

А. П. Николаенко¹, Ю. П. Галюк², М. Хайакава³

¹ Институт радиофизики и электроники им. А. Я. Усикова НАН Украины
12, ул. Акад. Проскуры, Харьков, 64085, Украина
E-mail: sasha@ire.kharkov.ua

² Санкт-Петербургский государственный университет
35, Университетский просп., Санкт-Петербург, Петергоф, 198504, Россия
E-mail: j.galuk@spbu.ru

³ Институт Хайакавы, Компания сейсмического электромагнетизма
Инкубационный центр 508 Университета электросвязи
1-5-1 Чофугаока, Чофу, Токио, 182-8585, Япония
E-mail: hayakawa@hi-seismo-em.jp

Модель локального возмущения нижней ионосферы над очагом землетрясения и его влияние на сигналы глобального электромагнитного резонанса

Предмет и цель работы. В настоящей работе моделируются возмущения амплитуд вертикального электрического и горизонтального магнитного полей глобального электромагнитного резонанса за счет локальной сейсмогенной неоднородности ионосферы с одновременным учетом неоднородности день–ночь. Источник и приемник расположены симметрично относительно экватора, в точках с координатами $22,5^\circ$ с. ш. и $22,5^\circ$ ю. ш. соответственно. Положение трасс распространения фиксировано у утреннего терминатора на его ночной (60° в. д.) или дневной стороне (120° в. д.). Рассмотрены изменения возмущения амплитуд полей при перемещении локальной неоднородности вдоль и поперек трассы распространения.

Методы и методология работы. Для определения параметров распространения сверхнизкочастотных (СНЧ) радиоволн используется метод полного поля, приводящий к решению уравнения Риккати. Спектральные компоненты полей определяются численно с помощью двумерного телеграфного уравнения.

Результаты работы. Получены численные оценки влияния локальной неоднородности ионосферы на амплитуду электрического и магнитного полей на разных частотах в области глобального электромагнитного (шумановского) резонанса при различном положении неоднородности относительно трассы распространения, расположенной на ночной или дневной стороне утреннего терминатора.

Заключение. Показано, что влияние локальной неоднородности на амплитуду поля увеличивается с ростом частоты. Модификации поля в присутствии локального возмущения носят интерференционный характер за счет сложения прямой и рассеянной на локальной неоднородности радиоволн. Регулярная глобальная неоднородность ионосферы типа день–ночь играет второстепенную роль, и ее влиянием можно пренебречь. Ил. 6. Библиогр.: 26 назв.

Ключевые слова: сейсмогенное возмущение проводимости средней атмосферы, шумановский резонанс, возмущения поля, глобальная неоднородность день–ночь.

В литературе, посвященной электромагнитным проявлениям сейсмической активности, неоднократно обсуждались возмущения в ионосферной плазме, локализованные вблизи очага землетрясения. Одной из последних публикаций на эту тему является коллективная монография [1]. Среди множества явлений, сопро-

вождающих землетрясения, отмечались и возмущения в спектрах глобального электромагнитного (шумановского) резонанса. Причиной таких явлений может служить рассеяние радиоволн, пришедших от мировых гроз, на локальной неоднородности нижней ионосферы над очагом землетрясения [2–9]. В большинстве

опубликованных работ на эту тему вместо реалистичных вертикальных профилей проводимости атмосферы [10–20] использовалась эвристическая модель колена [21].

В отсутствие возмущений профиля проводимости средней атмосферы, обусловленных сейсмической активностью, будем использовать регулярные модели проводимости, предложенные в работах [18–20] для дневных и ночных условий. Для этих профилей с помощью метода полного поля (см. например [17–22]) находятся комплексные характеристические высоты (электрическая и магнитная), через которые выражается частотная зависимость комплексной постоянной распространения СНЧ-радиоволн в дневной и ночной частях регулярного промежутка Земля–ионосфера с неоднородностью день–ночь.

Затем в модели дневного и ночного профилей проводимости $\sigma(z)$ внесем возмущения и рассчитаем измененные характеристические высоты дневного и ночного полушарий. Предполагая плавный переход от дневной ионосферы к ночной, рассчитаем с помощью двумерных телеграфных уравнений (ДТУ) вертикальное электрическое и горизонтальное магнитное поле в резонаторе с неоднородностью день–ночь в присутствии и в отсутствие локального возмущения. Расчеты будут выполнены для различных положений трассы распространения относительно неоднородности день–ночь при перемещении локального ионосферного возмущения вдоль («параллельная» траектория) и поперек трассы распространения («перпендикулярная» траектория). Предложенную модель можно использовать для расчета влияния локальной сейсмогенной неоднородности на наблюдаемые сигналы глобального электромагнитного резонанса.

1. Вертикальный профиль проводимости средней атмосферы и его возмущения. На рис. 1 показаны регулярные и возмущенные профили проводимости мезосферы. Здесь вдоль оси абсцисс отложен логарифм проводимости воздуха в сименсах на метр, а вдоль ординаты приведена высота над поверхностью Земли. Приведены невозмущенные дневной (кривая 1, показанная черными кружками) и ночной (кривая 2, показанная звездочками) профили из работ [17–20].

Возмущение, вызванное сейсмической активностью, выглядит как резкое снижение части регулярных профилей проводимости на высотах ниже 70...80 км. Возмущенные профили проводимости, показанные кривыми 3 и 4, совпадают на малых высотах, а кривая 3 сливается с зависимостью 1, начиная с 75 км. Кривая 4 становится неотличимой от зависимости 2, начиная с высоты 85 км.

Таким образом, сейсмическая активность в очаге землетрясения изменяет нижнюю характеристическую высоту профиля проводимости, так называемую «электрическую» высоту $h_C(f)$, тогда как верхняя, «магнитная» характеристическая высота $h_L(f)$ остается почти неизменной. В данной работе не рассматриваются механизмы, ответственные за изменения проводимости воздуха, поскольку соответствующее обсуждение и ссылки на литературу можно найти в обзорных работах [1, 4]. Редукция нижней части профиля подобна изменениям, уже использовавшимся в работах [3, 5–9, 11]. Для того, чтобы убедиться в этом, достаточно, например, сравнить графики рис. 1 с графиками, приведенными на рис. 5 работы [8].

Профили проводимости и их изменения на этих рисунках очень похожи, но имеется принципиальное отличие. В нашей работе действительно применяются реалистические модельные профили проводимости, по которым в приближении полного поля рассчитываются комплексные характеристические высоты ионосферы и постоянные распространения сверхнизкочастотных (СНЧ) (3...3000 Гц) радиоволн. Ранее вместо вертикального профиля проводимости использовалась эмпирическая модель колена [3, 5–9, 11], в рамках которой постулируются частотные зависимости комплексных характеристических высот, а их реальная часть по умолчанию относится к профилю проводимости. Как показано в работах [8–16], такая идентификация не соответствует действительности и внутренне противоречива: если по такому профилю проводимости рассчитать комплексные характеристические высоты, то они будут заметно отличаться от исходной модели колена.

Модель колена весьма удобна при оценках и физической интерпретации наблюдаемых данных, но ее так и не удалось связать с реальным

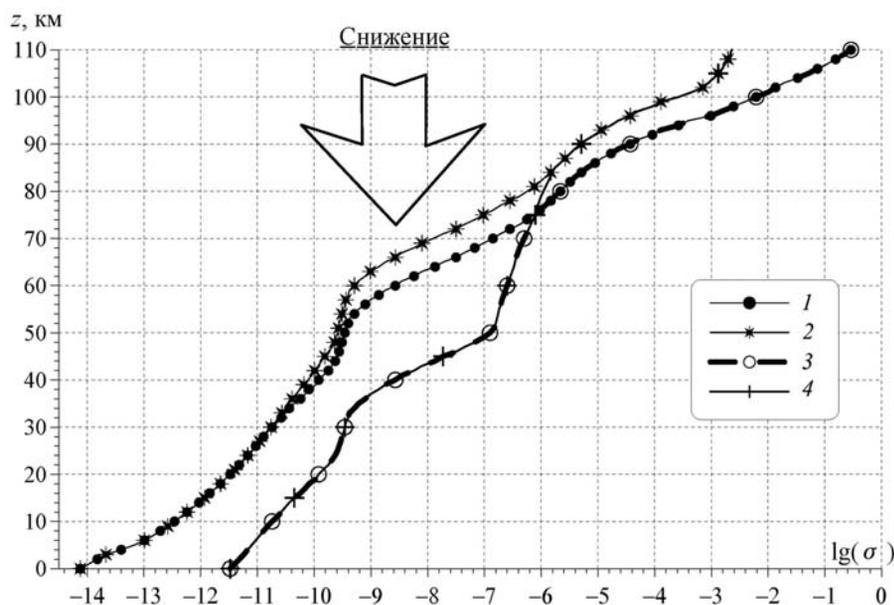


Рис. 1. Вертикальные профили проводимости средней атмосферы: 1 – невозмущенный профиль на освещенной стороне Земли; 2 – невозмущенный профиль на ночной стороне Земли; 3 – возмущенный профиль проводимости на освещенной стороне Земли; 4 – возмущенный профиль на ночной стороне Земли

профилем проводимости средней атмосферы. Ниже мы будем отталкиваться от реалистичных профилей проводимости средней атмосферы (рис. 1), которые позволяют успешно моделировать токи глобальной электрической цепи и поля глобального электромагнитного (шумовского) резонанса [12–16].

