

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МЕТОД ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ D-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ РАДИОСРЕДСТВАМИ КОСМИЧЕСКОГО БАЗИРОВАНИЯ

© 2011 г. В. В. Зуев, П. М. Нагорский

Учреждение Российской академии наук Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
Томск

*E-mail: npt_sta@mail.ru

Поступила в редакцию 02.08.2010 г.

Предложен метод оценки состояния D-области и основания E-области ионосферы космическими средствами, основанный на анализе дифференциального поглощения радиоволн обыкновенной и необыкновенной поляризации в нижней ионосфере. Проведен модельный анализ данных спутникового ионосферного зондирования в полосе частот, превышающих частоту отсечки $f_x F_2$. Результаты численных экспериментов показали перспективность использования этой полосы частот зондирования для глобального контроля состояния области D ионосферы космическими радиосредствами.

Ключевые слова: D-область ионосферы, космическое радиозондирование, дифференциальное поглощение радиоволн, связь между геосферами

ВВЕДЕНИЕ

Область D, как ни одна другая область ионосферы, является недостаточно исследованной. Это обусловлено как ее 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 планетарном масштабе. Известно, что методы, применяемые для исследования верхней и средней ионосферы, во многих случаях оказываются малопригодными к исследованию нижней ионосферы вследствие следующих принципиальных трудностей (Брюнелли, Намгаладзе, 1988):

– из-за большой плотности нейтральной атмосферы нижняя ионосфера недоступна для исследований при помощи зондовых методов, расположенных на ИСЗ;

– неприменим стандартный метод импульсного вертикального зондирования с земной поверхности, поскольку малые значения электронной концентрации в D-области ионосферы требуют перехода на меньшие рабочие частоты, чему препятствует поглощение радиоволн, которое возрастает с уменьшением зондирующей частоты обратно пропорционально квадрату частоты; понижение рабочей частоты затрудняет формирование короткого импульса, необходимого для соответствующего пространственного разрешения, и приводит к увеличению габаритов антенн, что становится технически невыполнимым;

– при импульсном зондировании с борта космических аппаратов (КА) внутренняя ионосфера (D-область и основание E-области) экранируется основным максимумом ионизации – слоем F2.

Поэтому для исследования D-области с земной поверхности применяют либо оптические методы (Зуев и др., 2002), либо проводят исследования D-области риометрическим методом, методом частичных отражений или амплитудно-фазовыми методами в длинноволновом диапазоне (ДВ) и в диапазоне сверхдлинных волн (СДВ) (Митра, 1977; Брюнелли, Намгаладзе, 1988). Риометрический метод, интенсивно развивавшийся до последней трети прошлого века (это было связано с анализом динамики спектра жесткого солнечного излучения во время солнечных вспышек), в последнее время снова начал активно использоваться для анализа неоднородной структуры нижней ионосферы, что потребовало развертывания обширных антенных полей. Для метода частичных отражений, в силу малости отраженного от D-области сигнала, необходимо применение передатчиков большой мощности и крупногабаритных антенн, поэтому его использование ограничено условиями крупных стационарных обсерваторий. Регистрация амплитудно-фазовых характеристик сигналов ДВ-, СДВ-радиостанций может производиться на трассах длиной от сотен до тысяч километров, однако разрешающая способность метода в части локализации возмущений в D-области сравнима с длиной самой трассы.

Во время сильных возмущений, связанных с различными явлениями на Солнце и в земной атмосфере, концентрация электронов на высотах 50–90 км

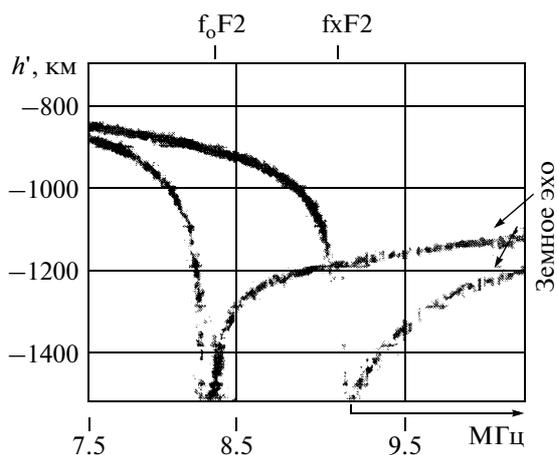


Рис. 1. Участок ионограммы внешнего зондирования, на котором скобкой со стрелкой указан диапазон используемых частот предлагаемого метода. По оси абсцисс отложена частота зондирования f_i , по оси ординат — действующая глубина h' .

может возрастать в десятки и сотни раз, приводя к резкому усилению поглощения радиоволн (Митра, 1977). 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 (ПШ) и авроральное поглощение (АП). На этом фоне антропогенные возмущения (радионагрев в СВ-, КВ-диапазонах) и возмущения, возможно, связанные с процессами подготовки землетрясений, следует отнести к локальным.

