

УДК 551.594

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ГЕОМАГНИТНОЙ БУРИ 17 МАРТА 2015 ГОДА

© 2024 г. С. С. Замай¹, В. В. Денисенко^{2*}, М. В. Клименко³,
В. В. Клименко³, С. В. Анисимов⁴

¹Красноярский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук, Красноярск, Россия

²Институт вычислительного моделирования Сибирского отделения Российской академии наук,
Красноярск, Россия

³Калининградский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения
радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, Калининград, Россия

⁴Геофизическая обсерватория “Борок” — филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской академии наук, Ярославская обл., пос. Борок, Россия

*E-mail: denisen@icm.krasn.ru

Поступила в редакцию 24.10.2023

После доработки 15.11.2023

Принята к публикации 20.11.2023

Из данных наблюдений следует, что во время геомагнитных бурь происходят изменения электрического поля в атмосфере. В представленной работе мы в рамках квазистационарной модели проводника, состоящего из атмосферы и ионосферы, рассчитываем ионосферные электрические поля в период главной фазы геомагнитной бури 17 марта 2015 г. При этом для описания магнитосферного источника электрического поля используются спутниковые данные о глобальном распределении токов между магнитосферой и ионосферой. Изменение электрического потенциала в ионосфере приводит к изменению электрического поля во всей атмосфере, включая ее приземный слой. Важно, что в период геомагнитной бури обсерватория, в которой измеряется атмосферное электрическое поле, существенно меняет свое положение относительно направления на Солнце. Это приводит к значительным изменениям ионосферной проводимости над обсерваторией, которые влияют как на ионосферное электрическое поле, так и на атмосферную часть глобальной электрической цепи. Из этого следует, что при оценке влияния геомагнитной бури на атмосферное электрическое поле в конкретной обсерватории необходимо учитывать местное время при сопоставлении данных измерений с индексами геомагнитной активности. Для бури 17–18 марта 2015 г. нами получено, что учет вариаций ионосферного электрического поля при расчете атмосферного электрического поля позволяет воспроизвести наблюдаемые в Геофизической обсерватории “Борок” возмущения электрического поля “хорошей” погоды. На основе результатов моделирования показано, что во время экстремально сильных магнитных бурь в некоторых местах на Земле формируются вариации того же масштаба, что и само поле “хорошей” погоды.

Ключевые слова: атмосфера, ионосфера, магнитная буря, проводимость, электрическое поле, математическое моделирование.

DOI: 10.31857/S0207401X24060094

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферно-ионосферные взаимодействия, включая электродинамические, служат существенным звеном в понимании процессов, происходящих как в нижней, так и в верхней атмосфере [1]. Это взаимодействие происходит за счет динамических процессов посредством распространения различных волн в атмосфере, а также

за счет электрических связей в глобальной электрической цепи (ГЭЦ). Показано, что тайфуны, циклоны, ураганы, землетрясения, цунами и стратосферные потепления значительным образом изменяют ионосферные параметры [2–6]. Также существует влияние процессов, происходящих в верхней атмосфере, на нижележащие слои атмосферы. В значительной степени это влияние

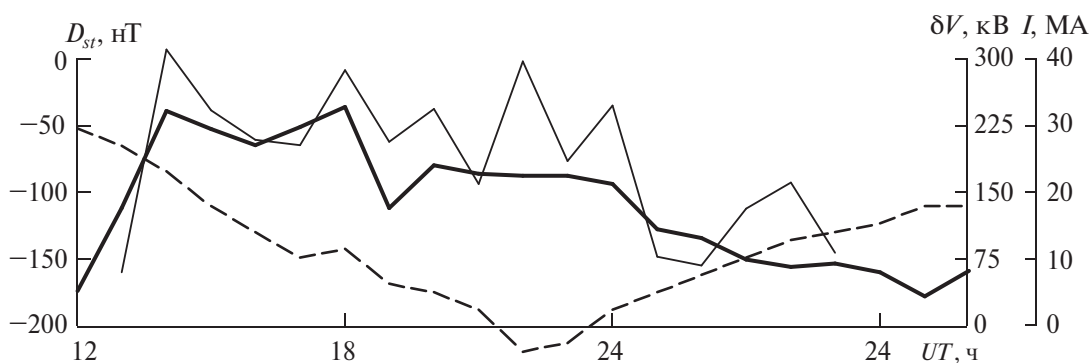


Рис. 1. Временной ход индекса D_{st} (штриховая линия), суммарного тока I между магнитосферой и ионосферой (жирная линия) и полученной в модельных расчетах разности потенциалов δV в северной полярной шапке (тонкая линия) во время геомагнитной бури 17–18 марта 2015 г.

усиливается в периоды различных явлений космической погоды, таких как солнечные вспышки, протонные события, геомагнитные бури, и т.д. Одним из наименее изученных вопросов является вопрос о влиянии космической погоды на атмосферную часть глобальной электрической цепи.

На основе анализа данных наблюдений вариаций напряженности электрического поля приземной атмосферы показано, что наибольшее воздействие космическая погода оказывает на атмосферное электрическое поле в авроральных и полярных широтах во время геомагнитных возмущений [7–10]. Эффекты сильных магнитных бурь наблюдались в вариациях напряженности электрического поля приземной атмосферы в средних широтах [11, 12]. В статье [13] представлены наблюдаемые в среднеширотной Геофизической обсерватории “Борок” изменения электрического поля хорошей погоды во время геомагнитных бурь. Одним из физических механизмов такой связи может быть изменение ионосферного электрического потенциала над обсерваторией, которое приводит к изменению тока между ионосферой и земной поверхностью и, следовательно, электрического поля в атмосферном пограничном слое. Электрическое состояние последнего в невозмущенных условиях формируется метеорологическими процессами, ионизацией радиоактивными газами и космическими лучами, турбулентным переносом объемных зарядов и локальными неоднородностями электрической проводимости [14].

