

ВЫСОТНАЯ ПРОТЯЖЕННОСТЬ ЗИМНЕЙ АНОМАЛИИ И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В ПОЛНОМ ЭЛЕКТРОННОМ СОДЕРЖАНИИ

© 2019 г. М. В. Клименко^{1*}, В. В. Клименко¹, И. Е. Захаренкова¹,
К. Г. Ратовский², А. С. Ясюкевич², Ю. В. Ясюкевич^{2,3}

¹Калининградский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, Калининград, Россия

²Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

³Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

*E-mail: maksim.klimenko@mail.ru

Поступила в редакцию 15.02.2019;

после доработки 18.03.2019;

принята в печать 20.03.2019

На основе глобальной самосогласованной модели термосферы, ионосферы и протоносферы, данных спутниковых и радарных наблюдений исследована пространственно-временная протяженность зимней аномалии в ионосфере. Показано, что морфологические особенности (долготная вариация и зависимость от солнечной активности) проявления зимней аномалии в полном электронном содержании и в электронной концентрации на высотах выше максимума F2-слоя схожи между собой. Согласно результатам моделирования высотная область проявления зимней аномалии гораздо шире, чем сообщалось ранее.

Ключевые слова: моделирование, зимняя аномалия, электронная концентрация, F2-слой ионосферы, внешняя ионосфера, полное электронное содержание.

DOI: 10.1134/S0207401X19070082

1. ВВЕДЕНИЕ

Термин “ионосферная аномалия” означает любые отклонения от теории слоя Чепмена [1], т.е. отклонения от обратной зависимости электронной концентрации в максимуме F2-слоя, N_mF2 , от зенитного угла Солнца χ . Частным случаем такого вида аномалий является зимняя аномалия, заключающаяся в том, что зимние дневные значения N_mF2 превышают соответствующие летние значения при примерно одном и том же уровне солнечной активности. Морфология, причины и механизмы формирования зимней аномалии в F2-слое ионосферы начали обсуждаться достаточно давно [1–6]. Было показано, что основной причиной формирования зимней аномалии в F2-слое являются сезонные изменения нейтрального состава термосферы, а именно то, что отношение $n(O)/n(N_2)$ зимой больше, чем летом. Авторы работ [6–8] показали, что зимняя аномалия интенсивнее в годы максимума солнечной активности по сравнению с годами ее минимума. Это связано с большей разницей между зимними и летними отношениями $n(O)/n(N_2)$ в годы максимума солнечной активности по сравнению с годами минимума последней [6].

Явление зимней аномалии, изначально обнаруженное для максимума электронной концентрации N_mF2 (или критической частоты F2-слоя, f_oF2), может наблюдаться и, соответственно, быть исследовано в распределении и других ионосферных параметров. Сравнительный анализ полуденных зимних и летних значений электронной концентрации на различных высотах позволил выявить то, что проявления зимней аномалии регистрируются только в ограниченном интервале высот (~180–450 км) вблизи высоты максимума F2-слоя [9–13]. Детальное обсуждение данного свойства зимней аномалии проведено в работе [13].

Зимняя аномалия в полном электронном содержании (ПЭС) впервые была исследована в работе [14]. Основываясь на данных глобальных ионосферных карт за период 1999–2005 гг., авторы указанной работы пришли к заключению, что характер изменений интенсивности зимней аномалии в ПЭС в зависимости от долготы и уровня солнечной активности схож с тем, что наблюдается для N_mF2 . На основе данных по ПЭС для высокого уровня солнечной активности (2002 г.) авторы работы [15] показали, что разница между зимними и летними значениями ПЭС наиболее сильно выражена на средних широтах североамериканского

долготного сектора, а интенсивность зимней аномалии в ПЭС в Азиатском регионе выше, чем в Европейском. Данная особенность частично не согласуется с вариациями отношения $n(O)/n(N_2)$, полученными в результатах расчетов по модели NRLMSISE-00, согласно которым максимальные значения $n(O)/n(N_2)$ должны регистрироваться в Восточно-Сибирском регионе, а минимальные — в Североамериканском регионе. Авторы работы [15] предположили, что интенсивность зимней аномалии в ПЭС выше в Восточно-Сибирском регионе, чем в Европейском из-за соответствующих долготных вариаций $n(O)/n(N_2)$. В то время как зимняя аномалия в ПЭС в Североамериканском секторе определяется как магнитосферными процессами, так и отношением $n(O)/n(N_2)$. В работе [16] было указано на то, что наблюдаемые в N_mF2 и ПЭС долготные вариации зимней аномалии частично не согласуются с теорией из работы [5] и предложили использовать долготную вариацию термосферного ветра для уточнения теории формирования долготной вариации зимней аномалии.

Детальное сравнение основных морфологических особенностей зимней аномалии в N_mF2 и ПЭС показало, что для этих параметров имеется сходство их пространственных распределений и зависимостей от солнечной активности [16]. При этом зимняя аномалия в ПЭС в большинстве регионов северного полушария (за исключением Американского долготного сектора) проявляется начиная со среднего уровня солнечной активности.

