

УДК 550.388.2

ЗИМНЯЯ АНОМАЛИЯ В КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЕ E -СЛОЯ НОЧНОЙ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ

© 2019 г. М. Г. Деминов¹, *, Г. Ф. Деминова¹

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, Россия

*deminov@izmiran.ru

Поступила в редакцию 20.03.2018 г.

После доработки 06.05.2018 г.

Принята к публикации 15.05.2018 г.

Представлен анализ свойств зимней аномалии в критической частоте E -слоя f_oE ночной (22–02 LT) полярной ионосферы на примере данных цифровой ионосферной станции Тромсе за 1995–1998 гг. Установлено, что для этих условий зимняя аномалия в f_oE , т.е. превышение зимних значений f_oE над летними, характерна не только для медианы, но и для средних за месяц значений f_oE . Амплитуда зимней аномалии в f_oE минимальна для спокойных геомагнитных условий и достигает максимума при средней и повышенной геомагнитной активности ($Kp = 3-4$), в основном, из-за более сильного увеличения f_oE с ростом геомагнитной активности зимой. Это свойство зимней аномалии качественно и даже количественно аналогично свойству асимметрии зима/лето в потоках ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния. Поэтому данные f_oE по ионосферным станциям могут служить индикатором таких потоков электронов в полярной ионосфере.

DOI: 10.1134/S0023420619010023

1. ВВЕДЕНИЕ

Зимней аномалией называют явление, при котором местной зимой концентрация электронов N_e в ионосфере больше, чем местным летом, при прочих равных условиях, включая местное время. К таким аномалиям относят зимнюю аномалию в N_e на высотах области D ионосферы и в поглощении радиоволн [1, 2], зимнюю аномалию в области $F2$ ионосферы в дневные часы (в концентрации электронов в максимуме $F2$ -слоя N_mF2 и в полном электронном содержании ТЕС) [3–5], ночную зимнюю аномалию в области F ионосферы (в N_mF2 и ТЕС) [6, 7]. Недавно по данным ионосферных станций была обнаружена зимняя аномалия в медиане критической частоты E -слоя f_oE_{med} в ночной (22–02 LT) авроральной области [8] и в ночной полярной шапке [9]. Ее амплитуда (отношение зимних значений f_oE_{med} к летним) может достигать 10–15%, но для некоторых станций авроральной области эта аномалия слабо выражена и статистически не значима [8]. На основе качественного анализа было получено, что зимняя аномалия в f_oE_{med} в ночной полярной ионосфере, т.е. в ионосфере авроральной области и полярной шапки, по-видимому, обусловлена асимметрией зима/лето потока энергии ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния в ночной полярной области [8, 9]. Тем самым было учтено, что потоки ускоренных электронов, вызывающих дискретные полярные

сияния, возникают главным образом в темноте (зимнее полушарие предпочтительнее летнего и ночь благоприятнее дня), подтверждая ключевую роль ионосферной проводимости в возникновении дискретных сияний [10, 11].

Можно предположить, что зимняя аномалия в критической частоте E -слоя ночной полярной ионосферы характерна не только для медианы, но и для средних значений f_oE . Анализ особенностей зависимости f_oE от геомагнитной активности для зимы и лета может позволить определить общие тенденции изменения амплитуды зимней аномалии в f_oE с геомагнитной активностью. Первая проверка этих предположений на примере анализа данных одной ионосферной станции была главной целью данной работы.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Для анализа использованы значения критической частоты E -слоя f_oE по данным цифровой ионосферной станции Тромсе (Tromso, 69.7 N, 19.0 E) для каждого часа мирового времени в ночные часы (22–02 LT) в интервале 1995–1998 гг., которые были получены через Интернет (<http://spidr.ionosonde.net/spidr>). Следует отметить, что не часто встречаются годы, в которые почти для каждого месяца есть данные f_oE по ионосферным станциям для полярной ионосферы в ночные часы. Для анализируемого массива данных Тромсе в ночные часы в интервале 1999–2001 гг. значения

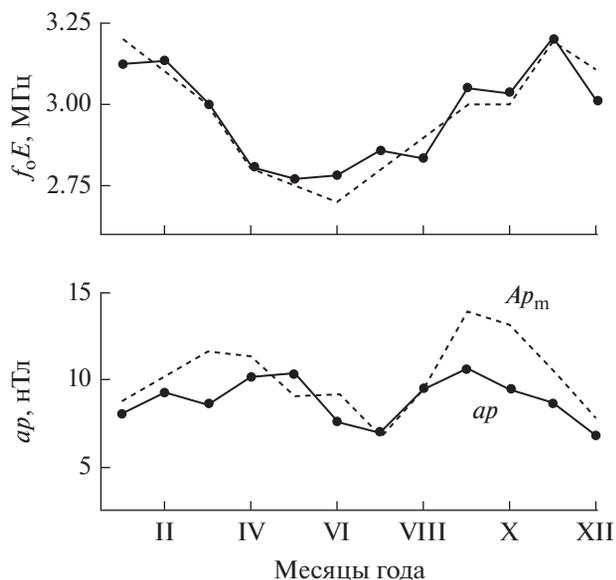


Рис. 1. Годовые изменения f_oE (сплошная линия), f_oE_{med} (штриховая линия), ap и Ap_m .

