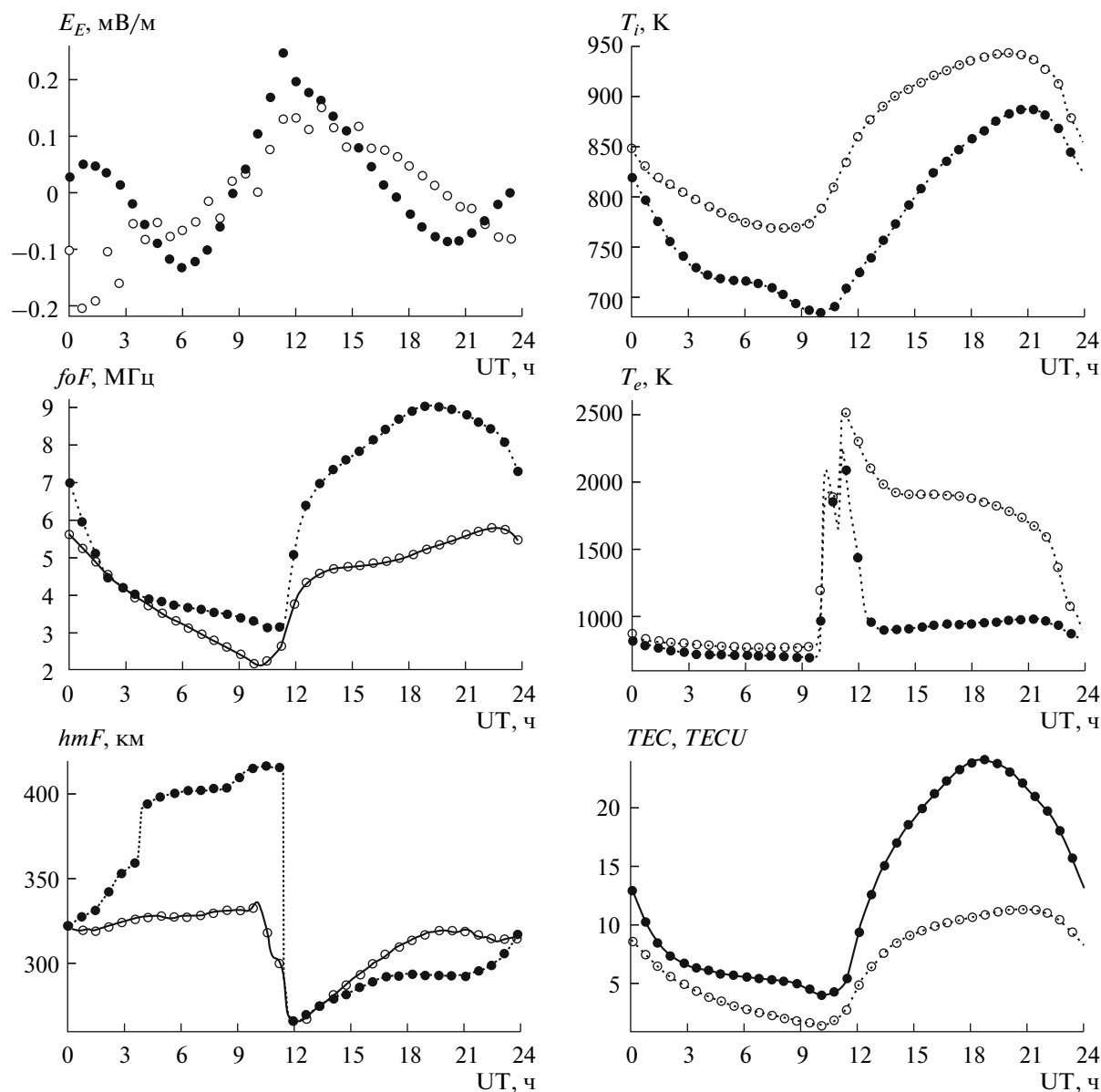


Рис. 3. Рассчитанные в модели ГСМ ТИП суточные вариации E_E в мВ/м, foF_2 в МГц, hmF_2 в км, T_i и T_e в К и TEC в TECU над ст. Исмагаса. Светлыми кружками показаны результаты самосогласованных расчетов, темными – результаты расчетов с использованием модели MSIS-90.

