

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОМАГНЕТИЗМ
И
АЭРОНОМИЯ

1997

т. 37 № 2

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

МОСКВА

УДК 551.510.533

© 1997 г. А.М. Гоков, С.И. Мартыненко

ИЗМЕНЕНИЯ ЧАСТОТЫ СОУДАРЕНИЙ ЭЛЕКТРОНОВ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОЛЯ В НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЕ

Из анализа частично отраженных от нижней ионосферы радиосигналов получено распределение относительных изменений эффективной частоты соударений электронов на нижней границе ионосферы. Предложена гипотеза о влиянии атмосферных электрических полей на вид этого распределения. Разработана методика оценки напряженности электрических полей на нижней границе ионосферы по экспериментально измеренным изменениям эффективной частоты соударений электронов.

Введение

Известно, что электрические поля в ионосфере могут приводить к существенным изменениям ее параметров (см., например, [1]). На основании теории атмосферного электричества существование заметных электрических полей на нижней границе ионосферы предсказано давно [2]. Однако экспериментально этот факт из-за ряда технических трудностей исследован недостаточно [3, 4]. Поэтому при решении задач физики ионосферы и распространения радиоволн эти электрические поля в нижней ионосфере часто не учитываются.

В настоящей работе в результате анализа экспериментальных данных об изменении эффективной частоты соударений электронов ν в нижней части D -области ионосферы показано влияние атмосферных электрических полей на параметры ионосферы. Предложена методика оценки напряженности электрического поля по измерениям вариаций ν методом частичных отражений (ЧО).

Методика и результаты измерений эффективной частоты соударений электронов

Измерения проведены в течение 1978–1994 гг. в различных гелиогеофизических условиях с помощью установки частичных отражений Харьковского госуниверситета [5] на частотах $f = 1,8\text{--}3,0$ МГц, длительность зондирующих импульсов $\tau_{\text{и}} = 25$ мкс. Для обработки выбраны сеансы, соответствующие спокойным ионосферным условиям в дневное время при отношении сигнала к шуму, большем 5. Методом, изложенным в работе [6], получен массив значений эффективной частоты соударений электронов ν на высотах 60, 63, 66 км. При этом решалось трансцендентное уравнение относительно ν вида:

$$\frac{\overline{A_-^2}}{\overline{A_+^2}} = \frac{[(\omega + \omega_L)^2 + \nu^2]^2 (\omega - \omega_L)^2 K_e^2 \left(\frac{\omega - \omega_L}{\nu}\right) + \nu^2 K_\sigma^2 \left(\frac{\omega - \omega_L}{\nu}\right)}{[(\omega - \omega_L)^2 + \nu^2]^2 (\omega + \omega_L)^2 K_e^2 \left(\frac{\omega + \omega_L}{\nu}\right) + \nu^2 K_\sigma^2 \left(\frac{\omega + \omega_L}{\nu}\right)}, \quad (1)$$

где $\overline{A_-^2}$ и $\overline{A_+^2}$ – усредненные по времени квадраты амплитуд принятых необычно-

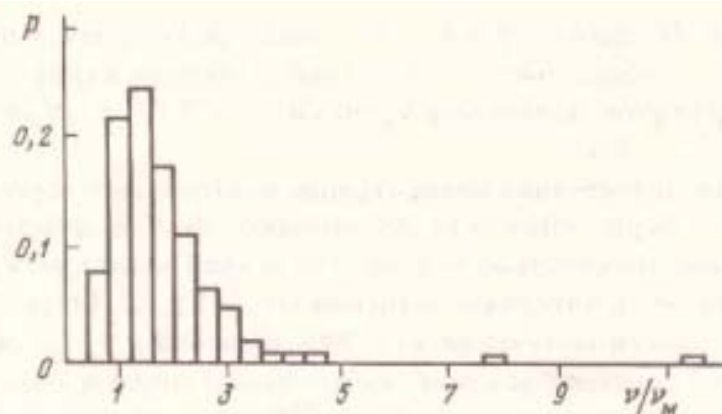


Рис. 1. Распределение относительных изменений эффективной частоты соударений электронов v/v_M на высотах 60-66 км в спокойной дневной среднеширотной нижней ионосфере

