

Радарные методы наблюдения квазипериодических процессов в мезосфере. 2. Методика и результаты наблюдения

С. В. Панасенко, Л. Ф. Черногор

*Харьковский национальный университет имени В. Н. Каразина,
пл. Свободы, 4, г. Харьков, 61077, Украина
E-mail: Leonid.F.Chernogor@univer.kharkov.ua*

Статья поступила в редакцию 4 августа 2004 г.

Приведены примеры результатов измерений, полученных в разные времена суток и сезоны, а также при различных уровнях магнитной активности. Оценены погрешности определения относительных амплитуд волновых возмущений активным и пассивным методами. Показано, что минимальные восстанавливаемые значения относительных амплитуд составляют $0.03 \div 0.3$. Полученные результаты подтвердили работоспособность предложенных методов.

Введение

Изучение квазипериодических процессов в атмосфере и геокосмосе занимает важное место в мировых геофизических исследовательских программах. Дело в том, что волновые возмущения (ВВ) являются неотъемлемой частью единой динамической системы тектоносфера – атмосфера – ионосфера – магнитосфера (ТАИМ) и в значительной степени контролируют ее состояние, способствуя взаимодействию отдельных подсистем [1]. Исследование параметров ВВ позволяет выявлять порождающие их высокоэнергичные процессы, происходящие как на Земле и в тропосфере, так и в геокосмосе, оценивать их негативное влияние на системы связи и теле-, радиокommunikации, а также уточнять региональные и глобальные динамические модели атмосферы. Несмотря на то, что ВВ изучаются в течение не одного десятилетия (см., например, [2-4]), проблема еще далека от своего решения. Это связано с недостаточным объемом продолжительных систематических наблюдений, значительным разнообразием ВВ, а также со слабой чувствительностью и малой информативностью используемых методов их выявления.

В работе [5] предложены активный и пассивный методы диагностики волновых возмущений в мезосфере, основанные на анализе статистических характеристик огибающих обратно-рассеянных (ОР) радиосигналов и радиопомех в диапазоне $2 \div 6$ МГц. Там же изложены теоретические основы метода и результаты численных экспериментов.

Целью настоящей работы является демонстрация работоспособности предложенных методов выявления волновых процессов и описание результатов наблюдения ВВ в мезосфере на основе анализа временных вариаций огибающих радиосигналов и радиопомех, принимаемых радаром СЧ–ВЧ диапазонов. Значительное внимание уделяется оценке погрешностей определения относительной амплитуды ВВ.

1. Методика наблюдения и обработки

Краткие сведения о радаре и методике наблюдения. В Радиофизической обсерватории Харьковского национального университета имени В. Н. Каразина расположен СЧ–ВЧ радар (рабочая частота $f = 2 \div 6$ МГц), позволяющий исследовать D-область ионосферы, пространственно совпадающую с ме-

зосферой, при помощи метода частичных отражений. Как известно, этот метод основан на приеме и анализе радиосигналов, обратно-рассеянных неоднородностями нижней ионосферы. Технические характеристики радара приведены в [6, 7]. В эксперименте регистрировались огибающие смеси ОР сигнала и помехи $A_{\pm sn}$ с высот $60 \div 123$ км, а также радиопомехи $A_{\pm n}$ в моменты времени, предшествующие излучению зондирующего радиоимпульса. Здесь и далее индексы “+” и “-” относятся к обыкновенной и необыкновенной волнам соответственно. Число выборок радиопомехи составляло $1 \div 2$. Для последующей обработки отбирались непрерывные продолжительные (не менее 5 ч) регистрации $A_{\pm sn}$. Для исключения мощных импульсных помех $A_{\pm sn}$ и $A_{\pm n}$ подвергались предварительной фильтрации.

Методика обработки. Методика выявления ВВ состоит из нескольких этапов. На первом этапе из исходных массивов $A_{\pm sn}$ и $A_{\pm n}$ методом скользящего среднего с шагом Δt определяются значения $a_{\pm} = \left[\left(\overline{A_{\pm sn}^2} \right)_m - \left(\overline{A_{\pm n}^2} \right)_m \right]^{1/2} = \left(\overline{A_{\pm}^2} \right)_m^{1/2}$ и $a_{\pm n} = \left(\overline{A_{\pm n}^2} \right)_m^{1/2}$. Здесь и далее индексы за скобками показывают интервал усреднения в минутах. Затем методом скользящего среднего с шагом Δt вычисляются тренды первичных последовательностей $a_{\pm 0} = \left(\overline{A_{\pm}^2} \right)_{m0}^{1/2}$ и $a_{\pm n0} = \left(\overline{A_{\pm n}^2} \right)_{m0}^{1/2}$. Наконец, из полученных величин формируются массивы $\delta_{a\pm} = a_{\pm} / a_{\pm 0} - 1$ и $\delta_{n\pm} = a_{\pm n} / a_{\pm n0} - 1$, которые являются исходными для получения оценок периодов и амплитуд ВВ и связаны с ними соотношениями [5]:

$$\delta_{a\pm} \approx B_{\pm} \tilde{N}^{\xi} e^{-2K_{\pm 0} (B_{\pm}^2 \tilde{N}^2 - 1)} - 1, \quad (1)$$

$$\delta_{n\pm} = \sqrt{\frac{e^{-2K_{\pm in0} (2\delta_{Nm} \cos \Phi + \delta_{Nm}^2 \cos^2 \Phi)} + \beta_{\pm ei}^2}{1 + \beta_{\pm ei}^2}} - 1,$$

где $\tilde{N} = 1 + \delta_{Nm} \cos \Phi$; $B_{\pm}^2 = (\Omega_{\pm}^2 + \nu_0^2) / (\Omega_{\pm}^2 + \nu^2)$, ν – эффективная частота соударений электронов с нейтралами, $\Omega_{\pm} = \omega \pm \omega_H \cos \theta$,

ω – циклическая частота радиоволны, ω_H – гирочастота электронов, θ – угол между вектором, направленным противоположно вектору напряженности магнитного поля, и нормалью к поверхности Земли; K – интегральный коэффициент поглощения радиосигнала и ионосферной волны радиопомехи (индекс “in”); β_{ei}^2 – отношение мощностей земных и ионосферных волн радиопомехи; δ_{Nm} и Φ – соответственно относительная амплитуда и фаза ВВ; индексом “0” обозначено значение параметра в отсутствие ВВ; ξ – показатель степени порядка единицы (в верхней мезосфере $\xi = 5/4$). Далее для простоты считалось, что $\xi = 1$.