муме растет быстрее, что видно из профиля электронной концентрации для 11:20 UT. А в 11:40 UT нижний максимум вновь становится главным. Именно в этот момент происходит резкое падение hmF_2 на ~100 км (см. рис. 3). Опережающий рост концентрации в нижнем максимуме приводит к тому, что он постепенно поглощает верхний максимум, который, как и расслоение, окончательно исчезает после 14:00 UT. Таким образом, расслоение F_2 -слоя ионосферы в результатах расчетов с использованием модели MSIS-90 существует с ~02:20 до ~14:00 UT (с ~21:20 до ~09:00 LT). В вертикальных профилях электронной концентрации, полу-

ченных в самосогласованных расчетах, расслоение F_2 -слоя ионосферы отсутствует. Это объясняется малостью амплитуды зональной компоненты электрического поля на геомагнитном экваторе, полученной в самосогласованных расчетах [Суроткин и др., 1985].

Профили электронной концентрации в 00:00, 03:00 и 09:00 UT, рассчитанные с использованием модели MSIS-90, и профиль в 09:16 UT, полученный самосогласованным образом, выше максимума F_2 -слоя имеют дополнительный максимум на высоте ~1000 км. Из распределения ионного состава видно,

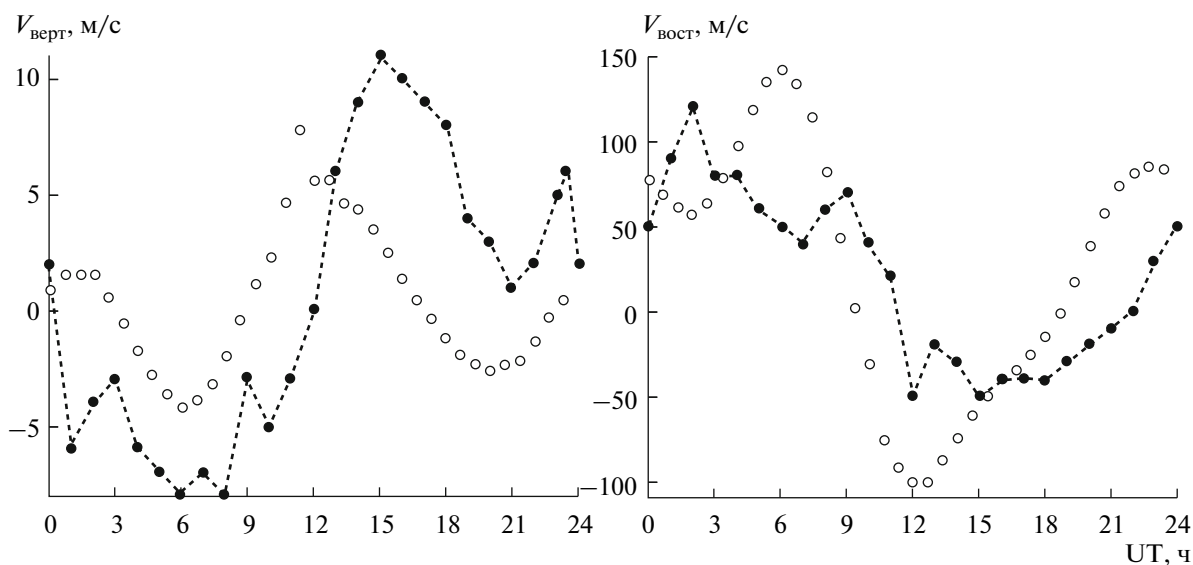


Рис. 4. Вертикальная и восточная компонента скорости электромагнитного дрейфа в м/с, $V_{\text{верт}}$ и $V_{\text{вост}}$, над ст. Яситагса. Светлыми кружками показаны результаты расчетов на модели ГСМ ТИП с использованием модели MSIS-90, темными кружками – средние данные наблюдений над этой станцией для равноденственных условий [Richmond, 1995].

что этот максимум формируется ионами H^+ . Анализ вертикальных профилей электронной концентрации над станцией Яситагса, полученных в расчетах с использованием модели MSIS-90, показал, что максимум на высоте ~ 1000 км существует с $\sim 23:40$ до $\sim 10:00$ UT (с $\sim 18:40$ до $\sim 05:00$ LT). В самосогласованных расчетах этот максимум также формируется, но существует меньше двух часов с $\sim 08:20$ до $\sim 09:40$ UT (с $\sim 03:20$ до $\sim 04:40$ LT), тогда как в расчетах с MSIS-90, он существует более 10 часов. Кроме того, в самосогласованных расчетах величина максимума значительно меньше и сам он выражен не столь отчетливо.