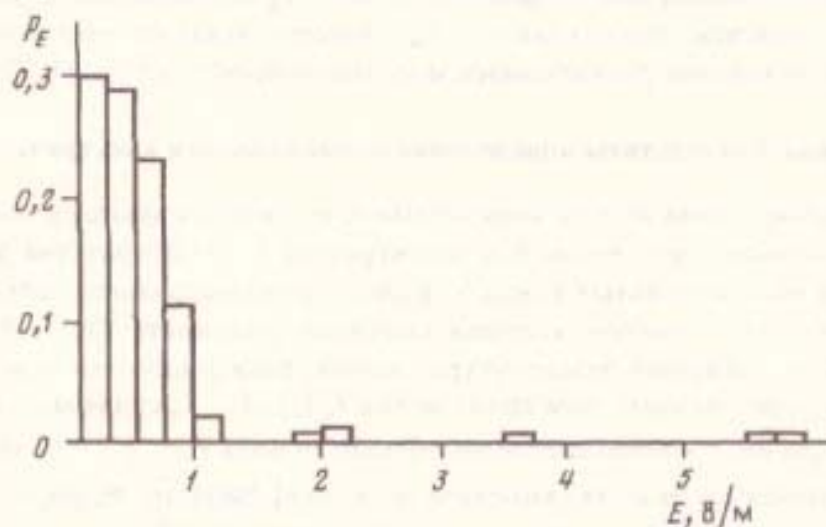


Рис. 2. Распределение напряженности электрического поля на высотах 60-66 км в спокойной дневной среднеширотной нижней ионосфере

венной (индекс "-") и обыкновенной (индекс "+") компонент ЧО сигналов (время усреднения составляло 8-10 мин); $\omega_L = 2\pi f_L$, f_L - продольная составляющая гирочастоты электронов (для среднеширотной ионосферы в условиях экспериментов полагалось $f_L = 1,35$ МГц); K_ϵ и K_σ - кинетические коэффициенты [1, 7], учитывающие влияние кинетических эффектов на диэлектрическую проницаемость ϵ и проводимость σ нижней ионосферы. Для удобства зависимости $K_\epsilon(x)$ и $K_\sigma(x)$ (в нашем случае $x = (\omega - \omega_L)/\nu$ для необыкновенной волны и $x = (\omega + \omega_L)/\nu$ для обыкновенной) можно с точностью до единиц процентов аппроксимировать зависимостями

$$K_\epsilon(x) = 1 + \frac{a_1}{b_1 + x^2}; \quad a_1 = 0,155, \quad b_1 = 0,075, \quad 0,05 \leq x < \infty;$$

$$K_\sigma(x) = 0,89 + \frac{a_2}{b_2 + x^2}; \quad a_2 = 0,027, \quad b_2 = 0,052, \quad 0 \leq x \leq 3,5;$$

$$K_\sigma(x) = 1; \quad 3,5 \leq x < \infty.$$

Погрешность получения $\nu(z)$ методом ЧО в вышеуказанном высотном диапазоне не превышает 30-50% (см., например, [6, 8]).

Полученная экспериментально гистограмма распределения величины v/v_M на высотах 60-66 км приведена на рис. 1. Здесь v_M - модельное значение ν на высоте, с кото-

рой принимается ЧО сигнал, $p = n/n_1$, n – число реализаций в интервале числовых значений v/v_m ; n_1 – общее число реализаций (в данном случае $n_1 = 170$). С учетом кинетических эффектов полагалось $v_m(60 \text{ км}) = 3,75 \cdot 10^7 \text{ с}^{-1}$; $v_m(63 \text{ км}) = 2,55 \cdot 10^7 \text{ с}^{-1}$; $v_m(66 \text{ км}) = 1,68 \cdot 10^7 \text{ с}^{-1}$ [1].

Если учесть, что флуктуации концентрации нейтральных частиц и их температуры в D -области ионосферы обычно не превышают 10–20% (реально же их наиболее вероятная величина значительно меньше), то резкий максимум в распределении v/v_m следовало бы ожидать в интервале значений $v/v_m = 1 \pm 0,2$. Однако экспериментально (с учетом погрешности получения v) ~ 70% значений v/v_m превышают указанный порог (см. рис. 1). Единственным разумным, с нашей точки зрения, объяснением этого факта может быть предположение, что в 70% случаев в нижней части D -области $T_e > T_n$ (T_e – температура электронов, T_n – температура нейтральных частиц). Наиболее вероятной причиной существования повышенных значений T_e может быть наличие значительных атмосферных электрических полей [2–4]. Исходя из этого предположения, можно по экспериментальным данным v/v_m оценивать их значения. При этом естественно полагать, что случаи $v = v_m$ соответствуют отсутствию электрических полей (при этом условии рассчитывался модельный профиль $v_m(z)$ [1, 7].