В настоящей статье мы представляем результаты анализа проявлений зимней аномалии на различных высотах, тем самым исследуя вклад электронной концентрации на различных высотах в формирование зимней аномалии в ПЭС. Для этого мы на основе результатов модельных расчетов, наземных и спутниковых данных рассмотрели годы низкой и средней солнечной активности. Попутно с главной задачей нами проведен предварительный анализ воспроизведения в глобальной самосогласованной модели термосферы, ионосферы и протоносферы (ГСМ ТИП) основных особенностей зимней аномалии, что в дальнейшем позволит исследовать механизмы формирования таких особенностей с помощью этой модели.

2. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ

2.1. Спутниковые и наземные наблюдения

Для анализа явления зимней аномалии в полном электронном содержании мы использовали глобальные ионосферные карты (GIM) ПЭС за 1998–2015 гг., которые содержат его абсолютные значения для всего земного шара с шагом 2.5° по широте и 5° по долготе. В настоящей работе мы использовали карты лаборатории JPL [17].

Оценка уровня солнечной активности проводилась на основе индекса $F_{10.7}$ вариаций потока радиоизлучения Солнца на длине волны 10.7 см (http://www.ngdc.noaa.gov/stp/GEOMAG/kp_ap.html). В расчетах использовались данные только для спокойных геомагнитных условий ($K_p < 3$ за предыдущие 24 ч).

В качестве величины, характеризующей степень развития (или интенсивность) зимней аномалии, мы использовали отношение полуденных значений ПЭС в зимний период, к полуденным значениям в летний период. Для летних условий в северном полушарии выбирался период с серединой в день июньского солнцестояния ± 30 дней, для зимних — день декабрьского солнцестояния ± 30 дней, а для южного полушария, наоборот. При таком подходе в области экватора возникает разрыв. Стоит отметить, однако, что зимняя аномалия по своему определению — среднеширотное явление. В этой связи приэкваториальный регион не принимался нами во внимание.

Для построения карт интенсивности зимней аномалии были проведены расчеты линейных регрессий полуденных значений ПЭС в зимний и летний периоды в зависимости от индекса $F_{10.7A}$, определяемого как среднее между текущим значением $F_{10.7}$ и значением $F_{10.7}$, усредненным за 81 день в интервале текущий день ± 40 дней:

$$\begin{aligned} \text{ПЭС(зима)} &= a_W + b_W F_{10.7A}, \\ \text{ПЭС(лето)} &= a_S + b_S F_{10.7A}. \end{aligned} \quad (1)$$

Параметры линейной регрессии a и b определялись методом наименьших квадратов, индексы “W” и “S” соответствуют периодам зимы и лета. На основе построенных регрессий в каждой ячейке GIM проводился расчет отношения зимних значений ПЭС к летним для различных уровней $F_{10.7A}$:

$$\begin{aligned} \text{ПЭС(зима)}/\text{ПЭС(лето)} &= \\ &= (a_W + b_W F_{10.7A}) / (a_S + b_S F_{10.7A}). \end{aligned} \quad (2)$$

Предполагалось, что явление зимней аномалии регистрируется в рассматриваемой точке, если отношение ПЭС(зима)/ПЭС(лето) превышает единицу, а величина полученного коэффициента характеризует степень развития (или интенсивность) зимней аномалии.

Аналогичным способом были получены отношения значений зимних параметров к летним для спутниковых измерений. Мы использовали два типа измерений: 1) локальные измерения (*in situ*) электронной концентрации (N_e) на высоте ~ 300 км спутником CHAMP [18]; 2) измерения электронного содержания внешней ионосферы/плазмосферы в высотном диапазоне 480–20200 км по данным GPS-наблюдений на борту спутника GRACE [19]. Были отобраны и обработаны дан-

ные, соответствующие спокойным геомагнитным условиям для временных интервалов декабрь/январь и июнь/июль. Оба спутника, CHAMP и GRACE, находились на полярных орбитах с наклонением в 87.9° и 89° , соответственно, что обеспечивало покрытие всех широтных зон. При обработке спутниковых данных осуществлялось пространственное разбиение на ячейки размером $5^\circ \times 15^\circ$ по широте/долготе и 1 ч по времени LT. Для каждой ячейки осуществлялось накопление данных и рассчитывалась регрессионная зависимость от $F_{10.7A}$ по аналогии с методикой, описанной выше для ПЭС.

