

Оценки состояния и динамики D-области ионосферы космическими радиосредствами

НАГОРСКИЙ П.М., ЗУЕВ В.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Россия

npm_sta@mail.ru

Введение

К настоящему времени накоплено большое количество экспериментальных данных, свидетельствующих о существовании сейсмо-ионосферных связей, включая изменения в различных областях ионосферы в периоды подготовки сильных землетрясений. В основном эти данные касаются областей E и F . Данных по изменениям параметров области D – существенно меньше.

Последнее связано с тем, что область D , как ни одна другая область ионосферы, является недостаточно исследованной. Это обусловлено как её составом (отрицательные ионы, кластерные ионы) и динамикой (аэрологические и метеорологические факторы, ионизация солнечными и галактическими космическими лучами), так и отсутствием методов, позволяющих вести регулярный мониторинг в районах с высокой сейсмической активностью. Методы, применяемые для исследования верхней и средней ионосферы, оказываются малоприменимыми к исследованию нижней ионосферы.

Поэтому для исследования области D с земной поверхности применяют либо оптические методы, либо проводят исследования области D риометрическим методом, методом частичных отражений или амплитудно-фазовыми методами в ДВ и СДВ диапазонах.

Одно из важнейших отличий ионограмм, получаемых при зондировании с космических аппаратов, от ионограмм наземного зондирования заключается в том, что за частотами отсечки ($foF2$, $fxF2$), определяющими электронную концентрацию в максимуме слоя $F2$ ионосферы, регистрируются отражения от Земли или от спорадического слоя Es .

В работе обсуждается метод глобальной оценки состояния D -области и основания E -области ионосферы радиосредствами космического базирования, основанный на анализе дифференциального поглощения радиоволн обыкновенной и необыкновенной поляризаций в нижней ионосфере.

Постановка задачи

При зондировании ионосферы с борта космических аппаратов анализ данных ионозондов ограничивается полосой частот от критической частоты области F ($foF2$) до частот плазменных резонансов. Информация, заключенная в сигнале с частотой $f > fo, xF2$, дважды прошедшем через ионосферу и отраженном от земной поверхности, фактически остается без должного анализа. Плазменная частота ω_e в области D много меньше частот зондирования, для которых область F – радиопрозрачна. Наличие столкновений и геомагнитного поля приводит к тому, что показатель преломления в плазме становится комплексной величиной $n = kc/\omega = \mu + i\chi$, где k – длина волнового вектора, μ, χ – реальная и мнимая части показателя преломления n^2 , $\mu^2 - \chi^2 = \epsilon'$, $2\mu\chi = \epsilon''$. Известно, что поглощение необыкновенной компоненты в области D больше чем обыкновенной, а поглощение обыкновенной компоненты меньше, чем в отсутствие магнитного поля.

Т.о., в разнице уровней принятых сигналов заключена информация об поглощении в D -области и, следовательно, о её состоянии [1].

Моделирование влияния возмущений в D-области на уровень зондирующего сигнала

Положим: а) на выходе передатчика спутникового ионозонда существует волна линейной поляризации, расщепляющаяся в ионосферной плазме на две магнитоионные компоненты с амплитудами $A_x^o = A_o^o$; б) результирующее поле вдоль луча, связывающего передатчик, область отражения от земли и приемник, имеет вид $A_{o,x} = \frac{A_{o,x}^o}{\sqrt{F}} \exp \left[-2 \int_{h_c}^{h_{tp}} \xi_{o,x} dh \right]$, где F – геометрическая расхожимость; в) земная поверхность является плоской, а магнитоионные компоненты распространяются по совпадающим траекториям.