Методика и результаты определения напряженности электрического поля

Для получения связи между значениями E и v использовалась известная система уравнений баланса электронной концентрации N , температуры электронов T_e и концентрации положительных ионов N^+ в слоисто-неоднородной слабоионизированной плазме D -области с учетом условия квазинейтральности [1, 7, 9]. При этом не учитывались возмущения температуры ионов, поскольку они при прочих равных условиях в M/m раз меньше, чем возмущения T_e [7] (M – средняя масса иона, m – масса электрона). Для низкочастотного возмущающего поля E (т. е. $\omega_1^2 \ll \omega_L^2 \ll v^2$, где ω_1 – частота возмущающего поля) кинетический коэффициент $K_\sigma(\omega_1 \pm \omega_L/v) = K_\sigma(0) \approx 1,4$ [1, 7], а $\sigma = 1,4e^2N/mv$ (здесь e – заряд электрона). Исходная система уравнений существенно упрощается при помощи метода многомасштабного временного разложения [10–12] введением следующих временных масштабов:

$$t_1 = t_{T_e} = (\delta v)^{-1}; \quad t_2 = t'_N = (v_d + v_a)^{-1},$$

$$t_3 = t_N = 0,5[q_i(\alpha_r + \lambda\alpha_i)(1 + \lambda)]^{-1/2}, \quad (2)$$

где t_{T_e} – время развития возмущений T_e ; t'_N и t_N – времена развития возмущений N за счет активизации процессов прилипания и изменения ионизационно-рекомбинационного баланса соответственно; δ – средняя доля энергии, теряемая электроном при одном соударении с нейтральной частицей; v_d и v_a – эффективные частоты отлипания электронов от отрицательных ионов и прилипания электронов к нейтралам соответственно; q_i – скорость ионообразования; α_r – эффективный коэффициент диссоциативной рекомбинации электронов и положительных ионов, α_i – эффективный коэффициент ион-ионной рекомбинации; $\lambda = \bar{N}/N$, \bar{N} – концентрация отрицательных ионов. В нижней ионосфере t_{T_e}/t'_N , $t'_N/t_N \ll 10^{-3}$ (т. е. $t_{T_e} \ll t'_N \ll t_N$). Кроме того, если в рассматриваемом интервале времени $0 < t \leq t_N$ выполняется соотношение $l^2/D_i, l^2/D_a \gg t_N$ (l – характерный размер рассматриваемых возмущений, D_i и D_a – коэффициенты турбулентной и амбиполярной диффузии соответственно), то влиянием процессов диффузии на процесс развития возмущений можно пренебрегать (с погрешностью ~ $0(t_N D_i/l^2)$), поскольку обычно $D_i \gg D_a$. Оценки показывают, что для $z \sim 60$ км это справедливо при $l \gg 10$ м. Аналогичный вывод можно сделать и для процессов термо-

диффузии. В результате из уравнения баланса для температуры при $0 < t < t_T$ можно получить

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{0,97e^2 E^2}{kmv_0\theta^{5/6}} - \delta(\theta)v_0\theta^{5/6}(\theta-1)T_{e0}, \quad (3)$$

где $\theta = T_e/T_{e0}$, $v = v_0\theta^{5/6}$, $\theta(0) = 1$, $E(t < 0) = 0$, индексом "0" здесь и далее обозначены параметры ионосферы при отсутствии электрического поля (для простоты будем полагать $\omega_1 = 0$). Уравнение (3) легко решается численными методами, поскольку здесь θ уже не зависит от N и N^* . В квазистационарном случае $\left(\frac{d\theta}{dt} \approx 0\right)$ из (3) легко получаем следующую связь между E и v (в системе СГС):

$$E^2 = \frac{km\delta_0 T_{e0}}{0,97e^2} \cdot v^2 \left[1 - \left(\frac{v_0}{v} \right)^{5/6} \right], \quad (4)$$

Полагая $\delta_0 = 3,5 \cdot 10^{-3}$, можно для удобства переписать (4) в виде:

$$E^2 = 1,67 \cdot 10^{-18} T_{e0} v^2 \left[1 - \left(\frac{v_0}{v} \right)^{5/6} \right], \quad (5)$$

где E измеряется в В/м, T_{e0} в К, v_0 и v в с^{-1} .

Таким образом, при помощи соотношений (4) и (5) можно определять напряженность атмосферного электрического поля на нижней границе ионосферы по экспериментальным значениям v . Априорное задание температуры невозмущенной среды T_{e0} автоматически определяет и v_0 при помощи известного соотношения [1]:

$$v_0 = 5,8 \cdot 10^{-11} N_n T_{e0}^{5/6}, \quad (6)$$

где N_n – концентрация нейтральных частиц на данной высоте (в см^{-3}). Обычно нами полагалось $v_0 = v_m$, хотя можно v_0 определять и экспериментально. Однако, как показали наши исследования, отличия между экспериментальными и модельными значениями v обычно лежат в пределах погрешности метода, т. е. не превышают 30–50%.

