

## МОДЕЛЬ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ $E$ -СЛОЯ ДЛЯ АВРОРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

© 2021 г. М. Г. Деминов<sup>1</sup>, \*, В. Н. Шубин<sup>1</sup>, В. И. Бадин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн  
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

\*e-mail: deminov@izmiran.ru

Поступила в редакцию 11.03.2021 г.

После доработки 14.03.2021 г.

Принята к публикации 27.05.2021 г.

На основе анализа моделей высыпаний авроральных электронов, границ дискретной и диффузной авроры, главного ионосферного провала, данных измерений критической частоты  $E$ -слоя  $foE$  создана новая модель  $foE$  для авроральной области. Эта модель является аналитической моделью. Она состоит из солнечного ( $foE_{sol}$ ) и аврорального ( $foE_{avr}$ ) компонентов. Солнечный компонент модели не зависит от геомагнитной активности и зависит от солнечной активности через индекс  $F$ , который определен потоком радиоизлучения Солнца на длине волны 10.7 см за предыдущий день и за 3 оборота Солнца. Авроральный компонент модели не зависит от солнечной активности и зависит от геомагнитной активности через эффективный индекс  $Kp^*$ , в котором учтена предыстория изменения этой активности. С помощью дополнительного коэффициента в модели косвенно учтена зависимость относительного вклада  $foE_{sol}$  и  $foE_{avr}$  в суммарное значение  $foE$  от разности высот максимумов этих компонентов модели. С помощью дополнительной функции в модели качественно учтен эффект зимней аномалии в  $foE_{avr}$ . Получено, что для авроральной области в ночные часы ошибки новой модели  $foE$  гораздо меньше ошибок международной модели IRI (с опцией STORM-E) как для средней, так и для высокой геомагнитной активности. Так, на основе сопоставления с данными ионосферных станций получено, что для этих условий модель IRI в среднем занижает  $foE$  примерно в 2 раза. Для новой модели средний сдвиг  $foE$  относительно экспериментальных данных не превышает 20%.

DOI: 10.31857/S0016794021050059

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Эмпирические модели критической частоты слоя ионосферы  $foE$  можно разделить на две группы: модели, в которых косвенно учтен только солнечный источник ионизации атмосферы, и модели, в которых дополнительно учитывается авроральный источник ионизации атмосферы, т.е. косвенно учтена ионизация атмосферы авроральной области высыпанием из магнитосферы заряженными частицами. К первой группе относятся модели [Kouris and Muggleton, 1973a, b; Trost, 1979], на основе которых вычисляется  $foE$  в международной справочной модели ионосферы IRI-2000 [Bilitza, 2001], модель ИПГ [Нусинов, 1988], модель Titheridge [1996], на основе которой вычисляется  $foE$  в модели NeQuick [Nava et al., 2008]. Ко второй группе относятся справочная модель ионосферы СМИ [Chasovitin et al., 1987], модель проводимости и концентрации электронов ионосферы ICED [Tascione et al., 1988], модель STORM-E – поправка к  $foE$  на геомагнитную бурю [Mertens et al., 2013a, b], которая является

частью современной модели IRI [Bilitza, 2018]. Ниже под  $foE$  по модели IRI понимается этот современный вариант модели IRI, в которой  $foE$  вычисляется с учетом поправки STORM-E. В этих моделях характеристиками геомагнитной активности являются трехчасовые индексы  $Kp$  или  $ap$ . Кроме того, модели  $foE$  высоких широт, предназначенные для практического использования, могут быть основаны на данных о высыпаниях авроральных частиц [Hardy et al., 1987; Zhang and Paxton, 2008], по которым вычисляются  $foE$ . К ним относятся, например, параметризованная модель ионосферы PIM [Daniell et al., 1995] и модель [Zhang et al., 2010].

Достаточно полные модели SIMP-1 и SIMP-2 (System of Ionosphere Monitoring and Prediction) были разработаны для обеспечения долгосрочного (1–12 мес.) и краткосрочного (1–24 ч) ионосферных прогнозов в создаваемой Ионосферной службе РФ [Деминов и др., 2019]. Модели SIMP-1 и SIMP-2 являются глобальными моделями концентрации электронов в ионосфере. Модель

SIMP-1 включает глобальную модель медианы  $foE$  [Бадин и др., 2013]. Модель SIMP-2 содержит авроральный компонент  $foE$ , который зависит от  $ap$ -индекса геомагнитной активности с учетом предыстории изменения этой активности, т.е. модель  $foE$  в SIMP-2 является динамической моделью [Деминов и др., 2019]. Следует отметить, что модель  $foE$  в SIMP-2 содержит границы аврорального овала и диффузных высыпаний электронов. В модели SIMP-2 экваториальная граница диффузных высыпаний электронов (ГДВ) совпадает с локализацией минимума главного ионосферного провала (ГИП), что обеспечивает согласование моделей  $foE$  и  $foF2$ . Это не противоречит экспериментальным данным, которые показывают, что обычно ГДВ расположена на экваториальной стенке ГИП, т.е. достаточно близко к минимуму ГИП [Гальперин и др., 1990]. Сопоставление данных измерений  $foE$  на ионосферных станциях для ночной авроральной области с результатами расчетов  $foE$  по моделям показало, что для этих условий SIMP-2 точнее моделей СМИ и IRI [Деминов и др., 2019].

Тем не менее, целесообразно развитие динамической модели  $foE$  для авроральной области. Одна из причин этого связана с новой моделью локализации ГИП [Деминов и Шубин, 2018]. Кроме того, в SIMP-2 не были учтены некоторые особенности вклада солнечного и аврорального компонентов в  $foE$ , включая эффект зимней аномалии в  $foE$  [Деминов и Деминова, 2019].