На рисунке 6 показаны широтные профили электронной температуры и десятичного логарифма электронной концентрации $\lg N_e$ на полуночном геомагнитном меридиане на высотах 233 и 626 км, рассчитанные для 00:00 UT с использованием модели MSIS-90. Видно, что на высоте 233 км электронная температура возрастает на ~ 15 К при приближении к экватору, т. е. в широтном ходе имеется локальный максимум электронной температуры на экваторе на полуночном меридиане. На этой же высоте в широтном ходе электронной концентрации имеется минимум на экваторе. Широтный ход этих же параметров на высоте 626 км прямо противоположен описанному выше – электронная концентрация возрастает при приближении к экватору, а электронная температура падает, причем абсолютные экстремумы смещены на 10° геомагнитной широты. Следует отметить, что результаты самосогласованных расчетов качественно такие же и незначительно отличаются величиной эффектов.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

В последние десятилетия вопрос о существовании дополнительных слоев в экваториальной ионосфере время от времени вставал на повестку дня. Одним из первых экспериментальных свидетельств расслоения экваториального F_2 -слоя ионосферы можно считать изложенные в работе [Sen, 1949]. После этого во многих работах были представлены доказательства существования этого явления. Эти доказательства основывались на данных наблюдений станций наземного зондирования ионосферы [Faynot et al., 1971; Rastogi, 1973; Прутенский, 1985; Lynn et al., 2000], подвижных платформ [Бенькова и др., 1978; Васильев и др., 1979], радаров некогерентного рассеяния [Sario et al., 1989] и зондирования ионосферы со спутников [King et al., 1964; Raghavarao and Sivaraman, 1974; Прутенский, 1992; Uemoto et al., 2004]. Во всех этих работах отмечалось наличие выступа в профиле электронной концентрации выше максимума F_2 -слоя, то есть существование расслоений экваториального F_2 -слоя ионосферы.

Пионерские работы по моделированию этого явления были выполнены Huang [1975]. Затем эти исследования были продолжены в работе [Суроткин и др., 1985]. Заметим, что в этих работах речь идет именно о расслоении F_2 -слоя экваториальной ионосферы. Однако, начиная с некоторого момента времени, термин “расслоение” перестал использоваться для идентификации дополнительного максимума в F -области экваториальной ионосферы. Вначале этот максимум получил ранее использовавшееся название G -слой [Balan and Bailey, 1995],