Кроме того, в работе использованы профили N_e , полученные на Иркутском радаре некогерентного рассеяния [20] по методике, описанной в работах [21, 22]. Летние и зимние профили N_e получены для каждой высоты и момента времени UT усреднением по следующим периодам: лето, низкая солнечная активность — июнь 2007 г. ($F_{10.7} \sim 73$ с.е.п.; с.е.п. — солнечная единица потока радиоизлучения, равная 10^{-22} Вт/м · Гц); зима, низкая солнечная активность — январь–февраль 2010 г. ($F_{10.7} \sim 80$ с.е.п.); лето, средний уровень солнечной активности — июнь 2013 г. ($F_{10.7} \sim 123$ с.е.п.); зима, средний уровень солнечной активности — январь–февраль 2011 г. ($F_{10.7} \sim 114$ с.е.п.), январь–февраль 2012 г. ($F_{10.7} \sim 120$ с.е.п.), январь 2013 г. ($F_{10.7} \sim 123$ с.е.п.).

2.2. Моделирование

Для модельного описания зимней аномалии в ПЭС и в электронной концентрации на различных высотах мы использовали результаты расчетов по ГСМ ТИП [23, 24]. Эта модель позволяет рассчитывать зависящие от времени глобальные трехмерные распределения температуры, состава (O_2 , N_2 , O) и векторов скорости движения нейтрального газа, концентраций, температуры и векторов скоростей атомарных (O^+ , H^+) и молекулярных (N_2^+ , O_2^+ , NO^+) ионов и электронов, а также двумерное распределение электрического потенциала как ионосферного, так и магнитосферного происхождения. Все уравнения модели решаются методом конечных разностей. В работе [25] была осуществлена модификация расчетов электрического потенциала. Моделирование осуществлялось на глобальной пространственной сетке с шагами 5° по широте и 5° по долготе. В ГСМ ТИП используется дипольное приближение геомагнитного поля с учетом несовпадения географической и геомагнитной осей. Ранее ГСМ ТИП использовалась для исследования особенностей распределения электронной концентрации в F-области, внешней ионосфере и плазмосфере в спокойных геомагнитных условиях [26–32]. В

данной статье представлены результаты расчетов по ГСМ ТИП, полученные с использованием продольных токов, рассчитанных по эмпирической модели, разработанной в [33] для дней зимнего и летнего солнцестояния при низкой ($F_{10.7} = 80$) и средней ($F_{10.7} = 120$) солнечной активности.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 показаны распределения интенсивностей зимней аномалии, полученные в ГСМ ТИП и по данным ГИМ ПЭС, для низкой и средней солнечной активности в обоих полушариях. Можно заметить, что при $F_{10.7} = 120$ с.е.п. зимняя аномалия в южном полушарии еще не развита, а при $F_{10.7} = 80$ с.е.п. она практически отсутствует в обоих полушариях. При $F_{10.7} = 120$ с.е.п. зимняя аномалия начинает проявляться в северном полушарии. Она с наибольшей интенсивностью (отношение зимних значений ПЭС к летним) при умеренной солнечной активности как по экспериментальным данным, так и по результатам модельных расчетов формируется в Североамериканском регионе и интенсивность ее развития составляет ~ 1.5 . При этом географические широты максимума развития аномалии по данным наблюдений (45° с.ш.) и по результатам модельных расчетов (30° с.ш.) заметно различаются. Несмотря на это, результаты ГСМ ТИП в целом воспроизводят основные морфологические особенности зимней аномалии в ПЭС, а именно: ее долготную структуру в северном и южном полушариях, межполушарную асимметрию, зависимость от солнечной активности.

Долготная вариация и межполушарная асимметрия зимней аномалии обсуждалась в работах [1, 4–8, 12]. В работе [5] была высказана гипотеза о том, что сезонные изменения нейтрального состава термосферы связаны с формированием в глобальной термосферной циркуляции зон восходящих потоков, приводящих к уменьшению отношения $n(O)/n(N_2)$ в летнем полушарии, и нисходящих потоков, увеличивающих отношения $n(O)/n(N_2)$ в зимнем полушарии, немного экваториальнее аврорального овала. Географическая широта зоны зимних нисходящих потоков зависит от геомагнитной долготы. На географических долготах, наиболее близких к геомагнитному полюсу, геомагнитные широты соответствуют более низким географическим широтам (Американский долготный сектор в северном полушарии), чем на географических долготах, наиболее удаленных от магнитного полюса (Восточная Сибирь в северном полушарии). Данное объяснение долготной вариации зимней аномалии было пересмотрено в работе [16] в связи с выявлением значительных отклонений реально существующей долготной вариации зимней аномалии от предсказан-