Отметим, что поиску характерных изменений (вариаций) в различных областях ионосферы, являющихся предвестниками подготовки сильных землетрясений, посвящено значительное количество работ (Гохберг и др., 1988; Мартыненко и др., 1994; Фукс, Шубова, 1994; Бучаченко и др., 1996; Pulinets et al., 2000; Ким и др., 2002; Чернявский и др., 2004; Мальцев, Моргунов, 2005; Корсунова, Хегай, 2005; Липеровская, 2008; Липеровский и др., 2008). Однако на настоящий момент времени эта проблема весьма и весьма далека от своего разрешения: возмущения ионосферы в период подготовки землетрясения пока еще остаются не более, чем гипотезой. В литературе, в основном, анализируются данные, касающиеся E- и F-областей, данных по изменениям в D-области очень мало, что во многом связано с отсутствием методов контроля этой области ионосферы в планетарном масштабе.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

При зондировании ионосферы с борта космических аппаратов анализ данных ионозондов ограничивается полосой частот от критической частоты об-

ласти F (f_oF2) до частот плазменных резонансов. Типичная высота полета спутников с ионозондом на борту составляет ~ 800 – 1000 км, мощность передатчиков — от десятков до 300 Вт, антенные системы — диполи длиной несколько десятков метров. При частоте зондирования ~ 50 Гц расстояние по орбите между соседними импульсами составляет ~ 150 м. Наличие этого ограничения вынуждает выбирать компромиссное решение между возможностью детального исследования вертикальной структуры ионосферы по одной ионограмме и возможностью изучения горизонтальной пространственной структуры ионосферы на основе серии ионограмм.

Типичный участок ионограммы внешнего зондирования приведен на рис. 1. На этом рисунке по оси ординат отложена действующая глубина (аналог действующей высоты), по оси абсцисс — частота зондирования. Одно из важнейших отличий ионограмм, получаемых при зондировании с космических аппаратов, от ионограмм наземного зондирования заключается в том, что за частотами отсечки (f_oF2 , f_xF2), определяющими электронную концентрацию в максимуме слоя F2 ионосферы, регистрируются отражения от Земли или от спорадического слоя Es. Отметим, что информация, заключенная в сигнале с частотой $f > f_o$, $x F2$, дважды прошедшем через ионосферу и отраженном от земной поверхности, фактически остается без должного анализа.

Рассмотрим физические причины особенностей формирования отраженного сигнала на ионограмме (Девис, 1973). В пренебрежении влиянием магнитного поля групповая скорость распространения импульса, движущегося вертикально, равна $u_{гр} = cn(h)$, где $n^2 = 1 - f_e^2 / f_i^2$. По мере проникновения сигнала в ионосферу увеличивается электронная концентрация, следовательно, уменьшаются показатель преломления и групповая скорость, которые на высоте $h_{отр}$ обращаются в нуль $n^2 = 0$, $u_{гр} = 0$. На этой высоте происходит отражение радиосигнала, и импульс возвращается к приемнику. Время запаздывания прихода отраженного импульса относительно зондирующего импульса равно

$$\Delta t = 2 \int_{h_c}^{h_{отр}} \frac{dh}{u_{гр}} = \frac{2}{c} \int_{h_c}^{h_{отр}} \frac{dh}{n} = \frac{2}{c} h',$$

где h_c — высота полета спутника, h' — действующая. Поскольку $c \geq u_{гр}$, то и $h' < h_{отр}$.

Наличие столкновений и геомагнитного поля в плазме приводит к тому, что показатель преломления становится комплексной величиной $n = \frac{kc}{\omega} = \mu + i\chi$, где k — длина волнового вектора, μ , χ — реальная и мнимая части показателя преломления, связанные с ϵ соотношениями $\mu^2 - \chi^2 = \epsilon''$, $2\mu\chi = \epsilon'$.

В квазипродольном приближении значение n^2 определяется выражением (Брюнелли, Намгаладзе, 1988):

$$n_{o,x}^2 = 1 - \frac{\omega_e^2}{\omega^2} \left(1 \pm \frac{\Omega_e}{\omega} + i \frac{v_e}{\omega} \right)^{-1},$$

где $\omega_e^2 = 4\pi e^2 N_e / m_e$ – плазменная частота электронов; e и m_e – заряд и масса электрона соответственно; N_e – электронная концентрация; ω – частота радиоволны; c – скорость света; v_e – эффективная частота электронных соударений; Ω_e – гирочастота электронов. При этом ω_e, v_e, Ω_e суть функции $\vec{r} \equiv (h, \theta, \varphi)$ географических координат.

Плазменная частота ω_e в области D много меньше частоты зондирования, для которой область F – радиопрозрачна. Поэтому реальная часть показателя преломления $\mu \sim 1$, а для мнимой части показателя преломления в этой области (области неотклоняющего поглощения) справедливо соотношение (Девис, 1973; Брюнелли, Намгаладзе, 1988)

$$\begin{aligned} \chi_{o,x} &= \frac{2\pi e^2}{m_e c} \frac{N_e v_e}{(\omega \pm \Omega_e)^2 + v_e^2} = \\ &= 4.6 \times 10^4 \frac{N_e v_e}{(\omega \pm \Omega_e)^2 + v_e^2}, \end{aligned} \quad (1)$$

Из соотношения (1) следует что:

– поглощение необыкновенной компоненты волны при пересечении D-области больше, чем обыкновенной, а поглощение обыкновенной компоненты волны меньше, чем в случае, когда магнитное поле в плазме отсутствует;

– при увеличении частоты зондирования поглощение убывает обратно пропорционально квадрату частоты.