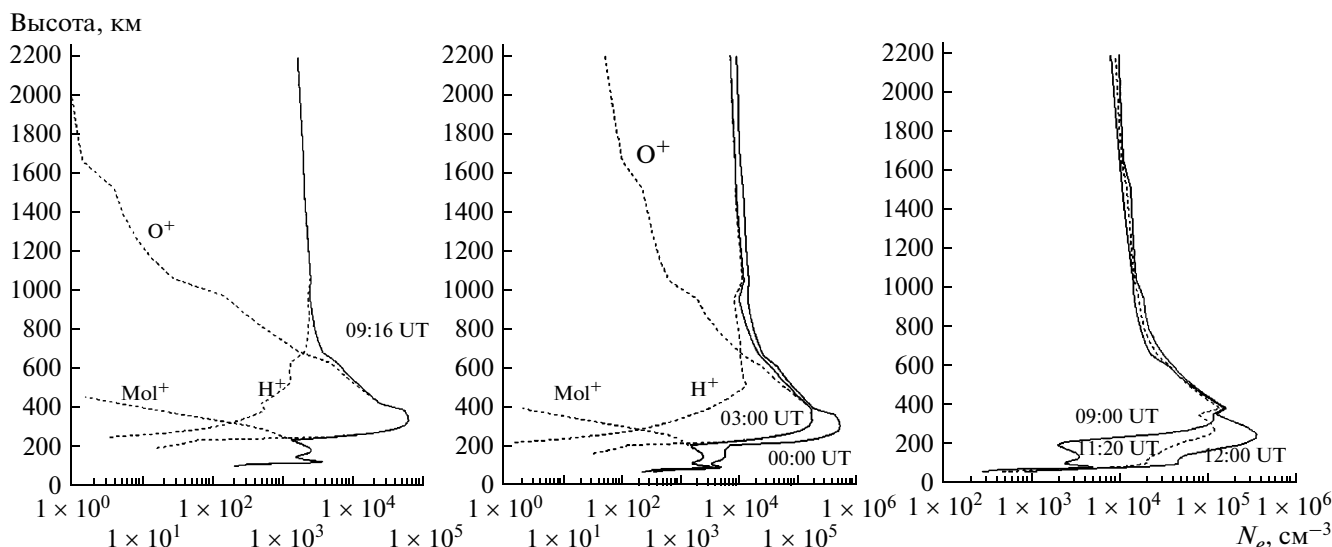


Рис. 5. Рассчитанные в модели ГСМ ТИП вертикальные профили электронной концентрации в см^{-3} , N_e , над ст. Жапанга для различных моментов времени. Слева – результаты самосогласованных расчетов. Справа и посередине – результаты расчетов с использованием модели MSIS-90. На левом и среднем рисунках пунктирными кривыми показаны профили молекулярных и атомарных ионов. На правом рисунке пунктирной кривой показан профиль электронной концентрации для 11:20 UT.

которое затем сменилось новым названием – *F3*-слой [Balan et al., 1997, 1998; Jenkins et al., 1997; Abdu, 1999; Batista et al., 2002]. Существование *F3*-слоя ионосферы было предсказано на основе теоретических исследований на модели SUPIM [Bailey and Balan, 1996] и данных вертикального зондирования ионосферы [Balan et al., 1997], а затем это предсказание было подтверждено экспериментально [Abdu et al., 1997]. В работе [Balan et al., 1997] отмечается, что чаще всего выступы на вертикальном профиле электронной концентрации появляются на широтах $\sim 5\text{--}12^\circ$ в области между гребнями ЭА на высоте ~ 490 км с 11:40 до 14:30 LT. Выступ возникает при движении гребня экваториальной аномалии к полюсу от утренних часов к полудню. Существуют некоторые свидетельства того, что выступ возникает на силовых линиях за гребнями ЭА [Raghavarao and Sivaraman, 1974]. Исследователи, наблюдавшие дополнительный слой над максимумом *F2*-слоя, отмечали, что для понимания этой особенности необходимо проведение исследований на численной модели с учетом электромагнитного дрейфа и эффектов трансэкваториальных термосферных ветров. Такие исследования были проведены в работе [Balan et al., 1998]. Они показали, что *F3*-слой не формируется без учета электромагнитного дрейфа.

В модели ГСМ ТИП учитываются все те механизмы, которые привлекаются исследователями для объяснения расслоения *F2*-слоя экваториальной ионосферы, а именно, электромагнитные дрейфы, направленные вверх в дневное время, ней-

тральные ветры и процесс диффузии тепловой плазмы вдоль силовых линий геомагнитного поля. Численные расчеты на модели ГСМ ТИП показали, что в вертикальном профиле электронной концентрации на геомагнитном экваторе расслоение *F2*-слоя и появление *F3*-слоя происходят только в случае использования модели MSIS-90. Поскольку модель MSIS-90 основана на экспериментальных данных, то она содержит вариации термосферных параметров, вызванные, в том числе, и термосферными приливами, а при самосогласованных расчетах термосферные приливы нами не учитывались. Известно, что динамо электрическое поле формируется в токопроводящем слое ионосферы термосферными ветрами, которые в этой области высот сильно зависят от термосферных приливов. Неучет приливов приводит к меньшей амплитуде восточной компоненты электрического поля. Это видно из рис. 3, где амплитуда восточного электрического поля, полученного с использованием модели MSIS-90, больше, чем в самосогласованных расчетах. Отсюда следует вывод, что в модельных расчетах необходимо учитывать термосферные приливы для описания возникновения расслоения *F2*-слоя.

В результатах наших расчетов с использованием модели MSIS-90 расслоение *F2*-слоя ионосферы и, соответственно, *F3*-слой существуют с $\sim 02:20$ до $\sim 14:00$ UT (с $\sim 21:20$ до $\sim 09:00$ LT). Несовпадение времен существования *F3*-слоя в результатах наших расчетов и в модели [Balan et al., 1997] связано со сдвигом по времени максимума зональной компо-

