

СВОЙСТВА ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ МАКСИМУМА F_2 -СЛОЯ НАД АЛМА-АТОЙ ПРИ РАЗНЫХ УРОВНЯХ СОЛНЕЧНОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

© 2023 г. М. Г. Деминов¹, *, Г. Ф. Деминова¹, В. Х. Депуев¹, А. Х. Депуева¹

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

*e-mail: deminov@izmiran.ru

Поступила в редакцию 10.03.2023 г.

После доработки 11.04.2023 г.

Принята к публикации 25.05.2023 г.

На основе часовых данных ст. Алма-Ата (43.2° N, 104° E) за 1958–1988 гг. проведен анализ свойств изменчивости концентрации максимума F_2 -слоя Nm при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности. Для характеристик этой изменчивости использованы стандартное отклонение $\sigma(x)$ флуктуаций Nm относительно спокойного уровня ($x = (Nm/Nm_0 - 1) \times 100$, %) и средний сдвиг этих флуктуаций x_{ave} . На этом пути создана эмпирическая модель концентрации максимума F_2 -слоя Nm_0 для низкой геомагнитной активности. Получено, что изменчивость Nm слабо зависит от уровня солнечной активности. Зависимость изменчивости Nm от геомагнитной активности является одной из основных, наряду с зависимостями этой изменчивости от времени суток и сезона. В целом дисперсия $\sigma^2(x)$ для спокойных условий меньше, чем для периодов высокой геомагнитной активности. Однако в периоды высокой геомагнитной активности дальнейший рост геомагнитной активности не приводит к увеличению дисперсии $\sigma^2(x)$. Насыщение в увеличении дисперсии $\sigma^2(x)$ при продолжающемся увеличении геомагнитной активности и отсутствие этого насыщения для среднего сдвига x_{ave} , по-видимому, является устойчивым свойством изменчивости ионосферы средних широт в периоды геомагнитных бурь. Этот вывод получен на основе дополнительного анализа изменчивости ионосферы по данным станций Иркутск и Ямагава (Yamagawa), которые расположены примерно на 10 градусов севернее и южнее ст. Алма-Ата соответственно.

DOI: 10.31857/S0016794023600308, EDN: UBNRBU

1. ВВЕДЕНИЕ

Изменчивость концентрации максимума F_2 -слоя ионосферы Nm (или критической частоты $foF_2 \sim Nm^{1/2}$) исследовалась неоднократно [Forbes et al., 2000; Rishbeth and Mendillo, 2001; Araujo-Pradere et al., 2005; Fotiadis and Kouris, 2006; Altadill, 2007; Zhang and Holt, 2008; Pirog et al., 2011; Deminov et al., 2013; Ratovsky et al., 2015, 2023]. В этих работах изменчивость Nm оценивалась по величине стандартного (или среднеквадратичного) отклонения Nm относительно фона. В качестве этого фона выбирались средние за месяц значения Nm или foF_2 [Forbes et al., 2000; Rishbeth and Mendillo, 2001; Araujo-Pradere et al., 2005], локальные модели средних за месяц значений высотного распределения концентрации электронов [Altadill, 2007; Zhang and Holt, 2008], медианы Nm за 15 дней для периодов низкой солнечной и геомагнитной активности [Deminov et al., 2013], медианы Nm за 27 дней [Ratovsky et al., 2015, 2023] или медианы foF_2 за месяц [Fotiadis and Kouris, 2006].

Среднее за месяц значение Nm и медиана Nm зависят от геомагнитной активности, однако эта зависимость обычно неизвестна. Поэтому использование этих характеристик ионосферы для сравнительных оценок изменчивости Nm при разных уровнях геомагнитной активности становится недостаточным. Например, использование средних за месяц значений Nm в качестве фона приводит к невозможности оценки среднего сдвига (систематического изменения) концентрации электронов максимума F_2 -слоя при изменении геомагнитной активности. Более точный подход к оценке изменчивости концентрации этого максимума связан с использованием в качестве фона средних значений Nm для низкой геомагнитной активности. Получение таких значений Nm сопряжено с определенными трудностями, поскольку периоды продолжительной низкой геомагнитной активности встречаются нечасто (см., например, [Rishbeth and Mendillo, 2001]). Один из способов преодоления этой проблемы связан с построением локальной эмпирической

модели Nm для низкой геомагнитной активности по данным Nm конкретной станции за интервал не менее 30 лет, поскольку число магнитоспокойных дней в таком большом массиве данных обычно достаточно для построения такой модели [Демин и др., 2009]. Этот способ определения статистических свойств флуктуаций Nm относительно спокойного уровня при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности был реализован по данным ст. Иркутск (52.5° N , 104° E , $\Phi = 47.0^\circ \text{ N}$) за 1958–1992 гг. [Демин и др., 2015]. Здесь и ниже Φ – исправленная геомагнитная широта станции за 1980 г., которая получена по Интернет (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo>).