f_oE отсутствовали, в интервале 2002–2013 гг. они были не для всех месяцев, в интервале 2007–2013 гг. они были только для мая, июня и июля. Мы стремились использовать по возможности измеренные значения f_oE в ночные часы во все месяцы года в течение длительного периода. С этим связан выбор интервала 1995–1998 гг. для анализа годовых изменений f_oE в ночные часы по данным Тромсе. Даже в этом случае число измерений f_oE в данный месяц составляло примерно 50–85% возможного числа таких случаев. Период 1995–1998 гг. соответствовал относительно низкой солнечной и геомагнитной активности, когда в среднем $F_{107} = 87$, $Ap = 11$, где F_{107} – поток солнечного излучения на длине волны 10.7 см в единицах измерения этого потока, Ap – среднесуточный ap -индекс геомагнитной активности в нТл. Отметим, что $Ap = 11$ примерно соответствует $Kp = 2.5$.

Для каждого измерения f_oE на ст. Тромсе в определенную дату и данное мировое время можно поставить в соответствие трехчасовой индекс ap и средний за месяц индекс геомагнитной активности Ap_m , центрированный на данный день данного года. По таким данным можно построить средние за каждый месяц значения f_oE , f_oE_{med} , ap и Ap_m для ночных часов (22–02 LT) в интервале 1995–1998 гг. Результат показан на рис. 1. Из данных на этом рисунке следует, что зимние значения f_oE и f_oE_{med} больше летних, т.е. зимняя аномалия достаточно отчетлива не только для f_oE_{med} , но и для средних за месяц значений f_oE . Амплитуда этой аномалии (отношение зимних значений f_oE к летним) составляет примерно 10 и 15% для f_oE и f_oE_{med} . Стандартные отклонения f_oE относительно

средних за месяц величин этих частот изменяются в пределах 0.8–1.1 МГц с минимальными значениями летом и более высокими значениями зимой и в равноденствия.

Для годовых изменений индексов геомагнитной активности характерны полугодовые вариации с максимумами в равноденствия [12]. Для анализируемого массива данных эти максимумы не превышают 11 нТл для средних за месяц значений индекса ap и достигают 14 нТл для индекса Ap_m . Следовательно, измерения f_oE чаще отсутствуют при высокой, чем при низкой геомагнитной активности. Из данных на рис. 1 следует, что средние значения ap -индекса лежат в диапазоне 7–11 нТл, что примерно соответствует индексам $Kp = 2–2.5$. Для интервала 1995–1998 гг. исправленная геомагнитная широта ст. Тромсе $\Phi = 66.6^\circ$. Это значение Φ получено по Интернет (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo>). Согласно модели [13] максимум потока высыпающихся авроральных электронов расположен на $\Phi = 66.5^\circ$ в полночь для $Kp = 2.5$, что соответствует координатам ст. Тромсе для этих условий. Выше отмечалось, что среднее за 1995–1998 гг. значение $Kp = 2.5$. Относительно низкая средняя геомагнитная активность, когда в полночь координаты ст. Тромсе близки к широте максимума потока высыпающихся авроральных электронов, по-видимому, была основной причиной достаточно частого наблюдения f_oE в ночные часы по данным этой станции именно в 1995–1998 гг.

Критическая частота E-слоя может быть представлена в виде

$$f_oE^4 = f_{sol}^4 + f_{avr}^4, \tag{1}$$

где f_{sol} и f_{avr} – солнечный и авроральный компоненты f_oE , которые обусловлены двумя основными источниками ионизации атмосферы на рассматриваемых высотах: солнечным ионизирующим излучением и высыпаниями авроральных электронов в высоких широтах. При записи уравнения (1) учтено, что $f_oE^4 \sim (N_mE)^2 \sim q_m$ и приближенно $q_m = q_{sol} + q_{avr}$, где N_mE – концентрация электронов в максимуме E-слоя, q_m – максимум суммарной скорости ионизации атмосферы, с которым связано образование этого слоя (см., например, [14]). Следует отметить, что уравнение (1) и аналогичное ему уравнение для N_mE использовались неоднократно [8, 9, 15, 16].