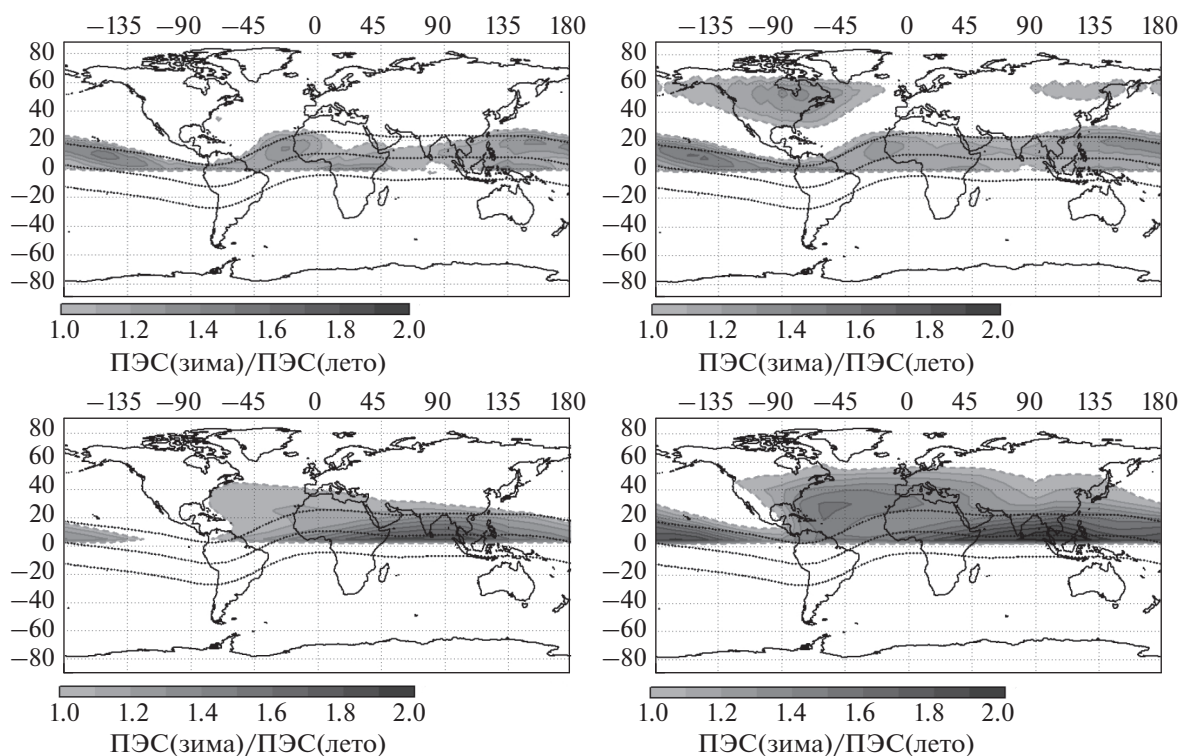


Рис. 1. Отношения зимних полуденных к соответствующим летним полуденным значениям ПЭС по данным GIM (верхняя панель) и по результатам модельных расчетов по ГСМ ТИП (нижняя панель). Слева — результаты для $F_{10.7} = 80$, справа — для $F_{10.7} = 120$.

ной в [5]. Было показано, что значительное влияние на долготную вариацию зимней аномалии оказывает термосферный ветер.

Далее мы рассмотрели проявления зимней аномалии в электронной концентрации на высоте пролетов спутника CHAMP (300 км) и в электронном содержании в интервале высот 480–20200 км по измерениям GPS-приемника на спутнике GRACE при низкой солнечной активности. Результаты представлены на рис. 2. На основе анализа карт отношений зимних дневных значений N_e и ЭС к летним можно сделать вывод о том, что зимняя аномалия в этих параметрах проявляется даже в минимуме солнечной активности в Американском долготном секторе северного полушария. Аналогичная особенность была обнаружена в проявлении зимней аномалии в ПЭС [16]. Тогда как зимняя аномалия в $N_m F_2$ даже при низком уровне солнечной активности, согласно [16], является характерной особенностью для всех долгот ионосферы северного полушария. Отличие представленных для высоты 300 км от полученных ранее для $N_m F_2$ результатов связано с изменением высоты максимума слоя F2 в зимний период относительно летнего периода.

Здесь важно отметить, что зимняя аномалия на больших высотах проявляется только в небольшой долготной области. Таким образом, прояв-

ление зимней аномалии на высотах выше максимума F2-слоя в минимуме солнечной активности характерно только для Американского долготного сектора (рис. 2, средняя панель). Наличие зимней аномалии в минимуме солнечной активности на высоте пролетов спутника CHAMP в Американском секторе подтверждается и результатами расчетов по ГСМ ТИП. Однако в результатах модельных расчетов электронного содержания в интервале высот 480–20200 км, в отличие от результатов наблюдений, зимняя аномалия не проявляется (и поэтому эти результаты мы не приводим). К сожалению, проверить наличие/отсутствие проявлений зимней аномалии на высотах выше максимума F2-слоя при более высоком уровне солнечной активности с использованием того же набора данных на настоящий момент оказалось невозможным. Это связано с отсутствием экспериментальных данных, полностью удовлетворяющих следующим критериям: 1) наличие дневных зимних и летних значений параметров на одинаковых высотах; 2) зимние и летние условия должны быть рассмотрены для примерно одного и того же уровня солнечной активности.