Ниже представлены результаты решения этой задачи. Последовательно приведены описание новой модели  $foE$  для авроральной области, обсуждение свойств этой модели и сопоставление данной модели с моделью IRI. Основные результаты суммированы в Заключение.

## 2. МОДЕЛЬ

Разработанная модель  $foE$  является аналитической моделью, которая состоит из солнечного ( $foE_{sol}$ ) и аврорального ( $foE_{avr}$ ) компонентов. Тем самым в модели косвенно учтены процессы ионизации атмосферы крайним ультрафиолетовым излучением Солнца и высыпаящимися из магнитосферы авроральными частицами. Ниже последовательно представлены входные параметры и основные уравнения этой модели. Пояснения и обоснования этих уравнений приведены в разделе 3.

### 2.1. Входные параметры модели

Основными входными параметрами модели являются географические координаты пункта (широта и долгота), дата (год, месяц, день) и мировое время. По ним определяются дополнительные входные параметры модели:  $ndoy$  — день года,

$\chi$  — зенитный угол Солнца,  $\Phi$  — абсолютное значение исправленной геомагнитной широты, MLT — местное геомагнитное время, эффективные индексы солнечной ( $F$ ) и геомагнитной ( $Kp^*$ ) активности. Индекс солнечной активности

$$F = (F_1 + F_{81})/2, \quad (1)$$

где  $F_1$  и  $F_{81}$  — величина потока радиоизлучения Солнца на длине волны 10.7 см в предыдущий день и среднее за 81 день значение этого потока, центрированное на предыдущий день. Индекс  $Kp^*$  определен по средневзвешенному по времени (с весовым коэффициентом  $\tau = 0.6$ ) индексу геомагнитной активности  $ap(\tau)$  [Аннакулиев и др., 1997; Деминов и Шубин, 2018]:

$$Kp^* = 2.1 \ln(0.2ap(\tau) + 1), \quad (2)$$

где [Wrenn, 1987]

$$ap(\tau) = (1 - \tau)(ap_0 + ap_{-1}\tau + ap_{-2}\tau^2 + \dots),$$

$ap_0$ ,  $ap_{-1}$  и т.д. — значения  $ap$ -индекса в данный, предыдущий и т.д. трехчасовые интервалы. Тем самым с помощью индекса  $Kp^*$  учтена предыстория изменения геомагнитной активности.

### 2.2. Уравнения модели

Если известны солнечный ( $foE_{sol}$ ) и авроральный ( $foE_{avr}$ ) компоненты критической частоты E-слоя, то  $foE$  вычисляется по уравнению:

$$foE = [(c_1 foE_{sol})^4 + (c_2 foE_{avr})^4]^{1/4}, \quad (3)$$

где значения постоянных величин  $c_1$  и  $c_2$  зависят от отношения  $r = foE_{avr}/foE_{sol}$ :

$$c_1 = 1.0, \quad c_2 = 0.7, \text{ если } r \leq 1, \\ c_1 = 0.7, \quad c_2 = 1.0, \text{ если } r > 1.$$

Частота  $foE_{sol}$  зависит от солнечной активности через индекс этой активности  $F$  и не зависит от геомагнитной активности. Частота  $foE_{sol}$  задана глобальной аналитической моделью [Titheridge, 1996], которая является частью модели NeQuick [Nava et al., 2008], за одним исключением: в разработанной модели использован индекс  $F$  по уравнению (1), в модели NeQuick использован средний за 12 месяцев индекс солнечной активности.

Частота  $foE_{avr}$  зависит от геомагнитной активности через индекс  $Kp^*$  и не зависит от солнечной активности. Эта частота максимальна для авроральной области. Поэтому границы этой области и широта максимума  $foE_{avr}$  являются важными элементами разработанной модели. Зависимости широт  $\Phi$  (в градусах) максимума авроральных высыпаний ( $avg\_max$ ), экваториальной ( $eq$ ) и полюсной ( $pol$ ) границ аврорального овала ( $avr$ ) и диффузных высыпаний электронов ( $dif$ ) от местного геомагнитного времени MLT (в часах) и геомагнитной активности  $Kp^*$ :

$$\begin{aligned}
\Phi_{avr\_max} &= 74 - 1.1K - 4\cos(drt), \\
\Phi_{pol\_dif} &= 77 + K/3 - 3(1 - K/9)\cos(drt), \\
\Phi_{eq\_dif} &= 64.5 - 2K + c(t), \\
c(t) &= 3.84 - 5.6\cos(dr(t - 2.4)) \\
&\quad + 0.7\cos(dr(2t - 0.8)), \\
\Phi_{pol\_avr} &= (\Phi_{avr\_max} + \Phi_{pol\_dif})/2, \\
\Phi_{eq\_avr} &= (\Phi_{avr\_max} + \Phi_{eq\_dif})/2, \\
\Phi_{max} &= (\Phi_{pol\_avr} + \Phi_{eq\_avr})/2,
\end{aligned} \tag{4}$$

где  $t = \text{MLT}$ ,  $dr = \pi/12$ ,  $\Phi_{max}$  – широта максимума  $foE_{avr}$ , которая расположена в середине аврорального овала,

$$K = 1.2Kp^* - 0.5. \tag{5}$$

Знание перечисленных границ позволяет определить форму широтного распределения  $foE_{avr}$  для фиксированных значений  $\text{MLT}$  и  $Kp^*$ . Пусть  $C$  – максимум  $foE_{avr}$  на широте  $\Phi_{max}$  для этих условий. Здесь и ниже  $foE_{avr}$  измеряется в МГц.

1. Если  $\Phi < \Phi_{eq\_avr}$  то

$$\begin{aligned}
foE_{avr} &= a + b(\Phi - \Phi_{eq\_avr}), \\
a &= C/2, \quad b = (a - 1)/(\Phi_{eq\_avr} - \Phi_{eq\_dif})
\end{aligned} \tag{6}$$

при дополнительном условии:  $b = 0.1$ , если  $b < 0.1$ . Кроме того,  $foE_{avr} = 0$ , если  $foE_{avr} < 0$  в этом уравнении.