Частоту f_{sol} можно считать известной, поскольку ее можно задать с помощью эмпирических моделей, например, приведенных в IRI [17] или NeQuick [18]. Для определенности зададим f_{sol} с помощью модели Titheridge [19], которая приведена в NeQuick. Величина f_{sol} в этой модели зависит от зенитного угла Солнца, сезона и индекса солнечной активности. В качестве такого индекса была использована величина $F = (F_{107} + F_m)/2$, где

F_{107} и F_m — поток солнечного излучения в данный день и средняя за 81 день (центрированная на данный день) величина этого потока. Отметим, что, например, в модели крайнего ультрафиолетового излучения Солнца [20] в качестве индикатора солнечной активности также использовался индекс F . Это позволяет считать величину

$$f_{avr} = (f_o E^4 - f_{sol}^4)^{1/4} \quad (2)$$

известной для всех случаев, когда известна критическая частота $f_o E$. Средние значения $f_o E$, f_{sol} и f_{avr} для каждого месяца позволяют судить о годовых изменениях вклада солнечного и аврорального источников ионизации атмосферы в $f_o E$ (рис. 2). Из данных на рис. 2 видно, что амплитуда зимней аномалии для f_{avr} больше, чем для $f_o E$: эта амплитуда примерно равна 10 и 12% для $f_o E$ и f_{avr} . Это связано с тем, что вклад солнечного компонента f_{sol} в $f_o E$ становится заметным только для лета. Для ст. Тромсе в ночные часы (22–02 LT) вклад аврорального компонента f_{avr} в $f_o E$ является преобладающим во все месяцы года, по-видимому, из-за близости Тромсе в эти часы к широте максимума потока высыпающихся авроральных электронов для типичных средних условий в 1995–1998 гг. Кроме того, относительно низкая скорость ионизации атмосферы солнечным излучением обусловлена низкой солнечной активностью и относительно высокими значениями зенитного угла Солнца, которые больше 84° над Тромсе в эти часы даже летом.

Дополнительные свойства зимней аномалии в $f_o E$ в ночной полярной ионосфере можно получить на основе анализа зависимости $f_o E$ от геомагнитной активности для зимы и лета. Эта зависимость представлена в виде простейшего уравнения регрессии второго порядка

$$f_o E = c_0 + c_1 ap + c_2 ap^2, \quad (3)$$

где c_0 , c_1 и c_2 — коэффициенты уравнения регрессии. Эти коэффициенты определялись по массивам данных $f_o E$ ст. Тромсе и ap для зимы (декабрь, январь, февраль) и лета (июнь, июль, август) в ночные (22–02 LT) часы в 1995–1998 гг. Кроме того, для лета такие коэффициенты определялись по массивам данных f_{avr} и ap , чтобы оценить зависимость аврорального компонента $f_o E$ от геомагнитной активности. Результат показан на рис. 3. Для рассмотренных случаев коэффициент корреляции между вычисленными по уравнению (3) и измеренными значениями $f_o E$ равен 0.42 и 0.30 для зимы и лета. Соответствующие стандартные отклонения уравнения (3) равны 0.9 и 0.8 МГц для зимы и лета. Дополнительный анализ показал, что приведенные на рис. 3 зависимости значимы при доверительном уровне 95% [21]. Тем не менее, эти зависимости отражают скорее тенденции в зависимости $f_o E$ от геомагнитной активности из-за сильной дисперсии данных.

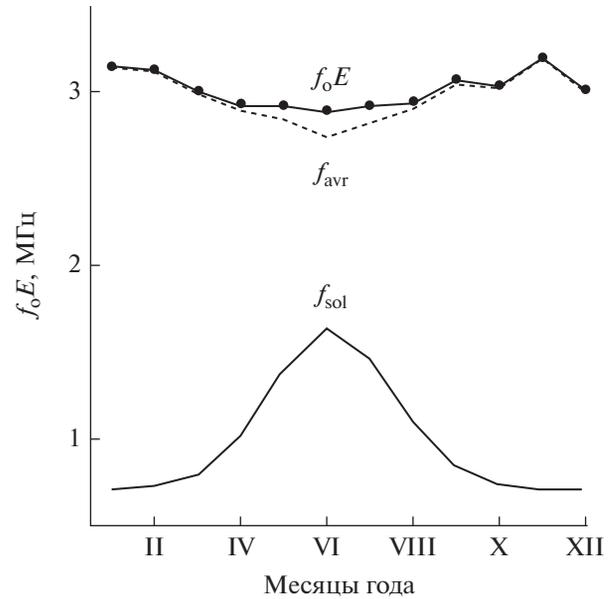


Рис. 2. Годовые изменения средних за месяц значений $f_o E$, f_{avr} и f_{sol} для ночных часов.