2. Электромагнитные параметры модели, найденные по методу полного поля. Классический метод полного поля состоит в том, что среднюю атмосферу разбивают на тонкие однородные горизонтальные слои, интервал изменений высоты составляет от 0 до 110 км. Каждый из слоев характеризуется комплексной диэлектрической проницаемостью, и электромагнитное поле в них представляется в виде суммы волн, распространяющихся вертикально вверх и вертикально вниз.

На границах слоев тангенциальные компоненты поля остаются непрерывными. На нижней границе промежутка Земля–ионосфера $z = 0$ км расположена идеально проводящая поверхность Земли, здесь выполняются нулевые граничные условия. Над верхней границей $z = 110$ км проводимость атмосферы становится постоянной, и здесь имеется одна волна, уходящая вертикально вверх. Описание решения и соответствующие ссылки на литературу приведены в работах [17–20].

Решение по методу полного поля значительно облегчается, если задачу переформулировать от амплитуд парциальных волн к поверхностному импедансу на границах слоев, что позволяет перейти к дифференциальному уравнению Риккати, которое решается численно с помощью итераций по Ньютону [12, 13, 17–20]. Решение дифференциального уравнения для поверхностного импеданса «прогоняется» сверху вниз, а полученная невязка в величине поверхностного импеданса на поверхности Земли дает поправку к искомому волновому числу. Итерационный процесс повторяется до тех пор, пока невязка не станет меньше заданного порога (мы используем величину 10^{-7}).

В результате на заданной частоте получают комплексные характеристические высоты $h_C(f)$ и $h_L(f)$ исходного профиля проводимости $\sigma(h)$, по которым рассчитывается постоянная распространения $\nu(f)$ сверхнизкочастотных радиоволн. Высота $h_C(f)$ называется электрической, так как начиная с уровня $z = \text{Re}[h_C(f)]$ над поверхностью Земли амплитуда электрического поля резко убывает с высотой. Магнитное поле СНЧ-радиоволны проникает в ионосферу выше электрической, достигая магнитной высоты $h_L(f)$, и резкое убывание магнитного поля начинается с $z = \text{Re}[h_L(f)]$. Комплексная постоянная

распространения СНЧ-радиоволн $\nu(f)$ рассчитывается по формуле

$$\nu(\nu + 1) = (ka)^2 \frac{h_L(f)}{h_C(f)}, \quad (1)$$

что эквивалентно

$$\nu(f) = \sqrt{\frac{1}{4} + (ka)^2 \frac{h_L(f)}{h_C(f)}} - \frac{1}{2}. \quad (2)$$

Здесь $k = \omega / c$ – волновое число, a – радиус Земли, $h_C(f)$ и $h_L(f)$ – электрическая и магнитная высоты профиля проводимости соответственно.

На рис. 2 приведены результаты расчетов по методу полного поля для профилей, показанных на рис. 1. Частотные зависимости характеристических высот в регулярных и возмущенных условиях показаны на рис. 2, а. Видно, что независимо от дневных или ночных условий магнитные высоты уменьшаются с частотой, их модификации незначительны и на частоте 50 Гц достигают нескольких километров.

Изменения электрической высоты более заметны, они достигают почти 30 км. Это естественно, поскольку изменения профилей проводимости происходят на малых высотах. В возмущенных условиях дневная электрическая высота совпадает с ночной, что также обусловлено характером модификаций профиля проводимости (рис. 1).

На рис. 2, б показана частотная зависимость мнимой (верхняя панель) и реальной (нижняя панель) части постоянной распространения СНЧ-радиоволн. Видно, что возмущения профиля проводимости, связанные с сейсмической активностью, вызывают изменения, монотонно возрастающие с частотой, тогда как величина модификаций $\text{Re}[\nu(f)]$ и $\text{Im}[\nu(f)]$ слабо зависит от дневных или ночных условий. Подобное поведение позволяет надеяться на то, что влияние локальных сейсмогенных возмущений ионосферы не будет заметно отличаться в условиях дня и ночи, так что неоднородность резонатора день–ночь будет играть второстепенную роль в контексте сейсмических эффектов.

3. Решение ДТУ. Предполагаем, что локальное возмущение проводимости атмосферы находится вблизи очага землетрясения, оно максимально над его центром, обладает круговой симметрией и убывает вдоль радиуса по гаус-

совому закону, причем радиальный масштаб возмущения равен $d = 1$ Мм (1 Мм = 1 000 км). Решение электромагнитной задачи будем искать численно с помощью метода сеток, используя двумерные телеграфные уравнения (ДТУ). Описание этого решения можно найти в работах [17–20]. Отличие настоящей работы состоит в том, что кроме вертикального электрического поля E_r , мы также вычисляем две взаимно ортогональные компоненты H_θ и H_ϕ горизонтального магнитного поля СНЧ-радиоволны.

Предполагается, что наблюдения выполняются в период равноденствия, поэтому центры дневного и ночного полушарий лежат на экваторе. Поскольку используется модель плавного перехода день–ночь, область ионосферы, освещенная Солнцем, превышает по своим размерам область тени. Иными словами, в отсутствие локальной неоднородности модель резонатора Земля–ионосфера с глобальной неоднородностью день–ночь оказывается такой же, как в работах [18–20].

Источник поля и наблюдатель находятся на нулевом меридиане. Источник расположен в Северном полушарии на $22,5^\circ$ с. ш., а наблюдатель – в Южном полушарии на $22,5^\circ$ ю. ш. Рассмотрим два положения трассы источник–наблюдатель относительно неоднородности день–ночь [18–20].

Первое положение отвечает наблюдениям в 04:00 мирового времени (МВ), $t_U = 04:00$. В этом случае корреспондирующие пункты из-за суточного вращения Земли смещаются с нулевого меридиана, расположенного в центре ночной полусферы, на 60° к востоку и располагаются недалеко от границы день–ночь, находясь в области тени. Второй вариант отвечает наблюдениям в 08:00 МВ, $t_U = 08:00$; теперь источник и приемник смещены на меридиан 120° в. д. и располагаются вблизи границы день–ночь, но в освещенной области. Первый вариант назовем ночной трассой распространения радиоволн, а второй – дневной трассой. Поскольку обе трассы находятся вблизи границы день–ночь, влияние этой регулярной неоднородности на распространение радиоволн должно проявляться наиболее ярко [14–20].