2. Если  $\Phi_{eq\_avr} < \Phi < \Phi_{pol\_avr}$  то

$$\begin{aligned}
foE_{avr} &= C(1 - x^2/2), \\
x &= (\Phi - \Phi_{max})/(\Phi_{max} - \Phi_{eq\_avr})
\end{aligned} \tag{7}$$

при дополнительном условии: если  $foE_{avr} < 1.2$  на широтах  $\Phi > \Phi_{max}$ , то  $foE_{avr} = 1.2$ .

3. Если  $\Phi > \Phi_{pol\_avr}$  то

$$\begin{aligned}
foE_{avr} &= a_1 - b_1(\Phi - \Phi_{pol\_avr}), \\
a_1 &= C/2, \quad b_1 = (a_1 - 1.2)/(\Phi_{pol\_dif} - \Phi_{pol\_avr})
\end{aligned} \tag{8}$$

при дополнительных условиях: если  $b_1 < 0.1$ , то  $b_1 = 0.1$ ; если  $foE_{avr} < 1.2$ , то  $foE_{avr} = 1.2$ .

Из уравнений (6)–(8) можно видеть, что обычно в авроральном овале  $foE_{avr}$  уменьшается от максимального значения  $foE_{avr} = C$  в центре овала до  $foE_{avr} = C/2$  на границах овала. К экватору от аврорального овала частота  $foE_{avr}$  уменьшается до  $foE_{avr} = 1$  на широте  $\Phi = \Phi_{eq\_dif}$  и продолжает уменьшаться на более низких широтах. К полюсу от аврорального овала частота  $foE_{avr}$  уменьшается до  $foE_{avr} = 1.2$  на широте  $\Phi = \Phi_{pol\_dif}$ . В полярной шапке, т.е. на широтах  $\Phi > \Phi_{eq\_dif}$ , частота  $foE_{avr} = 1.2$  независимо от широты и местного времени. Дополнительные условия обеспечивают плавность изменения  $foE_{avr}$  с широтой для широкого набора возможных значений максимума  $foE_{avr}$

в центре аврорального овала, где  $(foE_{avr})_{max} = C$ . Уравнение для этого максимума:

$$\begin{aligned}
(foE_{avr})_{max} &= C = (C_1(t, K) + C_2(t, K))f(ndoy), \\
C_1(t, K) &= (1.6 + 0.7\cos^2(\pi t/24))(1 + 0.1K), \\
C_2(t, K) &= 0.4\cos^4(\pi(t + 6)/24)\exp(-(K - 3)^2), \\
f(ndoy) &= 1 + 0.07\cos(2\pi ndoy/365.25),
\end{aligned} \tag{9}$$

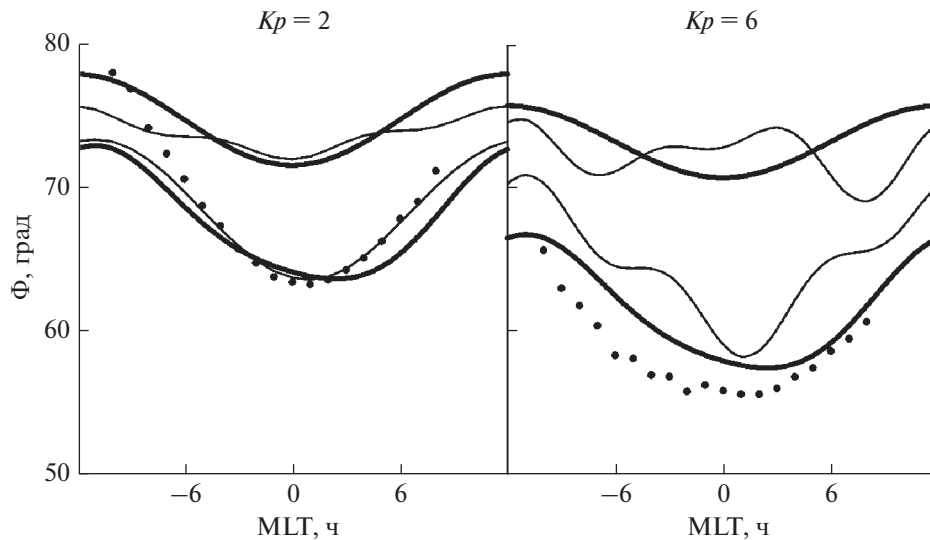
где, по-прежнему,  $t = \text{MLT}$ , индекс  $K$  определен уравнением (5),  $ndoy$  – день года. Функция  $f(ndoy)$  приведена для северного полушария. В этой функции для южного полушария необходимо изменить знак “плюс” на знак “минус”, т.е. функция  $f(ndoy)$  максимальна местной зимой.

### 3. ОБСУЖДЕНИЕ

В модели вклад солнечного ( $foE_{sol}$ ) и аврорального ( $foE_{avr}$ ) компонентов в критическую частоту слоя  $foE$  определяется уравнением (3), где косвенно учтено несовпадение высот максимумов этих компонентов. Это обеспечено выбором вида коэффициентов  $c_1$  и  $c_2$  в уравнении (3), поскольку  $c_1 = c_2 = 1$  при совпадении этих высот. Выбор вида этих коэффициентов скорее качественный. Он основан на полученных ранее результатах [Tascione et al., 1988; Деминов и Деминов, 2018]. Например, достаточно учитывать вклад в  $foE$  только одного преобладающего компонента, если разница между высотами максимумов  $foE_{sol}$  и  $foE_{avr}$  превышает 10 км [Tascione et al., 1988]. В данном случае при выборе вида коэффициентов  $c_1$  и  $c_2$  учтено, что высоты максимумов  $foE_{sol}$  и  $foE_{avr}$  совпадают нечасто.