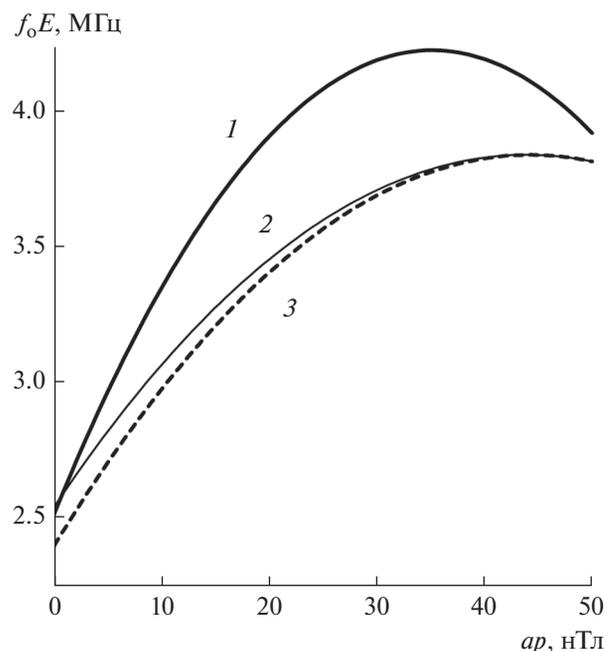


Рис. 3. Зависимость $f_o E$ от ap по уравнению регрессии (3) для зимы (1) и лета (2); аналогичная зависимость f_{avr} от ap (3).

Из данных на рис. 3 следует, что критическая частота $f_o E$ увеличивается с ростом ap вплоть до максимального значения: $f_o E = 4.2$ МГц для $ap = 35$ нТл зимой и $f_o E = 3.8$ МГц для $ap = 44$ нТл летом. При очень низкой геомагнитной активности ($ap < 4$ нТл) значения $f_o E$ практически совпадают зимой и летом и приближенно $f_o E = 2.5$ МГц для $ap = 0$ в эти сезоны. Следовательно, максимальное увеличение $f_o E$ из-за геомагнитной актив-

сти относительно спокойного уровня приблизительно равно 1.7 и 1.5 для зимы и лета соответственно. Амплитуда зимней аномалии A_{win} , т.е. отношение зимних значений f_oE к летним при прочих равных условиях, превышает 12% в интервале $15 < ap < 33$ нТл, что примерно соответствует $3 < Kp < 4.3$. Эта амплитуда достигает максимума $A_{win} = 13.5\%$ для $ap = 24$ нТл. С учетом дисперсии исходных данных можно считать, что для рассматриваемых условий амплитуда зимней аномалии в f_oE может достигать 12–14% при $Kp = 3–4$.

Для рассматриваемых условий зимой критическая частота E -слоя практически совпадает с авроральным компонентом этой частоты $f_oE = f_{avr}$, поскольку вкладом солнечного компонента этой частоты в f_oE для этих условий можно пренебречь (см. уравнение (1) и рис. 2). Для лета разница между f_oE и f_{avr} может быть заметна. Эта разница максимальна при очень низкой геомагнитной активности ($ap = 0$) и уменьшается с ростом геомагнитной активности (см. рис. 3). Последнее связано с разным характером зависимости компонентов f_{avr} и f_{sol} от геомагнитной активности: компонент f_{avr} в целом увеличивается с ростом геомагнитной активности, компонент f_{sol} не зависит от этой активности, что и приводит к уменьшению разницы между f_oE и f_{avr} с ростом геомагнитной активности. В результате, зимняя аномалия для f_{avr} существует и при очень низкой геомагнитной активности. Амплитуда этой аномалии $A_{win}(avr)$ превышает 12% в интервале $9 < ap < 34$ нТл, что примерно соответствует $2.3 < Kp < 4.3$. Эта амплитуда достигает максимума 14.8% для $ap = 21$ нТл. С учетом дисперсии исходных данных можно считать, что для рассматриваемых условий амплитуда зимней аномалии в f_{avr} может достигать 12–15% при $Kp = 2–4$.

Итак, по данным ст. Тромсе зимняя аномалия в критической частоте E -слоя f_oE в ночные часы характерна не только для медианы, но и для средних за месяц значений этой частоты. Измерения f_oE чаще отсутствуют при высокой, чем при низкой геомагнитной активности. Зимняя аномалия в f_oE практически отсутствует при очень низкой геомагнитной активности ($Kp < 1$). Она, по-видимому, незначительна и при высокой геомагнитной активности ($Kp > 5$). Зимняя аномалия в f_oE максимальна при $Kp = 3–4$, когда ее амплитуда может достигать 12–14%. Зимняя аномалия аврорального компонента этой частоты f_{avr} заметна и при очень низкой геомагнитной активности, она максимальна при $Kp = 2–4$, когда ее амплитуда может достигать 12–15%.