Локальное гауссово возмущение ионосферы имеет радиальный масштаб $d = 1$ Мм. Оно вво-

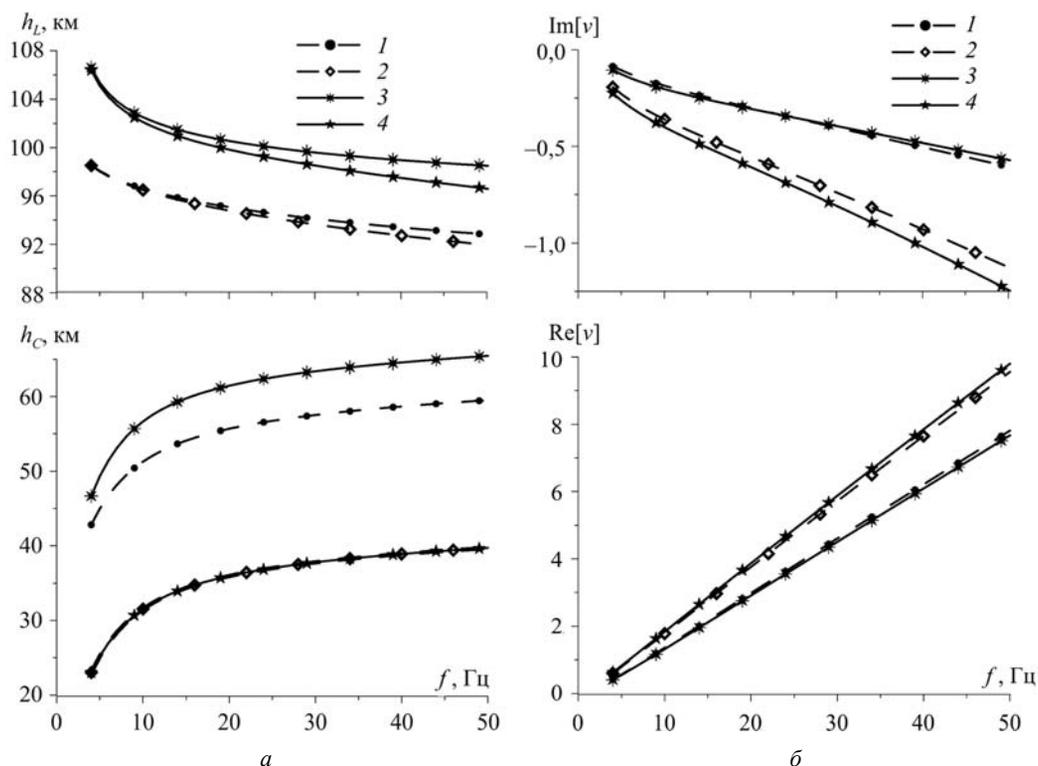


Рис. 2. Частотная зависимость характеристических высот (а) и постоянной распространения СНЧ-радиоволн (б): 1 – данные для невозмущенного профиля проводимости на дневной стороне Земли; 2 – сейсмогенное возмущение на дневной стороне Земли; 3 – невозмущенный профиль проводимости на ночной стороне Земли; 4 – сейсмогенное возмущение на ночной стороне Земли

дится для фиксированного положения трассы распространения и может перемещаться либо вдоль трассы, либо поперек нее. При продольном перемещении неоднородность начинает двигаться от Северного полюса к Южному вдоль меридиана, на котором расположены источник и приемник. Для ночной трассы это меридиан 60° в. д., а для дневной – меридианах 120° в. д. Граница день–ночь лежит на меридиане 90° в. д. и 90° з. д. Ионосферная неоднородность, двигаясь к югу, сначала приближается к источнику поля, проходит над ним, пересекает экватор, проходит над наблюдателем и достигает Южного полюса. Отсюда возмущение продолжает двигаться вдоль того же самого большого круга, т. е. по меридиану 120° з. д. на противоположной стороне земного шара. Оно поднимается от Южного полюса к экватору и, замыкая круг, возвращается к Северному полюсу. Для дневной трассы распространения продольное перемещение локального возмущения начинается от Северного полюса вдоль меридиана 120° в. д., а после прохождения над Южным полюсом возмущение возвращается к Северному полюсу вдоль меридиана 60° з. д.

Таким образом, расчеты возмущений амплитуды поля за счет локальной неоднородности будут выполняться вдоль двух больших кругов, симметрично расположенных по разные стороны солнечного терминатора на поверхности Земли. Такая геометрия облегчает сопоставление модельных результатов и оценку влияния глобальной неоднородности день–ночь.

Второй вариант движения локальной неоднородности называется перпендикулярным или поперечным. Здесь возмущение ионосферы все время находится над экватором, на нулевой параллели. Для ночной трассы распространения дрейф ионосферного возмущения к востоку начинается от точки с координатами 0° с. ш., 60° в. д. Локальная неоднородность пересекает границу день–ночь, выходит на дневное полушарие, проходит над его центром и вдоль экватора движется к вечернему терминатору. Затем она снова выходит на неосвещенную сторону планеты, проходит над центром ночного полушария и возвращается в исходную точку.

Для дневной трассы распространения радиоволн перемещение ионосферного возмущения

начинается от точки 0° с. ш., 120° в. д. и снова направлено к востоку. Таким образом, поперечное перемещение возмущения для дневной трассы распространения отличается от движения для ночной трассы только начальной точкой. При представлении расчетных данных для поперечного перемещения локальной неоднородности ионосферы мы будем использовать не географическую долготу возмущения, а его долготу относительно трассы распространения, равную разности географических долгот трассы и текущей долготы неоднородности.

Решение электродинамической задачи о колебаниях неоднородного резонатора Земля–ионосфера выполняется численно. Сначала выписываются уравнения для тока и напряжения двумерной длинной линии, моделирующей полость Земля–ионосфера, а затем из этих уравнений получают следующее уравнение Гельмгольца:

$$\operatorname{div}\left(\frac{\operatorname{grad}u}{h_L}\right) + k^2 \frac{u + u_s}{h_C} = 0. \quad (3)$$

Здесь u – искомое напряжение, а u_s – напряжение сторонних источников поля.

Параметрами, входящими в (3), являются комплексные величины, связанные с погонными индуктивностью L и емкостью C эквивалентной длинной линии. Это и есть электрическая $h_C(f)$ и магнитная $h_L(f)$ высоты волновода Земля–ионосфера, найденные ранее для заданного профиля проводимости средней атмосферы по методу полного поля.

Уравнение (3) решается численно по методу сеток, см. например [20]. При этом полюса $\theta = 0$ и $\theta = \pi$ сферической системы координат $\{r, \theta, \varphi\}$ располагаются посередине между узлами сетки. Поскольку способ решения задачи не отличается от изложенного в работе [20], перейдем непосредственно к описанию полученных результатов.

4. Результаты моделирования. На рис. 3 приведены данные серии расчетов для продольного и поперечного перемещения локальной неоднородности. Верхние графики на рис. 3 показывают расчетные данные для продольного перемещения ионосферного возмущения, а нижние – для поперечного.

Вдоль оси ординат на всех графиках этого рисунка отложены относительные отклонения

амплитуды поля

$$|B| = \frac{\delta E}{|E_0|} = \frac{|E_B - E_0|}{|E_0|}, \quad (4)$$

где $|B|$ – относительное возмущение; $|E_0|$ – амплитуда электрического поля, наблюдаемого на данной трассе в отсутствие локальной неоднородности; $|E_B|$ – амплитуда, наблюдаемая в присутствии неоднородности. Величина $|B|$ измеряется в децибелах.

При продольном перемещении изменяется только широта локальной неоднородности. Отправной точкой служит Северный полюс, широта которого равна 90° . Перемещаясь вдоль меридиана трассы распространения, возмущение сначала оказывается над источником (точки 1 на верхних панелях рис. 3). Это происходит, когда широта возмущения снижается до $22,5^\circ$ с. ш. Затем ионосферная неоднородность располагается между источником и приемником, проходит над экватором и смещается к наблюдателю на $22,5^\circ$ ю. ш. Положению над наблюдателем отвечают максимумы, отмеченные цифрой 2 на верхних панелях рис. 3. Отдельные колонки графиков рис. 3 построены для частот 8 Гц (первый шумановский резонанс), 26 Гц (четвертый мод шумановского резонанса) и 40 Гц (верхняя граница диапазона шумановского резонанса). Затем неоднородность оказывается «позади» наблюдателя, ее широта убывает до -90° (Южный полюс). Здесь на всех трех графиках хорошо видны биения вследствие интерференции прямой и рассеянной на локальной неоднородности волн. Пространственный период этих биений равен половине длины волны, поэтому уменьшается с увеличением частоты радиосигнала.

Пройдя над Южным полюсом, неоднородность движется вдоль того же самого большого круга к Северному полюсу над «обратной» стороной земного шара. Чтобы избежать путаницы, по оси абсцисс верхних графиков рис. 3 сначала отложена географическая широта возмущения, а затем – угловое расстояние, пройденное от экватора, взятое с противоположным знаком. Поэтому «широты» на обратной стороне земного шара продолжают убывать от -90° до -270° . Очевидно, что точка -90° с. ш. есть Южный полюс, а координата -270° с. ш. обозначает Северный полюс.