Достаточно неплохое согласие результатов расчетов по ГСМ ТИП с данными наблюдений, представленное выше, позволило нам осуществить исследование высотной структуры и времени существования зимней аномалии в элек-

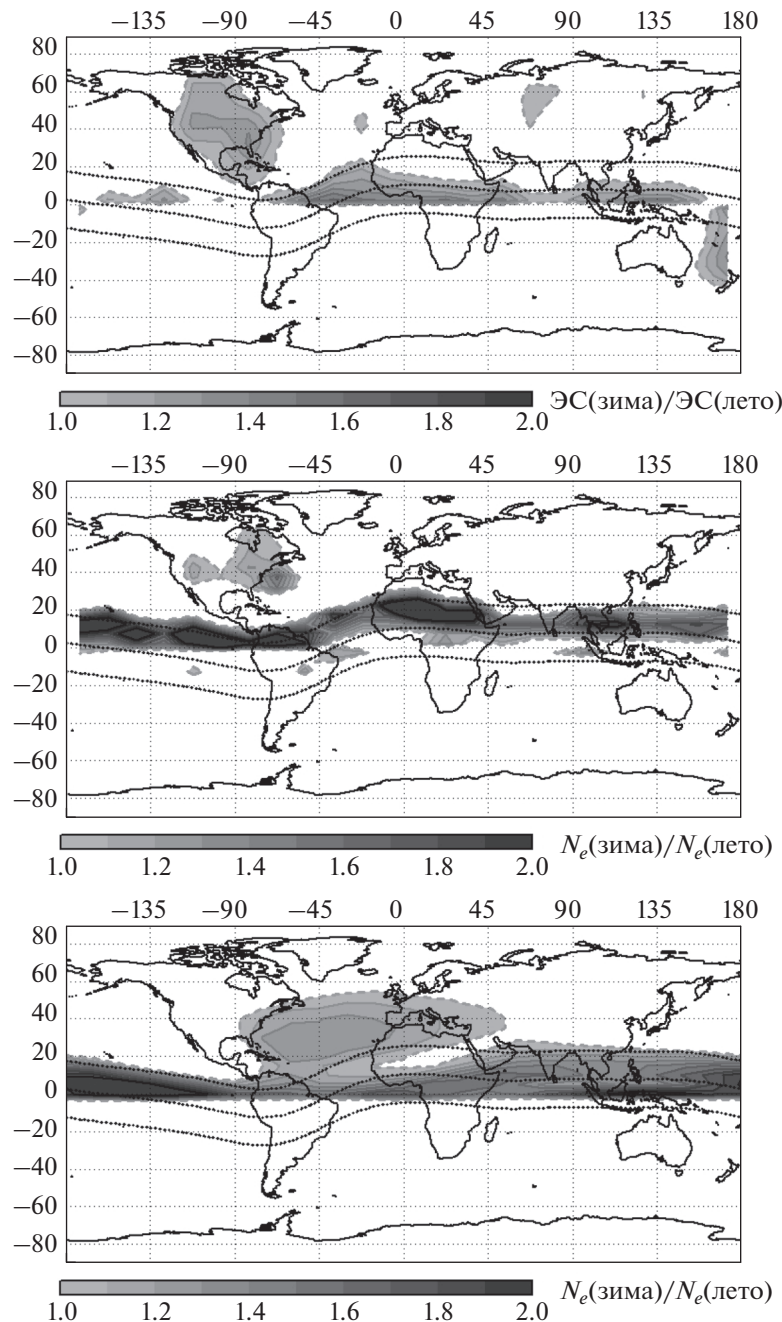


Рис. 2. Отношение зимних полуденных к соответствующим летним полуденным значениям ЭС в диапазоне высот от 480 до 20200 км по данным наблюдений на спутнике GRACE (верхняя панель), электронной концентрации на высоте ~300 км по данным прямых измерений на спутнике CHAMP (средняя панель) и электронной концентрации на высоте 300 км по результатам расчетов с использованием ГСМ ТИП (нижняя панель). Результаты представлены для низкой солнечной активности ($F_{10.7} = 80$).

тронной концентрации на различных высотах. На рис. 3 приведены результаты расчетов суточных вариаций вертикального распределения отношений зимних значений электронной концентрации к летним, полученные с использованием ГСМ ТИП для трех среднеширотных станций: Иркутск (52° с.ш., 104° в.д.), Калининград (54° с.ш.,

20° в.д.) и Миллстоун Хилл (42° с.ш., 288° в.д.), на различных долготах при низкой и средней солнечной активности. Здесь же показаны данные измерений Иркутского радара некогерентного рассеяния.