Высказанные соображения позволяют использовать информацию, получаемую с бортовых ионозондов, для контроля состояния D-области следующим образом. На пути к земной поверхности и обратно радиоволны претерпевают поглощение, причем, согласно (1), необыкновенная компонента волны поглотится в большей мере. Информация об интегральном поглощении при двукратном пересечении D-области заключена в разнице уровней зарегистрированных сигналов. Равенство амплитуд обеих магнитоионных компонент может быть достигнуто при генерации спутниковым ионозондом радиоимпульсов с линейной поляризацией. Зондирование на сетке частот также позволяет контролировать состояние D-области, поскольку интегральное поглощение обратно пропорционально квадрату частоты. Однако при использовании серии импульсов с переменной частотой зондирования необходимо учитывать то, что из-за регулярного смещения приемопередающего устройства по орбите среда на пу-

ти радиосигнала от ионозонда до поверхности земли и обратно изменяется.

МОДЕЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ ВЛИЯНИЯ D-ОБЛАСТИ НА УРОВЕНЬ ЗОНДИРУЮЩЕГО СИГНАЛА

Проведем теоретическую оценку влияния D-области и возмущений в ней на поглощение радиоволн. Будем считать, что на выходе передатчика спутникового ионозонда и на входе в ионосферу существует волна линейной поляризации, расщепляющаяся в плазме на две магнитоионные компоненты с равными амплитудами A_x^o и A_o^o (антенна спутника – горизонтальный диполь). Результирующее поле вдоль экстремального луча, связывающего передатчик, область отражения на поверхности и приемник, представим в виде

$$A_{o,x} = \frac{A_{o,x}^o}{\sqrt{\Psi}} \exp \left[-2 \int_{h_c}^{h_{отр}} \xi_{o,x} dh \right],$$

где Ψ – геометрическая расходимость. Положим, что магнитоионные компоненты распространяются по практически совпадающим траекториям, а земная поверхность является плоскостью с коэффициентом отражения $|T_{o,x}| = 1$. Тогда отношение амплитуд магнитоионных компонент (дифференциальное поглощение) будет изменяться только из-за поглощения и дисперсионного расплывания. При отражении от Земли и двукратном прохождении D- и F-областей дифференциальное поглощение R равно

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

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 расплывания в ионосфере. Соотношение, аналогичное (2), получается при использовании зондирующих импульсов одной круговой поляризации, но с различными частотами ω_i, ω_j .

$$\frac{A_i}{A_j} = \Theta_{ij} \exp \left[-2 \int_{h_c}^{h_{отр}} (\xi_j - \xi_i) dh \right].$$

Интервал изменений величины R заключен в пределах 0–1.

Таким образом, для модельной оценки времени запаздывания и потерь при зондировании необходимо пространственно-временное распределение $n(\omega_e, v_e, \Omega_e)$ и $\chi(\omega_e, v_e, \Omega_e)$. Это, в свою очередь, требует задания пространственного распределения

плазменной частоты электронов, эффективной частоты электронных соударений, гирочастоты электронов. В качестве модели ионосферной плазмы воспользуемся моделью ионосферы IRI (Rawer et al., 1987), а для определения нейтрального состава D-области – моделью термосферы MSIS (Hedin, 1991). Для оценки эффективной частоты соударений ν_e используем соотношения, связывающие частоты соударений электронов с нейтральными атомами, молекулами и ионами в следующем виде (Фаткуллин и др., 1981):

$$\begin{aligned}\nu_{eN_2} &= 2.33 \times 10^{-11} N_{N_2} (1 - 1.2 \times 10^{-4} T_e) T_e, \\ \nu_{eO_2} &= 1.8 \times 10^{-10} N_{O_2} (1 + 3.6 \times 10^{-2} T_e^{1/2}) T_e^{1/2}, \\ \nu_{eO} &= 8.2 \times 10^{-10} N_O T_e^{1/2}, \\ \nu_{eH} &= 4.5 \times 10^{-9} N_H (1 - 1.35 \times 10^{-4} T_e) T_e^{1/2}, \\ \nu_{eHe} &= 4.6 \times 10^{-10} N_{He} T_e^{1/2}, \\ \nu_{ei} &= (54 \pm 5) T_e^{1/2} N_i.\end{aligned}$$

Здесь ν_{ea} – частоты соударений электронов с основными составляющими нейтральных атомов и молекул (O, O₂, N₂, H, He) и ионов (i) ионосферной плазмы; T_e – температура электронов. Эффективная частота электронных соударений сущ $\nu_e = \sum_{a=1}^6 \nu_{ea}$. Расчет напряженности геомагнитного поля B и гирочастоты электронов $\Omega_e = eB/(m_e c)$ проводился в дипольном приближении $B(\varphi, r_0 + h) = M_3 / (r_0 + h)^3 \sqrt{1 + 3 \sin^2 \theta}$, геомагнитный и географический полюса были совмещены. Здесь r_0 – земной радиус, M_3 – магнитный момент Земли.