Существует два основных источника электрического поля в ионосфере: 1) ионосферное динамо, генерируемое термосферным ветром в токопроводящем слое [15]; 2) магнитосферная кон-

векция [16]. В целом наибольшие изменения электрический потенциал в ионосфере испытывает в периоды геомагнитных бурь [17]. Временной ход бури принято характеризовать индексом D_{st} [18, 19]. В настоящей статье представлены результаты исследований влияния изменений ионосферного потенциала на атмосферную часть ГЭЦ во время геомагнитной бури 17 марта 2015 г. Индекс геомагнитной активности D_{st} для этого события показан на рис. 1.

Для описания источника магнитосферной конвекции в модельных расчетах используются спутниковые данные глобальных распределений токов между магнитосферой и ионосферой [20], которые называются продольными, поскольку текут вдоль магнитных силовых линий. На основе этих данных в рамках двумерной квазистационарной модели ионосферного проводника [21] получены распределения потенциала в ионосфере. Для определения атмосферных токов и электрических полей используется одномерная модель атмосферного проводника. Поскольку рассматриваются крупномасштабные явления, то напряженность электрического поля у поверхности земли получается путем деления напряжения между землей и ионосферой на толщину однородного атмосферного проводника, которая при используемой модели атмосферной проводимости над сушей составляет около 2 км.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ИОНОСФЕРЫ

Проводимость в ионосфере является тензором, компонентами которого являются проводимости Педерсена (σ_p), Холла (σ_H) и продольная ($\sigma_{||}$). Проводимость в направлении магнитного поля,

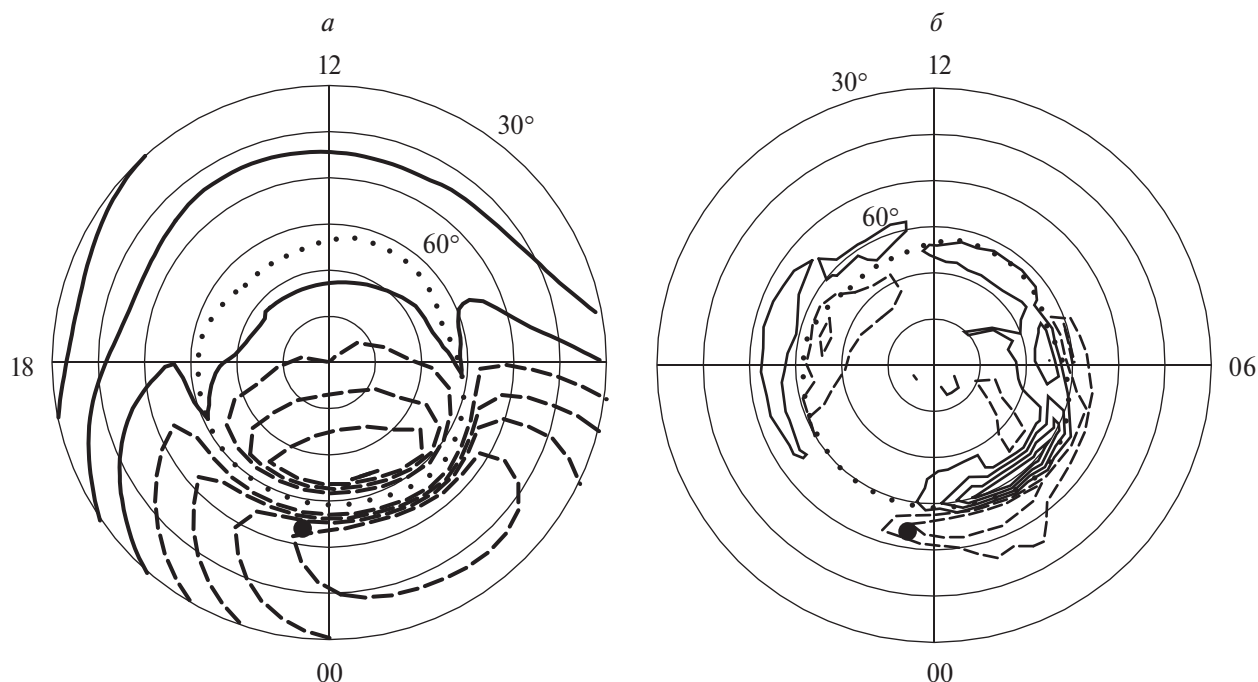


Рис. 2. *а* – Интегральная проводимость Педерсена Σ_p , модель для 20 UT 17.03.2015 в координатах местное магнитное время – геомагнитная широта. Линии уровня с шагом $1/3$ в логарифмическом масштабе. Штриховые линии: 0.46, 1.0, 2.2, 4.6 См (последнее значение соответствует штриховой линии, ближайшей к первой сплошной); сплошные линии: 10, 22, 46 См. *б* – Плотность продольного тока в момент времени 20 UT 17.03.2015 в координатах местное магнитное время – геомагнитная широта. Шаг между изолиниями – 0.6 мА/м^2 , построены линии, соответствующие плотностям тока $\pm 0.3, \pm 0.9, 1.5, 2.1 \text{ мА/м}^2$. Штриховыми линиями показаны отрицательные значения токов (ток, вытекающий из ионосферы в магнитосферу). Граница северной полярной шапки показана точечной линией, положение обсерватории “Борок” отмечено черным кружком (геомагнитные координаты – 124° в.д., 54° с.ш.).