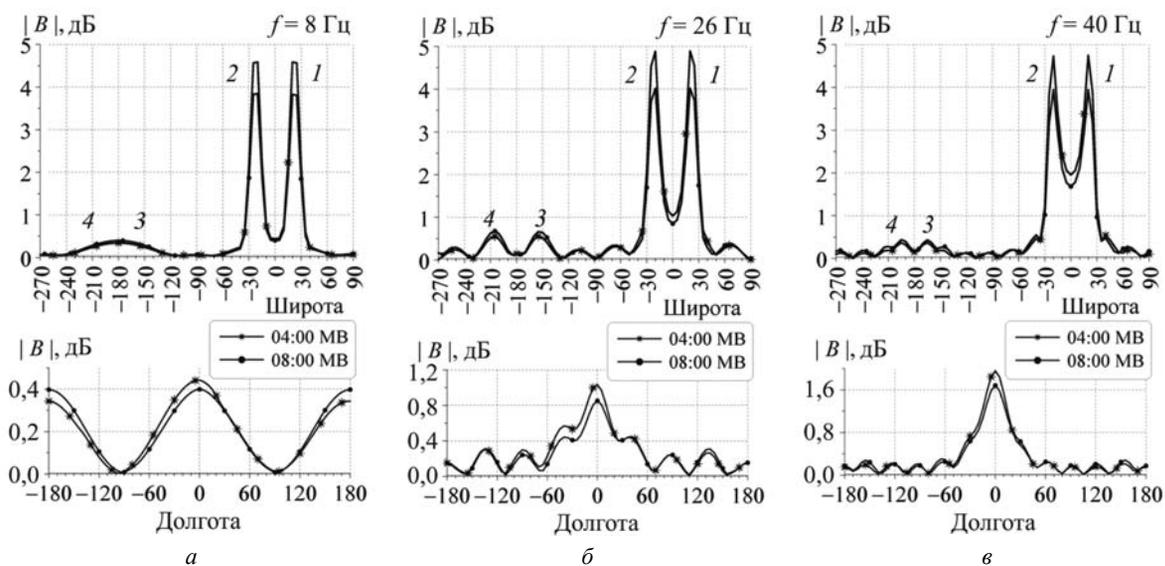


Рис. 3. Графики зависимости возмущений вертикального электрического поля при продольном (верхние панели) и поперечном (нижние панели) перемещении локальной неоднородности

В расчетах учтено, что ионосфера характеризуется неоднородностью день–ночь. Расчетные данные для ночных трасс, $t_U = 04:00$ МВ, показаны на рис. 3 линиями со звездочками, а для дневных трасс, $t_U = 08:00$ МВ, – линиями с кружками.

Следует отметить увеличение влияния локальной неоднородности при ее расположении над антиподом источника (точки 3 на верхних панелях рис. 3) либо над антиподом наблюдателя (точки 4 на верхних панелях рис. 3). Эти максимумы сливаются на частоте первого резонансного мода 8 Гц.

Нижние графики рис. 3 приводят данные, полученные при поперечном перемещении неоднородности. В этом случае локальное возмущение все время находится над экватором и на одинаковом удалении от источника и приемника. Вдоль оси абсцисс на этих графиках отложена разностная долгота локальной неоднородности и трассы распространения в градусах. Видно, что при поперечном перемещении максимальное влияние локальной неоднородности наблюдается тогда, когда она находится над серединой трассы распространения. Здесь также видны интерференционные биения, структура которых повторяет зоны Френеля. Следует отметить асимметрию кривых, особенно заметную на нижних графиках рис. 3, б, которая связана с геометрией плавного перехода день–ночь, используемой в рассматриваемой модели.

Графики рис. 3 показывают, что рассматриваемая нами неоднородность вызывает наибольшее увеличение амплитуды электрического поля радиоволны, достигающее 5 дБ (около 70 %) в моменты, когда локальное возмущение расположено либо над источником поля, либо над наблюдателем. Горизонтальные размеры области модификации амплитуды поля определяются пространственным масштабом локальной неоднородности и составляют около 9° (1 Мм).

Регулярная неоднородность день–ночь играет второстепенную роль, ее влияние на величину эффекта от локального возмущения оказывается незначительным. Поэтому в дальнейшем можем ограничиться рассмотрением только локального возмущения в ночных (или дневных) условиях.

Необходимо также отметить, что приведенные выше зависимости качественно согласуются с опубликованными результатами расчетов [5–9, 23–26]. Количественные расхождения в величине эффекта обусловлены отличиями применявшихся моделей локального возмущения, поскольку в опубликованных работах не использовали реальный профиль проводимости средней атмосферы, а применяли различные эвристические соотношения и модели.

Новым в настоящей работе является также расчет возмущений горизонтального магнитного поля.

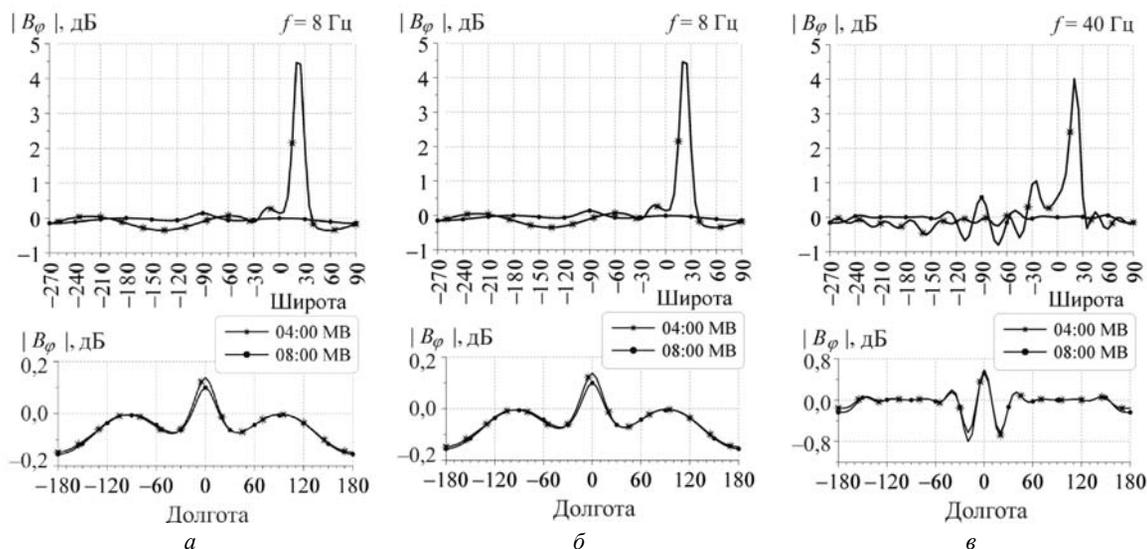


Рис. 4. Изменения относительных возмущений амплитуды горизонтального магнитного поля H_ϕ при продольном (верхние панели) и поперечном (нижние панели) перемещении локальной неоднородности

Возмущения амплитуды магнитного поля представлены на рис. 4 так же, как и на рис. 3. Графики изображают дистанционные изменения относительных возмущений амплитуды «регулярной» компоненты горизонтального магнитного поля H_ϕ , т. е. компоненты, присутствующей в резонаторе с неоднородностью день–ночь при меридиональной трассе распространения.

Очевидно, что модификации магнитного поля за счет влияния локальной неоднородности нижней ионосферы имеют много общего с изменениями вертикального электрического поля, представленными на рис. 3. Например, частота осцилляций в пространстве увеличивается с ростом частоты радиосигнала.

Главное отличие изменений магнитного поля состоит в том, что графики при продольном передвижении неоднородности (верхние панели) потеряли симметрию относительно экватора, которому отвечают значения абсциссы 0° и -180° .

Возмущение амплитуды магнитного поля максимально, когда неоднородность расположена над источником ($22,5^\circ$ с. ш.), но эффект оказывается намного слабее, когда ионосферное возмущение оказывается над наблюдателем. Математическое обоснование этому явлению заключается в следующем. В знаменатель выражения для вертикальной компоненты электрического поля входит значение электрической высоты h_C в точке приема, а для гори-

зонтальной компоненты магнитного поля – магнитной высоты h_L .