Оценка погрешностей определения относительной амплитуды ВВ. Рассчитаем относительные погрешности определения δ_a и δ_n (здесь и далее индексы “±” обычно будут опускаться). В качестве абсолютных погрешностей примем среднеквадратичные (стандартные) отклонения исследуемых величин. Дисперсии величин $\overline{A_{sn}^2}$ и $\overline{A_n^2}$ определяются из следующих известных выражений (см., например, [8]):

$$\sigma^2 \left(\overline{A_{sn}^2} \right) = \frac{\sigma^2 \left(A_{sn}^2 \right)}{l_{sn}}, \quad (2)$$

$$\sigma^2 \left(\overline{A_n^2} \right) = \frac{\sigma^2 \left(A_n^2 \right)}{l_n},$$

где l_n – число отсчетов A_n ; $l_{sn} = T_m / \tau_c$ – число некоррелированных отсчетов A_{sn} , T_m – интервал усреднения, τ_c – интервал корреляции A_{sn} , который определяется из экспериментальных данных. Ниже для оценок принимается $\tau_c \approx 1$ с, что соответствует среднему интервалу корреляции огибающей ОР сигнала на высотах $80 \div 90$ км [9].

Дисперсия нелинейной функции $g(x_i)$ независимых переменных x_i , $i \in \mathbb{N}$, приближенно вычисляется по формуле переноса ошибок [8]:

$$\sigma^2 [g(x_i)] = \sum_i \left(\frac{\partial g(\bar{x}_i)}{\partial x_i} \right)^2 \sigma^2(\bar{x}_i). \quad (3)$$

Следовательно, при произвольном законе распределения огибающих A_{sn} и A_n дисперсии (2) можно записать в виде:

$$\sigma^2(\overline{A_{sn}^2}) \approx \frac{4(\overline{A_{sn}})^2 \sigma^2(A_{sn})}{l_{sn}} = \frac{4(\beta_{sn}^2 - 1)Q^2}{l_{sn}\beta_{sn}^2} a^4,$$

$$\sigma^2(\overline{A_n^2}) \approx \frac{4(\overline{A_n})^2 \sigma^2(A_n)}{l_n} = \frac{4(\beta_n^2 - 1)}{l_n\beta_n^2} a_n^4.$$

Здесь $Q = (q+1)/q$, $q = \overline{A_{sn}^2}/\overline{A_n^2} - 1$ – отношение сигнал/помеха по мощности; $\beta_{sn}^2 = \overline{A_{sn}^2}/(\overline{A_{sn}})^2$; $\beta_n^2 = \overline{A_n^2}/(\overline{A_n})^2$.

Дисперсия $\sigma(a^2)$ величин a^2 , a_0^2 и дисперсия $\sigma(n^2)$ величин a_n^2 , a_{n0}^2 определяются из следующих выражений:

$$\begin{aligned} \sigma^2(a^2) &= \sigma^2(\overline{A_{sn}^2}) + \sigma^2(\overline{A_n^2}) \approx \\ &\approx 4a^4 \left(\frac{(\beta_{sn}^2 - 1)Q^2}{l_{sn}\beta_{sn}^4} + \frac{(\beta_n^2 - 1)}{l_n q^2 \beta_n^4} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

$$\sigma(n^2) \approx \frac{4a_n^4(\beta_n^2 - 1)}{l_n\beta_n^2}. \quad (5)$$

При выполнении условия

$$\frac{l_n}{l_{sn}}(q+1)^2 \gg 1 \quad (6)$$

выражение (4) упрощается:

$$\sigma(a^2) \approx \frac{4Q^2 a^4 (\beta_{sn}^2 - 1)}{l_{sn}\beta_{sn}^4}.$$

В эксперименте частота повторения импульсов составляла $F = 1 \div 10$ Гц. Для $T_m = 5$ мин при определении a и a_0 значения $l_{sn} = 3 \cdot 10^2$ и $l_{sn0} = 7.2 \cdot 10^3$. При вычислении a_n и a_{n0} значения $l_n = (1.9 \div 6) \cdot 10^3$ и $l_{n0} = (4.5 \div 14.4) \cdot 10^4$. Обычно $q = 3 \div 50$. Поэтому условие (6) выполнялось всегда.

Полученные экспериментально огибающие помехи и смеси помехи и ОР сигнала в большинстве случаев распределены по закону Рэля, либо по близким к нему законам (Рэля–Райса, Пуассона, Накагами) [9]. Поэтому для дальнейших оценок погрешности будем считать, что A_{sn} и A_n описываются распределением Рэля. Тогда величины A_{sn}^2 и A_n^2 имеют распределение χ^2 с двумя степенями свободы (экспоненциальное распределение), для которого дисперсия равна квадрату среднего значения. С учетом этого из (2) можно получить точные выражения для дисперсий $\overline{A_{sn}^2}$ и $\overline{A_n^2}$:

$$\sigma^2(\overline{A_{sn}^2}) = \frac{(\overline{A_{sn}^2})^2}{l_{sn}}, \quad \sigma^2(\overline{A_n^2}) = \frac{(\overline{A_n^2})^2}{l_n}.$$

Тогда (4) и (5) принимают вид:

$$\sigma(a^2) = a^4 \left[\frac{Q^2}{l_{sn}} + \frac{1}{l_n q^2} \right], \quad (7)$$

$$\sigma(n^2) = \frac{a_n^4}{l_n}. \quad (8)$$

С учетом условия (6) выражение (7) упрощается:

$$\sigma(a^2) = \frac{Q^2 a^4}{l_{sn}}. \quad (9)$$

Из (8) и (9) по формуле (3) можно получить приближенные выражения для дисперсии σ_a^2 величин a , a_0 и дисперсии σ_n^2 величин a_n , a_{n0} :

$$\sigma_a^2 \approx \frac{Q^2 a^2}{4l_{sn}}, \quad \sigma_n^2 \approx \frac{a_n^2}{4l_n}, \quad \varepsilon_{\delta a} = \frac{\sigma_{\delta a}}{\delta_a} = \frac{Q}{2\sqrt{l_{sn}}} \left| \frac{1+\delta_a}{\delta_a} \right|, \quad (14)$$