Статистические свойства флуктуаций Nm на разных широтах могут существенно различаться даже в пределах среднеширотной области. Проверка этого предположения на основе анализа свойств флуктуаций Nm относительно спокойного уровня по данным ст. Алма-Ата (52.5° N , 104° E , $\Phi = 37.9^\circ \text{ N}$) за 1958–1988 гг. была основной целью данной работы. Дополнительно рассмотрены данные ст. Ямагава (Yamagawa, 31.2° N , 130.6° E , $\Phi = 23.9^\circ \text{ N}$) за 1958–1988 гг. для оценки тенденций в зависимости параметров флуктуаций Nm от широты при разных уровнях геомагнитной активности.

Ниже представлены результаты этой работы. Они приведены в следующей последовательности: локальная модель Nm для спокойного уровня (т.е. для низкой геомагнитной активности), статистические свойства флуктуаций Nm относительно спокойного уровня при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности в полдень и полночь, обсуждение этих свойств и выводы.

2. МОДЕЛЬ КОНЦЕНТРАЦИИ МАКСИМУМА F_2 -СЛОЯ ДЛЯ НИЗКОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

В данном случае эмпирическая модель концентрации максимума F_2 -слоя для низкой геомагнитной активности Nm_0 по данным конкретной станции представляет собой набор коэффициентов a_j ($j = 0, 1, 2, 3$) уравнения регрессии

$$Nm_0(F) = a_0 + a_1 F + a_2 F^2 + a_3 F^3, \quad (1)$$

для каждого часа мирового времени UT с дискретностью 1 час и месяца года ($M = 1$ – январь, $M = 12$ – декабрь), где

$$F = 0.5(F_1 + F_m), \quad (2)$$

F_1 и F_m – величина потока солнечного излучения на длине волны 10.7 см (в $10^{-22} \text{ Вт/м}^2 \text{ Гц}$) в данный день и среднее за 81 день значение этого потока.

Коэффициенты a_j уравнения (1) для каждого фиксированного значения UT и M определялись по массиву данных Nm конкретной станции

(в данном случае, это часовые значения данных Nm ст. Алма-Ата за 1958–1988 гг.), из которого исключались данные, которые не удовлетворяют условию

$$ap(\tau) < 9, \quad (3)$$

где $ap(\tau)$ – средневзвешенное значение ap -индекса геомагнитной активности с характерным временем $T = 14$ ч или $\tau = \exp(-3/T) \approx 0.8$ [Wrenn, 1987]:

$$ap(\tau) = (1 - \tau)(ap_0 + ap_{-1}\tau + ap_{-2}\tau^2 + \dots), \quad (4)$$

ap_0 , ap_{-1} и т.д. – значения ap -индекса в данный, предыдущий и т.д. трехчасовые интервалы. Условие (3) предназначено для исключения из рассмотрения эффектов магнитосферных бурь в ионосфере [Wrenn and Rodger, 1989]. В данном случае спокойная ионосфера – это ионосфера, из которой исключены эффекты магнитосферных бурь.

Выбор индекса F связан с тем, что аналогичный индекс использовался как достаточно адекватный индикатор солнечной активности для ежедневных значений солнечного ультрафиолетового излучения [Richards et al., 1994, 2006] и концентрации максимума F_2 -слоя [Lei et al., 2005; Liu et al., 2006; Ma et al., 2009].

Выбор критерия (3) для спокойной ионосферы, по-видимому, является оптимальным компромиссом между стремлением исключить из рассмотрения все магнитовозмущенные периоды и сохранить достаточно большой массив данных Nm_0 для получения надежных статистических оценок коэффициентов уравнения регрессии (1). В данном случае число значений Nm_0 по данным ст. Алма-Ата для вычисления коэффициентов уравнения (1) изменялось от 290 до 430 в зависимости от выбора мирового времени или номера месяца. Отметим, что критерий (3) почти не отличается от критерия, принятого в эмпирической модели STORM: согласно этой модели поправка foF_2 на геомагнитную бурю отсутствует, если $ap(\tau) \leq 9$ нТл [Araujo-Pradere et al., 2002].

На рис. 1 показаны зависимости Nm_0 от F над ст. Алма-Ата для полудня и полуночи в январе и июле, полученные по эмпирической модели (1) для низкой геомагнитной активности. Там же, для сравнения, приведены зависимости медианы концентрации максимума F_2 -слоя Nm_{med} от индекса F по базовой модели IRI, которая вычислена с использованием коэффициентов CCIR [Bilitza, 2018]. Для наглядности принято, что индекс F для Nm_0 в данной модели совпадает с индексом F для Nm_{med} в модели IRI. Из данных на рис. 1 видна зимняя аномалия в Nm_0 : полуденные значения Nm_0 при $F > 150$ зимой больше, чем летом, и эта разница увеличивается с ростом солнечной активности. Над Иркутском зимняя аномалия в