Уравнение для широты экваториальной границы диффузных вторжений (ГДВ) электронов  $\Phi_{eq\_dif}$  в (4) практически совпадает с уравнением для широты минимума главного ионосферного провала (ГИП) по модели [Деминов и Шубин, 2018] для варианта, когда в модели минимума ГИП не учитывается дополнительная зависимость широты этого минимума от долготы. Включение в модель ГДВ дополнительного долготного эффекта требует специального экспериментального обоснования. Кроме того, широта ГДВ обычно соответствует полярной стенке, а не минимуму ГИП [Гальперин и др., 1990]. В данном случае при любом уровне геомагнитной активности в полночь широты ГДВ и минимума ГИП совпадают, в утренние и вечерние часы широта минимума ГИП примерно на 1.4 градуса меньше широты ГДВ.

В разработанной модели характеристикой геомагнитной активности является эффективный индекс  $Kp^*$ , в котором учтена предыстория изменения этой активности. Многие модели высыпаний авроральных электронов и связанных с ними



**Рис. 1.** Зависимости исправленных геомагнитных широт  $\Phi$  границ аврорального овала от местного магнитного времени MLT по разработанной модели (толстые линии) и по эмпирическим моделям [Старков, 1994] и [Carbury, 2005] – тонкие линии и точки.

авроральных свечений основаны на использовании в качестве этой характеристики  $Kp$ -индекса в трехчасовом интервале, который соответствует данному мировому времени [Hardy et al., 1987; Carbury, 2005; Zhang and Paxton, 2008]. Уравнение (5) дает приближенную связь между  $Kp$  и  $Kp^*$ , если в этом уравнении принять  $K = Kp$ . Это позволяет использовать индекс  $K$  для сопоставления данной модели, где  $K$  определяется уравнением (5), с полученными ранее результатами, где  $K = Kp$ . В данном случае уравнение для  $\Phi_{avr\_max}$  в (4) не противоречит моделям [Carbury, 2005; Zhang and Paxton, 2008] и, в значительной степени, получено на основе анализа этих моделей. Границы аврорального овала ( $\Phi_{pol\_avr}$  и  $\Phi_{eq\_avr}$ ) в (4) вычисляются на основе известных широт  $\Phi_{avr\_max}$ ,  $\Phi_{pol\_dif}$  и  $\Phi_{eq\_dif}$ . Тем не менее, эти границы не противоречат эмпирическим моделям [Старков, 1994; Carbury, 2005], где учтена связь между индексами геомагнитной активности [Старков, 1994а]. Это следует из данных на рис. 1. В глобальной динамической модели критической частоты  $F2$ -слоя  $foF2$  GDMF2 [Шубин и Деминов, 2019] используются уравнение для широты минимума ГИП по модели [Деминов и Шубин, 2018] и уравнение для широты аврорального пика  $foF2$ . Выше отмечалось, что в разработанной модели широта ГДВ согласована с широтой минимума ГИП. Дополнительный анализ показал, что широта аврорального максимума  $foE$  ( $\Phi_{max}$ ) согласована с широтой аврорального пика  $foF2$ . Следовательно, в разработанной модели и в модели GDMF2 локализации основных авроральных структур согласованы между собой.

Функции  $C_1(t, K)$  и  $C_2(t, K)$  в уравнении (9) для аврорального максимума  $foE$  получены на основе вычислений  $(foE_{avr})_{max}$  в приближении фотохимического равновесия по модели потоков авроральных электронов [Zhang and Paxton, 2008]. Эти вычисления уточнялись введением постоянного множителя, который подбирался из условия согласования  $(foE_{avr})_{max}$  с данными измерений  $foE_{avr}$  для типичных средних условий.

Функция  $f(ndoy)$  в уравнении (9) является скорее качественной и требует уточнения. Она отражает существование зимней аномалии в критической частоте  $E$ -слоя ночной полярной ионосферы [Деминов и Деминова, 2019]. Эта аномалия, по-видимому, обусловлена зависимостью потоков высыпавшихся авроральных электронов от сезона через освещенность ионосферы [Newell et al., 2010].

Из приведенных результатов следует, что разработанная модель  $foE_{avr}$  в значительной степени построена на основе анализа моделей потоков высыпавшихся авроральных электронов и аврорального свечения. Поэтому модель  $foE_{avr}$  требует проверки и уточнения на основе анализа данных измерений концентрации электронов на высотах области  $E$  ионосферы. Только после этого модель  $foE_{avr}$  можно будет назвать эмпирической моделью. Разработанная модель дает вероятную структуру такой эмпирической модели.

Во всех структурных элементах модели  $foE_{avr}$  в качестве характеристики геомагнитной активности использован эффективный индекс  $Kp^*$ . Этот индекс получен для минимума ГИП, поэтому он применим и для ГДВ. Эффективность исполь-