Физически это явление можно объяснить тем, что у возмущений вертикального электрического поля нет «выделенного направления». Точнее, вертикальные смещения профиля проводимости, показанные на рис. 1, коллинеарны электрическому полю. Поэтому снижение ионосферы над источником или над приемником приводит к одинаковым изменениям амплитуды вертикального поля E_r – модификации вызваны одинаковым снижением верхней стенки волновода над одним из концов радиотрассы.

Ситуация изменится, если перейти к вариациям горизонтального магнитного поля, вызванным вертикальным осесимметричным локальным снижением ионосферы. Такое снижение можно назвать «сосулькой». При ее расположении над источником (вертикальным электрическим диполем) на неоднородности возникает система дополнительных замкнутых круговых токов, индуцированных источником. Эти токи увеличивают наблюдаемое поле. Когда же «сосулька» находится над наблюдателем, то благодаря падающей на нее волне возникает совершенно другая система токов – прямолинейные параллельные токи. В результате наблюдаемая амплитуда магнитного поля изменяется намного слабее.

При поперечном движении неоднородности относительно трассы распространения кривые

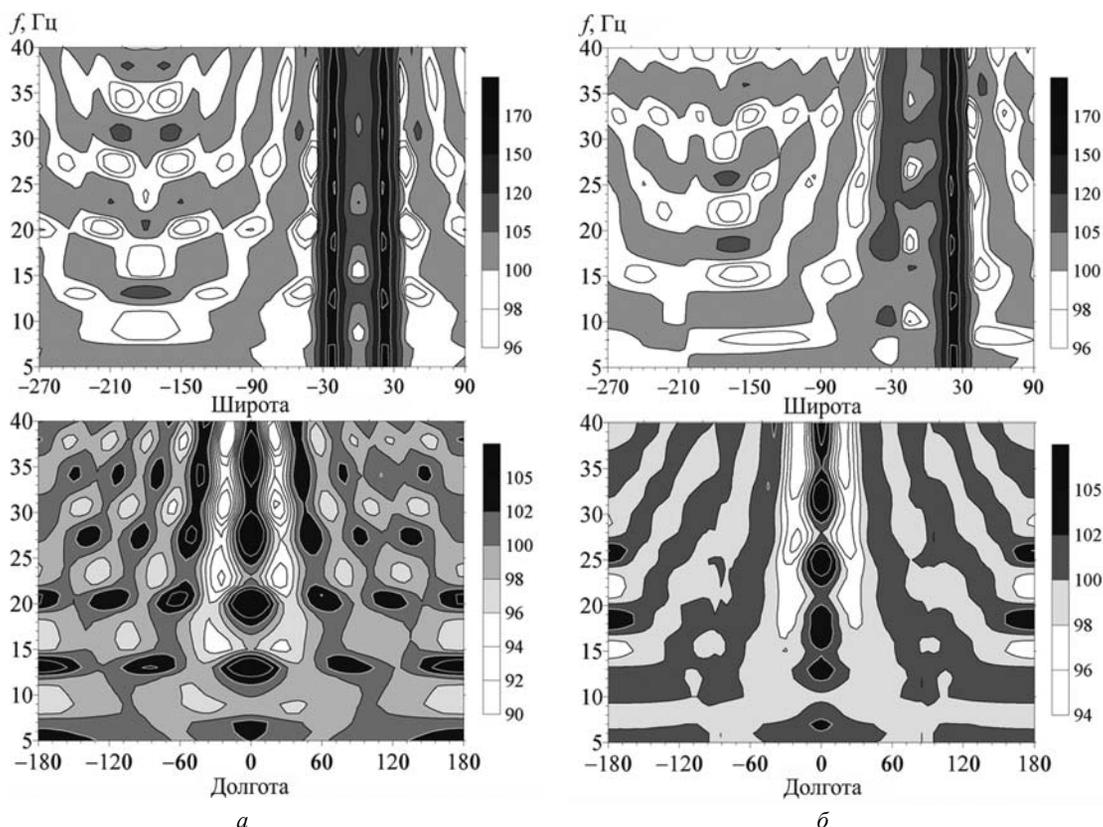


Рис. 5. Относительные возмущения амплитуды поля в процентах: *а* – вертикальное электрическое поле; *б* – горизонтальное магнитное поле. Верхние карты показывают продольное перемещение локальной неоднородности, нижние – поперечное. Справа от карт расположены соответствующие шкалы цветов

оказываются почти симметричными (см. нижние панели рис. 4).

Следует отметить, что отличия изменений, наблюдаемые на ночной ($t_U = 04:00$ МВ) и дневной ($t_U = 08:00$ МВ) трассах, оказываются едва заметными в магнитном поле, они составляют доли децибелов. Поэтому при рассмотрении влияния локальных неоднородностей можно не учитывать асимметрию день–ночь резонатора Земля–ионосфера.

5. Обсуждение. Если рассчитать графики, аналогичные приведенным на рис. 3 и 4, для набора частот, охватывающих весь диапазон шумановского резонанса, то их можно объединить в двумерные профили (карты) относительного возмущения поля над плоскостью «координата неоднородности – частота радиосигнала». Такие карты приведены на рис. 5. Здесь по оси ординат всех графиков отложена частота радиосигнала в герцах. Абсциссы на верхних картах рис. 5 показывают широту неоднородности, перемещаемой вдоль трассы распространения. Абсциссы на нижних картах обозначают долготу локальной

экваториальной неоднородности относительно трассы распространения. Относительные возмущения поля в процентах показаны на картах рис. 5 темной заливкой, а соответствующие шкалы приводятся справа от карт.

Очевидно, что максимальные возмущения амплитуды отвечают расположению неоднородности над источником, а для электрического поля – и над приемником. На карте электрического поля видны два симметричных максимума, расположенных над $22,5^\circ$ северной и южной широты, независимо от частоты сигнала. Шумановский резонанс проявляется как слабая частотная зависимость величины возмущения, достигающего максимальных значений вблизи пиковых частот 14, 20, 26 Гц и т. д.

Если локальное возмущение смещается на обратную сторону планеты, появляются слабо выраженные максимумы при его расположении над антиподом источника или приемника вблизи значений абсциссы -160° и -200° (географические координаты $22,5^\circ$ ю. ш. и $22,5^\circ$ с. ш.). На высоких частотах они проявляются более ярко.

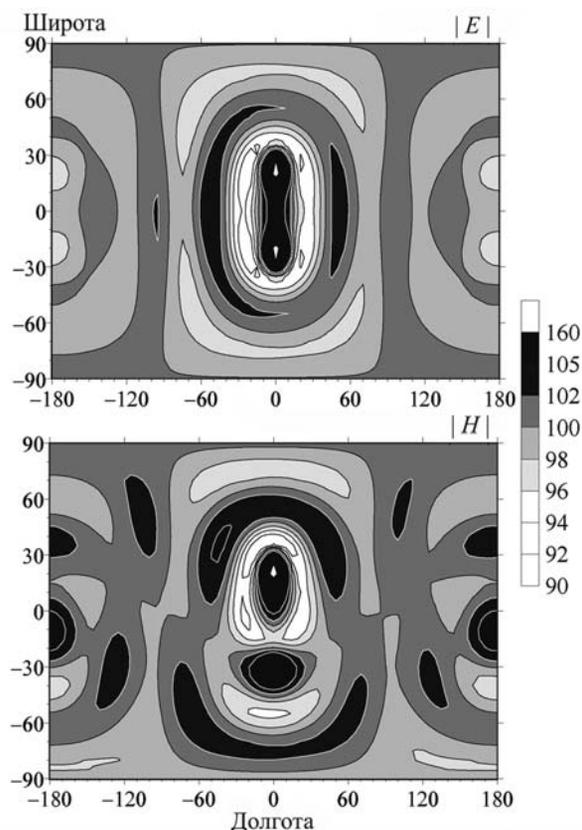


Рис. 6. Пространственное распределение относительных возмущений амплитуды электрического и магнитного полей на частоте 26 Гц

Длина волны увеличивается при уменьшении частоты радиосигнала, и антиподные максимумы относительного возмущения поля расплываются и смещаются по горизонтали. Антиподные максимумы сливаются в один на частотах третьего резонансного мода и ниже в выбранной нами геометрии расположения корреспондирующих пунктов.

В целом, максимальное относительное возрастание поля, наблюдаемое при расположении локальной неоднородности ионосферы над источником, незначительно изменяется с частотой и достигает 70...80 % при выбранных нами максимальной величине модификации профиля проводимости (снижение на 25...30 км) и ее горизонтальном размере (1 000 км).