Оценим роль дисперсии в изменении амплитуд регистрируемых сигналов. Ширина спектра зондирующего импульса приближенно связана с его длительностью соотношением $\Delta f \approx 2/\tau_i = f_b - f_n$. В предположении, что f_n и f_b – верхняя и нижняя частоты спектральной полосы зондирующего импульса, увеличение его длительности оценим по соотношению

$$\Delta \tau_i = \frac{2}{c} \int_{h_c}^{h_{отр}} \left(\frac{1}{n(h, f_n)} - \frac{1}{n(h, f_b)} \right) dh. \quad (3)$$

Тогда для коэффициента $\Theta_{x,o}$, учитывающего различное падение амплитуд обеих магнитоионных компонент зондирующего импульса вследствие дисперсионного расплывания в ионосфере, можно записать как $\Theta_{x,o} = \sqrt{(\tau_i + \Delta \tau_i^o) / (\tau_i + \Delta \tau_i^x)}$. Здесь τ_i – начальная длительность зондирующего импульса.

Поскольку в модельном эксперименте поглощение и дисперсионное расплывание импульсов обеих поляризацій рассчитывается независимо, положим $\Theta_{x,o} = 1$. В реальном эксперименте оценить отдельно изменения амплитуды и формы радиоимпульса под воздействием дисперсионного расплывания и поглощения невозможно. Поэтому сначала необходимо восстановить по ионограмме реальный профиль электронной концентрации, а затем, по соотношению (3), исключить из экспериментальных данных искажения, вносимые дисперсией ($\Theta_{x,o}$). Таким образом, измеренное отношение амплитуд R позволяет определить интегральный коэффициент поглощения, являющейся важной характеристикой текущего состояния D-области

$$\begin{aligned}& \int_{h_c}^{h_{отр}} (\xi_x - \xi_o) dh = \\ & = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{A_o}{A_x} \sqrt{\frac{(\tau_i + \Delta \tau_i^o)}{(\tau_i + \Delta \tau_i^x)}} \right] = \ln \left[\sqrt{\Theta_{x,o} / R} \right].\end{aligned} \quad (4)$$

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ СИГНАЛА ЗОНДИРОВАНИЯ

Воспользуемся полученными соотношениями (2)–(4) и проведем оценку величины R в случае появления локального возмущения в D-области. Положим, что гелио- и геомагнитная активности являются невысокими: $F_{10.7} = 107$, $A_p = 4$. Расчеты проведем для точки с координатами 42.25° с.ш., 145° в.д. (Тихий океан, восточнее о. Хоккайдо) в период летнего солнцестояния, 06:00 UT. Профили невозмущенных значений плазменной частоты электронов f_{en} (data1), эффективной частоты соударений ν_{en} (data2) и произведения $f_{en}^2 \nu_{en}$ (data3), рассчитанные по моделям (Rawer et al., 1987; Hedin, 1991), представлены на рис. 2.

Плавное уменьшение величины R при перемещении с юга на север в невозмущенных условиях обусловлено уменьшением критической частоты слоя F2 с увеличением широты (рис. 3). Аналогичное уменьшение R с востока на запад связано с перестройкой ионосферы в вечернее время суток: для электронной концентрации в D-области основным регулирующим фактором является высота положения Солнца над горизонтом. В то же время значения критической частоты слоя F2 не следует строго за зенитным углом Солнца, летом максимальные значения критических частот наблюдаются не в полдень, а в вечерние часы (до захода Солнца). При построении карт изоуровней дифференциального поглощения R в невозмущенных условиях определяющим фактором являются суточные и сезонные вариации параметров регулярных слоев ионосфе-

ры, которые связаны с изменениями волновой радиации Солнца. К регулярным вариациям следует отнести и изменения параметров слоев в течение 11-летнего цикла солнечной активности. Таким образом, эти вариации создают сложную картину зависимости дифференциального поглощения R от географических координат, времени и солнечной активности.

Наряду с регулярными изменениями наблюдаются нерегулярные возмущения, связанные с активностью Солнца и сопутствующими явлениями в околоземном пространстве, взаимодействием между различными геосферами и антропогенными возмущениями ионосферы. В случае локальных ионосферных возмущений представим возмущенное распределение величины $f_e^2 v_e$, ответственной за поглощение, в следующем мультипликативном виде:

$$f_e^2 v_e = f_{en}^2 v_{en} \left[1 + Am \times \prod_{k=1}^3 \begin{cases} \left(1 - (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 \right)^2, & (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 \leq 1 \\ 0, & (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 > 1 \end{cases} \right].$$

Здесь $x \equiv (h, \theta, \varphi)$ – текущие высота, широта, долгота, $x_o \equiv (h_o, \theta_o, \varphi_o)$ – координаты местоположения центра возмущения, $\Delta x \equiv (\Delta h, \Delta \theta, \Delta \varphi)$ – пространственный размер (полутолщина) возмущения по соответствующей координате.