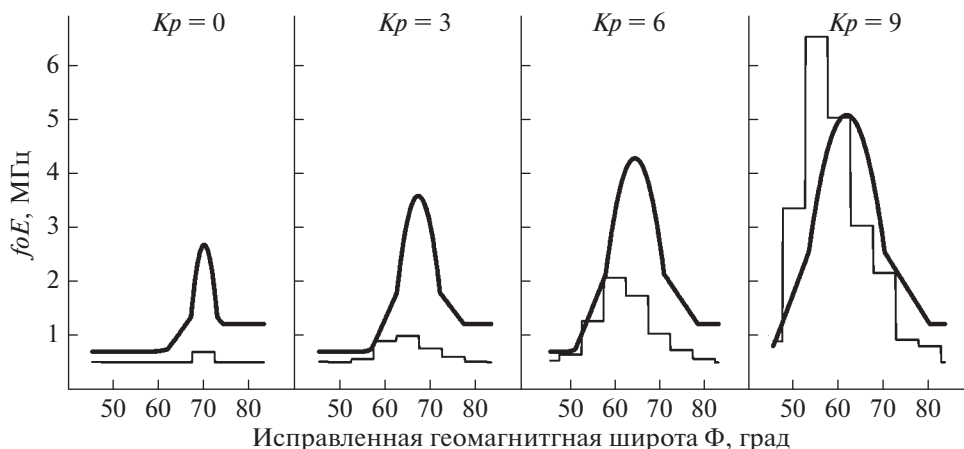


Рис. 2. Зависимости  $foE$  от широты  $\Phi$  в полночь при средней солнечной активности и ряда значений геомагнитной активности ( $Kp = 0, 3, 6, 9$ ) по разработанной модели (толстые линии) и по модели IRI (тонкие линии).

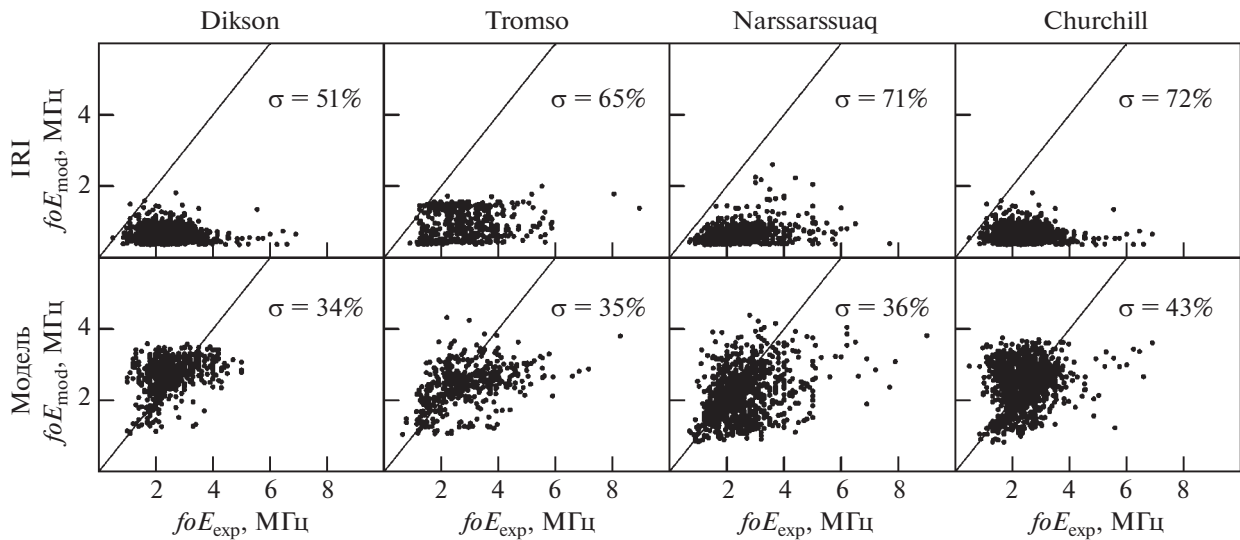
зования  $Kp^*$ , например, для границ аврорального овала требует специального рассмотрения. По-видимому, целесообразным является вариант, когда все границы в уравнениях (4) зависят от  $Kp^*$  через индекс  $K$ , но критическая частота  $foE_{avr}$  в уравнениях (6)–(9) зависит от  $Kp$ , т.е. в уравнении (9) индекс  $K = Kp$ . Этот вариант модели здесь не рассмотрен.

Выше отмечалось, что дополнительные условия в уравнениях (6)–(8) обеспечивают плавность изменения  $foE_{avr}$  с широтой. Эти же условия приводят к тому, что структурные границы описываются уравнениями (4) только в среднем. Например, в среднем на границе аврорального овала  $foE_{avr} = 1.2$ . Но для относительно низкого значения  $(foE_{avr})_{max}$  в центре аврорального овала условие  $foE_{avr} = 1.2$  может выполняться на широтах ближе к центру овала, что соответствует сужению аврорального овала. На рисунке 2 приведены некоторые особенности формы широтного распределения  $foE_{avr}$  по разработанной модели и по модели IRI [Bilitza, 2018], в которой  $foE$  вычисляется с учетом поправки STORM-E [Mertens et al., 2013a, b]. Данные на этом рисунке приведены для зимнего северного полушария в полночь для средней солнечной активности ( $F = 150$ ) и ряда значений геомагнитной активности ( $K = Kp = 0, 3, 6, 9$ ) в квазистационарном приближении, когда индексы солнечной и геомагнитной активности не изменяются со временем. Здесь принято, что  $K = Kp$  для согласования моделей. Следует отметить, что входным параметром модели STORM-E является  $ap$ -индекс геомагнитной активности, который в данном случае определяется по известному  $Kp$ -индексу с помощью соотношения, которое аналогично уравнению (2):  $Kp = 2.1 \ln(0.2ap + 1)$ . Из данных на этом рисунке следует, что для спокойных условий ( $Kp = 0$ ) на относительно низких

широтах  $foE$  принимает самые низкие и почти постоянные значения (0.5 МГц по модели IRI и 0.7 МГц по разработанной модели), где  $foE$  определяется солнечным излучением, рассеянным геокоронай:  $foE = (foE)_{sol}$ . Напомним, что в разработанной модели частота  $(foE)_{sol}$  определяется с помощью модели NeQuick [Nava et al., 2008]. Из данных на рис. 2 видно, что для авроральной области разработанная модель дает непрерывную зависимость  $foE$  от широты, модель IRI дает ступенчатую зависимость с шагом по широте  $5^\circ$ . Обе модели дают увеличение  $foE$  и расширение области этого увеличения с ростом геомагнитной активности. В целом, для авроральной области разработанная модель дает более высокие значения  $foE$ , чем модель IRI, за исключением экстремально высокого уровня геомагнитной активности  $Kp = 9$ . Тем самым, в разработанной модели учтено, что высыпания электронов в авроральную область происходят всегда, в том числе при очень низкой геомагнитной активности. Кроме того, модель IRI показывает более сильное смещение широты максимума  $foE$  к низким широтам с ростом геомагнитной активности, чем разработанная модель.