$\sigma_{||}$, больше остальных на несколько порядков. Из этого следует, что продольная компонента напряженности электрического поля мала, поэтому ею можно пренебречь. Это приводит к тому, что магнитные силовые линии на ионосферных высотах являются эквипотенциальными. При этом заряды могут свободно перемещаться вдоль них. Поэтому закон сохранения заряда выполняется только для всей силовой линии, уравнение для электрического потенциала V получается интегрированием уравнения сохранения заряда вдоль силовой линии. Получаем двумерное уравнение, которое после отображения на удобную для решения плоскость с декартовыми координатами x, y принимает вид:

$$-\frac{\partial}{\partial x} \left(\Sigma_{xx} \frac{\partial V}{\partial x} + \Sigma_{xy} \frac{\partial V}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\Sigma_{yx} \frac{\partial V}{\partial x} + \Sigma_{yy} \frac{\partial V}{\partial y} \right) = Q, \quad (1)$$

где компоненты тензора интегральной проводимости получаются интегрированием σ_p, σ_H с не-

которыми геометрическими множителями. Для дипольного магнитного поля $\Sigma_{xx} = \Sigma_{yy} = \Sigma_p, \Sigma_{xy} = \Sigma_{yx} = \Sigma_H$, где Σ_p, Σ_H – интегралы σ_p, σ_H вдоль магнитной силовой линии [20]. Каждая такая линия идентифицируется координатами x, y . В качестве x используем геомагнитную долготу, поэтому по x возникает условие периодичности.

Пространственные распределения проводимостей Педерсена и Холла строились на основе эмпирических моделей IRI2020 [22], IGRF13 [23] и MSIS [24]. Эти модели не дают аврорального увеличения проводимости, которое мы добавляем уже к интегральным проводимостям Σ_p, Σ_H , используя модель [25]. При этом максимум повышения проводимости по широте задавался на границах полярных шапок. Пример получившегося распределения Σ_p для 20 UT приведен на рис. 2.

Правая часть, т.е. Q , в уравнении (1) является источником тока с точки зрения двумерной ионосферы. Это может быть дивергенция стороннего тока или токи сверху – между магнитосферой и

ионосферой, или снизу — между атмосферой и ионосферой. Последние пренебрежимо малы. Динамо электрическое поле в расчетах не учитывается. Распределение продольных токов Биркеланда между магнитосферой и ионосферой для магнитной бури 17–18 марта 2015 г. задается согласно данным наблюдений магнитометров спутниковой системы IRIDIUM проекта AMPERE (The Active Magnetosphere and Planetary Electrodynamics Response Experiment) [20]. В рамках проекта AMPERE задействовано более 70 низкоорбитальных спутников (высота орбит — 780 км) с наклоном орбит, составляющим 86° , которые равномерно распределены между шестью одинаково расположенными орбитальными плоскостями. Это позволяет получать информацию о радиальной плотности тока, вычисленной в скорректированной геомагнитной системе координат. Спутниковая группировка AMPERE обеспечивает глобальные наблюдения продольных токов первой, второй и третьей зон над северными и южными высокоширотными регионами в интервале широт от полюсов до 50° широты. В качестве примера на рис. 2 приведено распределение продольных токов для момента 20 UT 17 марта 2015 г. в северном полушарии. Показанная плотность тока равна току в магнитной трубке, деленному на площадь ее горизонтального сечения (т.е. это вертикальная компонента плотности тока) на высоте измерения $h = 780$ км. Положительным считаем направление тока из магнитосферы в ионосферу, поскольку такой ток приводит к появлению в ионосфере положительных зарядов. Шаг между изолиниями — 0.6 мкА/м², построены линии, соответствующие плотностям тока ± 0.3 , ± 0.9 , 1.5 , 2.1 мкА/м².

Существенное усложнение задачи по сравнению с моделями из работ [21, 26] связано с отличием областей полярных шапок от остальной части ионосферы. В последней каждая магнитная силовая линия начинается в южном полушарии и заканчивается в северном. Тем самым за счет высокой продольной проводимости обеспечивается идеальная электрическая связь между северной и южной частями ионосферы. Поэтому уравнения (1) для этих частей суммируются. А из полярных шапок магнитные силовые линии уходят далеко в хвост магнитосферы и остаются независимыми. Это разделение мы приближенно моделируем наличием границы между областями замк-

нутых и разомкнутых силовых линий. В соответствии с работой [27] мы проводим эти границы на основании распределений продольных токов, как границы между зонами 1 и 2. Пример такой границы показан на рис. 2 точечной кривой. Положения этой границы северной полярной шапки несколько различны на двух фрагментах рис. 2. Ее точки находятся на тех же силовых линиях, но на разных высотах: проводимости отнесены к высоте максимальной ионосферной проводимости — 120 км, а продольные токи измерены над ионосферой на высоте 780 км.

В результате получаем задачу для уравнения (1) в трехлистной области. Первый лист есть отображение основной части ионосферы. Его граница $y = 0$ соответствует самым нижним магнитным силовым линиям, которые мы рассматриваем как еще принадлежащие ионосфере. Их вершины полагаем лежащими на высоте 90 км на геомагнитном экваторе, который определяем как линию с горизонтальным магнитным полем. Ее на высоте 90 км, как и вектор магнитной индукции в произвольной точке пространства, мы находим с помощью эмпирической модели геомагнитного поля IGRF.

Вторая граница, $y = y_a(x)$, изображает на плоскости x, y границы с полярными шапками. Сопряженные точки, т.е. концы магнитной силовой линии в двух полушариях, мы можем найти с помощью модели геомагнитного поля IGRF. Но тогда определенные по продольным токам границы полярных шапок не будут сопряженными. Это объясняется тем, что в модели IGRF нет магнитосферного поля, которое принципиально изменяет форму магнитных силовых линий, уходящих из высокоширотных точек ионосферы. Мы устраняем это противоречие, изменяя высокоширотную часть полученной из IGRF сопряженности. Для этого южные сопряженные точки сдвигаем по широте не более чем на $2\text{--}3^\circ$. В магнитных широтах $\lambda_m < 30^\circ$ этой коррекции не делаем, поскольку там вклад магнитосферного поля пренебрежимо мал.