Из сравнения результатов модельных расчетов и данных наблюдений для Иркутска видно, что в

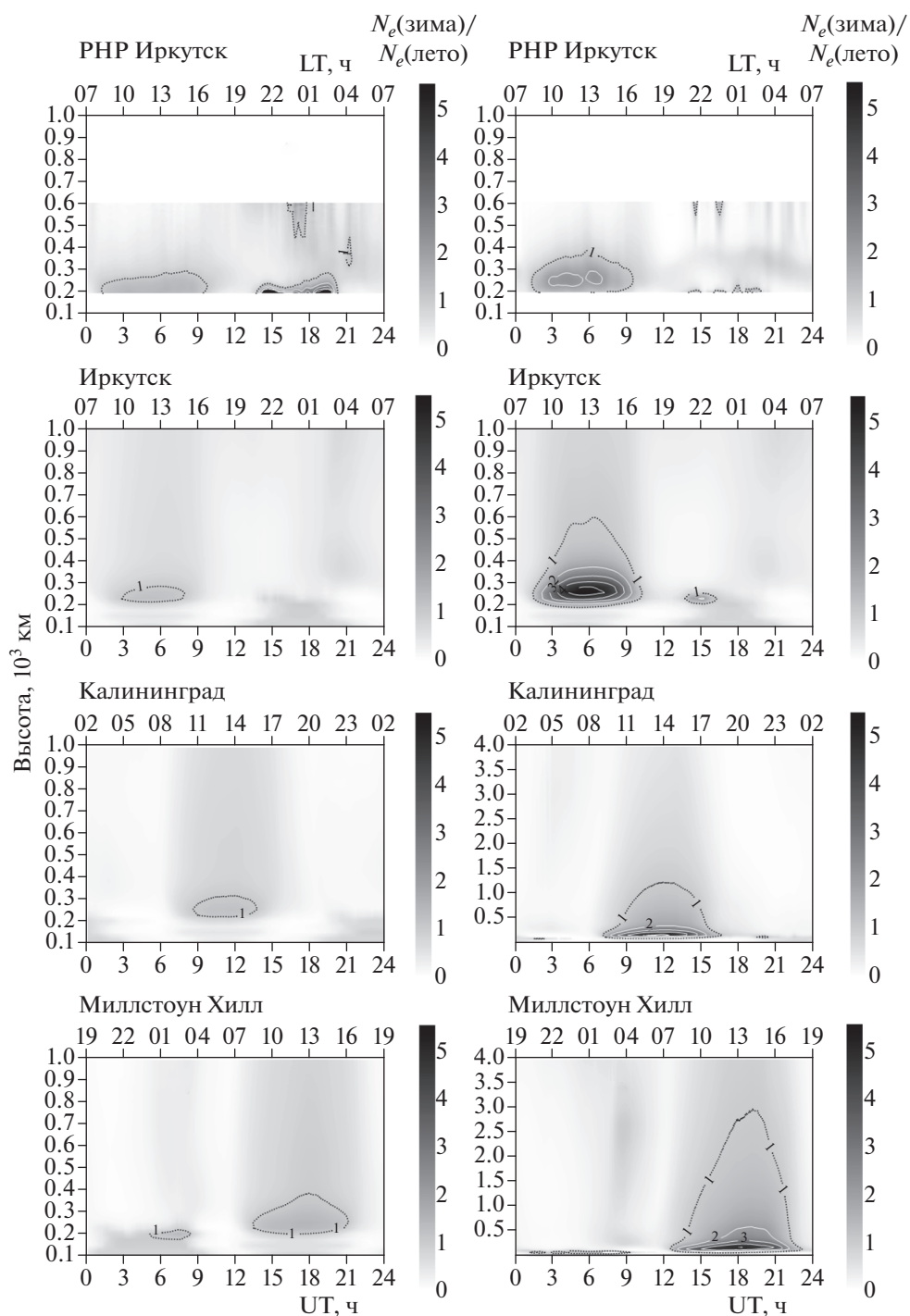


Рис. 3. Проявление зимней аномалии на различных высотах по данным измерений радаром некогерентного рассеяния в Иркутске (верхняя панель) и по результатам расчетов для среднеширотных станций Иркутск, Калининград и Миллстоун Хилл (сверху вниз), полученных в ГСМ ТИП для $F_{10.7} = 80$ (левая панель) и $F_{10.7} = 120$ (правая панель) уровней солнечной активности.

минимуме солнечной активности имеется достаточно хорошее согласие как в интенсивности зимней аномалии, так и в ее высотно-временной протяженности. Отметим при этом, что по наблюдениям зимняя аномалия существует не-

сколько дольше (с 08 до 17 LT), чем по результатам модельных расчетов (с 10 до 15 LT). При этом, конечно же, нужно помнить, что зимняя аномалия представляет собой сугубо дневное явление и возможные превышения утренних, вечерних

и/или ночных зимних значений над летними не соответствуют ее классическому определению.