Поправка к  $foE$  на геомагнитную бурю (STORM-E) введена только для ночных часов (18–24, 00–06 MLT) [Mertens et al., 2013a, b]. Поэтому частота  $foE$  по модели IRI с учетом этой поправки может быть применима для авроральной области только в ночные часы. Разработанная модель не имеет ограничения по местному времени. Тем не менее, ниже использованы данные только для ночных часов (18–06 MLT) для сравнения точностей модели IRI и разработанной модели.

На рисунке 3 показано сопоставление доступных экспериментальных данных  $foE$  в интервале

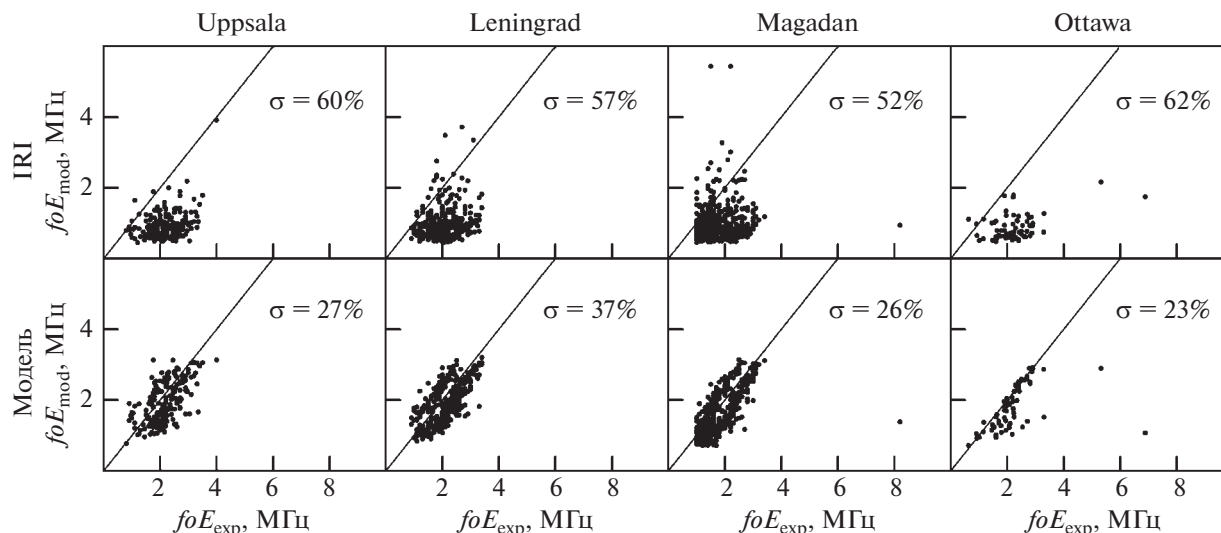


**Рис. 3.** Сопоставление доступных экспериментальных данных  $foE$  в интервале 1957–2012 гг. для 18–06 MLT ( $foE_{exp}$ ) с результатами расчетов ( $foE_{mod}$ ) по модели IRI (вверху) и разработанной модели (Модель, внизу) для ионосферных станций Dikson, Tromso, Narssarssuaq и Churchill.

1957–2012 гг. для 18–06 MLT ( $foE_{exp}$ ) с результатами расчетов ( $foE_{mod}$ ) по модели IRI и разработанной модели для ионосферных станций, которые в основном расположены в авроральной области: Dikson (73.5° N, 80.4° E,  $\Phi = 69.1^\circ$ ), Tromso (69.7° N, 19.2° E,  $\Phi = 66.7^\circ$ ), Narssarssuaq (61.2° N, 314.6° E,  $\Phi = 65.5^\circ$ ), Churchill (58.8°, 265.8°,  $\Phi = 68.3^\circ$ ), где в скобках приведены географическая широта, географическая долгота и исправленная геомагнитная широта  $\Phi$ , которая вычислена по модели геомагнитного поля IGRF-2010 [Gustafsson et al., 1992; Alken et al., 2021]. Сплошные линии на этом рисунке соответствуют идеальному варианту совпадения результатов расчетов с экспериментальными данными:  $foE_{mod} = foE_{exp}$ . Точки – сопоставления  $foE_{mod}$  и  $foE_{exp}$  для конкретных случаев. На рисунке показаны каждые 15-е случаи таких сопоставлений из-за большого количества данных. Из данных на этом рисунке видно, что средние квадратические отклонения  $\sigma$  модели IRI от экспериментальных данных значительно (в 1.5–2 раза) больше отклонений разработанной модели от этих данных. Отношение  $Re = (foE_{mod})_{mid} / (foE_{exp})_{mid}$  является дополнительной характеристикой соответствия модели экспериментальным данным, где  $(foE_{mod})_{mid}$  и  $(foE_{exp})_{mid}$  – средние значения  $foE$  по модели и экспериментальным данным для анализируемого массива данных конкретной станции. Для анализируемых станций  $Re$  примерно равно 0.3–0.5 для IRI и 0.8–1.1 для разработанной модели. Следовательно, для рассматриваемых условий модель IRI в среднем занижает частоту  $foE$  в 2–3 раза относительно экспериментальных данных. Для разработанной модели

среднее отклонение  $foE$  от экспериментальных данных гораздо меньше, чем для IRI. Более наглядно это видно из данных на рис. 3, где частота  $foE$  по модели IRI систематически меньше экспериментальных данных, что приводит к высоким значениям  $\sigma$  для этой модели. В среднем изменчивость  $foE$  максимальна для ночной авроральной области. Достаточно высокие значения  $\sigma$  в этой области для разработанной модели отражают данное свойство ионосферы. Возможное уменьшение  $\sigma$  для рассматриваемых условий связано с переходом от  $Kp^*$  к другим, более детальным по времени индексам геомагнитной активности. Решение этой задачи выходит за рамки данной работы.