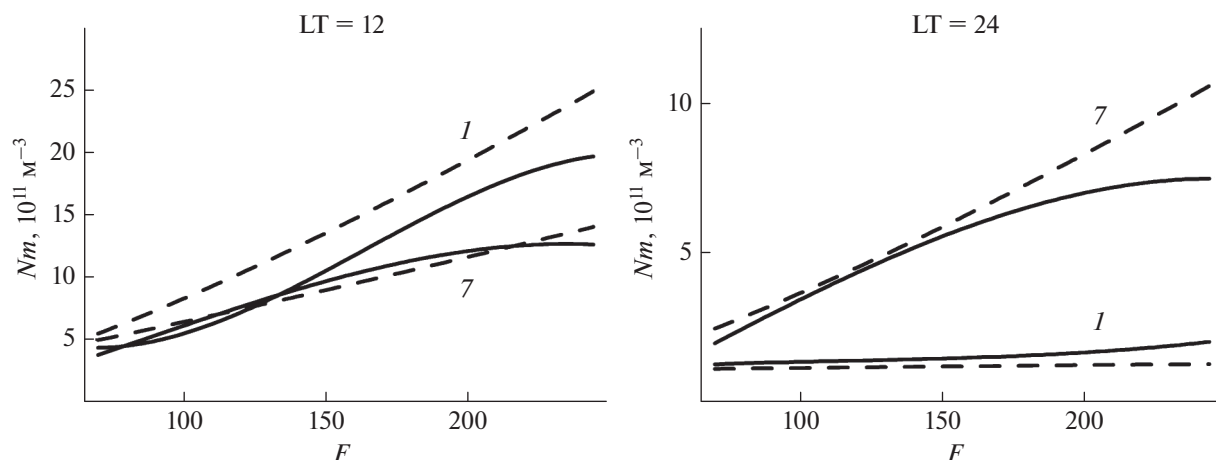


Рис. 1. Зависимость концентрации максимума $F2$ -слоя Nm от уровня солнечной активности F по модели (1) для спокойных условий ($Nm = Nm_0$, сплошные линии) и по модели IRI ($Nm = Nm_{med}$, штриховые линии) в полдень (LT = 12) и полночь (LT = 24) в январе (1) и в июле (7).

Nm_0 наблюдается при любом уровне солнечной активности [Демин и др., 2015]. В целом, амплитуда этой аномалии над Иркутском больше, чем над Алма-Атой, отражая известную тенденцию к увеличению амплитуды зимней аномалии в Nm_0 с широтой в пределах средних широт при средней и высокой солнечной активности [Pavlov et al., 2010]. Из данных на рис. 1 видно, что в полдень в январе медиана концентрации максимума $F2$ -слоя Nm_{med} больше концентрации этого максимума для спокойных условий Nm_0 при любом уровне солнечной активности: $Nm_{med} > Nm_0$. Эта тенденция характерна и для концентрации максимума $F2$ -слоя над Иркутском [Демин и др., 2015]. Над Алма-Атой в полдень в июле величины Nm_{med} и Nm_0 слабо отличаются друг от друга, и амплитуда зимней аномалии для Nm_{med} больше, чем для Nm_0 , в основном из-за относительно высоких значений Nm_{med} в январе.

В полночь зимой величины Nm_{med} и Nm_0 слабо отличаются друг от друга и практически не зависят от уровня солнечной активности. В полночь летом зависимости Nm_0 и Nm_{med} от солнечной активности достаточно отчетливы, и в среднем Nm_{med} больше Nm_0 при высокой солнечной активности из-за нелинейной зависимости Nm_0 от F . Из данных на рис. 1 можно видеть также, что характеры зависимостей Nm_0 от солнечной активности в полдень и полночь во многом подобны для лета и существенно отличаются для зимы.

Разработанная модель Nm_0 была использована для анализа свойств флуктуаций концентрации максимума $F2$ -слоя (в процентах), $x = (Nm/Nm_0 - 1) \times 100\%$, по данным ст. Алма-Ата за 1958–1988 гг.: стандартного отклонения $\sigma(x)$, среднеквадратич-

ного отклонения $s(x)$ и среднего сдвига x_{ave} этих флуктуаций относительно спокойного уровня (см., например, [Taylor, 1982]):

$$x_{ave} = (1/n) \sum_i x_i, \quad \sigma(x)^2 = (1/n) \sum_i (x_i - x_{ave})^2, \quad (5)$$