При среднем уровне солнечной активности интенсивность зимней аномалии в модельных расчетах в ~2.5 раза выше, чем наблюдаемая. При этом временной интервал проявления зимней аномалии в диапазоне высот 200–300 км и в расчетах, и в наблюдениях практически одинаковый (с 08 до 17 LT). То есть согласно модельным расчетам с ростом солнечной активности продолжительность существования зимней аномалии растет, тогда как согласно данным наблюдений она не изменяется. Существуют также различия между изменениями высотной протяженности проявления зимней аномалии с ростом солнечной активности как в модели, так и в наблюдениях. По данным наблюдений в Иркутске зимняя аномалия проявляется до высот ~400 км, тогда как согласно модельным расчетам область ее проявления простирается до высот ~600 км. Нужно отметить, что усреднение зимних профилей, полученных на Иркутском радаре некогерентного рассеяния для умеренной солнечной активности, осуществлялось при более низких значениях $F_{10.7}$, чем усреднение летних профилей, что привело к занижению как интенсивности зимней аномалии, так и верхней высотной границы области проявления зимней аномалии по данным наблюдений. Несмотря на имеющиеся различия, главным и общим для наблюдений и модельных расчетов является расширение области проявления зимней аномалии на большие высоты с ростом солнечной активности.

Все выводы, сделанные для станции Иркутск по результатам расчетов, относятся и к двум другим станциям, Калининграду и Миллстоун Хиллу, для которых, к сожалению, у нас нет данных наблюдений. Из анализа результатов модельных расчетов следует общая тенденция расширения высотно-временной протяженности зимней аномалии с ростом солнечной активности. При этом наибольшие изменения происходят в Миллстоун Хилле. Так, если в минимуме солнечной активности зимняя аномалия над Калининградом и Миллстоун Хиллом проявляется на высотах в интервалах ~250–350 и ~200–450 км, то при средней солнечной активности это происходит на высотах в интервалах ~200–1500 и ~200–3000 км соответственно. Такой характер высотной протяженности зимней аномалии значительно отличается от существующих в настоящий момент представлений, согласно которым зимняя аномалия регистрируется только в ограниченном интервале высот (~180–450 км) [11, 13]. Для решения этого противоречия необходимо проведение дополнительных исследований высотной структуры зимней аномалии как на основе различных моделей, так и с использованием статистического анализа

данных спутниковых и радарных наблюдений для разных уровней солнечной активности.

4. ВЫВОДЫ

В статье показано, что ГСМ ТИП адекватно воспроизводит следующие наблюдаемые морфологические особенности проявлений зимней аномалии: 1) зимняя аномалия в ПЭС отсутствует в минимуме солнечной активности и проявляется при средней солнечной активности только в Американском долготном секторе северного полушария; 2) в минимуме солнечной активности зимняя аномалия проявляется в электронной концентрации вплоть до высот в диапазоне 250–300 км; 3) с ростом солнечной активности интенсивность зимней аномалии увеличивается, а высотно-временная область проявления зимней аномалии в электронной концентрации расширяется. Результаты, полученные с использованием ГСМ ТИП, указывают на то, что при среднем уровне солнечной активности высота области проявления зимней аномалии может значительно превышать 500 км, что ранее обозначалось как верхняя граница этой области [11, 13]. Этот результат является одновременно и новым, и спорным. Для его верификации необходимо привлечение современных спутниковых и радарных данных об электронной концентрации во внешней ионосфере. Необходимо отметить, что согласно модельным результатам верхняя высотная граница области проявления зимней аномалии существенно изменяется с изменением долготы, показывая максимум в Американском долготном секторе.