Дисперсии величин $a-a_0$ и a_n-a_{n0} равны:

$$\sigma_{a-a_0}^2 = \sigma_a^2 + \sigma_{a_0}^2 = \frac{Q^2 a_0^2}{4l_{sn}l_{sn0}} [l_{sn} + l_{sn0}(1+\delta_a)^2], \quad \varepsilon_{\delta n} = \frac{\sigma_{\delta n}}{\delta_n} = \frac{1}{2\sqrt{l_n}} \left| \frac{1+\delta_n}{\delta_n} \right|. \quad (15)$$

$$\sigma_{n-n_0}^2 = \sigma_n^2 + \sigma_{n_0}^2 = \frac{a_{n0}^2}{4l_n l_{n0}} [l_n + l_{n0}(1+\delta_n)^2].$$

Исходя из (3), для дисперсий величин δ_a и δ_n получим:

$$\begin{aligned} \sigma_{\delta a}^2 &= \delta_a^2 \left(\frac{\sigma_{a-a_0}^2}{(a-a_0)^2} + \frac{\sigma_{a_0}^2}{a_0^2} \right) = \\ &= \frac{Q^2}{4l_{sn}l_{sn0}} [(l_{sn} + l_{sn0})(1+\delta_a^2) + 2l_{sn0}\delta_a], \quad (10) \end{aligned}$$

$$\sigma_{\delta a}^2 \approx \left(\frac{\partial \delta_a(\bar{\delta}_{Nm})}{\partial \delta_{Nm}} \right)^2 \sigma_{\delta Nm}^2, \quad (16)$$

$$\sigma_{\delta n}^2 \approx \left(\frac{\partial \delta_n(\bar{\delta}_{Nm})}{\partial \delta_{Nm}} \right)^2 \sigma_{\delta Nm}^2,$$

где $\sigma_{\delta Nm}^2$ – дисперсия величины δ_{Nm} . Из (16), полагая $\bar{\delta}_{Nm} = \delta_{Nm}$, можно получить выражения для относительной погрешности δ_{Nm} :

$$\begin{aligned} \sigma_{\delta n}^2 &= \delta_n^2 \left(\frac{\sigma_{n-n_0}^2}{(a_n-a_{n0})^2} + \frac{\sigma_{n_0}^2}{a_0^2} \right) = \\ &= \frac{1}{4l_n l_{n0}} [(l_n + l_{n0})(1+\delta_n^2) + 2l_{n0}\delta_n]. \quad (11) \end{aligned}$$

$$\varepsilon_{\delta Nm} = \frac{\sigma_{\delta Nm}}{\delta_{Nm}} = \left(\frac{\partial \delta_a}{\partial \delta_{Nm}} \right)^{-1} \frac{\delta_a}{\delta_{Nm}} \varepsilon_{\delta a}, \quad (17)$$

Если $l_{sn0} \gg l_{sn}$ и $l_{n0} \gg l_n$, что справедливо в нашем случае, выражения (10) и (11) упрощаются:

$$\sigma_{\delta a}^2 = \frac{Q^2(1+\delta_a)^2}{4l_{sn}}, \quad (12)$$

$$\sigma_{\delta n}^2 = \frac{(1+\delta_n)^2}{4l_n}. \quad (13)$$

С учетом (12) и (13) относительные погрешности определения δ_a и δ_n задаются выражениями:

$$\varepsilon_{\delta Nm} = \left(\frac{\partial \delta_n}{\partial \delta_{Nm}} \right)^{-1} \frac{\delta_n}{\delta_{Nm}} \varepsilon_{\delta n}.$$

$$\begin{aligned} \gamma_a &= \left| \frac{\varepsilon_{\delta Nm}}{\varepsilon_{\delta a}} \right| = \\ &= \frac{\tilde{N}}{(Y+1) \left(1 + 4K_0 B^2 \tilde{N}^2 \right) \delta_{Nm} \cos \Phi} \frac{\delta_a}{1+\delta_a}, \end{aligned}$$

где $Y = v_0^2 \tilde{N}^2 / (\Omega_{\pm}^2 + v_0^2 \tilde{N}^2)$;

$$\gamma_n = \left| \frac{\epsilon_{\delta Nm}}{\epsilon_{\delta n}} \right| = \frac{(1 + \beta_{ei}^2)(1 + \delta_n)\delta_n}{2K_{in0}(1 + \delta_{Nm})\delta_{Nm} \cos \Phi} e^{2K_{in0}\delta_{Nm} \cos \Phi(2 + \delta_{Nm})}$$

Величины $\delta_{a\pm}$, отношения γ_a и γ_n и погрешности $\epsilon_{\delta a}$ и $\epsilon_{\delta n}$ (в процентах) для значения $\Phi = 0$ (нижних огибающих δ_a и δ_n) и различных значений параметров z , T_m , q , δ_N , $K_{\pm in0}$, и β_{ei}^2 приведены в табл. 1-4. В них штриховыми линиями ограничены

области изменения параметров, внутри которых выполняется условие $\epsilon_{\delta Nm} \leq \epsilon_m$, где ϵ_m – максимально допустимая относительная погрешность (для определенности считалось, что $\epsilon_m = 30\%$), а сплошными – где выполняются условия $\epsilon_{\delta a} \leq \epsilon_m$ и $\epsilon_{\delta n} \leq \epsilon_m$. При совпадении штриховой и сплошной линий последняя не отображалась. При проведении расчетов значения N_0 и v_0 были взяты из работы [5].

В табл. 1 показаны значения δ_{a+} , γ_{a+} и $\epsilon_{\delta a+}$. Как видно из таблицы, на высоте 80 км могут быть выявлены ВВ с $\delta_{Nm} \geq 0.5$ и $\delta_{Nm} \geq 0.05$ при минимальных и максимальных значениях параметров q и T_m соответственно. На высотах 85 ÷ 90 км при тех же значениях q и T_m можно обнаружить ВВ с