$$s(x)^2 = (1/n) \sum_i x_i^2 = \sigma(x)^2 + x_{ave}^2,$$

где $x_i = (Nm(i)/Nm_0 - 1) \times 100$, %, $\sum_i$ обозначает суммирование по индексу i от 1 до n , n — число значений x данной выборки. При записи этих уравнений учтено, что во всех рассмотренных ниже случаях величина $n > 100$ и можно не учитывать разницу между $(n - 1)$ и n . Последнее из равенств (5) показывает, что квадрат среднеквадратического отклонения x относительно спокойного уровня складывается из дисперсии $\sigma(x)^2$, которая характеризует флуктуации x относительно их среднего значения, и квадрата этого среднего значения. Если модель (1) для спокойных условий является точной, то для этих спокойных условий величина $x_{ave} = 0$. Следовательно, величина x_{ave} характеризует систематическое изменение (сдвиг) Nm относительно спокойного уровня при переходе от спокойных к возмущенным условиям. Величины $\sigma(x)$ и x_{ave} рассмотрены ниже в качестве основных характеристик флуктуаций Nm относительно спокойного уровня Nm_0 , поскольку величина $s(x)$ однозначно связана с $\sigma(x)$ и x_{ave} уравнением, приведенным выше.

Представленные ниже результаты анализа свойств изменчивости концентрации максимума $F2$ -слоя над Алма-Атой получены для двух значений местного времени (полдень и полночь), трех сезонов (зима — ноябрь, декабрь, январь, февраль; равноденствия — март, апрель, сентябрь, октябрь; лето — май, июнь, июль, август), для низкой ($F < 100$) и высокой ($F > 150$) солнечной

Таблица 1. Стандартное отклонение $\sigma(x)$ и средний сдвиг x_{ave} флуктуаций Nm относительно спокойного уровня над ст. Алма-Ата при низкой геомагнитной активности ($ap(\tau) < 9$) в полдень (LT = 12) и полночь (LT = 24) для трех сезонов (зима, равноденствия, лето) при низкой ($F < 100$) и высокой ($F > 150$) солнечной активности

Сезон	LT = 12				LT = 24			
	$F < 100$		$F > 150$		$F < 100$		$F > 150$	
	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$
Зима	18.9	−1.5	14.4	−2.6	23.1	−1.1	22.3	−5.7
Равн.	18.7	2.3	11.2	1.2	19.9	−2.9	18.4	2.6
Лето	17.9	−1.2	13.5	−1.9	20.6	0.7	14.4	1.4

Таблица 2. Стандартное отклонение $\sigma(x)$ и средний сдвиг x_{ave} флуктуаций Nm относительно спокойного уровня над ст. Алма-Ата в полдень (LT = 12) и полночь (LT = 24) при низкой ($ap(\tau) < 9$) и высокой ($ap(\tau) > 27$) геомагнитной активности для трех сезонов (зима, равноденствия, лето)

Сезон	LT = 12				LT = 24			
	$ap(\tau) < 9$		$ap(\tau) > 27$		$ap(\tau) < 9$		$ap(\tau) > 27$	
	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$	$\sigma(x), \%$	$x_{ave}, \%$
Зима	18.0	−1.7	21.9	15.4	22.6	−3.1	28.9	−0.9
Равн.	15.7	2.3	26.3	3.6	19.1	−1.3	25.9	−3.3
Лето	16.8	−1.4	27.1	−12.0	18.3	0.8	23.1	−17.1

активности, низкой ($ap(\tau) < 9$) и высокой ($ap(\tau) > 27$) геомагнитной активности. Выбор границ для высокой солнечной и геомагнитной активности был в значительной степени обусловлен необходимостью иметь достаточное число данных n для надежных статистических оценок, и для всех приведенных ниже случаев число n было не меньше 200.

3. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ МАКСИМУМА F2-СЛОЯ ПРИ РАЗНЫХ УРОВНЯХ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Характеристики стандартного отклонения $\sigma(x)$ и среднего сдвига x_{ave} флуктуаций Nm относительно спокойного уровня для низкой ($F < 100$) и высокой ($F > 150$) солнечной активности приведены в табл. 1. Приведенные данные в значительной степени характеризуют точность модели (1) для спокойных условий, поскольку данные в этой таблице и модель (1) получены для $ap(\tau) < 9$. Из этих данных следует, что для любого уровня солнечной активности выполнено условие $\sigma(x)^2 \gg x_{ave}^2$, т.е. систематическая ошибка модели является относительно низкой и в большинстве случаев не превышает 3%. Систематическая ошибка модели максимальна при высокой солнечной активности для зимы в полночь ($x_{ave} = -5.7\%$), когда зависимость Nm_0 от F является относительно слабой. В полдень величина $\sigma(x)$ для высокой солнечной активности меньше, чем для низкой активности,

и при прочих равных условиях слабо зависит от сезона. Зимой в полночь изменчивость спокойной ионосферы больше, чем летом, при любом уровне солнечной активности. Это видно по приведенным в табл. 1 значениям $\sigma(x)$ и x_{ave} . Для равноденствий и лета данная тенденция менее отчетлива.

4. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ МАКСИМУМА F2-СЛОЯ ПРИ РАЗНЫХ УРОВНЯХ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

Зависимость стандартного отклонения $\sigma(x)$ и среднего сдвига x_{ave} флуктуаций Nm от геомагнитной активности является одной из основных. Это следует из данных в табл. 2.