После этого два листа, изображающие полярные шапки, имеют одну общую границу $y = y_a(x)$ и границы $y = \infty$, изображающие полюсы. На границе $y = y_a(x)$ стыкуются все три листа. Из закона Фарадея и закона сохранения заряда получаются два условия: потенциал непрерывен, сумма токов на эту границу с трех листов равна нулю. Такая

краевая задача детально сформулирована и исследована в статье [28]. Доказано существование и единственность решения при дополнительно фиксированном среднем значении потенциала, который по сути определен с точностью до аддитивной константы. Мы налагаем условие равенства нулю среднего значения на экваторе. Задача решается численно. Наш многосеточный вариационно-разностный метод, основанный на предварительной симметризации оператора краевой задачи, детально описан в монографии [29].

ЗАДАЧА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ АТМОСФЕРЫ

Тензор проводимости в атмосфере в интервале высот от поверхности земли до 50 км является скаляром. Мы использовали эмпирическую модель высотного распределения тензора проводимости атмосферы, описанную в работе [21]¹.

Поскольку мы рассматриваем только крупномасштабные явления, для определения атмосферных токов и электрических полей возможно использование одномерной модели атмосферного проводника, описанной в работе [21]. В рамках этой модели напряженность электрического поля у поверхности земли получается простым делением напряжения между поверхностью земли и ионосферой на толщину H однородного атмосферного проводника, которая при используемой модели атмосферной проводимости составляет примерно 2 км над низменной сушей и примерно 2.8 км над океаном. Заметим, что при экспоненциальном росте проводимости с высотой параметр H имел бы то же значение, что и в показателе экспоненты $\exp(h/H)$.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рис. 3 приведено полученное в наших расчетах распределение ионосферного электрического потенциала в северном полушарии на высоте 120 км. Выбран момент времени 20 UT, когда модельное электрическое поле в поселке Борок максимально по модулю за время бури. При этом в ионосфере над обсерваторией потенциал $V = -68$ кВ. Значения потенциала в показанной на этом рисунке северной части ионосферы изменяются от -162 до $+171$ кВ.

¹ Следует отметить, что в этой статье имеется опечатка: в приведенных под рис. 4 формулах, определяющих высотный ход проводимости, параметр s_0 должен быть положительным.

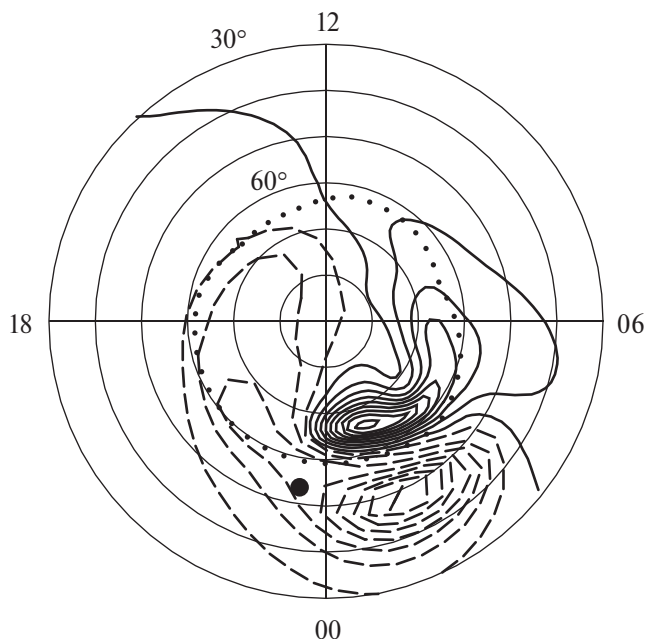


Рис. 3. Распределение ионосферного электрического потенциала в северном полушарии в момент времени 20 UT в координатах местное магнитное время — геомагнитная широта. Изолинии потенциала построены с шагом между изолиниями в 20 кВ, штриховые линии — это изолинии с отрицательными значениями электрического потенциала. Значения потенциала в показанной северной части ионосферы изменяются от -162 до $+171$ кВ. Точечной линией проведена граница северной полярной шапки. Черным кружком отмечено положение обсерватории "Борок".

Напомним, что задача для ионосферного потенциала V решается при фиксированном нулевом среднем по геомагнитному экватору. При нулевых продольных токах получается нулевой потенциал во всей ионосфере. То есть распределение V , полученное нами в ионосфере при заданном распределении продольных токов и продолженное в атмосферу при нулевом потенциале на поверхности Земли, есть возмущение по отношению к потенциалу электрического поля хорошей погоды.

Разность потенциалов через полярную шапку, получившаяся в результатах в каждом рассчитанном пространственном распределении электрического потенциала в ионосфере в течение всего рассмотренного интервала времени, показана на рис. 1. Из этого рисунка видно возрастание как разности потенциалов через полярную шапку, так и полного продольного тока с падением индекса D_{st} , характеризующего интенсивность магнитной бури.