Таблица 1. Относительные погрешности определения δ_{a+} в дневное время суток (в процентах)

z, км	δ_{Nm}	δ_{a+}	γ_{a+}	$T_m = 0.5$ мин			$T_m = 1$ мин			$T_m = 5$ мин		
				$q = 0.3$	$q = 3$	$q = 30$	$q = 0.3$	$q = 3$	$q = 30$	$q = 0.3$	$q = 3$	$q = 30$
80	0.01	$8 \cdot 10^{-3}$	0.29	$5 \cdot 10^3$	10^3	10^3	$3 \cdot 10^3$	10^3	$8 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^2$
	0.03	0.03	0.30	10^3	$5 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^2$	10^3	$3 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^2$	10^2	10^2
	0.05	0.04	0.31	$8 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$6 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	10^2	$3 \cdot 10^2$	84	65
	0.1	0.09	0.34	$4 \cdot 10^2$	10^2	94	$3 \cdot 10^2$	85	66	10^2	38	30
	0.3	0.30	0.45	91	28	22	65	20	15	29	9	7
	0.5	0.51	0.59	38	12	9	27	8	6	12	4	3
	0.7	0.68	0.79	19	6	4	13	4	3	6	2	1
85	0.01	0.02	0.45	$2 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^2$	$6 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^2$	$8 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$
	0.03	0.05	0.46	$8 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$6 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	10^2	$2 \cdot 10^2$	76	59
	0.05	0.08	0.47	$4 \cdot 10^2$	10^2	10^2	$3 \cdot 10^2$	10^2	76	10^2	43	34
	0.1	0.10	0.51	$2 \cdot 10^2$	63	49	10^2	44	34	64	20	15
	0.3	0.47	0.70	45	14	11	32	10	8	14	4	3
	0.5	0.70	1.01	17	5	4	12	4	3	5	2	1
	0.7	0.85	1.59	7	2	2	5	2	1	2	0.7	0.5
90	0.01	0.03	0.61	10^3	$4 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^2$	$9 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^2$	10^2	97
	0.03	0.09	0.63	$4 \cdot 10^2$	10^2	98	$3 \cdot 10^2$	89	69	10^2	40	31
	0.05	0.15	0.65	$2 \cdot 10^2$	72	56	$2 \cdot 10^2$	51	39	74	23	18
	0.1	0.28	0.72	10^2	32	25	73	22	17	33	10	8
	0.3	0.67	1.14	19	6	5	14	4	3	6	2	1
	0.5	0.88	2.11	6	2	1	4	1	1	2	0.6	0.4
	0.7	0.96	4.70	2	0.5	0.4	1	0.4	0.3	0.5	0.2	0.1

Таблица 2. Относительные погрешности определения δ_{a-} в дневное время суток (в процентах)

z, км	δ_{Nm}	δ_{a-}	γ_{a-}	$T_m = 0.5$ мин			$T_m = 1$ мин			$T_m = 5$ мин		
				$q = 0.3$	$q = 3$	$q = 30$	$q = 0.3$	$q = 3$	$q = 30$	$q = 0.3$	$q = 3$	$q = 30$
75	0.01	0.02	0.29	$2 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^2$	10^3	$4 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^2$	$6 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	10^2
	0.03	0.06	0.30	$6 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^2$	10^2	10^2	$2 \cdot 10^2$	63	49
	0.05	0.10	0.30	$4 \cdot 10^2$	10^2	91	$3 \cdot 10^2$	83	64	10^2	37	29
	0.1	0.18	0.31	$2 \cdot 10^2$	56	43	10^2	40	31	58	18	14
	0.3	0.44	0.35	51	16	12	36	11	9	16	5	4
	0.5	0.60	0.40	26	8	6	19	6	4	8	3	2
	0.7	0.70	0.44	17	5	4	12	4	3	5	2	1
80	0.01	0.05	0.59	$7 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	10^2	$2 \cdot 10^2$	68	53
	0.03	0.15	0.62	$2 \cdot 10^2$	67	52	$2 \cdot 10^2$	48	37	69	21	16
	0.05	0.24	0.65	10^2	38	29	87	27	21	39	12	9
	0.1	0.43	0.75	52	15	12	37	11	9	16	5	4
	0.3	0.83	1.44	8	2	2	6	2	1	3	0.8	0.6
	0.5	0.95	3.20	2	0.6	0.5	1	0.4	0.3	0.6	0.2	0.2
	0.7	0.99	7.93	0.5	0.2	0.1	0.4	0.1	0.1	0.2	0.1	0.04
85	0.01	0.11	0.81	$3 \cdot 10^2$	10^2	78	$2 \cdot 10^2$	73	57	10^2	33	25
	0.03	0.29	0.90	10^2	30	23	70	21	17	31	10	7
	0.05	0.43	1.01	52	16	12	37	11	9	16	5	4
	0.1	0.69	1.40	18	6	4	13	4	3	6	2	1
	0.3	0.98	7.71	0.9	0.3	0.2	0.7	0.2	0.2	0.3	0.1	0.07
	0.5	1	77	0.1	0.02	0.01	0.04	0.01	$8 \cdot 10^{-3}$	0.02	$5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
	0.7	1	10^3	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$

$\delta_{Nm} \geq 0.3$ и $\delta_{Nm} \geq 0.03$. В табл. 2. отображены значения δ_{a-} , γ_{a-} и $\epsilon_{\delta_{a-}}$. На высотах 75 и 80 км минимальным и максимальным значениям параметров q и T_m соответствуют $\delta_{Nm} \geq 0.3$ и $\delta_{Nm} \geq 0.03$, а для $z = 85$ км – значения $\delta_{Nm} \geq 0.1$ и $\delta_{Nm} \geq 0.01$.

Значения ϵ_{δ_n} приведены в табл. 3, а γ_n – в табл. 4. При расчете ϵ_{δ_n} полагалось, что для интервала усреднения 1 мин число $l_n = 4 \cdot 10^3$. Это соответствует среднему количеству шумовых выборок в единицу времени при различных частотах повторения импульсов. Из таблиц видно, что при $\beta_{ei}^2 = 10$ обнаружение ВВ по нижней огибающей δ_n невозможно. При $K_{in0} = 0.1$ возможно выявление ВВ с $\delta_{Nm} \geq 0.7$ для $T_m = 0.5$ мин и $\beta_{ei}^2 = 1$, а также с $\delta_{Nm} \geq 0.3$ для $T_m = 1 \div 5$ мин.

При $K_{in0} = 1$, $T_m = 0.5$ мин и $\beta_{ei}^2 = 1$ могут быть найдены ВВ с $0.1 \leq \delta_{Nm} \leq 0.7$, а при $K_{in0} = 10$ – с $0.01 \leq \delta_{Nm} \leq 0.1$ и даже с $0.01 \leq \delta_{Nm} \leq 0.05$. При $T_m = 5$ мин и $\beta_{ei}^2 = 0.1 \div 1$ диапазон δ_{Nm} максимален. В этом случае могут быть обнаружены возмущения с $\delta_{Nm} \geq 0.3$.