При получении данных в табл. 2 не накладывалось никаких ограничений на величину уровня солнечной активности F , поскольку зависимость Nm от геомагнитной активности более отчетлива, чем от солнечной активности. Из таблицы 2 можно видеть, что во все сезоны в полдень и полночь стандартное отклонение $\sigma(x)$ при высокой геомагнитной активности больше, чем при низкой активности, примерно в 1.2–1.7 раза. В полдень для зимы высокой геомагнитной активности соответствует положительный сдвиг ($x_{ave} > 0$), когда происходит увеличение Nm относительно спокойного уровня (положительная фаза бури). Для лета в полдень и полночь высокой геомагнитной активности соответствует отрицательный сдвиг

Таблица 3. Стандартное отклонение $\sigma(x)$ и средний сдвиг x_{ave} флуктуаций Nm относительно спокойного уровня над станциями Иркутск, Алма-Ата и Ямагава при разных уровнях индекса геомагнитной активности $ap(\tau)$ в полдень (LT = 12) и полночь (LT = 24) без разделения на уровни солнечной активности и сезоны

LT	$ap(\tau) < 9$		$48 > ap(\tau) > 27$		$ap(\tau) > 48$	
	$\sigma(x)$, %	x_{ave} , %	$\sigma(x)$, %	x_{ave} , %	$\sigma(x)$, %	x_{ave} , %
Иркутск (52.5° N, 104° E, $\Phi = 47.0^\circ$ N)						
12	16.7	−0.5	31.2	−14.2	31.8	−28.7
24	21.6	−0.8	32.8	−18.9	32.3	−35.7
Алма-Ата (43.2° N, 104° E, $\Phi = 37.9^\circ$ N)						
12	17.2	−0.4	27.4	2.6	32.1	−5.0
24	20.3	−1.3	26.9	−6.4	27.0	−17.8
Ямагава (31.2° N, 130.6° E, $\Phi = 23.9^\circ$ N)						
12	22.4	−0.3	30.4	6.0	33.8	0.3
24	24.5	−3.2	31.2	−5.7	35.2	−10.8

($x_{\text{ave}} < 0$), когда происходит уменьшение Nm относительно спокойного уровня (отрицательная фаза бури). Амплитуда этой отрицательной фазы максимальна для лета в полночь при высокой геомагнитной активности. Тем не менее, даже для этих условий выполнено условие $x_{\text{ave}}^2 < \sigma(x)^2$, т.е. стандартное отклонение флуктуаций Nm относительно спокойного уровня превышает средний сдвиг этих флуктуаций по абсолютной величине. Для данных ст. Иркутск выполнено противоположное условие: $x_{\text{ave}}^2 > \sigma(x)^2$ для лета в полдень и полночь при высокой геомагнитной активности [Демин и др., 2015]. Это означает, что ионосфера над Иркутском в большей степени зависит от геомагнитной активности, чем ионосфера над Алма-Атой.

Условие $ap(\tau) > 27$ соответствует периодам интенсивных магнитосферных суббурь и магнитных бурь. Условие $ap(\tau) > 48$ соответствует периодам магнитных бурь. Интенсивные суббури происходят гораздо чаще магнитных бурь. Например, даже без разделения на уровни солнечной активности и сезоны число данных Nm ст. Алма-Ата (из массива за 1958–1988 гг.) в полдень равно 1100 для $ap(\tau) > 27$ и 264 для $ap(\tau) > 48$. Для полуночи эти числа равны 1066 и 259 для $ap(\tau) > 27$ и $ap(\tau) > 48$ соответственно. Поэтому условие $ap(\tau) > 27$ соответствует в основном периодам интенсивных магнитосферных суббурь ($48 > ap(\tau) > 27$). Статистически обоснованные оценки $\sigma(x)$ и x_{ave} для периодов магнитных бурь ($ap(\tau) > 48$) по этим данным возможны только без разделения на уровни солнечной активности и сезоны. Эти оценки приведены в табл. 3 для трех станций: Иркутск, Алма-Ата и Ямагава. Там же приведены географические координаты этих станций и их исправ-

ленные геомагнитные широты Φ . Параметры флуктуаций Nm в табл. 3 для ст. Иркутск взяты из работы [Демин и др., 2015]. Эти параметры для станций Алма-Ата и Ямагава получены по часовым данным Nm этих станций за 1958–1988 гг. по приведенной выше методике.