Согласно литературным данным, горизонтальные размеры возмущенной области F2, связанной с подготовкой землетрясения (Гохберг и др., 1988; Бучаченко и др., 1996; Pulinets et al., 2000), составляют не менее 1000 км по широте и долготе. Поэтому есть все основания считать, что горизонтальные размеры возмущения D-области, которые могут быть связаны с сейсмической активностью, имеют аналогичные размеры. При моделировании полагалось: полутолщина возмущенной области по широте составляет $\Delta \Theta = 8^\circ$, по долготе – $\Delta \varphi = 11^\circ$, по высоте – $\Delta h = 20$ км. Центр возмущенной области помещен в точку с координатами $\Theta = 42.25^\circ$ с.ш., $\varphi = 145^\circ$ в.д. на высоте $h = 80$ км. Относительная амплитуда возмущения выбрана равной $Am = 10$.

Вертикальный разрез распределения электронной плазменной частоты вдоль меридиана, проходящего через центр возмущенной области, иллюстрируется рис. 3а. Для данной модели возмущенная область электронной концентрации представляет собой “язык”, опускающийся из E-области в D-область. Несмотря на то, что центр модельного возмущения находится на высоте 80 км, область с наибольшими отклонениями концентрации электронов от равновесного значения расположена выше и примыкает к E-слою снизу. Расчеты здесь и далее проводились на сетке $5^\circ \times 5^\circ$. Частота зондирования бы-

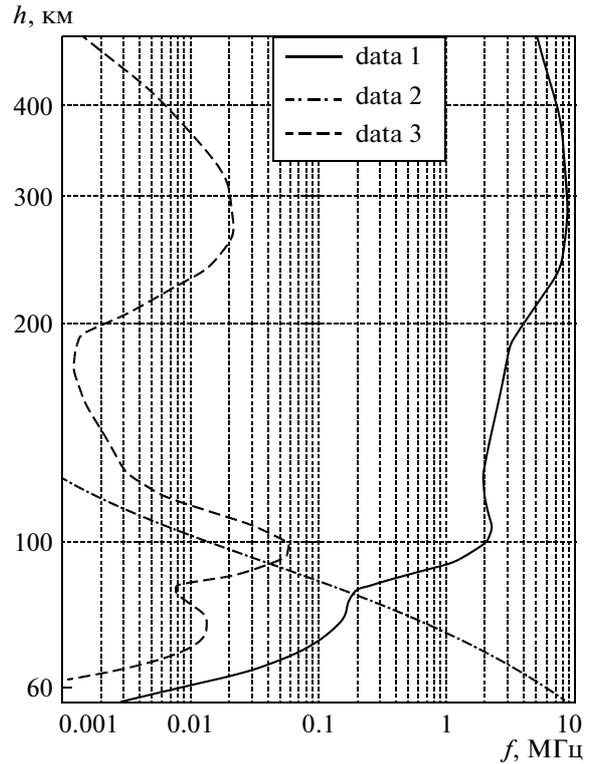


Рис. 2. Профили невозмущенных значений плазменной частоты электронов (data1), эффективной частоты соударений (data2) и произведения $f_e^2 v_e$ (data3), летнее солнцестояние, 06:00 UT. По оси абсцисс – частота, по оси ординат – высота.

ла переменной и в каждом узле сетки определялась из соотношения $f_i = f_x F2(\theta, \varphi) + 0.1$ (МГц). Шаг по высоте в D-области составлял 1 км.

Для возмущенной ионосферы данные модельного эксперимента на минимально возможной частоте зондирования ($f_i = f_x F2(\theta, \varphi) + 0.1$ (МГц)) иллюстрируются картой, представленной на рис. 3б. Стрелкой на этой карте указано местоположение возмущения. Возмущение по площади охватывает весь о. Хоккайдо, южную часть о. Сахалин и часть Курильских о-вов. Величина R уменьшается от значения $R \sim 0.8$, характерного для исследуемого региона в невозмущенных условиях, до значений $R \sim 0.55$, которые являются наименьшими по земному шару на минимальной частоте зондирования и заданных при моделировании гелио-геофизических параметров.