Среднеширотные станции могут попасть в авроральную область в периоды высокой геомагнитной активности. Для ночных часов (18–06 MLT) и  $Kp > 5$  этому критерию обычно удовлетворяют станции Uppsala (59.8° N, 17.6° E,  $\Phi = 56.5^\circ$ ), Leningrad (60.0° N, 30.7° E,  $\Phi = 56.4^\circ$ ), Magadan (60.0° N, 151° E,  $\Phi = 54.0^\circ$ ), Ottawa (45.4° N, 284.1° E,  $\Phi = 55.2^\circ$ ). На рисунке 4 показано сопоставление доступных экспериментальных данных  $foE$  для  $Kp > 5$  в интервале 1957–2012 гг. для 18–06 MLT ( $foE_{exp}$ ) с результатами расчетов ( $foE_{mod}$ ) по модели IRI и разработанной модели для этих ионосферных станций. Отметим, что критерий  $Kp > 5$  использовался для выбора данных станции в конкретную дату и мировое время. Для этого времени в данную дату определялись индексы  $Kp$  для IRI и  $Kp^*$  для разработанной модели. Точки на рис. 4 – сопоставления  $foE_{mod}$  и  $foE_{exp}$  для конкретных случаев. На рисунке показаны каждые 5-е случаи таких сопоставлений для наглядности. Из данных на



**Рис. 4.** Сопоставление доступных экспериментальных данных критической частоты слоя ( $foE_{\text{exp}}$ ) в интервале 1957–2012 гг. для 18–06 MLT при высокой геомагнитной активности ( $Kp > 5$ ) с результатами расчетов ( $foE_{\text{mod}}$ ) по модели IRI (вверху) и разработанной модели (Модель, внизу) для ионосферных станций Uppsala, Leningrad, Magadan и Ottawa.

этом рисунке видно, что ошибки модели IRI значительно больше ошибок разработанной модели: величина  $\sigma$  для модели IRI примерно в 1.5–2.5 раза больше, чем для разработанной модели. Отношение  $Re = (foE_{\text{mod}})_{\text{mid}} / (foE_{\text{exp}})_{\text{mid}}$  для анализируемых станций примерно равно 0.4–0.6 для IRI и 0.85–0.95 для разработанной модели. Следовательно, для рассматриваемых условий модель IRI в среднем занижает частоту  $foE$  в 2 раза относительно экспериментальных данных, что приводит к относительно большим ошибкам этой модели. Объединяя результаты, приведенные на рис. 3 и 4, можно утверждать, что для ночных часов в авроральной области модель IRI в среднем занижает  $foE$  примерно в 2 раза как при средней, так и при высокой геомагнитной активности. Для разработанной модели средний сдвиг  $foE$  относительно экспериментальных данных не превышает 20%.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа моделей высыпаний авроральных электронов, границ дискретной и диффузной авроры, главного ионосферного провала, данных измерений критической частоты  $E$ -слоя  $foE$  создана новая модель  $foE$  для авроральной области. Эта модель является аналитической моделью. Она состоит из солнечного ( $foE_{\text{sol}}$ ) и аврорального ( $foE_{\text{avr}}$ ) компонентов. Тем самым в модели косвенно учтены процессы ионизации атмосферы крайним ультрафиолетовым излучением Солнца и высыпанием авроральными электронами. Свойства этой модели перечислены ниже.

1. Солнечный компонент модели не зависит от геомагнитной активности и зависит от солнечной

активности через индекс этой активности  $F$ , который определен потоком радиоизлучения Солнца на длине волны 10.7 см за предыдущий день и за три оборота Солнца. Этот компонент модели, за исключением индекса  $F$ , совпадает с моделью NeQuick.

2. Авроральный компонент модели не зависит от солнечной активности и зависит от геомагнитной активности через эффективный индекс  $Kp^*$ , в котором учтена предыстория изменения геомагнитной активности. Увеличение  $Kp^*$  приводит к увеличению ( $foE_{\text{avr}}$ ) и расширению авроральной области.

3. С помощью дополнительного коэффициента в модели косвенно учтена зависимость относительного вклада  $foE_{\text{sol}}$  и  $foE_{\text{avr}}$  в суммарное значение  $foE$  от разности высот максимумов этих компонентов модели.

4. С помощью дополнительной функции в модели качественно учтен эффект зимней аномалии в  $foE_{\text{avr}}$ , т.е. асимметрии зима/лето в этом компоненте модели.

5. Для ночных часов в авроральной области ошибки новой модели  $foE$  гораздо меньше ошибок международной модели IRI (с опцией STORM-E) как для средней, так и для высокой геомагнитной активности. Так, на основе сопоставления с данными ионосферных станций получено, что для этих условий модель IRI в среднем занижает  $foE$  примерно в 2 раза. Для новой модели средний сдвиг  $foE$  относительно экспериментальных данных не превышает 20%.

## 5. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят WDC for Solar-Terrestrial Physics, Великобритания, за данные  $f_oE$  ионосферных станций и индексы солнечной активности (<http://www.ukssdc.ac.uk/wdcc1/>); WDC for Geomagnetism, Япония, за данные  $ap$ -индекса (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>).