Все сказанное выше, относившееся к электрическому полю, оказывается справедливым и для магнитного поля, за исключением того, что максимумы возмущения при расположении неоднородности над приемником или его антиподом отсутствуют.

Как показывают нижние карты рис. 5, поперечное перемещение локальной неоднородности приводит к меньшим эффектам в обеих компонентах поля из-за удаленности возмущения от корреспондентов (минимальное удаление от источника и приемника составляет в этом случае 2,5 Мм). Ионосферное возмущение способно увеличить амплитуду наблюдаемого поля почти на 30 % на максимальной частоте диапазона шумановского резонанса. С уменьшением частоты величина эффекта снижается, но при этом ярко проявляются шумановские резонансы: эффект от локальной неоднородности лучше виден на пиковых частотах.

Следует отметить также незначительную асимметрию нижних карт рис. 5 относительно вертикальной линии, отвечающей нулевой разностной долготы. Такая едва заметная асимметрия обусловлена плавной неоднородностью ионосферы день–ночь.

До сих пор мы строили карты распределения амплитуды возмущенного поля для одной из выбранных траекторий движения локальной неоднородности ионосферы относительно трассы источник–приемник (продольной и поперечной). Интересно было бы взглянуть на подобную карту, когда локальное возмущение ионосферы занимает произвольное положение относительно корреспондентов. К сожалению, здесь возникает трудность, связанная с тем, что такое распределение пришлось бы строить в 4-мерном пространстве. Две координаты этого пространства составляют широта и долгота возмущения, третья координата – это частота радиосигнала, а интересующую нас возмущенную амплитуду вертикального электрического или горизонтального магнитного поля пришлось бы откладывать вдоль четвертой оси координат.

Построить распределение возмущенной амплитуды СНЧ-поля можно только для фиксированных частот. Мы выбрали частоту радиосигнала, равную 26 Гц, и построили на рис. 6 пространственные распределения амплитуд электрического (верхняя карта) и магнитного (нижняя карта) полей, рассчитанные в момент $t_U = 04:00$ МВ.

По оси абсцисс на рис. 6 отложена разностная долгота локальной неоднородности (относительно долготы трассы распространения) в градусах, поэтому трасса лежит на вертикаль-

ной оси $X = 0$. Вдоль оси ординат рис. 6 отложена географическая широта. Северные широты соответствуют положительным значениям, а южные – отрицательным. Очевидно, что источник и наблюдатель расположены на нулевой долготе и имеют координаты $+22,5^\circ$ и $-22,5^\circ$ соответственно. Темная заливка на картах рис. 6 показывает пространственное распределение полной амплитуды поля, выраженной в процентах относительно значения, получаемого в отсутствие локального возмущения.

На рис. 6 видно, что распределение амплитуды полного поля согласуется с положением зон Френеля в сферическом резонаторе на данной частоте и при выбранном положении корреспондентов. Распределение амплитуды магнитного поля имеет более сложную структуру, обусловленную рассеянием СНЧ-радиоволн, падающих от источника на локальную неоднородность. Поэтому верхняя и нижняя части «магнитной» карты не симметричны. Влияние «регулярной» неоднородности день–ночь проявляется в том, что нарушается симметрия правой и левой частей обеих карт относительно оси $X = 0$. В целом, сложение прямой волны и волн, рассеянных на неоднородностях ионосферы, создает интерференционную картину распределения амплитуды полного поля.

Выводы. Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

- модификации поля за счет локальной неоднородности нижней ионосферы носят интерференционный характер, обусловленный сложением прямой и рассеянной на неоднородности радиоволн;
- влияние локальной неоднородности на амплитуду поля максимально на резонансных час-

тотах. Оно в среднем увеличивается с ростом частоты радиосигнала и при этом зависит от расположения неоднородности относительно источника и наблюдателя;

- увеличение амплитуды вертикального электрического поля достигает 60...70 %, если неоднородность расположена над источником поля или наблюдателем. Возмущения амплитуды горизонтального магнитного поля при неоднородности над наблюдателем не столь велики, как при неоднородности, помещенной над источником;

- перемещения ионосферной неоднородности относительно трассы источник–приемник приводит к небольшим, но явно выраженным интерференционным осцилляциям амплитуд;

- при расположении неоднородности над антиподом источника или наблюдателя возникают локальные максимумы амплитуды электрического поля.

Все отмеченные выше особенности согласуются с опубликованными в литературе данными, полученными иными методами расчета. Впервые были получены следующие результаты:

- пространственное распределение возмущений амплитуды магнитного поля отличается от распределения поля электрического. В частности, отсутствует симметрия относительно перемены мест наблюдателя и источника;
- регулярная глобальная неоднородность ионосферы день–ночь не оказывает существенного влияния на величину эффектов, наблюдаемых от локальной неоднородности. Поэтому в исследованиях локальных возмущений ионосферы можно пренебречь неоднородностью день–ночь.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. *Pre-Earthquake Processes: A Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction Studies*. D. Ouzounov, S. Pulinetz, K. Hattori, and P. Taylor eds. Geophysical Monograph 234. 1st ed. American Geophysical Union and John Wiley & Sons, Inc., 2018. 384 p.
2. Ohta K., Watanabe N., Hayakawa M. Survey of anomalous Schumann resonance phenomena observed in Japan, in possible association with earthquakes in Taiwan. *Phys. Chem. Earth, Pafirts A/B/C*. Vol. 31, Iss. 4–9. P. 397–402. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.031>.
3. Nickolaenko A. P., Hayakawa M., Sekiguchi M., Ando Y. and Ohta K. Model modifications in Schumann resonance intensity caused by a localized ionosphere disturbance over the earthquake epicenter. *Ann. Geophys.* 2006. Vol. 24, N 2. P. 567–575. DOI: <https://doi.org/10.5194/angeo-24-567-2006>.
4. Hayakawa M., Molchanov O. A. Seismo-electromagnetics as a new field of radiophysics: Electromagnetic phenomena associated with earthquakes. *Radio Sci. Bull.* 2007. N 320. P. 8–17.
5. Hayakawa M., Nickolaenko A. P., Sekiguchi M., Yamashita K., Yu-ichi Ida, Yano M. Anomalous ELF phenomena in the Schumann resonance band as observed at Moshiri (Japan) in possible association with an earthquake in Taiwan. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2008. Vol. 8, N 6. P. 1309–1316. DOI: <https://doi.org/10.5194/nhess-8-1309-2008>.