На рис. 2 приведена полученная с использованием соотношения (5) гистограмма распределения E , соответствующая гистограмме распределения v/v_m (рис. 1). Здесь $p_E = n_E/n_1$, где n_E – число реализаций в интервале значений E , n_1 то же, что и для рис. 1. Из рис. 2 видно, что примерно в 70% случаев на границе ионосферы присутствовали электрические поля с напряженностью $E > 0,25$ В/м. Интервал значений $E = (0-0,25)$ В/м соответствует как невозмущенным ионосферным условиям, так и малым значениям E , достоверное определение которых затруднено из-за экспериментальной погрешности определения v . Анализ соотношений (4), (5) показывает, что относительная погрешность экспериментальной оценки E , в основном определяется относительной погрешностью экспериментального определения v и в наших измерениях не превышает 30–50%.

Обсуждение результатов

Полученные результаты позволяют существенно продвинуться в понимании сложных физических процессов в возмущенной D -области ионосферы. Наличие значительных электрических полей на нижней границе ионосферы свидетельствуют о необходимости учета дополнительного источника разогрева электронов при исследованиях

возмущенной ионосферы и распространения радиоволн в ней. Кроме того, приведенные результаты подтверждают гипотезу о том, что аномальные изменения фазы СДВ – сигналов (10–30 кГц), наблюдаемые на трассах, проходящих вблизи районов сейсмической активности за несколько суток до землетрясений и вблизи АЭС при аварийных ситуациях на них, могут быть вызваны изменениями электрического поля в конденсаторе Земля – нижняя ионосфера [12]. Отметим, что изложенная методика позволяет оперативно оценивать изменения напряженности электрического поля на нижней границе ионосферы по измерениям частично отраженных КВ-радиосигналов.

Заключение

В результате анализа большого массива данных по частичным отражениям КВ-радиосигналов от нижней границы ионосферы получено распределение эффективной частоты соударений электронов в этой области с учетом кинетических эффектов. Предположено, что вид этого распределения определяется наличием значительных атмосферных электрических полей. Разработана методика оценки этих электрических полей на основании анализа относительных изменений эффективной частоты соударений электронов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gurevich A.V.* Nonlinear phenomena in the ionosphere. New-York-Heidelberg-Berlin: Springer-Verlag, 1978. V.X. 366 p.
2. *Чалмерс Дж.А.* Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 421 с.
3. *Тютин А.А.* Ракетные измерения вертикального электрического поля атмосферы ниже 90 км // Физика ионосферы. М.: Наука, 1976. С. 31.
4. *Zadoroshny A.M., Tuynin A.A., Bragin O.A. et al.* In situ rocket measurement of electric field strength and related parameters in the middle atmosphere // Proc. IXth Intern. Conf. on Atmospheric Electricity. St. Petersburg: 1992. P. 27.
5. *Tyrnov O.F., Garmash K.P., Gokov A.M. et al.* The radiophysical observatory for remote sounding of the ionosphere // Turkish J. Phys. 1994. V. 18. № 11. P. 1260.
6. *Бенедиктов Е.А., Гришкевич Л.В., Иванов В.* Одновременные измерения электронной концентрации и частоты соударений электронов в D-области ионосферы методом частичных отражений // Изв. вузов. Радиофизика. 1972. Т. 15. № 5. С. 695.
7. *Гуревич А.В., Шварцбург А.Б.* Нелинейная теория распространения радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1973. 272 с.
8. *Бенедиктов Е.А., Гришкевич Л.В., Иванов В.А.* Высотная зависимость частоты соударений электронов с молекулами в D-области ионосферы // Изв. вузов. Радиофизика. 1974. Т. 17. № 12. С. 1891.
9. *Виленский И.М., Израйлева Н.И., Капельзон А.А. и др.* Искусственные квазипериодические неоднородности в нижней ионосфере. Новосибирск: Наука, 1987. 188 с.
10. *Найфэ А.Х.* Методы возмущений. М.: Мир, 1976. 455 с.
11. *Мартыненко С.И.* О моделировании возмущений электронной концентрации D-области ионосферы, вызываемых потоками высокоэнергичных частиц // Геомагнетизм и аэронавигация. 1994. Т. 29. № 1. С. 64.
12. *Мартыненко С.И., Фукс И.М., Шубова Р.С.* Отклик нижней ионосферы на изменение проводимости приземной атмосферы // Геомагнетизм и аэронавигация. 1994. Т. 34. № 2. С. 121.

Харьковский государственный
университет

Поступила в редакцию
18.10.95

После доработки
28.08.96