Из таблицы видно, что для всех анализируемых станций значения $\sigma(x)$: а) для интенсивных суббурь ($48 > ap(\tau) > 27$) больше, чем для спокойных условий ($ap(\tau) < 9$); б) не сильно отличаются для интенсивных суббурь и магнитных бурь ($ap(\tau) > 48$). Средний сдвиг x_{ave} флуктуаций Nm относительно спокойного уровня Nm_0 зависит от широты и местного времени. Для ст. Иркутск сдвиг x_{ave} отрицателен, абсолютная величина этого сдвига для магнитных бурь больше, чем для суббурь, и максимальна в полночь. В результате, для магнитных бурь в полночь над Иркутском выполнено условие $x_{\text{ave}}^2 > \sigma(x)^2$. На более низких широтах (Алма-Ата и Ямагава) систематические эффекты магнитных бурь ослаблены: в полдень сдвиг x_{ave} не превышает 6% по абсолютной величине. Для магнитных бурь в полночь сдвиг x_{ave} отрицателен, по абсолютной величине этот сдвиг для ст. Алма-Ата и Ямагава примерно в два и три раза меньше, чем для ст. Иркутск, соответственно. Следовательно, отрицательная фаза ионосферной бури для ст. Иркутск достаточно отчетлива в полдень и полночь, для ст. Алма-Ата она может быть заметна в полночь, для ст. Ямагава она выражена еще слабее.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные результаты анализа показывают, что статистические свойства флуктуаций

концентрации максимума $F2$ -слоя Nm относительно спокойного уровня Nm_0 , т.е. величины $x = (Nm/Nm_0 - 1) \times 100$, %, определяются дисперсией $\sigma^2(x)$ и средним сдвигом x_{ave} этих флуктуаций. Здесь величина Nm_0 определена эмпирической моделью (1), которая основана на критерии (3) для спокойных условий.

Дисперсия $\sigma^2(x)$ для спокойных условий, по-видимому, обусловлена флуктуациями Nm относительно спокойного уровня из-за внутренних процессов в атмосфере (внутренние гравитационные волны (ВГВ), планетарные волны и приливы) [Forbes et al., 2000; Rishbeth and Mendillo, 2001; Deminov et al., 2013]. Для низкой солнечной и геомагнитной активности величина $\sigma(x)$ больше зимой, чем летом и в равноденствия, и во все сезоны в полночь больше, чем в полдень (см. табл. 1), что согласуется с полученными ранее оценками [Forbes et al., 2000; Rishbeth and Mendillo, 2001; Araujo-Pradere et al., 2005; Deminov et al., 2013]. Величина $\sigma(x)$ максимальна зимой в полночь при любом уровне геомагнитной активности (см. табл. 1 и 2). Это свойство ионосферы отмечалось и ранее (см., например, [Araujo-Pradere et al., 2005]).

В целом дисперсия $\sigma^2(x)$ для спокойных условий меньше, чем для периодов высокой геомагнитной активности. Однако в периоды высокой геомагнитной активности ($ap(\tau) > 27$) дальнейший рост геомагнитной активности не приводит к увеличению дисперсии $\sigma^2(x)$. Такое своеобразное насыщение в увеличении дисперсии флуктуаций концентрации максимума $F2$ -слоя было установлено по данным ст. Иркутск [Деминов и др., 2015]. Здесь это свойство ионосферы подтверждено по данным станций Алма-Ата и Ямагава. Причина данной закономерности ионосферы средних широт остается неизвестной.

Для спокойных условий средний сдвиг x_{ave} флуктуаций Nm относительно спокойного уровня Nm_0 практически отсутствует ($\sigma^2(x) \gg x_{ave}^2$), что характеризует качество разработанной модели Nm_0 для спокойных условий. Для периодов высокой геомагнитной активности он отражает бурю в ионосфере, т.е. систематические изменения Nm относительно спокойного уровня в эти периоды. Общие закономерности бури в ионосфере средних широт известны (см., например, [Buonsanto, 1999]): положительная фаза ($x_{ave} > 0$) чаще всего наблюдается зимой в дневные часы, отрицательная фаза ($x_{ave} < 0$) максимальна летом в ночные часы. Данные в табл. 2 для ст. Алма-Ата отражают эти закономерности бури в ионосфере средних широт: в полдень $x_{ave} > 0$ зимой и в равноденствия и $x_{ave} < 0$ летом; в полночь $x_{ave} < 0$ во все сезоны с максимумом отрицательной фазы летом. Отметим, что в модели STORM [Araujo-Pradere, 2002]

нет зависимости поправки к $foF2$ на геомагнитную бурю от местного времени, что является одним из недостатков этой модели.

Отсутствие насыщения в величине сдвига x_{ave} для отрицательной фазы бури в ионосфере (см. таблицу 3), т.е. продолжающееся уменьшение Nm с ростом геомагнитной активности, отмечалось и ранее (см., например, [Buonsanto, 1999]). Насыщение в увеличении дисперсии $\sigma^2(x)$ при продолжающемся увеличении геомагнитной активности и отсутствие этого насыщения для среднего сдвига x_{ave} , по-видимому, является устойчивым свойством изменчивости ионосферы средних широт в периоды геомагнитных бурь.