6. Hayakawa M., Hobara Y., Ohta K., Izutsu J., Nickolaenko A. P., Sorokin V. Seismogenic effects in the ELF Schumann resonance band. *IEEEJ Trans. FM*. 2011. Vol. 131, Iss. 9. P. 684–690. DOI: <https://doi.org/10.1541/ieejfms.131.684>.
7. Nickolaenko A. P., Hayakawa M. Localized ionospheric disturbance over the earthquake epicentre and modifications of Schumann resonance electromagnetic fields. *Geomat. Nat. Haz. Risk*. 2014. Vol. 5, Iss. 3. P. 271–283. DOI: <https://doi.org/10.1080/19475705.2013.809557>.
8. Николаенко А. П., Хайакава М. Возмущение нижней ионосферы над очагом землетрясения и аномальные сигналы глобального электромагнитного резонанса. Часть 1. Модели ионосферы. *Радиофизика и электроника*. 2015. Т. 6(20), № 1. С. 32–39. DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.01.032>.
9. Николаенко А. П., Хайакава М. Возмущение нижней ионосферы над очагом землетрясения и аномальные сигналы глобального электромагнитного резонанса. Часть 2. Аномалии в энергетических спектрах. *Радиофизика и электроника*. 2015. Т. 6(20), № 2. С. 32–39. DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.02.032>.
10. Николаенко А. П., Галюк Ю. П., Хайакава М. Вертикальный профиль проводимости атмосферы, отвечающий параметрам шумановского резонанса. *Радиофизика и электроника*. 2015. Т. 6(20), № 3. С. 30–37. DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.03.022>.
11. Zhou H. J., Hayakawa M., Galuk Yu. P., Nickolaenko A. P. Conductivity profiles corresponding to the knee model and relevant SR spectra. *Sun Geosph*. 2016. Vol. 11, N 1. P. 65–74.
12. Kudintseva I. G., Nickolaenko A. P., Rycroft M. J. and Odzimek A. AC and DC global electric circuit properties and the height profile of atmospheric conductivity. *Ann. Geophys*. 2016. Vol. 59, N 5. P. A0545 (15 p.). DOI: <https://doi.org/10.4401/ag-6870>.
13. Nickolaenko A. P., Galuk Yu. P., Hayakawa M. Vertical profile of atmospheric conductivity that matches Schumann resonance observations. *SpringerPlus*. 2016. Vol. 5, Iss. 108. 12 p. DOI: <https://doi.org/10.1186/s40064-016-1742-3>.
14. Nickolaenko A. P., Shvets A. V. and Hayakawa M. Propagation at Extremely Low-Frequency Radio Waves. In: J. Webster, ed. 2016. *Wiley Encyclopedia of Electrical and Electronics Engineering*. Hoboken, USA: John Wiley & Sons, Inc., 2016. 1–20. DOI: <https://doi.org/10.1002/047134608X.W1257.pub2>.
15. Nickolaenko A. P., Shvets A. V., Hayakawa M. Extremely Low Frequency (ELF) Radio Wave Propagation: a Review. *Int. J. Electron. Appl. Res. (IJEAR)*. 2016. Vol. 3, Iss. 2. 91 p. Publ. online (http://eses.co.in/online_journal.html) ISSN 2395 0064.
16. Nickolaenko A. P., Galuk Yu. P. and Hayakawa M. Extremely Low Frequency (ELF) Wave Propagation: Vertical Profile of Atmospheric Conductivity Matching with Schumann Resonance Data. In: Albert Reimer, ed. 2017. *Horizons in World Physics*. New York: NOVA Sci. Publishers. Vol. 288, Ch. 6. P. 105–128. ISBN: 978-1-63485-882-3, ISBN: 978-1-63485-905-9 (eBook).
17. Галюк Ю. П., Николаенко А. П., Хайакава М. Смещение антиподного максимума электрического поля в резонаторе Земля–ионосфера за счет неоднородности день–ночь. *Радиофизика и электроника*. 2017. Т. 22, № 2. С. 28–40. DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2017.02.028>.
18. Galuk Yu. P., Nickolaenko A. P., Hayakawa M. Amplitude variations of ELF radio waves in the Earth–ionosphere cavity with the day–night non-uniformity. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys*. 2018. Vol. 169. P. 23–36. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.01.001>.
19. Галюк Ю. П., Николаенко А. П., Хайакава М. Влияние неоднородности типа день–ночь на распространение сверхнизкочастотных радиоволн. *Изв. вузов. Радиофизика*. 2018. Т. 61, № 3. С. 198–215.
20. Николаенко А. П., Галюк Ю. П., Хайакава М. Возмущения пеленга источника в резонаторе Земля–ионосфера с неоднородностью день–ночь. *Радиофизика и электроника*. 2018. Т. 23, № 2. С. 22–33. DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2018.02.022>.
21. Mushtak V. C., Williams E. R. ELF propagation parameters for uniform models of the Earth–ionosphere waveguide. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys*. 2002. Vol. 64, Iss. 18 P. 1989–2001. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00222-5](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00222-5).
22. Галюк Ю. П. Шумановские резонансы в модели грозовой активности, равномерно распределенной по земному шару. *Радиофизика и электроника*. 2015. Т. 6(20), № 4. С. 3–9. DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.04.003>.
23. Николаенко А. П. О влиянии локальной неоднородности ионосферы на распространение СНЧ-радиоволн. *Изв. вузов. Радиофизика*. 1984. Т. 27, № 10. С. 1227–1237.
24. Nickolaenko A. P. ELF radio wave propagation in a locally non-uniform Earth–ionosphere cavity. *Radio Sci*. 1994. Vol. 29, N 5. С. 1187–1199. DOI: <https://doi.org/10.1029/94RS01034>.
25. Nickolaenko A. P., Hayakawa M. *Resonances in the Earth–ionosphere cavity*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston–London, 2002. 380 p.
26. Nickolaenko A., Hayakawa M. *Schumann Resonance For Tyros (Essentials of Global Electromagnetic Resonance in the Earth–Ionosphere Cavity)*. Tokyo: Springer. Series XI, Springer Geophysics, 2014. 348 p.

Стаття надійшла 01.10.2018

REFERENCES

1. Ouzounov, D., Pulinet, S., Hattori, K. and Taylor, P. eds., 2018. *Pre-Earthquake Processes: A Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction Studies*. 1st ed. Geophysical Monograph 234. American Geophysical Union and John Wiley & Sons, Inc.
2. Ohta, K., Watanabe, N., Hayakawa, M., 2006. Survey of anomalous Schumann resonance phenomena observed in Japan, in possible association with earthquakes in Taiwan. *Phys. Chem. Earth, Pafirts A/B/C*, **31**(4–9), pp. 397–402. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.031>.

3. Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., Sekiguchi, M., Ando, Y. and Ohta, K., 2006. Model modifications in Schumann resonance intensity caused by a localized ionosphere disturbance over the earthquake epicenter. *Ann. Geophys.*, **24**(2), pp. 567–575. DOI: <https://doi.org/10.5194/angeo-24-567-2006>.
4. Hayakawa, M., Molchanov, O. A., 2007. Seismo-electromagnetics as a new field of radiophysics: Electromagnetic phenomena associated with earthquakes. *Radio Sci. Bull.*, 320, pp. 8–17.
5. Hayakawa, M., Nickolaenko, A. P., Sekiguchi, M., Yamashita, K., Yu-ichi, Ida, Yano, M., 2008. Anomalous ELF phenomena in the Schumann resonance band as observed at Moshiri (Japan) in possible association with an earthquake in Taiwan. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**(6), pp. 1309–1316. DOI: <https://doi.org/10.5194/nhess-8-1309-2008>.
6. Hayakawa, M., Hobara, Y., Ohta, K., Izutsu, J., Nickolaenko, A. P., Sorokin, V., 2011. Seismogenic effects in the ELF Schumann resonance band. *IEEJ Trans. FM*, **131**(9), pp. 684–690. DOI: <https://doi.org/10.1541/ieejfms.131.684>.
7. Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., 2014. Localized ionospheric disturbance over the earthquake epicentre and modifications of Schumann resonance electromagnetic fields. *Geomat. Nat. Haz. Risk.*, **5**(3), pp. 271–283. DOI: <https://doi.org/10.1080/19475705.2013.809557>.
8. Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., 2015. Disturbances of lower ionosphere above center of earthquake and anomaly in the global electromagnetic resonance signal. Part 1. Models of ionosphere. *Radiofiz. Elektron.*, **6**(20)(1), pp. 32–39 (in Russian). DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.01.032>.
9. Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., 2015. Disturbances of lower ionosphere above the center of earthquake and anomalous signals of global electromagnetic resonance. Part 2. Anomalies in the power spectra. *Radiofiz. Elektron.*, **6**(20)(2), pp. 32–39 (in Russian). DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.02.032>.
10. Nickolaenko, A. P., Galuk, Yu. P., Hayakawa, M., 2015. Vertical profile of atmospheric conductivity corresponding to Schumann resonance parameters. *Radiofiz. Elektron.*, **6**(20)(3), pp. 30–37 (in Russian). DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.03.022>.
11. Zhou, H. J., Hayakawa, M., Galuk, Yu. P., Nickolaenko, A. P., 2016. Conductivity profiles corresponding to the knee model and relevant SR spectra. *Sun Geosph.*, **11**(1), pp. 65–74.
12. Kudintseva, I. G., Nickolaenko, A. P., Rycroft, M. J. and Odzimek, A., 2016. AC and DC global electric circuit properties and the height profile of atmospheric conductivity. *Ann. Geophys.*, **59**(5), pp. A0545 (15 p.). DOI: <https://doi.org/10.4401/ag-6870>.
13. Nickolaenko, A. P., Galuk, Yu. P., Hayakawa, M., 2016. Vertical profile of atmospheric conductivity that matches Schumann resonance observations. *SpringerPlus*, **5**(108), 12 p. DOI: <https://doi.org/10.1186/s40064-016-1742-3>.
14. Nickolaenko, A. P., Shvets, A. V. and Hayakawa, M., 2016. Propagation at Extremely Low-Frequency Radio Waves. In: J. Webster, ed. 2016. *Wiley Encyclopedia of Electrical and Electronics Engineering*. Hoboken, USA: John Wiley & Sons, Inc., pp. 1–20. DOI: <https://doi.org/10.1002/047134608X.W1257.pub2>.
15. Nickolaenko, A. P., Shvets, A. V., Hayakawa, M., 2016. Extremely Low Frequency (ELF) Radio Wave Propagation: A Review. *Int. J. Electron. Appl. Res. (IJEAR)*, **3**(2). Publ. online (http://eses.co.in/online_journal.html) ISSN 2395 0064.
16. Nickolaenko, A. P., Galuk, Yu. P. and Hayakawa, M., 2017. Extremely Low Frequency (ELF) Wave Propagation: Vertical Profile of Atmospheric Conductivity Matching with Schumann Resonance Data. In: Albert Reimer, ed. 2017. *Horizons in World Physics*. New York: NOVA Sci. Publishers. Vol. 288, Ch. 6. ISBN: 978-1-63485-882-3, ISBN: 978-1-63485-905-9 (eBook).
17. Galuk, Yu. P., Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., 2017. Shift of antipode maximum of electric field in the earth–ionosphere cavity by the day–night non-uniformity. *Radiofiz. Elektron.*, **22**(2), pp. 29–40 (in Russian).
18. Galuk, Yu. P., Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., 2018. Amplitude variations of ELF radio waves in the Earth–ionosphere cavity with the day–night non-uniformity. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **169**, pp. 23–36. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.01.001>.
19. Galuk, Yu. P., Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., 2018. Impact of the Ionospheric Day-Night Non-Uniformity on the ELF Radio-Wave Propagation. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Radiofiz.*, **61**(3), pp. 198–215 (in Russian).
20. Nickolaenko, A. P., Galuk, Yu. P. and Hayakawa, M., 2018. Deviations Of Source Bearing In The Earth–Ionosphere Cavity With The Day–Night Non-Uniformity. *Radiofiz. Elektron.*, **23**(2), pp. 22–33 (in Russian). DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2018.02.022>.
21. Mushtak, V. C., Williams, E. R., 2002. ELF propagation parameters for uniform models of the Earth–ionosphere waveguide. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **64**(18), pp. 1989–2001. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00222-5](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00222-5).
22. Galuk, Yu. P., 2015. Schumann resonance in the model of thunderstorm activity uniformly distributed over the globe. *Radiofiz. Elektron.*, **6**(20)(4), pp. 3–9 (in Russian). DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2015.04.003>.
23. Nickolaenko, A. P., 1984. Effects of a local inhomogeneity in the ionosphere on the propagation of ELF radio waves. *Radiophysics and Quantum Electronics*, **27**(10), pp. 856–864.
24. Nickolaenko, A. P., 1994. ELF radio wave propagation in a locally non-uniform Earth–ionosphere cavity. *Radio Sci.*, **29**(5), pp. 1187–1199. DOI: <https://doi.org/10.1029/94RS01034>.
25. Nickolaenko, A. P., Hayakawa, M., 2002. *Resonances in the Earth–ionosphere cavity*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston–London.
26. Nickolaenko, A., Hayakawa, M., 2014. *Schumann Resonance For Tyros (Essentials of Global Electromagnetic Resonance in the Earth–Ionosphere Cavity)*. Tokyo: Springer. Series XI, Springer Geophys.