Оценка периодов и амплитуд колебаний.

Для определения амплитуд преобладающих периодов колебаний к полученным временным вариациям применялось разложение в ряд Фурье (см., например, [10]):

$$\delta_{a,n}(t) \equiv \delta_{a,n}(jT_m) = S_{a,n}(0) + \sum_{k=1}^{M/2} S_{a,n}(k) \exp \left[i \left(\frac{2\pi jk}{M} + \varphi_{a,n}(k) \right) \right],$$

Таблица 3. Относительные погрешности определения $\delta_{n\pm}$ (в процентах)

K_{in0}	δ_{Nm}	$T_m = 0.5$ мин			$T_m = 1$ мин			$T_m = 5$ мин		
		$\beta_{ei}^2 = 0.1$	$\beta_{ei}^2 = 1$	$\beta_{ei}^2 = 10$	$\beta_{ei}^2 = 0.1$	$\beta_{ei}^2 = 1$	$\beta_{ei}^2 = 10$	$\beta_{ei}^2 = 0.1$	$\beta_{ei}^2 = 1$	$\beta_{ei}^2 = 10$
0.1	0.01	10^3	$2 \cdot 10^3$	10^4	10^3	$2 \cdot 10^3$	10^4	$4 \cdot 10^2$	$8 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^3$
	0.03	$5 \cdot 10^2$	$8 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^2$	$6 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^3$	10^2	$3 \cdot 10^2$	10^3
	0.05	$3 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^3$	85	$2 \cdot 10^2$	$9 \cdot 10^2$
	0.1	10^2	$2 \cdot 10^2$	10^3	92	$2 \cdot 10^2$	$9 \cdot 10^2$	41	76	$4 \cdot 10^2$
	0.3	39	74	$4 \cdot 10^2$	27	32	$3 \cdot 10^2$	12	23	10^2
	0.5	21	41	$2 \cdot 10^2$	15	29	$2 \cdot 10^2$	7	13	77
	0.7	14	28	$2 \cdot 10^2$	10	20	10^2	4	9	54
1	0.01	10^2	$3 \cdot 10^2$	10^3	96	$2 \cdot 10^2$	10^3	43	79	$4 \cdot 10^2$
	0.03	44	83	$5 \cdot 10^2$	31	59	$3 \cdot 10^2$	14	26	$2 \cdot 10^2$
	0.05	26	50	$3 \cdot 10^2$	18	35	$2 \cdot 10^2$	8	16	93
	0.1	12	25	$2 \cdot 10^2$	9	18	10^2	4	8	50
	0.3	3	9	70	2	7	49	1	3	22
	0.5	2	7	56	1	5	40	0.5	2	18
	0.7	1	6	53	1	4	37	0.4	2	17
10	0.01	13	26	$2 \cdot 10^2$	9	19	10^2	4	8	51
	0.03	4	10	74	3	7	53	1	3	24
	0.05	2	8	59	1	5	42	0.7	2	19
	0.1	1	6	52	0.9	4	37	0.4	2	16
	0.3	1	6	51	0.8	4	36	0.3	2	16
	0.5	1	6	51	0.8	4	36	0.3	2	16
	0.7	1	6	51	0.8	4	36	0.3	2	16

Таблица 4. Значения коэффициентов $\gamma_{n\pm}$

δ_{Nm}	$K_{in0} = 0.1$			$K_{in0} = 1$			$K_{in0} = 10$		
	$\beta_{ei}^2 = 0.1$	$\beta_{ei}^2 = 1$	$\beta_{ei}^2 = 10$	$\beta_{ei}^2 = 0.1$	$\beta_{ei}^2 = 1$	$\beta_{ei}^2 = 10$	$\beta_{ei}^2 = 0.1$	$\beta_{ei}^2 = 1$	$\beta_{ei}^2 = 10$
0.01	1	1	1	1.01	1.01	1.01	1.12	1.17	1.22
0.03	0.99	1	1	1.02	1.03	1.05	1.44	1.72	1.89
0.05	0.98	0.99	0.99	1.03	1.06	1.08	2.02	2.77	3.16
0.1	0.97	0.97	0.97	1.08	1.13	1.18	7.30	12.42	14.08
0.3	0.92	0.93	0.95	1.38	1.69	1.87	$3 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^4$
0.5	0.89	0.92	0.94	2.16	3.16	3.65	10^9	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^9$
0.7	0.88	0.92	0.96	4.51	7.50	8.79	$3 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^{14}$	$5 \cdot 10^{14}$

где i – мнимая единица; $j \in \mathbb{N}$; $M = T_s/T_m$ – количество значений на интервале обработки T_s ; $S_{a,n} = \sqrt{(\text{Re } X_{a,n})^2 + (\text{Im } X_{a,n})^2}$, $\varphi_{a,n} = \arctg(\text{Im } X_{a,n}/\text{Re } X_{a,n})$ – амплитуда и начальная фаза колебаний соответственно,

$$X_{a,n}(0) = \frac{1}{M} \sum_{j=0}^{M-1} \delta_{a,n}(jT_m),$$

$$X_{a,n}(k) = \frac{2}{M} \sum_{j=0}^{M-1} \delta_{a,n}(jT_m) \exp\left(-i \frac{2\pi jk}{M}\right).$$

Выявление гармонических составляющих производилось с использованием метода множественной корреляции [10, 11]. В работе [10] показано, что $S_{a,n}$ с вероятностью $1-\alpha$ отличается от нуля при выполнении условия

$$F_{2,M-3}(\alpha) < \frac{M-3}{2} \frac{S_{a,n}^2}{2\sigma_{\delta_a, \delta_n}^2 - S_{a,n}^2}, \quad (18)$$

где $F_{2,M-3}(\alpha)$ – 100α -процентная точка распределения Фишера со степенями свободы $p_1 = 2$, $p_2 = M - 3$; $\sigma_{\delta_a, \delta_n}$ – стандартные отклонения массивов δ_a и δ_n . Из выражения (18) получаем условие выявления амплитуд при заданном уровне значимости

$$S_{a,n}^\alpha > 2\sigma_{\delta_a, \delta_n} \sqrt{\frac{F_{2,M-3}(\alpha)}{2F_{2,M-3}(\alpha) + M - 3}}.$$

2. Результаты наблюдений

Примеры квазипериодических процессов.