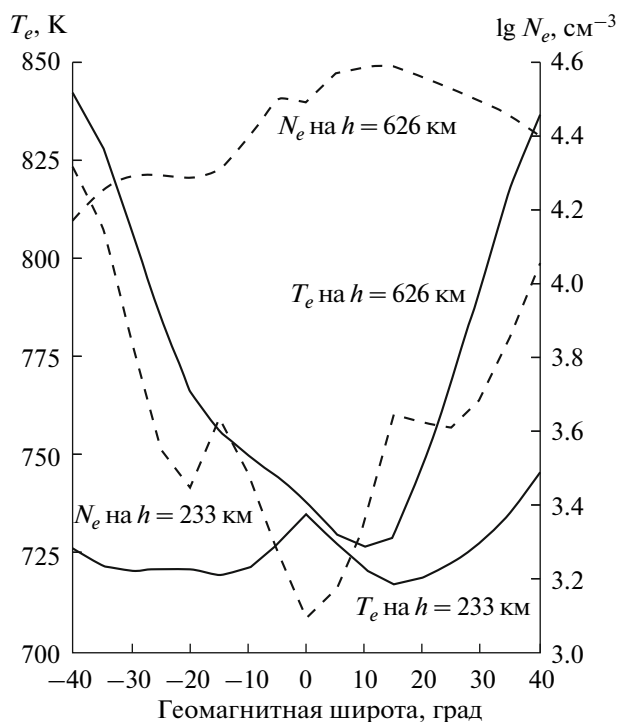


Рис. 6. Рассчитанные в модели ГСМ ТИП с использованием модели MSIS-90 широтные профили электронной концентрации (штриховые кривые) и электронной температуры (сплошные кривые) на высотах 233 и 626 км вблизи геомагнитного экватора.

ненты электрического поля (вертикальной компоненты электромагнитного дрейфа) примерно на 4 ч в меньшую сторону относительно использовавшейся в работе [Balan et al., 1997]. Это хорошо видно на рис. 4, где показана вертикальная компонента электромагнитного дрейфа, полученная в нашей модели и данные наблюдений над ст. Jicamarca, использовавшиеся в публикации [Balan et al., 1997]. Можно добиться лучшего согласия с экспериментом, если использовать не модель MSIS-90, а полностью самосогласованные расчеты, но с учетом приливов на нижней границе термосферы, подобранных таким образом, чтобы воспроизвести наблюдаемый временной ход электрического поля на геомагнитном экваторе. Именно отсутствие термосферных приливов приводит к тому, что в самосогласованных расчетах $F3$ -слой не формируется. В данной работе мы ограничились представлением результатов расчетов, полученных с учетом электромагнитного дрейфа в скрещенных геомагнитном и динамо электрическом полях. Результаты более детального исследования процессов формирования $F3$ -слоя экваториальной ионосферы будут представлены в ближайшее время.

Что касается максимума, формирующегося на высоте ~ 1000 км ионами H^+ , то мы, в соответствии

со сложившимися представлениями об образовании слоев в земной ионосфере и их классификацией, дали ему название G -слой, так как этот слой находится выше $F2$ -слоя и напрямую с ним никак не связан. Появление G -слоя может быть связано со всеми теми процессами, о которых говорилось выше при объяснении формирования $F3$ -слоя. Главное отличие $F3$ - от G -слоя заключается в том, что $F3$ -слой формируется ионами O^+ , а G -слой — ионами H^+ . Следует отметить, что в наших расчетах не учитывались ионы He^+ , которые в отдельные моменты времени могут влиять на высотный профиль электронной концентрации на высотах ~ 1000 км. Однако, поскольку ионы H^+ являются основными во внешней ионосфере, то мы полагаем, что учет ионов He^+ в модельных расчетах не приведет к исчезновению G -слоя. Таким образом, можно надеяться обнаружить G -слой в экваториальной ионосфере при зондировании ионосферы сверху со спутников. Главная трудность в его обнаружении заключается в том, что он невелик и существует непродолжительное время. Как показали наши расчеты, можно надеяться обнаружить G -слой в неосвещенное время суток на высоте ~ 1000 км. Результаты исследований механизмов формирования G -слоя будут представлены вместе с результатами исследований механизма формирования $F3$ -слоя.

На рисунке 7 представлены критические частоты и высоты максимумов $F2$ -, $F3$ - и G -слоев, полученные из профилей электронной концентрации без проведения интерполяции вблизи этих экстремумов для более точного определения их параметров. Этот рисунок позволяет наглядно увидеть время существования дополнительных $F3$ - и G -слоев на фоне регулярного $F2$ -слоя в экваториальной ионосфере и оценить изменение положения и величины их максимумов. Видно, что $F3$ - и G -слои экваториальной ионосферы могут существовать как сами по себе, так и одновременно. При этом имеются периоды времени, когда обе эти особенности экваториальной ионосферы отсутствуют.