Received 01.10.2018

A. P. Nickolaenko¹, Yu. P. Galuk², M. Hayakawa³

¹ O. Ya. Usikov Institute for Radiophysics and Electronics of the NAS of Ukraine
12, Acad. Proskura st., Kharkov, 61085, Ukraine

² Saint-Petersburg State University
Universitetskii ave., 35, Petergof, Saint Petersburg, 198504, Russia

³ Hayakawa Institute of Seismo Electromagnetics Co. Ltd. (HISEM),
508 Incubation center of the University of Electro-Communications (UEC)
Tokyo, Japan

MODEL OF LOCAL DISTURBANCE OF LOWER IONOSPHERE OVER THE EARTHQUAKE CENTER AND ITS EFFECT ON THE GLOBAL ELECTROMAGNETIC RESONANCE SIGNALS

Subject and purpose of the work. In the present work, the perturbations are simulated of the amplitude of the vertical electric and horizontal magnetic fields of global electromagnetic (Schumann) resonance caused by the local ionosphere disturbance over the earthquake center with an account for the day–night non-uniformity. The source and the receiver are located at the same meridian symmetrically with respect to the equator at the points with coordinates 22.5° N and 22.5° S respectively. Position of the propagation paths is fixed relative the morning terminator: on its night (60° E) or the dayside (120° E). Variations of the amplitudes perturbation of the fields are considered when the localized non-uniformity moves along or across the propagation path.

Methods and methodology. To determine the propagation parameters of extremely low frequency (ELF) radio waves, the full wave solution is used, which leads to the solution of the Riccati equation. The spectral components of the fields are found numerically using the two-dimensional telegraph equation.

The results of the work. Numerical estimates are obtained of the influence of the local non-uniformity of the ionosphere on the amplitude of the electric and magnetic fields at different frequencies in the global electromagnetic (Schumann) resonance band for different positions of disturbance relative the propagation path located at the night or the dayside of the morning terminator.

Conclusion. The influence of localized non-uniformity on the field amplitude increases with frequency. Field modifications in the presence of a local disturbance are of the interference nature due to interaction of the direct and the reflected from the local inhomogeneity radio waves. The day–night regular non-uniformity of the ionosphere plays a minor role and its influence might be neglected.

Key words: *seismogenic perturbation of the conductivity of the middle atmosphere, Schumann resonance, field perturbations, global day–night non-uniformity.*

О. П. Ніколаєнко¹, Ю. П. Галюк², М. Хайакава³

¹ Інститут радіофізики та електроніки ім. О. Я. Усикова НАН України
12, вул. Акад. Проскури, Харків, 61085, Україна

² Санкт-Петербурзький державний університет
35, Університетський проспект, Санкт-Петербург, Петергоф, 198504, Росія

³ Інститут Хаякави, Компанія сейсмічного електромагнетизму,
Інкубаційний центр 508 Університету електров'язку
1-5-1 Чофугаока, Чофу, Токіо, 182-8585, Японія

МОДЕЛЬ ЛОКАЛЬНОГО ЗБУРЕННЯ НИЖНЬОЇ ІОНОСФЕРИ НАД ЦЕНТРОМ ЗЕМЛЕТРУСУ ТА ЙОГО ВПЛИВ НА СИГНАЛИ ГЛОБАЛЬНОГО ЕЛЕКТРОМАГНІТНОГО РЕЗОНАНСУ

Предмет і мета роботи. У роботі моделюються збурення амплітуд вертикального електричного і горизонтального магнітного полів глобального електромагнітного резонансу під впливом локальної сейсмічної неоднорідності іоносфери з урахуванням неоднорідності її іоносфери день–ніч. Джерело і приймач розташовані симетрично відносно екватора, в точках з координатами 22,5° південної та 22,5° північної широти. Положення трас поширення фіксується біля ранкового термінатора на його нічний (60° с. д.) або денний (120° с. д.) стороні. Розглянуто варіації збурення амплітуд полів при переміщенні локальної неоднорідності вздовж і поперек траси поширення.

Методи і методологія роботи. Для визначення параметрів поширення наднизькочастотних (ННЧ) радіохвиль використовується метод повного поля, який приводить до розв'язання рівняння Ріккати. Спектральні компоненти полів знаходяться чисельно за допомогою двовимірного телеграфного рівняння.

Результати роботи. Отримано чисельні оцінки впливу локальної неоднорідності іоносфери на амплітуду електричного та магнітного полів на різних частотах в області глобального електромагнітного (шуманівського) резонансу при різному положенні неоднорідності відносно траси поширення, розташованої на нічний або денний стороні ранкового термінатора.

Висновок. Показано, що вплив локальної неоднорідності на амплітуду поля збільшується з ростом частоти. Модифікації поля в присутності локального збурення мають інтерференційний характер завдяки складанню прямої та відбитої від локальної неоднорідності радіохвиль. Регулярна глобальна неоднорідність іоносфери типу день–ніч грає другорядну роль, тому її впливом можна нехтувати.

Ключові слова: *сейсмогенні збурення провідності середньої атмосфери, шуманівський резонанс, збурення поля, глобальна неоднорідність день–ніч.*