3. ОБСУЖДЕНИЕ

Зимняя аномалия в критической частоте E -слоя f_oE ночной ионосферы над Тромсе, по-видимому,

связана с потоками энергии ускоренных электронов, вызывающих дискретные сияния. Это следует из аналогии свойств потоков ускоренных электронов и аврорального компонента f_{avr} критической частоты E -слоя. Так, на основе статистического анализа данных метеорологических спутников было установлено, что потоки ускоренных электронов, вызывающих дискретные сияния, возникают главным образом в темноте (зимнее полушарие предпочтительнее летнего и ночь благоприятнее дня), подтверждая ключевую роль ионосферной проводимости в возникновении дискретных сияний [10, 11]. В результате, в ночные часы отношение зима/лето примерно равно 1.7 для потоков энергии ускоренных электронов для типичных условий средней или умеренно высокой геомагнитной активности [22], которые примерно соответствуют $Kp = 2–4$. В эти часы отношение зима/лето для f_{avr} также максимально для $Kp = 2–4$, когда оно достигает величин 1.12–1.15, что примерно соответствует отношению зима/лето, равному 1.6–1.7 для P , где P – поток энергии ускоренных электронов. При получении данной оценки учтено, что качественно $P \sim f_{avr}^4$. Эта оценка показывает, что соответствие между P и f_{avr} не только качественное, но и количественное, по крайней мере, для $Kp = 2–4$. Такое соответствие сохраняется и для низкой геомагнитной активности, по крайней мере, качественно. При низкой геомагнитной активности отношение зима/лето для P примерно равно 1.1 [22]. При очень низкой геомагнитной активности ($Kp = 0$) это отношение равно 1.05 для f_{avr} , что дает оценку 1.2 для P . Следовательно, данные f_oE по ионосферным станциям полярной ионосферы могут служить индикатором потоков ускоренных электронов в этой области.

Выше отмечалось, что потоки ускоренных электронов, вызывающих дискретные сияния, возникают главным образом в темноте, подтверждая ключевую роль ионосферной проводимости в возникновении дискретных сияний. Увеличение потоков таких ускоренных электронов в основном связано с увеличением их энергии, а не концентрации [22]. Поэтому появление потоков ускоренных электронов связано с продольным электрическим полем, которое возникает в относительно узком слое внутри интервала высот 5000–10000 км, т.е. гораздо ближе к области E ионосферы, чем вершина данной силовой линии геомагнитного поля (см., например, [23]). Частота появления продольного электрического поля максимальна для неосвещенных условий, когда концентрация электронов ионосферной плазмы понижена в области этого электрического поля [24–26]. Следовательно, потоки ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния, зависят от условий освещенности ионосферы как через локальную проводимость

ионосферы, так и через концентрацию электронов ионосферной плазмы в области ускорения электронов продольными электрическими полями, показывая активную роль ионосферы в возникновении этих потоков электронов.

Еще одним аргументом, подтверждающим важную роль освещенности ионосферы в выпадениях ускоренных электронов, являются годовые вариации средних за месяц значений числа магнитосферных суббурь N_s по данным за 1983–2008 гг., которые показывают преобладание годового компонента с максимумом зимой и минимумом летом, когда амплитуда отношения зима/лето почти равнялась 2 для N_s [27].

Следует отметить, что в известных нам эмпирических моделях потоков выпадающих авроральных электронов асимметрия зима/лето для этих потоков отсутствует (см., например, [13]). Существование зимней аномалии в медиане f_oE в полярной ионосфере, по-видимому, впервые было установлено нами [8, 9]. В данной работе по данным ионосферной станции в Тромсе установлено, что зимняя аномалия в ночной полярной ионосфере существует не только для медианы f_oE , но и для часовых значений f_oE , и амплитуда этой аномалии существенно зависит от геомагнитной активности. Нам не известны другие работы, в которых упоминалась бы зимняя аномалия в f_oE полярной ионосферы, т.е. авроральной области и полярной шапки. Тем не менее, зимняя аномалия может быть выделена из некоторых известных моделей ионосферы.

Данные ряда радаров некогерентного рассеяния радиоволн были объединены в модель ISRIM (Incoherent Scatter Radar Ionospheric Model), которая состоит из локальных и региональных моделей [28–30]. Входными параметрами этих моделей являются географические координаты пункта, день года, местное время, высота, индекс солнечной активности $F_{10.7}$ в предыдущий день и индекс геомагнитной активности ap за предыдущие 3 часа. Для анализа использована локальная модель ионосферы по данным радара EISCAT Tromso, полученная по Интернет (<http://madrival.haystack.mit.edu/models>). Эта модель показывает существование зимней аномалии в ночные часы в максимуме электронной концентрации в интервале высот 100–130 км. По этой модели были вычислены характеристики зимней аномалии в критической частоте E -слоя f_oE . Например, над Тромсе в полночь для $F_{10.7} = 90$ и $ap = 15$ модель ISRIM дает $f_oE = 3.8$ МГц зимой (день года 15) и $f_oE = 2.5$ МГц летом (день года 196). Для этих условий зимой оценки по данным ионосферной станции дают $f_oE = 3.7$ МГц (см. рис. 3), т.е. ионосферная станция и радар дают близкие значения f_oE . Для этих условий летом оценки по данным ионосферной станции дают $f_oE = 3.3$ МГц