Поскольку напряженность электрического поля у поверхности земли получается путем де-

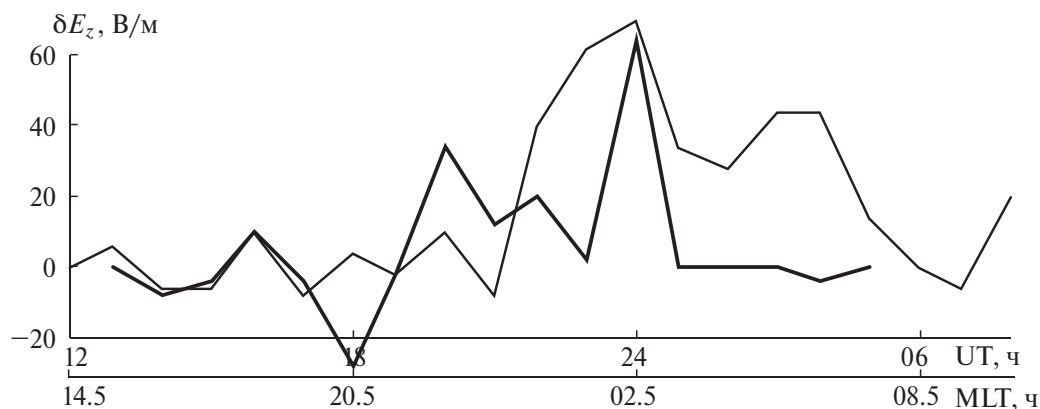


Рис. 4. Временной ход вариации напряженности приземного электрического поля δE_z , измеренной в обсерватории “Борок” [13], с положительным сдвигом на 68 В/м (тонкая линия). Модельный вклад магнитной бури показан жирной линией; MLT — местное магнитное время в поселке “Борок”.

ления напряжения между землей и ионосферой на толщину однородного атмосферного проводника $H = 2$ км, временной ход значений ионосферного электрического потенциала над обсерваторией “Борок” преобразуется во временной ход возмущения напряженности приземного электрического поля, δE_z , представленной на рис. 4. При этом +1 В/м в приземном поле соответствует –2 кВ в ионосферном потенциале. Напомним, что измерение приземного электрического поля в статье [30] предлагалось использовать для определения распределения ионосферного потенциала при всей сложности реализации такого подхода. На этом же рис. 4 тонкой линией показаны результаты измерения в обсерватории “Борок”. Эта кривая сдвинута на 68 В/м вверх, чтобы среднее значение электрического потенциала в ионосфере от момента начала магнитной бури до 21 UT, когда эффекты магнитной бури еще не видны, стало нулевым. Это значение и определяет выбор уровня, относительно которого рассчитывается возмущение.

Из рис. 4 видно количественное совпадение результатов моделирования с экспериментальными данными в период главной фазы геомагнитной бури. Следует отметить, что резкое возрастание вклада бури в атмосферное электрическое поле началось, согласно результатам нашей модели, несколько позже, чем в данных наблюдений. Продолжительность возмущения в модельных расчетах значительно меньше, чем в экспериментальных данных. Буря дает вклад в поле “хорошей” погоды в основном в ночное время. Рассматриваемый механизм не может объяснить существенного изменения поля в дневные часы, поскольку

проводимость дневной ионосферы в десятки раз превышает ночные значения, и поэтому ионосферный потенциал в дневной ионосфере меньше. А согласно экспериментальным данным днем возмущение E_z максимально. При этом остается без ответа нетривиальный вопрос об уровне отсчета. Мы воспользовались этой неопределенностью, сдвинув фрагмент 18, рис. 4 из работы [13] вверх на +68 В/м. Дело в том, что E_z изменяется и в те периоды времени, когда магнитные бури отсутствуют. Так, в марте измерения в Томске показывают в среднем суточном ходе изменения E_z от 250 до 450 В/м [31], а над океаном — от 120 до 160 В/м [32]. Максимум электрических полей в обоих случаях достигается около 14 UT. Показания различаются примерно вдвое, по-видимому, из-за понижения проводимости воздуха над сушей в связи с наличием пыли. По этой же причине E_z является достаточно нестабильным параметром. Было бы предпочтительнее измерять не поле, а ток “хорошей” погоды, который определяется сопротивлением атмосферного столба от поверхности Земли до ионосферы. Последний интегральный параметр существенно меньше подвержен воздействию флуктуаций проводимости в приземном слое воздуха, которая, например, понижается из-за пыли и повышается при эманации радона. При изучении атмосферно-ионосферных электрических связей также важно знать величину тока “хорошей” погоды [21]. По-видимому, это является общим свойством ГЭЦ [33]. Заметим, что имеется и обратное влияние тропосферных процессов на ионосферу [34].

На рис. 5 показано полученное глобальное пространственное распределение ионосферного