Измерения огибающих A_{sn} и A_n были проведены в 2000-2004 г. в разные сезоны и при различных уровнях магнитной активности (индекс $K_p = 0 \div 9$). Всего было обработано более 200 ч регистраций A_{sn} для $1 \div 3$ высот (суммарная продолжительность наблюдений для всех высот составила более 400 ч) и более 200 ч регистраций A_n .

Примеры временных зависимостей δ_a и δ_n приведены на рис. 1-3. Для них $\Delta t = 1$ мин, $T_m = 5$ мин и $T_{m0} = 120$ мин. Отношение сигнал/помеха превышало 5 дБ ($q \geq 3$). На рисунках отчетливо видны квазипериодические колебания, имеющие продолжительность не менее двух периодов. Абсолютные значения δ_a изменялись от 0 до 0.7, а δ_n – от 0 до 0.3 и от 0 до 1.6 в дневное и ночное время соответственно.

Амплитуды спектральных составляющих.

На рис. 4, а, б приведены примеры динамических спектров δ_a и δ_n . Для сравнения на рис. 4, в показан динамический спектр δ_{vm} относительных флуктуаций меридиональной скорости ветра, рассчитанной методом полного корреляционного анализа [7]. Все спектры приведены для одного и того же времени измерения. Здесь интервал обработки составил 2 ч, $T_m = 5$ мин, шаг по времени – 30 мин. Из этих рисунков видно, что в дневное время 01.10.2002 г. ($K_p = 5 \div 7$) наблюдались колебания с периодами $10 \div 120$ мин. Форма спектра, а также вклад отдельных спектральных составляющих значительно варьировались на протяжении времени измерения. При этом амплитуда некоторых колебаний изменялась в $1.5 \div 2$ раза. В целом, для различных интервалов обработки, имело место как подобие, так и различие динамических спектров исследуемых величин.

3. Обсуждение

Интерпретация результатов наблюдения.

Результаты обработки экспериментальных данных подтверждают работоспособность активного и пассивного методов [5], а также указывают на наличие в мезосфере ВВ с широким диапазоном периодов. Заметные отличия спектров квазипериодических процессов, полученных данными методами, а также методом полного корреляционного анализа, могут быть обусловлены рядом причин. Зондирующие импульсы излучаются в зенит, поэтому ОР сигналы принимаются из области ионосферы, горизонтальные размеры которой определяются шириной эффективной диаграммы

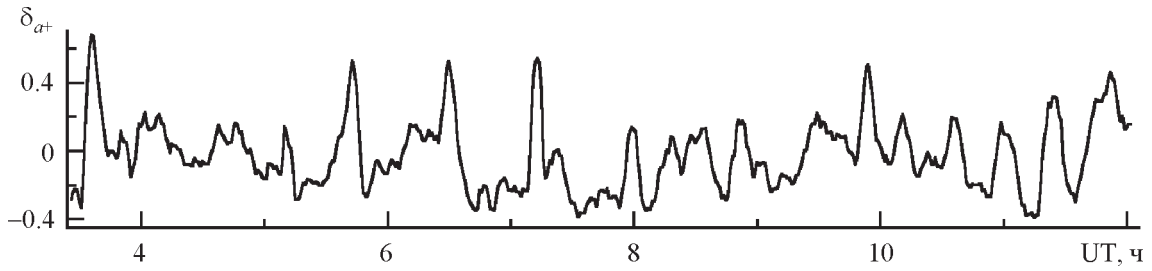


Рис. 1. Временные вариации δ_{a+} в дневное время суток 26. 06. 2002 г., $z = 87$ км

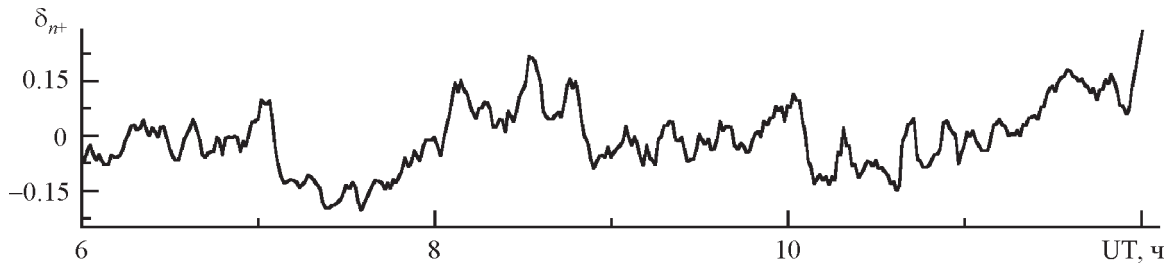


Рис. 2. Временные вариации δ_{n+} в дневное время суток 26. 06. 2002 г.

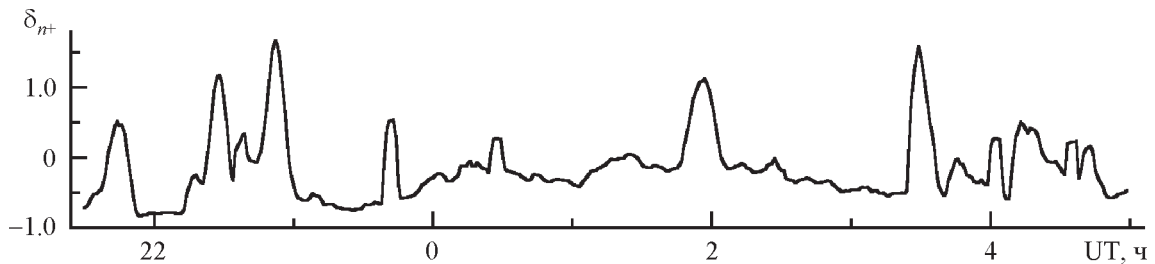


Рис. 3. Временные вариации δ_{n+} в ночное время суток 13. 03. 2003 г.

направленности (см., например, [9, 12]). В этом смысле они являются хорошо локализованными в горизонтальной плоскости. Радиопомехи проходят значительные горизонтальные расстояния, принимаются одновременно с разных направлений и, как следствие, взаимодействуют с различными фазами ВВ. Одной из причин является также нелинейная зависимость параметров регистрируемых сигналов от относительных амплитуд ВВ.

Определение последних на основе компонент горизонтальной скорости ветра вносит дополнительные погрешности, так как метод полного корреляционного анализа связан с решением достаточно сложной системы нелинейных уравнений [7]. Кроме того, из-за малого числа выборок на интервале обработки ($M = 24$) определенные периоды ВВ в спектрах на рис. 4, в с используемым в работе уровнем значимости выявить не удалось.