В периоды геомагнитных бурь ($ap(\tau) > 48$) в среднем преобладает отрицательная фаза ионосферной бури ($x_{ave} < 0$), абсолютная величина которой увеличивается с широтой: для ст. Иркутск и Ямагава она примерно в два раза больше и меньше соответственно, чем для ст. Алма-Ата, которая расположена примерно на 10 градусов южнее и севернее этих станций. Для x_{ave} это свойство ионосферы отмечалось неоднократно (см., например, [Buonsanto, 1999]).

6. ВЫВОДЫ

На основе часовых данных ст. Алма-Ата за 1958–1988 гг. проведен анализ свойств изменчивости концентрации максимума $F2$ -слоя Nm от солнечной и геомагнитной активности. В качестве характеристик этой изменчивости использованы стандартное отклонение $\sigma(x)$ флуктуаций Nm относительно спокойного уровня ($x = (Nm/Nm_0 - 1) \times 100$, %) и средний сдвиг этих флуктуаций x_{ave} относительно этого уровня. На этом пути создана эмпирическая модель концентрации максимума $F2$ -слоя Nm_0 для низкой геомагнитной активности, которая дает нелинейную зависимость Nm_0 от уровня солнечной активности для каждого часа мирового времени и каждого месяца года. Получены следующие выводы.

1. Изменчивость Nm спокойной ионосферы слабо зависит от уровня солнечной активности. В полдень величина $\sigma(x)$ для высокой солнечной активности обычно меньше, чем для низкой активности. Зимой в полночь изменчивость ионосферы больше, чем летом, при любом уровне солнечной активности.

2. Зависимость изменчивости Nm от геомагнитной активности является одной из основных, наряду с зависимостями этой изменчивости от времени суток и сезона. В целом дисперсия $\sigma^2(x)$ для спокойных условий меньше, чем для периодов высокой геомагнитной активности. Однако в периоды высокой геомагнитной активности дальнейший рост геомагнитной активности не

приводит к увеличению дисперсии $\sigma^2(x)$. Причина такого насыщения в увеличении $\sigma^2(x)$ остается неизвестной.

В полдень для зимы высокой геомагнитной активности соответствует положительный сдвиг ($x_{\text{ave}} > 0$), когда происходит увеличение Nm относительно спокойного уровня (положительная фаза ионосферной бури). Для лета в полдень и полночь высокой геомагнитной активности соответствует отрицательный сдвиг ($x_{\text{ave}} < 0$), когда происходит уменьшение Nm относительно спокойного уровня (отрицательная фаза ионосферной бури). Амплитуда этой отрицательной фазы максимальна для лета в полночь при высокой геомагнитной активности, и она увеличивается при дальнейшем росте геомагнитной активности.

3. Насыщение в увеличении дисперсии $\sigma^2(x)$ при продолжающемся увеличении геомагнитной активности и отсутствие этого насыщения для среднего сдвига x_{ave} , по-видимому, является устойчивым свойством изменчивости ионосферы средних широт в периоды геомагнитных бурь. Этот вывод получен на основе дополнительного анализа изменчивости ионосферы по данным станций Иркутск и Ямагава, которые расположены примерно на 10 градусов севернее и южнее ст. Алма-Ата соответственно.

4. В периоды геомагнитных бурь ($ap(\tau) > 48$) в среднем преобладает отрицательная фаза ионосферной бури ($x_{\text{ave}} < 0$), абсолютная величина которой увеличивается с широтой: для ст. Иркутск и Ямагава она примерно в два раза больше и меньше соответственно, чем для ст. Алма-Ата.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Данные критических частот $F2$ -слоя анализируемых ионосферных станций, индексы солнечной и геомагнитной активности были взяты с сайтов Space Physics Interactive Data Resource (SPIDR, <http://spidr.ngdc.noaa.gov/>, до 2015 года), WDC for Solar-Terrestrial Physics, Chilton (<http://www.ukssdc.ac.uk/wdcc1/>), WDC for Geomagnetism, Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при частичной поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 20-72-10023.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

— Демин М.Г., Жеребцов Г.А., Пирог О.М., Шубин В.Н. Регулярные изменения критической частоты $F2$ -слоя спокойной ионосферы средних широт // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 49. № 3. С. 393–399. 2009.

— Демин М.Г., Демин Г.Ф., Жеребцов Г.А., Полех Н.М. Свойства изменчивости концентрации максимума

$F2$ -слоя над Иркутском при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности // Солнечно-земная физика. Т. 1. № 1. С. 56–62. 2015.
<https://doi.org/10.12737/6558>

— Altadill D. Time/altitude electron density variability above Ebro, Spain // Adv. Space Res. V. 39. № 5. P. 962–969. 2007.

<https://doi.org/10.1016/j.asr.2006.05.031>

— Araujo-Pradere E.A., Fuller-Rowell T.J., Codrescu M.V. STORM: An empirical storm-time ionospheric correction model, 1, Model description // Radio Sci. V. 37. № 5. 1070. 2002.