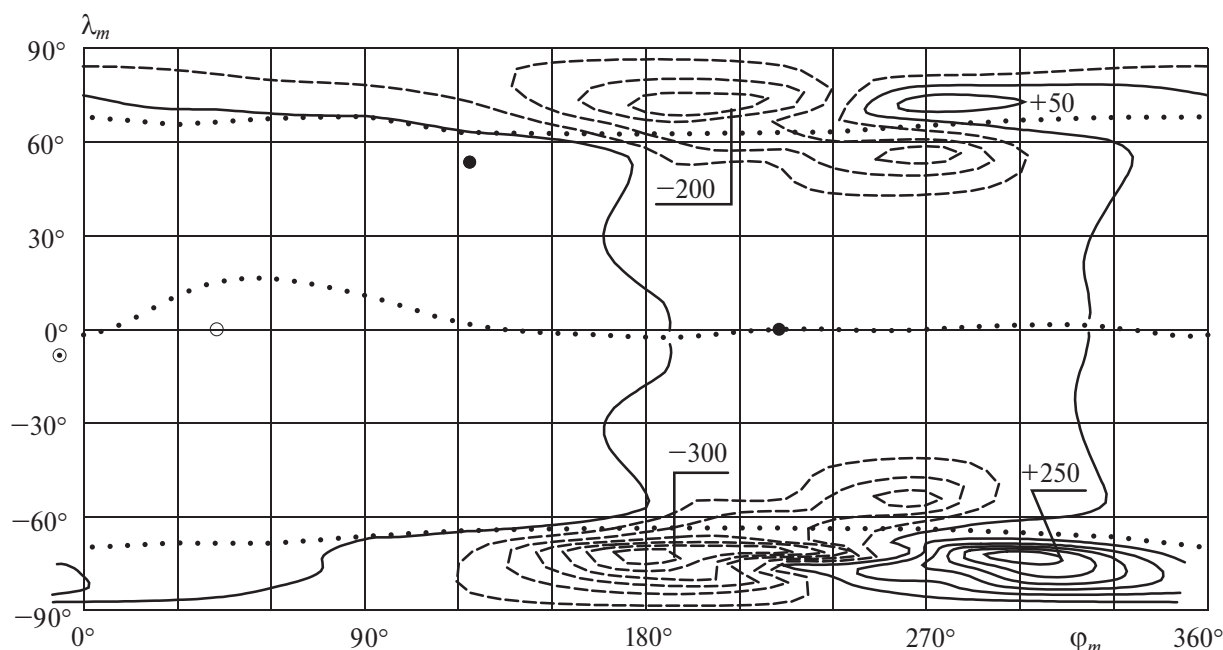


Рис. 5. Глобальное пространственное распределение ионосферного потенциала в геомагнитных координатах (долгота—широта), полученное в модельных расчетах для момента времени 14 UT. Изолинии потенциала построены с шагом 50 кВ. Штриховыми линиями показаны изолинии с отрицательными значениями потенциала. В северной полярной шапке потенциал изменяется от -244 до $+72$ кВ, в южной — от -340 до $+280$ кВ. Кружками на геомагнитной широте 0° показаны местный полдень (светлый кружок) и местная полночь (темный кружок). Также кружком в северном полушарии отмечено положение обсерватории “Борок”. Точечными линиями показаны геомагнитный экватор и границы полярных шапок.

электрического потенциала в момент времени 14 UT, когда полный продольный ток в соответствии с рис. 1 максимален за время бури. В северной полярной шапке потенциал изменяется от -244 до $+72$ кВ. В южной полярной шапке потенциал изменяется в диапазоне $-340 \div +280$ кВ, что соответствует вариациям приземного поля в интервале $-170 \div +140$ В/м над сушей или в интервале $-120 \div +100$ В/м над морем, т.е. вариации имеют тот же масштаб, что и само поле “хорошей” погоды. При этом в обсерватории “Борок” модельное возмущение атмосферного электрического поля составило всего -8 В/м.

Важно, что в период геомагнитной бури обсерватории, в которых измеряется атмосферное электрическое поле, существенно меняют свое положение относительно направления на Солнце. Это приводит к смене участка ионосферы над обсерваторией, что влияет как на локальное значение ионосферного электрического потенциала, так и на наблюдаемую атмосферную часть глобальной электрической цепи. Из этого следует, что при оценке влияния геомагнитной бури на атмосферное электрическое поле в конкретной