Тогда отношение амплитуд обеих магнитоионных компонент, отраженных от земли и зарегистрированных спутниковым ионозондом, будет изменяться только из-за поглощения и дисперсионного распывания. Отношение уровней зарегистрированных сигналов R равно:

$$R = \frac{A_x}{A_o} = \Theta_{x,o} \cdot \exp \left[-2 \int_{h_c}^{h_{отр}} (\xi_x - \xi_o) dh \right], \quad (1)$$

где $\xi = \omega/c \operatorname{Im} \sqrt{\epsilon}$ – коэффициент затухания, $\Theta_{x,o}$ – коэффициент, учитывающий различное падение амплитуды обеих магнитоионных компонент зондирующего импульса вследствие дисперсионного распывания в ионосфере. Аналогичное соотношение получается при использовании зондирующих импульсов одной круговой поляризации, но с различными частотами.

Следовательно, для модельной оценки времени запаздывания и потерь при зондировании со спутника необходимо глобальное распределение $n(\omega_e, \nu_e, \Omega_e)$ и $\chi(\omega_e, \nu_e, \Omega_e)$. В качестве модели ионосферной плазмы воспользуемся моделью ионосферы IRI [2], а для определения нейтрального состава области D – моделью термосферы MSIS [3].

Роль дисперсии в изменении амплитуды и длительности регистрируемых сигналов оценим по соотношению $\Delta \tau_n = \frac{2}{c} \int_{h_c}^{h_{отр}} \left(\frac{1}{n(h, f_n)} - \frac{1}{n(h, f_b)} \right) dh$, где f_n и f_b , верхняя и нижняя частоты спектральной полосы зондирующего импульса, и для $\Theta_{x,o}$ запишем: $\Theta_{x,o} = \sqrt{(\tau_n + \Delta \tau_n^o)/(\tau_n + \Delta \tau_n^x)}$. Здесь τ_n – начальная длительность импульса. В результате получим соотношение, позволяющее оценить поглощение сигнала в D -области:

$$\int_{h_c}^{h_{отр}} (\xi_x - \xi_o) dh = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{A_o}{A_x} \cdot \sqrt{\frac{(\tau_n^+ \Delta \tau_n^o)}{(\tau_n^+ \Delta \tau_n^x)}} \right] = \ln \left[\sqrt{\Theta_{x,o}/R} \right]. \quad (2)$$

Анализ данных модельного радиозондирования

Проведем оценку величины R в случае появления возмущений в области D . Во время возмущений, связанных с явлениями на Солнце, концентрация электронов на высотах 50–90 км может возрастать в десятки и сотни раз, приводя к резкому усилению поглощения радиоволн. Наиболее значительными возмущениями, связанными с активностью Солнца и сопутствующими явлениями в околоземном пространстве, являются три типа возмущений: внезапные ионосферные возмущения (ВИВ), поглощение в полярной шапке (ППШ) и авроральное поглощение (АП). На этом фоне сейсмо-ионосферные и антропогенные (радионагрев в СВ, КВ-диапазонах) возмущения в области D следует отнести к локальным.

Локальное возмущение. Положим, что гелио и геомагнитная активности – невысоки: $F_{10.7} = 107$, $A_p = 4$. Расчеты проведем для летнего солнцестояния в точке с координатами