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 20-05-00050 (по части учета геомагнитной активности) и при поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 20-72-10023 (по части учета солнечной активности).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аннакулиев С.К., Афонин В.В., Деминов М.Г., Карпачев А.Т. Эмпирическая формула для положения главного ионосферного провала в период магнитной бури // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 37. № 3. С. 202–206. 1997.
- Бадин В.И., Деминов М.Г., Деминов Р.Г., Шубин В.Н. Модель медианы критической частоты E-слоя для авроральной области // Солнечно-земная физика. Вып. 22. С. 24–26. 2013.
- Гальперин Ю.И., Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л. Субавроральная верхняя ионосфера. Новосибирск: Наука, 192 с. 1990.
- Деминов М.Г., Деминова Г.Ф. Вклад солнечной и авроральной ионизации атмосферы в критическую частоту E-слоя ночной авроральной области // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 58. № 6. С. 853–858. 2018.
- Деминов М.Г., Деминова Г.Ф. Зимняя аномалия в критической частоте E-слоя ночной полярной ионосферы // Космич. исслед. Т. 57. № 1. С. 32–38. 2019.
- Деминов М.Г., Михайлов А.В., Михайлов В.В., Шубин В.Н., Цыбуля К.Г. Ионосферное моделирование и прогнозирование // Системный мониторинг ионосферы. Сборник научных трудов / Ред. Н.Г. Котонаева. М.: ФИЗМАТЛИТ. С. 286–343. 2019.
- Деминов М.Г., Шубин В.Н. Эмпирическая модель положения главного ионосферного провала // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 58. № 3. С. 366–373. 2018.
- Нусинов А.А. Детерминированная модель среднеширотного и экваториального E-слоя (описание и сравнительные характеристики точности) // Ионосферные исслед. № 44. С. 94–99. 1988.
- Старков Г.В. Статистические зависимости между индексами магнитной активности // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 34. № 1. С. 129–131. 1994а.
- Старков Г.В. Математическое описание границ аврорального свечения // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 34. № 3. С. 80–86. 1994б.
- Шубин В.Н., Деминов М.Г. Глобальная динамическая модель критической частоты F2-слоя ионосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 59. № 4. С. 461–473. 2019.
- Alken P., Thebault E., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth Planets Space. V. 73. 2021. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- Bilitza D. International Reference Ionosphere 2000 // Radio Sci. V. 36. P. 261–275. 2001.
- Bilitza D. IRI the international standard for the ionosphere // Adv. Radio Sci. V. 16. P. 1–11. 2018.
- Carbary J.F. A  $Kp$ -based model of auroral boundaries // Space Weather. V. 3. S10001. 2005. <https://doi.org/10.1029/2005SW000162>
- Chasovitin Yu.K., Shirochkov A.V., Besprozyannaya A.S. et al. An empirical model for the global distribution of density, temperature and effective collision frequency of electrons in the ionosphere // Adv. Space Res. V. 7. P. 49–52. 1987.
- Daniell R.E., Brown L.D., Anderson D.N. et al. Parameterized ionospheric model: A global ionospheric parameterization based on first principles models // Radio Sci. V. 30. P. 1499–1510. 1995.
- Gustafsson G., Papitashvili N.E., Papitashvili V.O. A revised corrected geomagnetic coordinate system for epochs 1985 and 1990 // J. Atmos. Terr. Phys. V. 54. P. 1609–1631. 1992.
- Hardy D.A., Gussenhoven M.S., Raistrick R., McNeil W.J. Statistical and functional representations of the pattern of auroral energy flux, number flux, and conductivity // J. Geophys. Res. V. 92. № A11. P. 12275–12294. 1987.
- Kouris S.S., Muggleton L.M. Diurnal variation in the E-layer ionisation // J. Atmos. Terr. Phys. V. 35. P. 133–139. 1973a.
- Kouris S.S., Muggleton L.M. World morphology of the Appleton E-layer seasonal anomaly // J. Atmos. Terr. Phys. V. 35. 141–151. 1973b.
- Mertens C.J., Xu X., Bilitza D., Mlynczak M.G., Russell III J.M. Empirical STORM-E model: I. Theoretical and observational basis // Adv. Space Res. V. 51. P. 554–574. 2013a.
- Mertens C.J., Xu X., Bilitza D., Mlynczak M.G., Russell III J.M. Empirical STORM-E model: II. Geomagnetic corrections to nighttime ionospheric region electron densities // Adv. Space Res. V. 51. P. 575–598. 2013b.
- Nava B., Coisson P., Radicella S.M. A new version of the NeQuick ionosphere electron density model // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 70. P. 1856–1862. 2008.
- Newell P.T., Sotirelis T., Wing S. Seasonal variations in diffuse, monoenergetic, and broadband aurorae // J. Geophys. Res. V. 115. A03216. 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JA014805>
- Tascione T.F., Kroehl H.W., Creiger R. et al. New ionospheric and magnetospheric specification models // Radio Sci. V. 23. P. 211–222. 1988.
- Titheridge J.E. Re-modeling the ionospheric E region // Kleinheubacher Berichte. V. 39. P. 687–696. 1996.
- Trost T. Electron concentrations in the E and upper D region at Arecibo // J. Geophys. Res. V. 84. P. 2736–2742. 1979.
- Wrenn G.L. Time-weighted accumulations  $ap(\tau)$  and  $Kp(\tau)$  // J. Geophys. Res. V. 92. P. 10125–10129. 1987.
- Zhang Y., Paxton L.J. An empirical  $Kp$ -dependent global auroral model based on TIMED/GUVI FUV data // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 70. P. 1231–1242. 2008.
- Zhang Y., Paxton L.J., Bilitza D., Doe R. Near real-time assimilation in IRI of auroral peak region density and equatorward boundary // Adv. Space Res. V. 46. P. 1055–1063. 2010.