Другие неоднородности в вертикальном распределении электронной концентрации и ионного состава экваториальной ионосферы над ст. Jicamarca, которые видны на рис. 5, имеют вид точек перегиба, а не экстремумов. Скорее всего, они отражают те динамические процессы, которые происходят в низкоширотной ионосфере, и то неоднородное широтное распределение электронной концентрации, к которому эти процессы приводят. Поэтому их не следует рассматривать в качестве дополнительных слоев в верхней части F -области экваториальной ионосферы.

Представленное на рис. 6 поведение ионосферных параметров имеет простое объяснение. Поскольку в ночное время имеющийся источник нагрева за счет рассеянного излучения примерно одинаков на всех широтах, то одинаковое количество

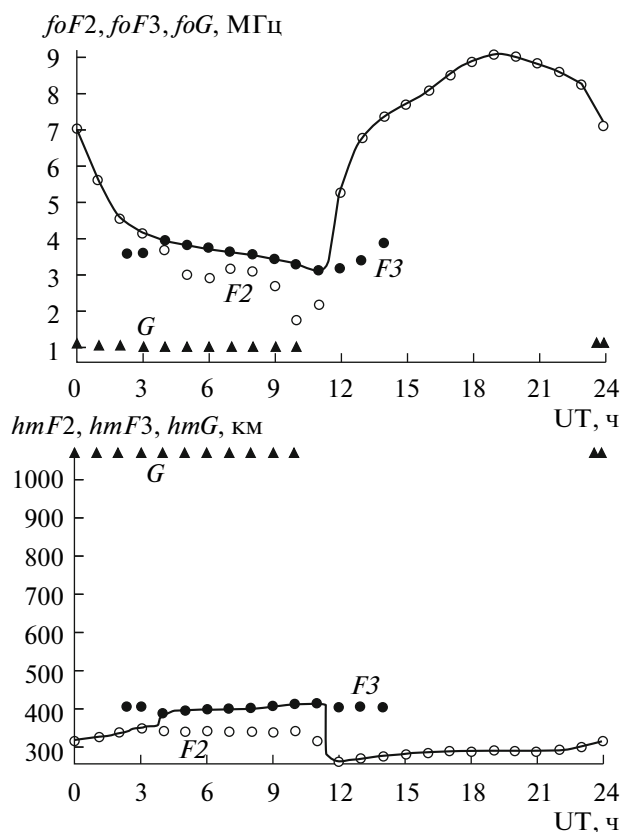


Рис. 7. Рассчитанные в модели ГСМ ТИП с использованием модели MSIS-90 суточные вариации критических частот (вверху) и высот максимумов (внизу) $F2$ - (светлые кружки), $F3$ - (темные кружки) и G -слоя (темные треугольники) над ст. Исатагса. Сплошными линиями показано поведение критической частоты и высоты максимума F -слоя.

энергии в разреженной плазме нагревает ее сильнее, чем более плотную плазму. Поэтому в минимуме электронной концентрации нагрев электронов больше, чем в максимуме. Заметим, что широтный ход электронной концентрации и температуры на высотах F -области ионосферы и во внешней ионосфере, представленный на рис. 6, качественно согласуется с экспериментальными данными, полученными на спутниках и наземных станциях зондирования ионосферы [Abdu, 1999; Raghavarao and Suhasini, 2002]. Такое поведение электронной температуры получило название ЭАЭТ. Это сходство с экспериментальными данными является еще одним свидетельством того, что модифицированная модель ГСМ ТИП пригодна для проведения исследований низкоширотной и экваториальной ионосферы.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные результаты численных расчетов на модифицированной модели ГСМ ТИП показывают, что модель воспроизводит наблюдающееся расслоение $F2$ -слоя экваториальной ионосферы и образование $F3$ -слоя выше стандартного максимум

ма $F2$ -слоя. Показано, что расслоения $F2$ -слоя ионосферы воспроизводятся в модели ГСМ ТИП только при использовании модели MSIS-90 для расчета пространственно-временного поведения состава и температуры термосферы на высотах 80–520 км, когда зональная компонента динамо электрического поля на экваторе достаточно велика. Для воспроизведения этого явления в самосогласованных расчетах необходимо учитывать приливы на нижней границе термосферы.