обсерватории необходимо учитывать местное время при сопоставлении данных измерений с индексами геомагнитной активности. Это невозможно учесть при непосредственном сопоставлении данных измерений в одной точке на поверхности Земли с индексами геомагнитной активности. Необходимо сначала построить глобальное распределение электрического поля в приземном слое воздуха. Уже из этой картины следует выделить движущуюся за счет вращения Земли точку-обсерваторию. При этом неизбежно смешиваются пространственные и временные вариации, что характерно для спутниковых измерений. Обсерватория выступает тоже как вращающаяся по кругу точка измерений. Отчасти это можно было бы преодолеть за счет данных нескольких обсерваторий. Дополнительным ограничением является возможность использования только измерений при хорошей погоде, поскольку облака, особенно грозовые, изменяют приземное поле во много раз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, рассчитанное в модели изменение ионосферного потенциала во время магнитной бури позволило частично объяснить изменения атмосферного электрического поля, наблюдаемые в обсерватории “Борок”. Рассмотренный механизм изменения ионосферного потенциала во время сильной магнитной бури в марте 2015 г. вызывает вариации электрического поля “хорошей” погоды до ± 150 В/м над сушей и до ± 100 В/м над морем, т.е. того же масштаба, что и само поле “хорошей” погоды. Поэтому вклад ионосферного потенциала должен учитываться наряду с другими физическими процессами, определяющими вариации атмосферного электрического поля.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00208.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Volland H. Atmospheric electrodynamics. Heidelberg: Springer, 1984.
2. Шалимов С.Л., Рожной А.А., Соловьева М.С., Ольшанская Е.В. // Физика Земли. 2019. № 1. С. 199; <https://doi.org/10.31857/S0002-333720191199-213>
3. Карпов И.В., Борчевкина О.П., Васильев П.А. // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 4. С. 63; <https://doi.org/10.31857/S0207401X20040081>
4. Лебле С.Б., Смирнова Е.С. // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 4. С. 68; <https://doi.org/10.31857/S0207401X20040123>
5. Клименко М.В., Ратовский К.Г., Клименко В.В., и др. // Хим. физика. 2021. Т. 40. № 10. С. 85; <https://doi.org/10.31857/S0207401X21100083>
6. Голубков Г.В., Адамсон С.О., Борчевкина О.П. и др. // Хим. физика. 2022. Т. 41. № 5. С. 531; <https://doi.org/10.31857/S0207401X22050053>
7. Olson D.E. // Pure Appl. Geophys. 1971. V. 84. P. 118.
8. Ансен А.Г., Канониди Х.Д., Чернышева С.П., Четаев Д.Н., Шефтель В.М. Магнитосферные эффекты в атмосферном электричестве. М.: Наука, 1988.
9. Frank-Kamenetsky A.V., Troshichev O.A., Burns G.B., Papitashvili V.O. // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 179; <https://doi.org/10.1029/2000JA900058>
10. Никифорова Н.Н., Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Кубицки М., Михновски С. // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 42. № 1. С. 32.
11. Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Михновски С., Кубицки М. // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48. № 5. С. 650.
12. Смирнов С.Э., Михайлова Г.А., Капустина О.В. // Геомагнетизм и аэрономия. 2013. Т. 53. № 4. С. 532; <https://doi.org/10.7868/S0016794013040147>
13. Анисимов С.В., Шихова Н.М., Клейменова Н.Г. // Геомагнетизм и аэрономия. 2021. Т. 61. № 2. С. 172; <https://doi.org/10.31857/S0016794021020024>
14. Анисимов С.В., Афиногенов К.В., Галиченко С.В. и др. // Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 5. С. 595; <https://doi.org/10.31857/S0002351523050024>
15. Richmond A.D. // J. Geomagn. Geoelectr. 1979. V. 31. P. 287.
16. Axford W.I. // Rev. Geophys. 1969. V. 7. № 1,2. P. 421; <https://doi.org/10.1029/RG007i001p00421>
17. Pudovkin M.I. // Space Sci. Rev. 1974. V. 16. P. 727.
18. Gonzalez W.D., Joselyn J. A., Kamide Y., et al. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № A4. P. 5771; <https://doi.org/10.1029/93JA02867>
19. Ратовский К.Г., Клименко М.В., Ясюкевич Ю.В. и др. // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 10. С. 57; <https://doi.org/10.31857/S0207401X20100106>
20. Milan S.E., Carter J.A., Korth H. et al. // J. Geophys. Res. Space Phys. 2015. V. 120. P. 10415; <https://doi.org/10.1002/2015JA021680>
21. Denisenko V.V., Rycroft M.J., Harrison R.G. // Surv. Geophys. 2019. V. 40. № 1. P. 1; <https://doi.org/10.1007/s10712-018-9499-6>
22. Bilitza D., Altadill D., Truhlik V. et al. // Space Weather. 2017. V. 15. P. 418; <https://doi.org/10.1002/2016SW001593>
23. Alken P., Thébaud E., Beggan C.D. et al. // Earth Planets Space. 2021. V. 73. P. 49; <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
24. Emmert J. T., Drob D. P., Picone J. M., et al. // Earth Space Sci. 2021. V. 8. P. e2020EA001321; <https://doi.org/10.1029/2020EA001321>
25. Weimer D.R. // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № 1. P. 185.
26. Denisenko V.V., Zamay S.S. // Planet. Space Sci. 1992. V. 40. № 7. P. 941.
27. Burrell A.G., Chisham G., Milan S.E. et al. // Ann. Geophys. 2020. V. 38. P. 481; <https://doi.org/10.5194/angeo-38-481-2020>
28. Денисенко В.В. // Сиб. мат. журн. 2002. Т. 43. № 6. С. 1304.
29. Денисенко В.В. Энергетические методы для эллиптических уравнений с несимметричными коэффициентами. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1995.
30. Лунюшкин С.Б. // Исслед. по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. 1988. № 81. С. 181.
31. Pustovalov K., Nagorskiy P., Oglezneva M., Smirnov S. // Atmosphere. 2022. V. 13. P. 614; <https://doi.org/10.3390/atmos13040614>
32. Harrison R.G. // Surv. Geophys. 2013. V. 34. P. 209; <https://doi.org/10.1007/s10712-012-9210-2A>
33. Мареєв Е.А. // УФН. 2010. Т. 180. № 5. С. 527; <https://doi.org/10.3367/UFNr.0180.201005h.0527>
34. Голубков Г.В., Адамсон С.О. и др. // Хим. физика. 2022. Т. 41. № 5. С. 531; <https://doi.org/10.31857/S0207401X22050053>

MATHEMATICAL SIMULATION OF THE ATMOSPHERIC ELECTRIC FIELD DISTURBANCE DURING GEOMAGNETIC STORM ON 17 MARCH 2015

S. S. Zamay¹, V. V. Denisenko^{2, *}, M. V. Klimenko³, V. V. Klimenko³, S. V. Anisimov⁴

¹Krasnoyarsk Scientific Center SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

²Institute of Computational Modelling SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

³West Department of Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS, Kaliningrad, Russia

⁴Borok Geophysical Observatory of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Borok, Yaroslavl, Russia

*E-mail: denisen@icm.krasn.ru

It follows from the observational data that during geomagnetic storms, variations of the atmospheric electric field occur. In the present paper, we present simulation results of ionospheric electric fields during the main phase of the geomagnetic storm on March 17, 2015, within the framework of a quasi-stationary model of a conductor consisting of the atmosphere and the ionosphere. For this purpose, the satellite data on the global distribution of currents between the magnetosphere and the ionosphere are used to describe the magnetospheric source of the electric field. A variation of the electric potential in the ionosphere leads to a variation of the electric field in the entire atmosphere, including its surface layer. It is important that during a geomagnetic storm, the observatory in which the atmospheric electric field is measured significantly changes its position relative to the direction of the Sun. This leads to significant changes in the ionospheric conductivity above the observatory, which affects both the ionospheric electric field and the atmospheric part of the global electrical circuit. Therefore when assessing the effect of a geomagnetic storm on the atmospheric electric field in a particular observatory, it is necessary to take into account local time when comparing measurement data with geomagnetic activity indices. For the storm of March 17–18, 2015, we found that taking into account the variations of the ionospheric electric field when calculating the atmospheric electric field allows us to reproduce the disturbances of the fair weather electric field observed at the Borok Geophysical Observatory. Based on the simulation results, it is shown that during extremely strong magnetic storms, additional atmospheric electric field variations in some places on the Earth have the same scale as the fair weather field itself.

Keywords: atmosphere, ionosphere, magnetic storm, conductivity, electric field, mathematical modeling.