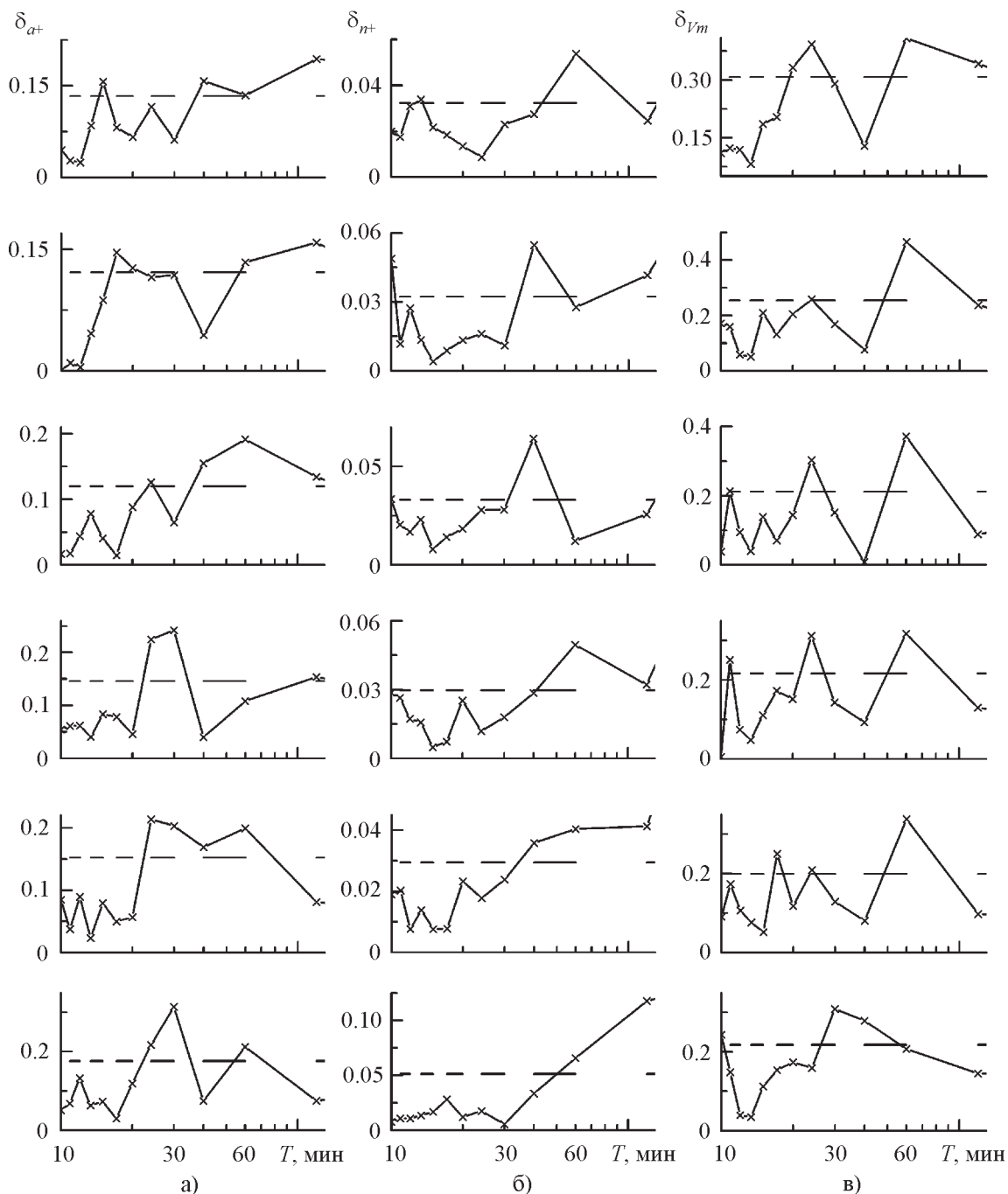


Рис. 4. Примеры динамических спектров величин δ_{a+} (а), δ_{n+} (б), δ_{vm} (в) для 01. 10. 2002 г. Штриховой линией показан доверительный интервал по уровню 75 % ($\alpha = 0.25$)

ВВ с периодами $6 \div 20$ мин, по-видимому, вызваны локальными источниками, расположенными в нижней атмосфере. Волны с такими периодами генерируются ветровыми сдвигами, турбулентными вих-

рями, локальными особенностями рельефа, прохождением атмосферных фронтов, нелинейным взаимодействием волн с различными периодами, в результате антропогенного воздействия и т. д. (см., например, [2]).

ВВ с $T = 30 \div 120$ мин, вероятно, связаны с прохождением внутренних гравитационных волн, генерируемых в высоких широтах (в полярной шапке) [13]. Источниками этих волн являются мощные электрические поля и высокоэнергичные частицы, высыпающиеся из радиационных поясов при вариациях космической погоды. Обнаружено увеличение амплитуды этих ВВ в магнитовозмущенные дни. Волны с такими периодами могут иметь также иное происхождение. Они, например, могут генерироваться при прохождении солнечного терминатора, за счет неравномерного прогревания подстилающей поверхности и др. Кроме того, в данный диапазон периодов попадают мультиплет сферической моды ${}_0S_2$ собственных колебаний Земли (период $T \approx 50$ мин) и некоторые периоды атмосферных нормальных мод колебаний (см., например, [14, 15]).

Способы уменьшения погрешностей. Расчет погрешностей выявления ВВ позволил уточнить приведенные в работе [5] качественные оценки границ применимости предложенных методов. При этом, как видно из (14), погрешности активного метода уменьшаются при увеличении q и интервала усреднения (числа отсчетов n_{sn}). Одним из способов увеличения q является повышение мощности передающего устройства P и коэффициента усиления антенной системы G . Однако увеличение PG ограничивается проявлением нелинейных эффектов в ионосфере [16-19]. При больших PG теория ОР существенно усложняется и при выявлении ВВ вносится дополнительная погрешность, если нелинейные эффекты не учитываются. Повышению q также способствует размещение радара в месте с низким уровнем внешних помех. Увеличение интервала усреднения приводит к уменьшению погрешности, но при этом возрастает значение минимального определяемого периода ВВ $T_{min} = 2T_m$.