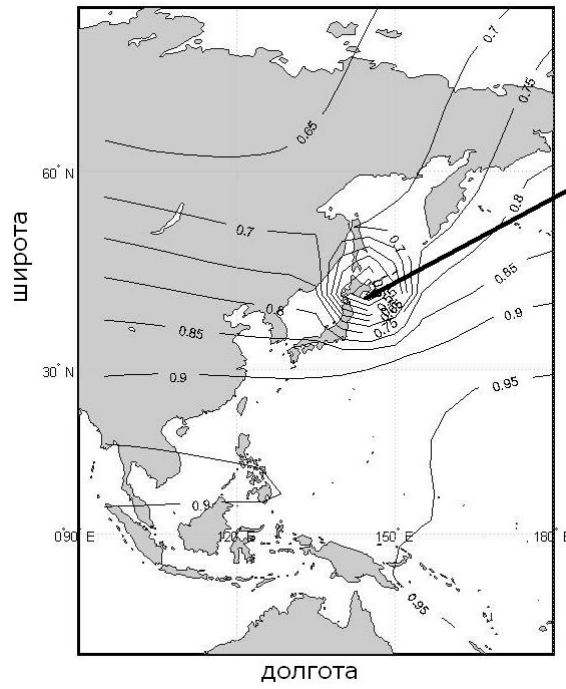


Рис. 1. Распределение R , рассчитанное на высоте $h = 1000$ км

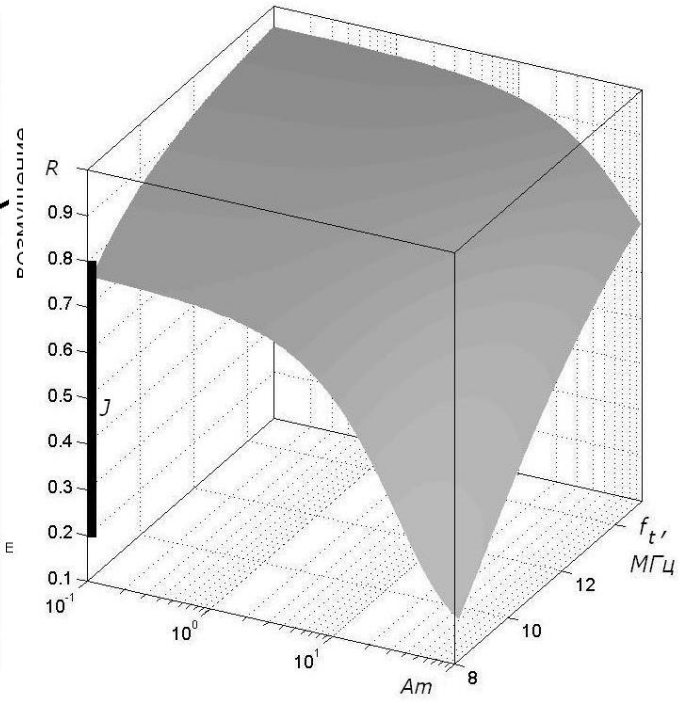


Рис. 2. Зависимость дифференциального поглощения R от Am и f_t

тами 42.25^0 с.ш., 145^0 в.д, для 06UT и частоты зондирования $f_t = fxF2(\theta, \phi) + 0.1$ [МГц]. Сейсмо-ионосферное возмущение в области D величины $N_e \nu_e$ представим в следующем виде:

$$N_e \nu_e = N_{e0} \nu_{e0} \cdot \left[1 + Am \cdot \prod_{k=1}^3 \left\{ \begin{array}{l} (1 - (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2)^2, (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 \leq 1 \\ 0, (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 > 1 \end{array} \right. \right]. \quad (3)$$

Здесь $\vec{x}$ – текущие координаты, $\vec{x}_o$ – координаты местоположения центра возмущения, $\Delta x = (\Delta h, \Delta \theta, \Delta \phi)$ – пространственные размеры возмущения. При моделировании полагалось: $\Delta \theta = 8^0$, $\Delta \phi = 11^0$, $\Delta h = 20$ км, $Am = 10$. Результаты расчетов даны на рис. 1. Плавное уменьшение величины R с юга на север в невозмущенных условиях обусловлены уменьшением критической частоты слоя $F2$ с широтой. Аналогичное уменьшение R с востока на запад связано с перестройкой ионосферы в вечернее время суток. Стрелкой на той же карте указано местоположение центра возмущения.

Рассмотрим зависимость поглощения от относительной амплитуды возмущения и частоты зондирования. Моделирование проведем для тех же параметров. Результаты моделирования представлены на рис. 2. Анализ данных моделирования показал, что частотный интервал, в котором данный метод позволяет проводить измерения, определяется значениями Am и f_t : при малых Am и f_t , значительно превышающих $fxF2$, обе магнитоионные компоненты испытывают слабое поглощение, а оценка поглощения в области D – проблематична, в случае больших Am отношение амплитуд $R \rightarrow 0$ и оценка поглощения также становится затруднительной. Оптимальный для измерений диапазон значений R указан на рис. 2 вертикальной полосой J .