REFERENCES

1. Volland H. Atmospheric electrodynamics. Heidelberg: Springer, 1984.
2. Shalimov S.L., Rozhnoi A.A., Solov'eva M.S., Ol'shanskaya E.V. // Phys. Solid Earth. 2019. V. 55. P. 168; <https://doi.org/10.1134/S1069351319010087>
3. Karpov I.V., Borchevkina O.P., Vasilev P.A. // Rus. J. Phys. Chem. B 2020. V. 14. P. 362; <https://doi.org/10.1134/S1990793120020220>
4. Leble S.B., Smirnova E.S. // Rus. J. Phys. Chem. B 2020. V. 14. P. 367; <https://doi.org/10.1134/S1990793120020268>
5. Klimenko M.V., Ratovsky K.G., Klimenko V.V. et al. // Rus. J. Phys. Chem. B 2020. V. 15. P. 928; <https://doi.org/10.1134/S1990793121050171>
6. Golubkov G.V., Adamson S.O. et al. // Rus. J. Phys. Chem. B 2022. V. 16. P. 508; <https://doi.org/10.1134/S1990793122030058>
7. Olson D.E. // Pure Appl. Geophys. 1971. V. 84. P. 118;
8. Apsen A.G., Kanonidi H.D., Chernysheva S.P., Che-taev D.N., Sheftel V.M. Magnetospheric effects in atmospheric electricity. M.: Nauka, 1988 (in Russian).
9. Frank-Kamenetsky A.V., Troshichev O.A., Burns G.B., Papitashvili V.O. // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 179; <https://doi.org/10.1029/2000JA900058>
10. Nikiforova N.N., Kleimenova N.G., Kozyreva O.V., Kubitsky M., Mikhnovsky S. // Geomagn. Aeron. 2003. V. 42. № 1. P. 32 (in Russian).
11. Kleimenova N.G., Kozyreva O.V., Michnowski S., Kubicki M. // Geomagn. Aeron. 2008. V. 48. P. 622; <https://doi.org/10.1134/S0016793208050071>
12. Smirnov S.E., Mikhailova G.A., Kapustina O.V. // Geomagn. Aeron. 2013. V. 53. P. 502; <https://doi.org/10.1134/S0016793213040130>
13. Anisimov S.V., Shikhova N.M., Kleimenova N.G. // Geomagn. Aeron. 2021. V. 61. P. 180; <https://doi.org/10.1134/S001679322102002X>
14. Anisimov S.V., Aphinogenov K.V., Galichenko S.V. et al. // Izvestiya, Atmosph. Oceanic Phys. 2023. V. 59. P. 522; <https://doi.org/10.1134/S000143382305002X>
15. Richmond A.D. // J. Geomagn. Geoelectr. 1979. V. 31. P. 287.
16. Axford W.I. // Rev. Geophys. 1969. № 1, 2. P. 421; <https://doi.org/10.1029/RG007i001p00421>
17. Pudovkin M.I. // Space Sci. Rev. 1974. V. 16. P. 727;
18. Gonzalez W.D., Joselyn J.A., Kamide Y. et al. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № A4. P. 5771; <https://doi.org/10.1029/93JA02867>.
19. Ratovsky K.G., Klimenko M.V., Yasyukevich Yu.V., Vesnin A.M., Klimenko V.V. // Rus. J. Phys. Chem. B 2020. V. 14. № 5. P. 862;

- <https://doi.org/10.1134/S1990793120050243>
20. *Milan S.E., Carter J.A., Korth H. et al.* // J. Geophys. Res. Space Phys. 2015. V. 120. P. 10415; <https://doi.org/10.1002/2015JA021680>
21. *Denisenko V.V., Rycroft M.J., Harrison R.G.* // Surv. Geophys. 2019. V. 40. P. 1; <https://doi.org/10.1007/s10712-018-9499-6>
22. *Bilitza D., Altadill D., Truhlik V. et al.* // Space Weather. 2017. V. 15. P. 418; <https://doi.org/10.1002/2016SW001593>
23. *Alken P., Thébaud E., C.D. Beggan et al.* // Earth Planets Space. 2021. V. 73. P. 49; <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
24. *Emmert J.T., Drob D.P., Picone J.M. et al.* // Earth Space Sci. 2021. V. 8. P. e2020EA001321; <https://doi.org/10.1029/2020EA001321>.
25. *Weimer D.R.* // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 185.
26. *Denisenko V.V., Zamay S.S.* // Planet. Space Sci. 1992. V. 40. P. 941.
27. *Burrell A.G., Chisham G., Milan S.E. et al.* // Ann. Geophys. 2020. V. 38. P. 481; <https://doi.org/10.5194/angeo-38-481-2020>
28. *Denisenko V.V.* // Sib. Math. J. 2002. V. 43. P. 1055.
29. *Denisenko V.V.* Energy methods for elliptic equations with asymmetric coefficients, Novosibirsk: Publ. house RAS SB, 1995 (in Russian).
30. *Lunyushkin S.B.* // Res. Geomagn., Aeronomy Solar Phys. 1988. V. 81. P. 181 (in Russian).
31. *Pustovalov K., Nagorskiy P., Oglezneva M., Smirnov S.* // Atmosphere. 2022. V. 13. P. 614; <https://doi.org/10.3390/atmos13040614>
32. *Harrison R.G.* // Surv. Geophys. 2013. V. 34. P. 209; <https://doi.org/10.1007/s10712-012-9210-2A>
33. *Mareev E.A.* // Phys. Usp. 2010. V. 53. P. 504; <https://doi.org/10.3367/UFNe.0180.201005h.0527>
34. *Golubkov G.V., Adamson S.O. et al.* // Rus. J. Phys. Chem. B 2022. V. 16. № 3. P. 508; <https://doi.org/10.1134/S1990793122030058>