<https://doi.org/10.1029/2001RS002467>

— Araujo-Pradere E.A., Fuller-Rowell T.J., Codrescu M.V., Bilitza D. Characteristics of the ionospheric variability as a function of season, latitude, local time, and geomagnetic activity // Radio Sci. V. 40. № 5. RS5009. 2005.

<https://doi.org/10.1029/2004RS003179>

— Bilitza D. IRI the international standard for the ionosphere // Adv. Radio Sci. V. 16. P. 1–11. 2018.

<https://doi.org/10.5194/ars-16-1-2018>

— Buonsanto M.J. Ionospheric storms: a review // Space. Sci. Rev. V. 88. № 3–4. P. 563–601. 1999.

<https://doi.org/10.1023/A:1005107532631>

— Deminov M.G., Deminova G.F., Zherebtsov G.A., Polekh N.M. Statistical properties of variability of the quiet ionosphere $F2$ -layer maximum parameters over Irkutsk under low solar activity // Adv. Space Res. V. 51. № 5. P. 702–711. 2013.

<https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.09.037>

— Forbes J.M., Palo S.E., Zhang X. Variability of the ionosphere // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 62. № 8. P. 685–693. 2000.

[https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00029-8)

— Fotiadis D.N., Kouris S.S. A functional dependence of foF2 variability on latitude // Adv. Space Res. V. 37. № 5. P. 1023–1028. 2006.

<https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.02.054>

— Lei J., Liu L., Wan W., Zhang S.-R. Variations of electron density based on long-term incoherent scatter radar and ionosonde measurements over Millstone Hill // Radio Sci. V. 40. № 2. RS2008 2005.

<https://doi.org/10.1029/2004RS003106>

— Liu L., Wan W., Ning B., Pirog O.M., Kurkin V.I. Solar activity variations of the ionospheric peak electron density // J. Geophys. Res. — Space. V. 111. № 8. A08304. 2006.

<https://doi.org/10.1029/2006JA011598>

— Ma R., Xu J., Wang W., Yuan W. Seasonal and latitudinal differences of the saturation effect between ionospheric $NmF2$ and solar activity indices // J. Geophys. Res. — Space. V. 114. № 10. A10303. 2009.

<https://doi.org/10.1029/2009JA014353>

— Pavlov A.V., Pavlova N.M., Makarenko S.F. A statistical study of the mid-latitude $NmF2$ winter anomaly // Adv. Space Res. V. 45. № 3. 374–385. 2010.

<https://doi.org/10.1016/j.asr.2009.09.003>

— Pirog O., Deminov M., Deminova G., Zherebtsov G., Polekh N. Peculiarities of the nighttime winter foF2 increase over Ir-

- kutsk // Adv. Space Res. V. 47. № 6. P. 921–929. 2011.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.11.015>
- Ratovsky K.G., Medvedev A.V., Tolstikov M.V. Diurnal, seasonal and solar activity pattern of ionospheric variability from Irkutsk Digisonde data // Adv. Space Res. V. 55. № 8. P. 2041–2047. 2015.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.08.001>
- Ratovsky K.G., Medvedeva I.V. Local empirical model of ionospheric variability // Adv. Space Res. V. 71. № 5. P. 2299–2306. 2023.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.10.065>
- Richards P.G., Fennelly J.A., Torr D.G. EUVAC: A solar EUV flux model for aeronomic calculations // J. Geophys. Res. – Space. V. 99. № 5. P. 8981–8992. 1994.
<https://doi.org/10.1029/94JA00518>
- Richards P.G., Woods T.N., Peterson W.K. HEUVAC: A new high resolution solar EUV proxy model // Adv. Space Res. V. 37. № 2. P. 315–322. 2006.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.06.031>
- Rishbeth H., Mendillo M. Patterns of F2-layer variability // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 63. N 15. P. 1661–1680. 2001.
[https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(01\)00036-0](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(01)00036-0)
- Taylor J.R. An introduction to error analysis. – Mill Valley, CA: Univer. Sci. Books, 270 p. 1982.
- Wrenn G.L. Time-weighted accumulations $ap(\tau)$ and $Kp(\tau)$ // J. Geophys. Res. – Space. V. 92. № 9. P. 10125–10129. 1987.
<https://doi.org/10.1029/JA092iA09p10125>
- Wrenn G.L., Rodger A.S. Geomagnetic modification of the mid-latitude ionosphere – Toward a strategy for the improved forecasting of foF2 // Radio Sci. V. 24. № 1. P. 99–111. 1989.
<https://doi.org/10.1029/RS024i001p00099>
- Zhang S.-R., Holt J.M. Ionospheric climatology and variability from long-term and multiple incoherent scatter radar observations: variability // Ann. Geophys. V. 26. № 6. P. 1525–1537. 2008.
<https://doi.org/10.5194/angeo-26-1525-2008>