Для уменьшения погрешностей пассивного метода также необходимо увеличивать интервал усреднения (15). Увеличению точности способствует высокий уровень внешних помех дальних радиостанций, сигналы которых распространяются в виде

ионосферной волны, что позволяет проводить их уверенную регистрацию. При этом желательно размещать радиоприемное устройство в месте с низким уровнем помех от ближних радиостанций, что приведет к уменьшению мощности земной волны и, следовательно, к уменьшению параметра β_{ei}^2 . Заметим, что параметр β_{ei}^{-2} эквивалентен отношению сигнал/шум при анализе огибающих радиопомехи.

Выводы

1. Рассчитаны погрешности определения относительных амплитуд ВВ электронной концентрации активным и пассивным методами. Изучены их суточные и высотные зависимости. Приведены диапазоны изменения определяемых с заданной допустимой погрешностью значений δ_{Nm} . Показано, что минимальные восстанавливаемые этими методами значения δ_{Nm} обычно составляют $0.03 \div 0.3$.

2. На основании анализа достаточно большого массива данных измерений обнаружены волновые возмущения с периодами $10 \div 120$ мин. ВВ с $T = 6 \div 25$ мин, вероятно, имеют локальные источники происхождения. ВВ с $T = 30 \div 120$ мин, по-видимому, связаны с проявлениями вариаций космической погоды в высоких широтах, прохождением солнечного терминатора, а некоторые из них могут быть модами собственных колебаний Земли и атмосферы.

3. Полученные на основе экспериментальных данных результаты подтвердили работоспособность методов, предложенных нами в работе [5].

Литература

1. Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы // Радиофизика и радиоастрономия. – 2003. – Т. 8, №1. – С. 59-106.
2. Госсард Э. Э., Хук У. Х. Волны в атмосфере. – М.: Мир, 1978. – 532 с.
3. Данилов А. Д., Казимировский Э. С., Вергазова Г. В., Хачикян Г. Я. Метеорологические эффекты в ионосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 344 с.

4. Григорьев Г. И. АГВ в атмосфере Земли (обзор) // Известия вузов. Радиофизика. – 1999. – Т. 42, №1. – С. 3-10.
5. Панасенко С. В., Черногор Л. Ф. Радарные методы наблюдения квазипериодических процессов в мезосфере. 1. Теоретические основы и результаты компьютерного моделирования // Радиофизика и радиоастрономия. – 2004. – Т. 9, №4. – С. 404-416.
6. Панасенко С. В., Черногор Л. Ф. Статистические характеристики помех, воздействующих на сигналы радара частичных отражений // Радиофизика и электроника. – 2003. – Т. 8, №2. – С. 295-303.
7. Панасенко С. В., Розуменко В. Т., Тырнов О. Ф., Черногор Л. Ф. Результаты исследования динамических процессов в нижней ионосфере // Космічна наука і технологія. – 2003. – Т. 9, №5/6. – С. 76-80.
8. Худсон Д. Статистика для физиков. – М.: Мир, 1970. – 296 с.
9. Панасенко С. В., Черногор Л. Ф. Статистические характеристики радиосигналов, принимаемых радаром частичных отражений // Радиофизика и электроника. – 2004. – Т. 9, №1. – С. 234-247.
10. Андерсон Т. Статистический анализ временных рядов. – М.: Мир, 1976. – 755 с.
11. Pancheva D., Mukhtarov Pl. Variability of mesospheric dynamics observed at Yambol (42.5°N, 26.6°E) by meteor radar // J. Atmos. Terr. Phys. – 1994. – Vol. 56, No. 10. – P. 1271-1278.
12. Иванов В. А. Исследование D-области ионосферы методом частичных отражений. – Йошкар-Ола: ВИНТИ, 1985. – 196 с.
13. Аушев В. М., Ашкалиев Я. Ф., Винс Р. Х., Водяников В. В., Гордиенко Г. И., Погорельцев А. И., Яковец А. Ф. Спектр атмосферных гравитационных волн в мезосфере и термосфере // Геомагнетизм и аэрономия. – 2002. – Т. 42, №4. – С. 560-568.
14. Shved G. M., Petrova L. N., Polyakova O. S. Penetration of the Earth's free oscillations at 54 minute period into the atmosphere // Ann. Geophysicae. – 2000. – Vol. 18, No. 5. – P. 566-572.
15. Karpova N. V., Petrova L. N., Shved G. M. Statistical study of seismic and ground pressure oscillations with steady frequencies in the 0.7-5 period range // Ann. Geophysicae. – 2002. – Vol. 20, No. 6, – P. 823-833.
16. Мартыненко С. И., Черногор Л. Ф. Влияние возмущений параметров нижней ионосферы мощными радиоволнами на частично отраженные сигналы // Геофизический журнал. – 1983. – Т. 5, №4. – С. 90-96.
17. Мартыненко С. И., Черногор Л. Ф. О нелинейных эффектах при частичных отражениях радиоволн в ионосфере // Геомагнетизм и аэрономия. – 1976. – Т. 16, №4. – С. 658-665.
18. Мартыненко С. И., Черногор Л. Ф. О нелинейных искажениях фазы частично отраженных сигналов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1977. – Т. 17, №3. – С. 455-460.
19. Мартыненко С. И., Черногор Л. Ф. Дополнительные возможности метода частичных отражений, использующего установки повышенной мощности // Геомагнетизм и аэрономия. – 1984. – Т. 24, №2. – С. 223-227.

Радарні методи спостереження квазіперіодичних процесів у мезосфері.

2. Методика та результати спостереження

С. В. Панасенко, Л. Ф. Черногор

Наведені приклади результатів вимірювань, отриманих у різні часи доби та сезони, а також за різних рівнів магнітної активності. Оцінені похибки у визначенні відносних амплітуд хвильових збурень активним та пасивним методами. Показано, що мінімальні відновлювані значення відносних амплітуд становлять $0.03 \div 0.3$. Отримані результати підтвердили дієвість запропонованих методів.

Mesospheric Radar Observations of Quasi-Periodic Processes.

2. Observation Method and Results

S. V. Panasenko and L. F. Chernogor

A typical set of measurements obtained at different times of day and during different seasons and levels of magnetic activity are given. Errors in wave disturbance relative amplitudes are estimated by employing active and passive techniques. The minimal recovered values of relative amplitudes are shown to be within $0.03 \div 0.3$ range. The results obtained have justified the effectiveness of the suggested techniques.