АНАЛИЗ ДАННЫХ МОДЕЛИРОВАНИЯ

При построении карт изоуровней R относительная амплитуда возмущения полагалась равной $Am = 10$, и выбиралась минимально возможная частота зондирования, превышающая частоту отсеч-

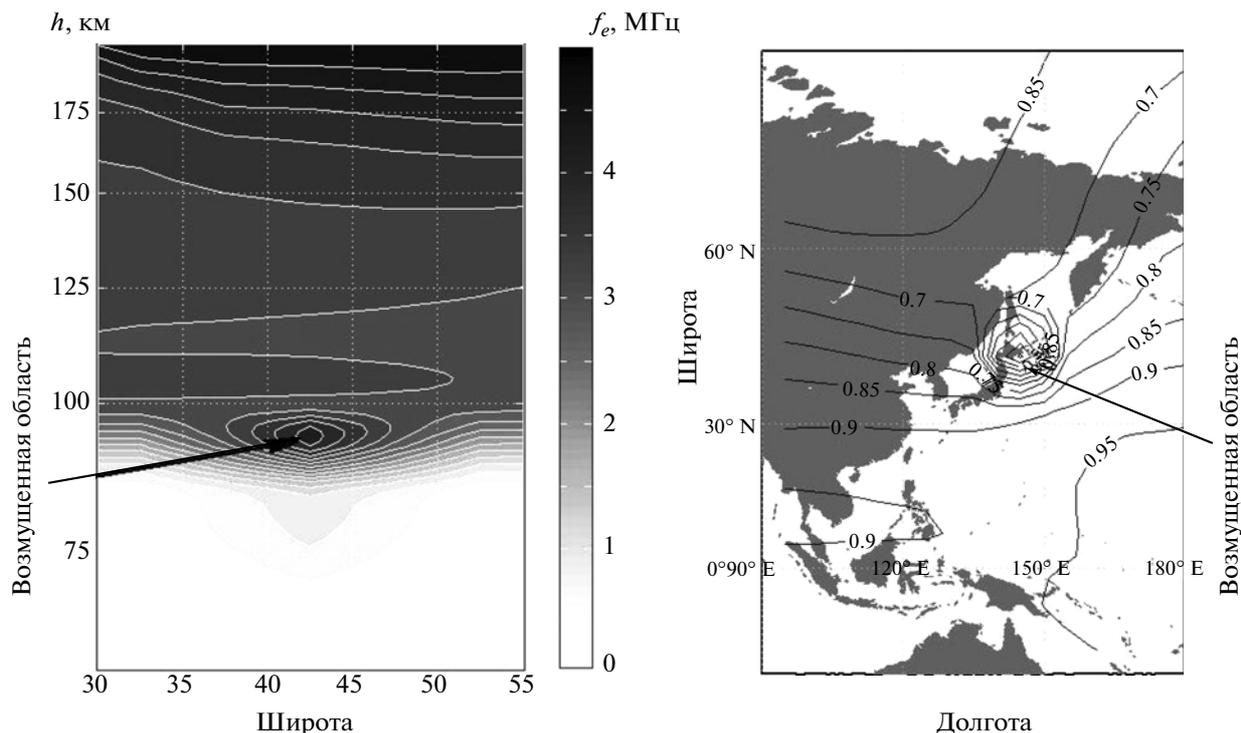


Рис. 3. Локальное возмущение в D-области. Вертикальный разрез распределения плазменной частоты f_e вдоль меридиана 145° в.д. (слева), карта распределения отношения зарегистрированных уровней модельных сигналов, отраженных от Земли (справа).

ки необыкновенной компоненты f_xF2 всего на 0.1 МГц. Последнее связано с тем, что поглощение радиосигнала в D-области убывает обратно пропорционально квадрату частоты зондирования, и, следовательно, при минимально возможной частоте зондирования величина R будет минимальна. Относительные возмущения в D-области могут быть обусловлены самыми разнообразными причинами (Митра, 1977; Брюнелли, Намгаладзе, 1988; Зуев и др., 2002), поэтому их амплитуда варьирует в

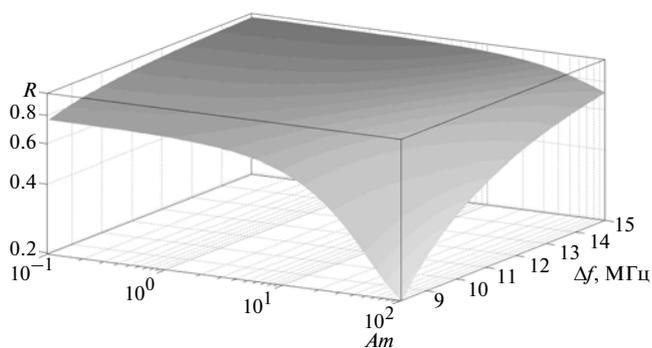


Рис. 4. Зависимость отношения уровней зарегистрированных сигналов R от относительной амплитуды возмущения Am и частоты зондирования f_i . Диапазон частот зондирования $f_i = 8.2-15$ МГц.

очень широком диапазоне значений: от долей и единиц при слабых возмущениях до трех и более порядков во время мощных хромосферных вспышек и сильных геомагнитных бурь.

Перейдем к исследованию зависимости дифференциального поглощения от относительной амплитуды возмущения и частоты зондирования. Численное моделирование величины R проведем для того же региона ($\Theta = 42.25^\circ$ с.ш., $\varphi = 145^\circ$ в.д.), тех же гелио- геофизических условий и параметров возмущения: $\Delta\Theta = 8^\circ$, $\Delta\varphi = 11^\circ$, $\Delta h = 20$ км, $h = 80$ км. Интервал изменения амплитуды возмущения был задан равным $Am = 0.1-100$. Некоторые результаты моделирования иллюстрируются рис. 4, на котором R суть $R(Am, f_i)$.