(см. рис. 3), что существенно больше оценок f_oE по локальной модели ISRIM, которая основана на данных радара. В результате, амплитуда зимней аномалии для f_oE , т.е. отношение зима/лето для этой частоты, равно 1.12 и 1.52 по данным ионосферной станции и радара соответственно, и очень высокая амплитуда зимней аномалии над Тромсе по локальной модели ISRIM достигается за счет относительно низких летних значений f_oE по этой модели. Дополнительный анализ показал, что, по-видимому, нет противоречия между оценками по данным ионосферной станции и по локальной модели ISRIM. Ионосферная станция является индикатором потока ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния. Станция некогерентного рассеяния радиоволн дает концентрацию электронов на рассматриваемых высотах, даже когда такие потоки ускоренных электронов отсутствуют и ионизация ночной атмосферы в рассматриваемой области обеспечивается постоянно существующими диффузными потоками электронов. Выше отмечалось, что в ночной полярной ионосфере потоки ускоренных электронов чаще возникают зимой, чем летом. Поэтому зимой среднее значение концентрации электронов ионосферной плазмы N_e на высотах 100–130 км определяется в основном потоками ускоренных электронов, что приводит к близости значений f_oE по данным ионосферной станции и радара. Летом в полночь на рассматриваемых широтах среднее значение N_e на высотах 100–130 км определяется в основном диффузными потоками ускоренных электронов, и средние летние значения f_oE по данным радара соответствуют таким диффузным потокам электронов. Диффузный поток электронов дает относительно слабый максимум f_oE , который обычно не выделяется ионосферной станцией, поэтому даже летом ионосферная станция является индикатором потока ускоренных электронов, с которым связано формирование отчетливого максимума f_oE . Итак, локальная модель ISRIM по данным радара EISCAT Tromso дает более высокую амплитуду ночной зимней аномалии в f_oE по сравнению с оценками по данным ионосферной станции в Тромсе. Это связано с тем, что летом f_oE по данным радара обусловлено в основном диффузными потоками электронов, а f_oE по данным ионосферной станции является индикатором потоков ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния. В локальной модели ISRIM по данным радара EISCAT Tromso концентрация электронов N_e на высотах области E в ночные часы почти линейно увеличивается с ростом геомагнитной активности, и такое увеличение N_e для зимы более значительно, чем для лета. Следовательно, локальная модель ISRIM дает уве-

лишение амплитуды ночной зимней аномалии в f_oE над Тромсе с ростом геомагнитной активности.

Эмпирическая модель Storm-E [31, 32] дает поправку к f_oE на геомагнитную бурю, т.е. величину коэффициента $C = f_oE/f_oE_0$, где f_oE_0 – критическая частота E -слоя для спокойных условий. Эта модель построена для ночных часов (в интервале 18–06 MLT), и величина коэффициента C зависит от магнитной широты Φ , дня года и ap -индекса геомагнитной активности. В ночные часы на широте Тромсе коэффициент C увеличивается с ростом геомагнитной активности зимой и не зависит от геомагнитной активности летом, когда $C = 1$. Следовательно, модель Storm-E показывает увеличение амплитуды зимней аномалии в f_oE с ростом геомагнитной активности, что качественно согласуется с приведенными выше оценками по локальной модели ISRIM и по данным ионосферной станции. Количественная разница между этими оценками достаточно большая, особенно для лета. Следует отметить, что модель Storm-E включена в международную справочную модель ионосферы IRI [17] без ограничения по местному времени. В этом случае ошибки модели Storm-E могут быть значительны [33].

Итак, существование зимней аномалии в f_oE ночной полярной ионосферы следует из локальной модели ISRIM и глобальной модели Storm-E, но, по-видимому, не отмечалась ранее. Оценки зимней аномалии в f_oE ночной полярной ионосферы по данным цифровой ионосферной станции, радара некогерентного рассеяния радиоволн (модель ISRIM) и свечения атмосферы (модели Storm-E) показывают разные аспекты и свойства этой аномалии. Эти оценки являются приближенными, и необходимы дополнительные целенаправленные исследования на пути определения детальных свойств зимней аномалии в f_oE ночной полярной ионосферы.

Известно, что характерной особенностью ночной авроральной ионосферы являются спорадические слои E_s [14, 34, 35]. Анализ возможного влияния спорадических слоев на приведенные свойства зимней аномалии в f_oE выходит за рамки данной работы, поскольку нами были использованы табличные данные f_oE , а не ионограммы, по которым можно различать f_oE и f_oE_s . Предварительные оценки показывают, что ошибки в f_oE , связанные со спорадическими слоями, могли быть значительными при высокой геомагнитной активности из-за увеличения f_oE_s с ростом этой активности [35]. Поэтому зависимости f_oE от геомагнитной активности, приведенные на рис. 3, являются скорее качественными для $ap > 40$ нТл. По этой же причине интервал 1995–1998 гг., выбранный для анализа годовых изменений f_oE в ночные часы по данным Тромсе, соответствовал

относительно низкой геомагнитной активности, когда в среднем $ap = 11$ нТл и вероятность наблюдения спорадических слоев была понижена.