Авторы благодарят службу IGS за предоставление карт ПЭС (<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gnss/products/ionex/>), а также ISDC GFZ за предоставление данных CHAMP и GRACE (<https://isdc.gfz-potsdam.de>). Исследование проявления зимней аномалии в ПЭС выполнено при поддержке грантом Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 18-35-20038-мол_а_вед (А.С. Ясюкевич, Ю.В. Ясюкевич). Анализ и обработка данных радара некогерентного рассеяния и спутниковых данных GRACE и CHAMP, а также исследование вертикальной структуры зимней аномалии на основе ГСМ ТИП выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-55-52006 МНТ_а (К.Г. Ратовский, В.В. Клименко, М.В. Клименко, И.Е. Захаренкова). Экспериментальные результаты получены с использованием уникальной научной установки “Иркутский радар некогерентного рассеяния” (<http://ckp-rf.ru/usu/77733/>) в рамках базового финансирования программы ФНИ П.12. В работе использовались методики обработки данных, разработанные в рамках базового финансирования программы ФНИ П-16.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rishbeth H.* // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 1998. V. 60. P. 1385.
2. *Strobel D.F., McElroy M.B.* // Planet. Space Sci. 1970. V. 18. P. 1181.
3. *Torr D.G., Torr M.R., Richards P.G.* // Geophys. Res. Lett. 1980. V. 7. № 5. P. 301.
4. *Zou L., Rishbeth H., Muller-Wodarg I.C.F. et al.* // Ann. Geophys. 2000. V. 18. № 8. P. 927.
5. *Rishbeth H., Muller-Wodarg I.C.F., Zou L. et al.* // Ibid. 2000. V. 18. № 8. P. 945.
6. *Burns A.G., Wang W., Qian L. et al.* // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. P. 4938.
7. *Torr M.R., Torr D.G.* // J. Atmos. Terr. Phys. 1973. V. 35. P. 2237;
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(73\)90140-2](https://doi.org/10.1016/0021-9169(73)90140-2)
8. *Павлов А.В., Павлова Н.М.* // Геомагнетизм и аэронавтика. 2012. Т. 52. № 3. С. 356.
9. *King J.W., Hawkins G.L., Seabrook C.* // J. Atmos. Terr. Phys. 1968. V. 30. № 9. P. 1701;
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(68\)90018-4](https://doi.org/10.1016/0021-9169(68)90018-4)
10. *Fatkuullin M.N.* // Ibid. 1970. V. 32. P. 1067;
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(70\)90118-2](https://doi.org/10.1016/0021-9169(70)90118-2)
11. *Боеикова Н.М., Медникова Н.В.* // Геомагнетизм и аэронавтика. 1972. Т. 12. № 2. С. 335.
12. *Lee W.K., Kil H., Kwak Y.-S. et al.* // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. A02302;
<https://doi.org/10.1029/2010JA015815>
13. *Mikhailov A.V., Perrone L.* // Ibid. 2014. V. 119. P. 7972;
<https://doi.org/10.1002/2014JA020185>
14. *Zhao B., Wan W., Liu L. et al.* // Ann. Geophys. 2017. V. 25. P. 2513;
<https://doi.org/10.5194/angeo-25-2513-2007>
15. *Huo X.L., Yuan Y.B., Ou J.K. et al.* // Earth Planets and Space. 2009. V. 61. P. 1019;
<https://doi.org/10.1186/BF03352952>
16. *Yasyukevich Y., Yasyukevich A., Ratovsky K. et al.* // J. Space Weather Space Clim. 2018. V. 8. P. A45;
<https://doi.org/10.1051/swsc/2018036>
17. *Mannucci A.J., Wilson B.D., Yuan D.N. et al.* // Radio Sci. 1998. V. 33. № 3. P. 565;
<https://doi.org/10.1029/97RS02707>
18. *Rother M., Choi S., Mai W. et al.* // Earth Observation with CHAMP. Springer. 2004. P. 413;
<https://doi.org/10.1007/b138105>
19. *Beyerle G., Schmidt T., Michalak G. et al.* // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. P. L13806;
<https://doi.org/10.1029/2005GL023109>
20. *Potekhin A.P., Medvedev A.V., Zavorin A.V. et al.* // Geomagnetism and Aeronomy. 2009. V. 49. № 7. P. 1011;
<https://doi.org/10.1134/S0016793209070299>
21. *Ratovsky K.G., Dmitriev A.V., Suvorova A.V. et al.* // Advances in Space Research. 2017. V. 60. № 2. P. 452;
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.12.026>
22. *Zherebtsov G.A., Ratovsky K.G., Klimenko M.V. et al.* // Adv. Space Res. 2017. V. 60. № 2. P. 444;
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.12.008>
23. *Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В. и др.* // Геомагнетизм и аэронавтика. 1990. Т. 30. № 4. С. 612.
24. *Korenkov Y.N., Klimenko V.V., Forster M. et al.* // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № A7. P. 14, 697;
<https://doi.org/10.1029/98JA00210>
25. *Клименко М.В., Клименко В.В., Брюханов В.В.* // Геомагнетизм и аэронавтика. 2006. Т. 46. № 4. С. 485.
26. *Клименко В.В., Карпачев А.Т., Клименко М.В.* // Хим. физика. 2013. Т. 32. № 9. С. 32;
<https://doi.org/10.7868/S0207401X13090070>
27. *Клименко В.В., Карпачев А.Т., Клименко М.В. и др.* // Хим. физика. 2016. Т. 35. № 1. С. 21;
<https://doi.org/10.7868/S0207401X16010088>
28. *Клименко М.В., Клименко В.В., Захаренкова И.Е.* // Хим. физика. 2016. Т. 35. № 1. С. 31;
<https://doi.org/10.7868/S0207401X1601009X>
29. *Klimenko M.V., Klimenko V.V., Karpachev A.T. et al.* // Adv. Space Res. 2015. V. 55. № 8. P. 2020;
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.12.032>
30. *Klimenko M.V., Klimenko V.V., Ratovsky K.G. et al.* // Ibid. 2015. V. 56. № 9. P. 1951;
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.07.019>
31. *Klimenko M.V., Klimenko V.V., Zakharenkova I.E. et al.* // Radio Sci. 2015. V. 51. P. 1864;
<https://doi.org/10.1002/2015RS005900>
32. *Чугунин Д.В., Клименко М.В., Клименко В.В.* // Хим. физика. 2018. Т. 37. № 5. С. 1;
<https://doi.org/10.7868/S0207401X18050035>
33. *Lukianova R., Christiansen F.* // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. A03213;
<https://doi.org/10.1029/2005JA011465>