Глобальные возмущения. Рассмотрим влияние на вариации R повышения электронной концентрации в D -области во время солнечной вспышки и аврорального возмущения. Моделирование проведем для тех же гелио-геофизических условий. Модель возмущения по вертикали аналогична (3). По горизонтали, в случае вспышки, возмущение

убывает пропорционально $\cos \chi$ от подсолнечной точки, где χ - угол падения солнечных лучей на слой D . Авроральное возмущение задавалось в виде кольца вдоль круга широты, шириной в несколько градусов. Остальные параметры были аналогичны расчетам для рис. 1. Примеры оценок R в случае глобальных возмущений иллюстрируются рис. 3.

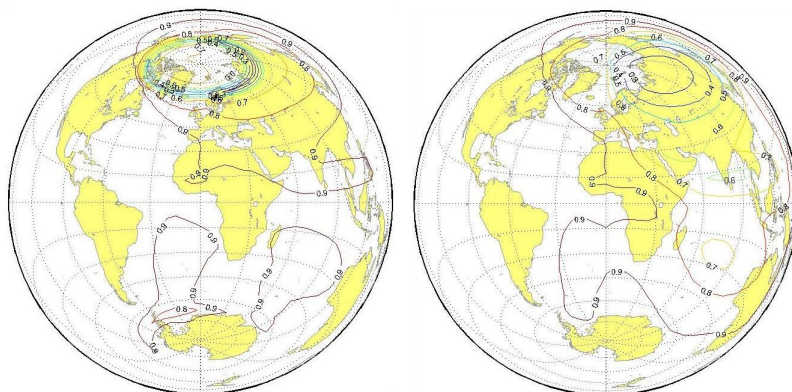


Рис. 3. Планетарное распределение величины R в случае аврорального возмущения в Северном полушарии (слева) и солнечной вспышки (справа)

Заключение

На основе модельного анализа данных спутникового ионосферного зондирования в полосе частот, превышающих частоту отсечки $f_x F2$, показана перспективность использования этой полосы частот зондирования для контроля состояния области D .

Наличие отражающей поверхности (земли) не требует увеличения мощности бортового передатчика, а расположение аппаратуры на спутнике позволяет осуществить глобальный оперативный мониторинг области D , включая сейсмоактивные регионы планеты.

Работа выполнена по Программе СО РАН "Природно-климатические изменения и их последствия для Сибири в современных условиях глобального потепления и антропогенных воздействий".

Литература

1. Зув В.В., Нагорский П.М. Метод оценки состояния области D ионосферы радиосредствами космического базирования // Исследование земли из космоса. – 2011. – № 4. – С. 33-40.
2. Rawer K., Bilidza D., Ramakrishnan S. Goals and Status of the IRI // Rev. Geophys. Spase Phys. – 1987. – V.16. – № 2. P. 177 – 181.
3. Hedin A.E. Neutral Atmosphere Empirical Model from the surface to lower exosphere MSIS90 // J. Geophys. Res. – 1991. – V. 96. P. 1159 – 1172.

Assessment of the Status and Dynamics of the Ionospheric D region Using Space-Based Radio Facilities

Nagorsky P.M., Zuev V.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Russia

The ionospheric D region is insufficiently studied in comparison with other regions. This is due to its composition (negative ions and cluster ions) and dynamics (aerological and meteorological factors and solar and galactic cosmic ionization), as well as to the absence of methods for routine global monitoring.

An estimation method for the state of the ionospheric D region and the base of the E region by space based facilities is suggested on the basis of an analysis of differential absorption of radio waves of ordinary and extraordinary polarizations in the lower ionosphere. Satellite ionospheric sounding data are model analyzed in the frequency band above f_xF2 .

Based on the model analysis of satellite ionospheric sounding data, the frequency band above f_xF2 is shown to be prospective for the global satellite monitoring of the ionospheric D region.

The presence of a reflecting surface (that of the Earth) does not require an increase in the power of an ionosonde board transmitter, and satellite-mounted equipment allows the operative monitoring of the D-region over seismically active regions.