Анализ данных моделирования показал, что частотный интервал, в котором предлагаемый метод позволяет проводить измерения, определяется значениями Am и f_i . При малых относительных амплитудах возмущений (или их отсутствии) и частотах зондирования, значительно превышающих частоту отсечки f_xF2 , обе магнитоионные компоненты испытывают слабое, практически совпадающее, поглощение ($R \rightarrow 1$), поэтому точность оценки поглощения в D-области невелика. В случае больших амплитуд возмущений и частот зондирования, близких к частоте отсечки f_xF2 , отношение амплитуд может стать малым ($R \rightarrow 0$), поскольку необыкновенная

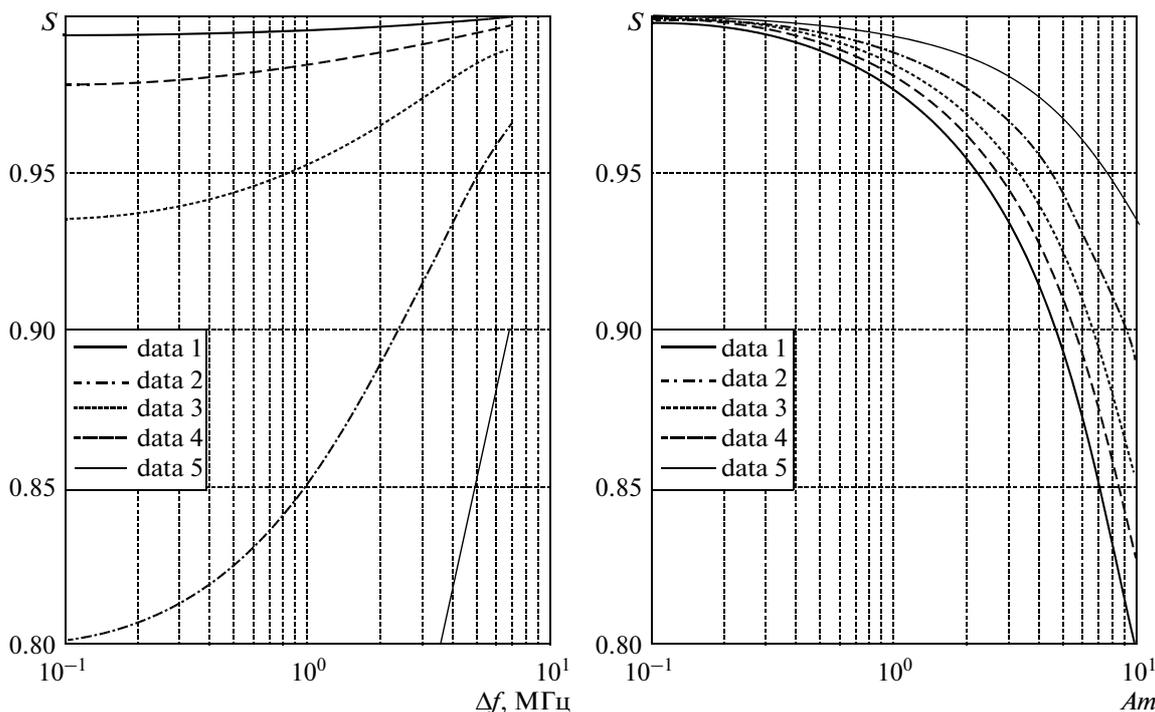


Рис. 5. Нормированное отношение S для серий значений Am (слева) и Δf (справа): a – кривым data1–data5 соответствуют $Am = 0.3; 1; 3; 10; 30$; b – кривым data1–data5 соответствуют $\Delta f = 0.1; 0.5; 1; 2; 4$ МГц.

волна претерпевает более сильное поглощение. В этом случае достоверная оценка R также становится затруднительной.

Для оценки чувствительности метода воспользуемся результатами работы (Зуев, Зуев, 1989). Проведем нормировку отношения магнитоионных компонент в возмущенных условиях $R_{\text{возм}}$ на аналогичное отношение в случае отсутствия возмущения $R_{\text{невозм}}$:

$$S = R_{\text{возм}} / R_{\text{невозм}} \tag{5}$$

$$\Delta S = (R_{\text{невозм}} - R_{\text{возм}}) / R_{\text{невозм}}$$

В качестве невозмущенных значений $R_{\text{невозм}}$ в (5) могут быть выбраны данные, полученные вне области, занимаемой возмущением, либо данные, полученные при серии последовательных пролетов над областью, в которой возможно появление возмущения. В последнем случае необходимо, чтобы местное время проведения сеансов зондирования было одним и тем же. В нашем случае в качестве $R_{\text{невозм}}$ взяты данные моделирования для $Am = 0$. Результаты модельных экспериментов иллюстрируются рис. 5, на котором представлены зависимости нормированного поглощения S от частоты зондирования (рис. 5а) и относительной амплитуды возмущения (рис. 5б). Здесь $\Delta f = f_i - (fxF2(\theta, \varphi) + 0.1)$.