ВЫВОДЫ

На основе анализа изменений критической частоты E -слоя f_oE ночной (22–02 LT) полярной ионосферы по данным цифровой ионосферной станции Тромсе за 1995–1998 гг. установлено следующее:

1. Существует зимняя аномалия в средних за месяц значениях f_oE для этих условий, т.е. в среднем зимние значения f_oE больше летних, несмотря на больший вклад солнечного излучения в f_oE летом.

2. Амплитуда зимней аномалии в f_oE ночной полярной ионосферы минимальна для спокойных геомагнитных условий и достигает максимума при средней и повышенной геомагнитной активности ($Kp = 3-4$), в основном из-за более сильного увеличения f_oE с ростом геомагнитной активности зимой. Качественная и даже количественная аналогия свойств зимней аномалии в f_oE со свойствами асимметрии зима/лето в потоках ускоренных электронов, с которыми связаны дискретные полярные сияния, позволяет считать, что данные f_oE по ионосферным станциям могут служить индикатором таких потоков электронов в полярной ионосфере.

3. Зимняя аномалия в f_oE ночной полярной ионосферы существует не только по данным цифровой ионосферной станции, но и по локальной модели ISRIM, основанной на данных некогерентного рассеяния радиоволн, и по глобальной модели Storm-E, основанной на данных свечения атмосферы. Эти модели также показывают увеличение амплитуды зимней аномалии в f_oE с ростом геомагнитной активности, но количественная разница между этими зависимостями достаточно большая, особенно для лета. В целом, определение свойств зимней аномалии разными методами позволяет исследовать разные аспекты этого далеко не полностью изученного явления.

Данные критических частот f_oE цифровой ионосферной станции Тромсе, индексов солнечной и геомагнитной активности были взяты с сайтов Space Physics Interactive Data Resource (SPIDR, <http://spidr.ionosonde.net/spidr>), Word Data Center for Solar-Terrestrial Physics, Chilton (<http://www.ukssdc.ac.uk/wdccc1/>), World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>). Вычисления по модели ISRIM выполнены на сайте (<http://madriganal.haystack.mit.edu/models>). Вычисления по модели Storm-E выполнены с помощью подпрограммы, приведенной в модели IRI на сайте (<http://irimodel.org/>). Работа частично поддержана Российским фондом