Кроме того, модифицированная модель ГСМ ТИП воспроизводит максимум в высотном профиле электронной концентрации на высоте ~1000 км, образуемый ионами H^+ , который мы назвали G -слоем. Этот слой воспроизводится как в самосогласованных расчетах, так и в расчетах с использованием модели MSIS-90, с той лишь разницей, что в первом случае G -слой существует в течение ~2 ч, тогда как во втором случае в течение более 10 ч. Этот слой может быть обнаружен при зондировании низкоширотной ионосферы сверху со спутников в области высот ~1000 км в неосвещенное время суток. Показано, что расслоения $F2$ -слоя экваториальной ионосферы

и G-слой могут существовать как сами по себе, так и одновременно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бенькова Н.П., Васильев К.Н., Коломийцев О.П., Прутенский И.С. Дополнительное расслоение электронной концентрации в слое F2 вблизи экватора // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 18. № 6. С. 1033–1039. 1978.
- Васильев К.Н., Коломийцев О.П., Прутенский И.С. Пространственная локализация расслоений слоя F2 экваториальной ионосферы: зависимость их появления от солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 19. № 2. С. 227–231. 1979.
- Клименко В.В. Роль инерции ионного движения в формировании провала и плазмапаузы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 23. № 6. С. 915–918. 1983.
- Клименко В.В., Намгаладзе А.А. Влияние нестационарной конвекции на распределение холодной плазмы в ионосфере и протоносфере Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 21. № 6. С. 994–998. 1981.
- Клименко В.В., Клименко М.В., Брюханов В.В. Численное моделирование электрического поля и зонального тока в ионосфере Земли — 1. Постановка задачи // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 46. № 4. С. 485–494. 2006.
- Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В., Карпов И.В., Суроткин В.А. Глобальная прогностическая модель возмущенной ионосферы. Постановка задачи // Прогнозирование ионосферы и условий распространения радиоволн. М.: Наука. С. 3–13. 1985.
- Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В., Карпов И.В., Бессараб Ф.С., Суроткин В.А., Глуценко Т.А., Наумова Н.М. Глобальная численная модель термосферы, ионосферы и протоносферы Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 30. № 4. С. 612–619. 1990.
- Прутенский И.С. Проявление на ионограммах динамических процессов, протекающих в ионосфере низких широт // Исследование структуры и волновых свойств приземной плазмы. С. 130–142. 1985.
- Прутенский И.С. Расслоение электронной концентрации во внешней низкоширотной ионосфере по данным ИСЗ “Космос–1809” // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 32. № 5. С. 99–103. 1992.
- Суроткин В.А., Клименко В.В., Намгаладзе А.А. Численная модель экваториальной ионосферы // Исследования ионосферной динамики. М.: ИЗМИРАН, 58 с. 1979.
- Суроткин В.А., Намгаладзе А.А., Коломийцев О.П. Моделирование суточного развития расслоений F2-области экваториальной ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 25. № 3. С. 394–399. 1985.
- Abdu M.A. Coupling and energetics of the equatorial ionosphere–thermosphere system advances during the STEP period // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 61. № 1–2. P. 153–165. 1999.
- Abdu M.A., Sastri J.H., MacDougall J., Batista I.S., Sobral J.H.A. Equatorial disturbance dynamo electric field, longitudinal structure and spread F: a case study from GUARA/EITS campaigns // Geophys. Res. Lett. V. 24. P. 1707–1710. 1997.
- Anderson D.N. A theoretical study of the ionospheric F region equatorial anomaly — 1. Theory // Planet. Space Sci. V. 21. № 3. P. 409–419. 1973.
- Anderson D.N. Modeling the ambient, low-latitude F-region ionosphere — A review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 43. № 8. P. 753–762. 1981.
- Bailey G.J., Balan N. A low latitude ionosphere–plasma-sphere model / STEP Handbook on Ionospheric Models. Ed. R.W. Schunk. Utah: Utah State University. P. 173. 1996.
- Balan N., Bailey G.J. Equatorial plasma fountain and its effects: Possibility of an additional layer // J. Geophys. Res. V. 100. № 11. P. 21421–21432. 1995.
- Balan N., Bailey G.J., Abdu M.A., Oyama K.I., Richards P.G., MacDougall J., Batista I.S. Equatorial plasma fountain and its effects over three locations: Evidence for an additional layer, the F3 layer // J. Geophys. Res. V. 102. № A2. P. 2047–2056. 1997.
- Balan N., Batista I.S., Abdu M.A., MacDougall J., Bailey G.J. Physical mechanism and statistics of occurrence of an additional layer in the equatorial ionosphere // J. Geophys. Res. V. 103. № A12. P. 29169–29182. 1998.
- Batista I.S., Abdu M.A., MacDougall J., Souza J.R. Long term trends in the frequency of occurrence of the F3 layer over Fortaleza, Brazil. 10 International Symposium on Equatorial Aeronomy (ISEA) Antalya, May 17–24, 2000 // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 64. № 12–14. P. 1409–1412. 2002.
- Faynot J.M., Vila P., Walter J. Upward-moving irregularities in subequatorial ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. V. 33. № 10. P. 1621–1627. 1971.
- Hedin A.E. Extension of the MSIS Thermosphere Model into the Middle and Lower Atmosphere // J. Geophys. Res. V. 96. № A2. P. 1159–1172. 1991.
- Huang C. The traveling bifurcation of the equatorial F2 layer // Radio Sci. V. 10. № 5. P. 507–516. 1975.
- Jenkins B., Bailey G.J., Abdu M.A., Batista I.S., Balan N. Observations and model calculations of an additional layer in the topside ionosphere above Fortaleza, Brazil // Ann. Geophysicae. V. 15. P. 753–759. 1997.
- King J.W., Smith P.A., Eceles D., Fooks G.F., Helm F. Preliminary investigation of the structure of the upper ionosphere as observed by the topside sounder satellite Alouette 1 // Proc. Roy. Soc. V. A281. № 1389. P. 464. 1964.
- Knudsen W.C. Magnetospheric convection and the high-latitude F2-ionosphere // J. Geophys. Res. V. 79. № 7. P. 1046–1055. 1974.
- Lynn K.J.W., Harris T.J., Sjarifudin M. Stratification of the F2 layer observed in Southeast Asia // J. Geophys. Res. V. 105. P. 27147–27156. 2000.
- Martyn D.F. Atmospheric tides in the ionosphere. 1. Solar tides in the F2 region // Proc. Roy. Soc. London. V. A189. P. 241–260. 1947.

- Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Karpov I.V., Bessarab F.S., Surotkin V.A., Glushenko T.A., Naumova N.M.* Global Model of the Thermosphere-Ionosphere-Protonosphere System // *Pure Appl. Geophys.* V. 127. № 2/3. P. 219–254. 1988.
- Raghavarao R., Sivaraman M.R.* Ionization ledges in the equatorial ionosphere // *Space Res.* V. 15. P. 385. 1975.
- Raghavarao R., Suhasini R.* Equatorial temperature and wind anomaly (ETWA) – a review // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 64. № 12–14. P. 1371–1381. 2002.
- Rastogi R.G.* Upward moving irregularity (kink) in the equatorial ionosphere // *Ann. Geophysicae.* V. 29. № 3. P. 421–429. 1973.
- Richmond A.D.* Modeling Equatorial Ionospheric Electric Fields // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 57. № 10. P. 1103–1115. 1995.
- Richmond A.D., Roble R.G.* Electrodynamical Effects of Thermospheric Winds from the NCAR Thermospheric General Circulation Model // *J. Geophys. Res.* V. 92. P. 12365–12376. 1987.
- Rishbeth H.* The equatorial *F*-layer: progress and puzzles // *Ann. Geophysicae.* V. 18. P. 730–739. 2000.
- Sario T., Takeda M., Araki T., Sato T., Tsuda T., Fukao S., Kato S.* A midday bite-out event of the *F2*-layer observed by MU radar // *J. Geomagn. Geoelectr.* V. 41. № 8. P. 727–734. 1989.
- Sen H.Y.* Stratification of the *F2* layer of the ionosphere over Singapore // *J. Geophys. Res.* V. 54. P. 363–366. 1949.
- Sharma P., Raghavarao R.* Simultaneous occurrence of ionization ledge and counter electrojet in the equatorial ionosphere: observational evidence and its implications // *Can. J. Phys.* V. 67. P. 166–172. 1989.
- Uemoto J., Ono T., Kumamoto A., Iizima M.* Ionization Ledge Structures Observed In The Equatorial Anomaly Region By Using PPS System On-board The Ohzora (EXOS-C) Satellite // *Earth Planets Space.* V. 56 e-Letter. № 7. P. e21–e24. 2004.