Минимальный уровень оцениваемой величины $\ln(\Delta S)$, согласно (Зуев, Зуев, 1989), должен быть не

менее 0.02. При этом необходимо, чтобы погрешность измерений не превышала 1%. Это условие может быть реализовано только для медленно меняющихся средних значений сигналов зондирования вдоль траектории полета спутника. Анализ данных моделирования показал, что двукратное повышение электронной концентрации в D-области является нижней границей для предложенного метода, а диапазон частот, в котором возможно зондирование, не превышает 0.3–0.5 МГц. Увеличение амплитуды возмущения приводит к соответствующему увеличению полосы частот, в которой возможно зондирование.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе модельного анализа данных спутникового ионосферного зондирования в полосе частот, превышающих частоту отсечки $fxF2$, показана перспективность использования этой полосы частот зондирования для глобального контроля состояния D-области ионосферы.

Наличие отражающей поверхности (земли) не требует увеличения мощности бортового передатчика ионозонда, а расположение аппаратуры на спутнике позволяет осуществить оперативный мониторинг D-области, расположенной над сейсмоактивными регионами планеты. Использование при работе бортового ионозонда сетки частот позволяет выбрать оптимальный диапазон измерений

величин R и S , снизить погрешность определения этих величин и расширить границы применимости метода.

Выполнено при поддержке проектов СО РАН № VII.63.3.1, Президиума РАН № 16.10 и ФЦП № 02.740.11.0738.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А.* Физика ионосферы. М.: Наука, 1988. 527 с.
- Бучаченко А.Л., Ораевский В.Н., Похотелов О.А. и др.* Ионосферные предвестники землетрясений // УФН. 1996. Т. 166. № 9. С. 1053–1059.
- Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А.* Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.
- Девис К.* Радиоволны в ионосфере. М.: Мир, 1973. 501 с.
- Зуев В.Е., Зуев В.В.* Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1992. 232 с.
- Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д.* Лазерное зондирование средней атмосферы. Томск: Раско, 2002. 352 с.
- Ким В.П., Пулинец С.А., Хегай В.В.* Теоретическая модель возможных изменений ночной среднеширотной D — области ионосферы над зоной подготовки сильного землетрясения // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 4. С. 289–296.
- Корсунова Л.П., Хегай В.В.* Сейсмо-ионосферные эффекты сильных коровых землетрясений в тихоокеанском регионе // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45. № 5. С. 706–711.
- Липеровская Е.В.* Исследование эффекта F-рассеяния в связи с сейсмической активностью // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48. № 6. С. 844–846.
- Липеровский В.А., Похотелов О.А., Мейсткр К.В., Липеровская Е.В.* Физические модели связей в системе литосфера—атмосфера—ионосфера перед землетрясениями // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48. № 6. С. 831–843.
- Мальцев С.А., Моргунов В.А.* К физической модели возмущений электростатического поля литосферной природы в атмосфере и ЭМИ // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2005. № 9. С. 65–73.
- Мартыненко С.И., Фукс И.М., Шубова Р.С.* Отклик нижней ионосферы на изменение проводимости приземной атмосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 1994. Т. 34. № 2. С. 121–129.
- Митра А.* Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли. М.: Мир, 1977. 372 с.
- Фаткуллин М.Н., Зеленова Т.И., Козлов В.К. и др.* Эмпирические модели среднеширотной ионосферы. М.: Наука, 1981. 256 с.
- Фукс И.М., Шубова Р.С.* Аномалии СДВ-сигнала как отклик на процессы в приземной атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. 1994. Т. 34. № 2. С. 130–135.
- Чернявский Г.М., Скребушевский Б.С., Скрипачев В.О.* Бортовая аппаратура космических аппаратов мониторинга предвестников землетрясений // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 6. С. 50–58.
- Hedin A.E.* Neutral Atmosphere Empirical Model from the surface to lower exosphere MSIS90 // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 1159–1172.
- Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., Hegai V.V. et al.* Quasielectrostatic model of atmosphere—thermosphere—ionosphere coupling // Adv. Space Res. 2000. V. 26. № 8. P. 1209–1218.
- Rawer K., Bilidza D., Ramakrishnan S.* Goals and Status of the IRI // Rev. Geophys. Spase Phys. 1987. V. 16. № 2. P. 177–181.

Method of Assessment of D-Region Ionosphere Using Space-Based Radio Means

V. V. Zuev, P. M. Nagorsky

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk

In work the method of estimation of area condition and the basis of area of ionosphere by the space means, based on the analysis of differential absorption of radio-waves in the bottom ionosphere is offered. On the basis of the modeling analysis of the data ionospheric sounding in a strip of the frequencies exceeding frequency f_xF_2 , perspective of use of this strip of frequencies of sounding for the global control of a condition of area D of an ionosphere is shown.

Keywords: D-region of ionosphere, space radiosonde, differential absorption of radio waves, inter geospheric communications