фундаментальных исследований (грант № 17-05-00427) и Программой 28 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Taubenheim J.* Meteorological control of the *D* region // *Space Sci. Rev.* 1983. V. 34. № 4. P. 397–411.
2. *Данилов А.Д., Родевич А.Ю., Смирнова Н.В.* Параметрическая модель области *D*, учитывающая метеорологические эффекты // *Геомагнетизм и аэрномия.* 1991. Т. 31. № 5. С. 881–885.
3. *Huo X.L., Yuan Y.B., Ou J.K. et al.* Monitoring the global-scale winter anomaly of total electron contents using GPS data // *Earth Planets Space.* 2009. V. 61. № 8. P. 1019–1024.
4. *Pavlov A.V., Pavlova N.M., Makarenko S.F.* A statistical study of the mid-latitude NmF2 winter anomaly // *Adv. Space Res.* 2010. V. 45. № 3. P. 374–385.
5. *Mikhailov A.V., Perrone L.* On the mechanism of seasonal and solar cycle NmF2 variations: A quantitative estimate of the main parameters contribution using incoherent scatter radar observations // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. A03319. doi 10.1029/2010JA016122
6. *Jakowski N., Förster M.* About the nature of the nighttime winter anomaly effect (NWA) in the F-region of the ionosphere // *Planet. Space Sci.* 1995. V. 43. № 5. P. 603–612.
7. *Jakowski N., Hoque M.M., Kriegel M., Patidar V.* The persistence of the NWA effect during the low solar activity period 2007–2009 // *J. Geophys. Res. – Space.* 2015. V. 120. P. 9148–9160, doi 10.1002/2015JA021600
8. *Демин М.Г., Демин Г.Ф.* Зимняя аномалия в критической частоте *E*-слоя в ночной авральной области // *Геомагнетизм и аэрномия.* 2017. Т. 57. № 5. С. 628–634.
9. *Демин М.Г., Демин Г.Ф.* Зимняя аномалия в критической частоте *E*-слоя в ночной полярной шапке // *Геомагнетизм и аэрномия.* 2018. Т. 58. № 1. С. 66–73.
10. *Newell P.T., Meng C.-I., Lyons K.M.* Suppression of discrete aurorae by sunlight // *Nature.* 1996. V. 381. Issue 6585. P. 766–767.
11. *Newell P.T., Greenwald R.A., Ruohoniemi J.M.* The role of the ionosphere in aurora and space weather // *Rev. Geophys.* 2001. V. 39. № 2. P. 137–149.
12. *Cliver E.W., Kamide Y., Ling A.G.* The semiannual variation of geomagnetic activity: phases and profiles for 130 years of aa data // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2002. V. 64. № 1. P. 47–53.
13. *Zhang Y., Paxton L.J.* An empirical *Kp*-dependent global auroral model based on TIMED/GUVI FUV data // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2008. V. 70. P. 1231–1242.
14. *Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А.* Физика ионосферы. М.: Наука, 1988.
15. *Бадин В.И., Демин М.Г., Демин Р.Г., Шубин В.Н.* Модель медианы критической частоты *E*-слоя авральной области // *Солнечно-земная физика.* 2013. Вып. 22. С. 24–26.
16. *Zhang Y., Paxton L.J., Bilitza D., Doe R.* Near real-time assimilation in IRI of auroral peak E-region density and equatorward boundary // *Adv. Space Res.* 2010. V. 46. P. 1055–1063.
17. *Bilitza D.* The International Reference Ionosphere – status 2013 // *Adv. Space Res.* V. 55. N 8. P. 1914–1927. 2015.
18. *Nava B., Coisson P., Radicella S.M.* A new version of the NeQuick ionosphere electron density model // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2008. V. 70. № 15. P. 1856–1862.
19. *Titheridge J.E.* Re-modeling the ionospheric *E* region // *Kleinheubacher Berichte.* 1996. V. 39. P. 687–696.
20. *Richards P.G., Woods T.N., Peterson W.K.* HEUVAC: A new high resolution solar EUV proxy model // *Adv. Space Res.* 2006. V. 37. № 2. P. 315–322.
21. *Ramachandran K.M., Tsokos C.P.* Mathematical statistics with applications. Oxford: Elsevier Academic Press. 2009.
22. *Newell P.T., Sotirelis T., Wing S.* Seasonal variations in diffuse, monoenergetic, and broadband aurora // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. A03216. doi 10.1029/2009JA014805
23. *Лайонс Л., Уильямс Д.* Физика магнитосферы. Количественный подход. М.: Мир, 1987.
24. *Johnson M.T., Wygant J.R.* The correlation of plasma density distributions over 5000 km with solar illumination of the ionosphere: Solar cycle and zenith angle observations // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 24. P. 2260. doi 10.1029/2003GL018175
25. *Ohtani S., Wing S., Ueno G., Higuchi T.* Dependence of pre-midnight field-aligned currents and particle precipitation on solar illumination // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. A12205. doi 10.1029/2009JA014115
26. *Cattell C., Dombek J., Hanson L.* Solar cycle effects on parallel electric field acceleration of auroral electron beams // *J. Geophys. Res. – Space.* 2013. V. 118. P. 5673–5680. doi 10.1002/jgra.50546
27. *Mursula K., Tanskanen E., Love J.J.* Spring-fall asymmetry of substorm strength, geomagnetic activity and solar wind: Implications for semiannual variation and solar hemispheric asymmetry // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L06104. doi 10.1029/2011GL046751
28. *Holt J.M., Zhang S.-R., Buonsanto M.J.* Regional and local ionospheric models based on Millstone Hill incoherent scatter radar data // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. doi 10.1029/2002GL014678
29. *Zhang S.-R., Holt J.M., van Eyken A.P. et al.* Ionospheric local model and climatology from long-term databases of multiple incoherent scatter radars // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L20102. doi 10.1029/2005GL023603
30. *Zhang S.-R., Holt J.M., Bilitza D.K. et al.* Multiple-site comparisons between models of incoherent scatter radar and IRI // *Adv. Space Res.* 2007. V. 39. P. 910–917.
31. *Mertens C.J., Xu X., Bilitza D. et al.* Empirical STORM-E model: I. Theoretical and observational basis // *Adv. Space Res.* 2013. V. 51. P. 554–574.
32. *Mertens C.J., Xu X., Bilitza D., et al.* Empirical STORM-E model: II. Geomagnetic corrections to nighttime ionospheric *E*-region electron densities // *Adv. Space Res.* 2013. V. 51. P. 575–598.
33. *Bessarab F.S., Korenkov Y.N., Klimenko V.V. et al.* E-region ionospheric storm on May 1–3, 2010: GSM TIP model representation and suggestions for IRI improvement // *Adv. Space Res.* 2015. V. 55. P. 2124–2130.
34. *Kirkwood S., Nilsson H.* High-latitude sporadic-E and other thin layers – the role of magnetospheric electric fields // *Space Sci. Rev.* 2000. V. 91. P. 579–613.
35. *Zhang Y., Wu J., Guo L. et al.* Influence of solar and geomagnetic activity on sporadic-E layer over low, mid and high latitude stations // *Adv. Space Res.* V. 55. P. 1366–1371. 2015.