

УДК 551.594

СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

© 2021 г. А. Х. Аджиев^{а, *}, А. Г. Клово^б, Т. В. Кудринская^б, Г. В. Куповых^б, Д. В. Тимошенко^б

^аФГБУ «Высокогорный геофизический институт». КБР, просп. Ленина, 2, Нальчик, 360030 Россия

^бИнститут компьютерных технологий и информационной безопасности, Южный федеральный университет, пер. Некрасовский, 44, ГСП 17А, Ростовская обл., Таганрог, 347928 Россия

*e-mail: adessa1@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.09.2019 г.

После доработки 19.03.2021 г.

Принята к публикации 14.04.2021 г.

В статье приведены результаты экспериментальных и теоретических исследований суточных вариаций атмосферного электрического поля в приземном слое. Измерения градиента потенциала электрического поля атмосферы проводились на станции Пик Чегет (3040 м н. у. м.) в высокогорной зоне Приэльбрусья, где отсутствует значительное антропогенное воздействие, а в суточном ходе электрического поля проявляются черты унитарной вариации. Анализ данных наблюдений показал, что суточный ход электрического поля имеет утренний (02^h–04^h UT) минимум, дневной (06^h–11^h UT) и вечерний максимумы (16^h–19^h UT), положения которых зависят от скорости приземного ветра. Причиной локальных вариаций являются возмущения электрического поля, обусловленные объемным зарядом у поверхности земли вследствие электродного эффекта и влиянием турбулентного перемешивания. Получены и исследованы аналитические решения уравнения для полного электрического тока в области действия электродного эффекта. В случае классического электродного эффекта колебания электрического поля и тока совпадают по времени, но различаются по амплитудным значениям в зависимости от характерного масштаба электродного слоя. В турбулентном устойчиво стратифицированном приземном слое при условии постоянства (т.е. отсутствия суточного хода) напряженности электрического поля на поверхности земли получено, что с увеличением значений коэффициента турбулентности в суточном ходе электрического поля происходит смещение максимумов и минимумов суточной вариации на 2–3 ч относительно колебаний плотности тока. Усиление электрического поля немного уменьшает смещение вследствие увеличения влияния классического электродного эффекта, который препятствует воздействию турбулентности.

Ключевые слова: атмосферное электрическое поле, приземный слой, классический и турбулентный электродный эффект, суточные вариации

DOI: 10.31857/S0002351521040027

ВВЕДЕНИЕ

Глобальная электрическая цепь (ГЭЦ) представляет собой систему электрических токов (токовый контур), образованную проводящими слоями ионосферы и земной поверхности, замыкающуюся электропроводящей атмосферой [1–5]. В качестве основных источников ГЭЦ выступают грозовые генераторы, которые поддерживают в атмосфере баланс электрических токов (зарядки и разрядки), обеспечивают условия существования электрического поля, а также его пространственно-временную структуру [1–4]. Определенный вклад в баланс токов могут вносить другие облачные системы, обладающие электрическими структурами [4–8]. Унитарная вариация напряженности электрического поля (кривая Карнеги) [9, 10] и плотности тока, представляющая син-

хронные изменения значений в целом по Земле с минимумом – (04^h–05^h UT) и максимумом – (18^h–20^h UT), вследствие изменения потенциала ионосферы, является одним из доказательств существования глобального генератора электрического поля атмосферы [1–8]. Наряду с грозовым генератором определенным вклад в вариации электрического поля дают магнитосферный генератор, действующий в околополярной зоне и ионосферное динамо, обусловленное приливными явлениями со стороны Солнца и Луны [11–15]. Отдельно следует отметить конвективный токовый генератор, действующий в пограничном слое атмосферы и дающий заметный вклад в ионосферный потенциал [16, 17].

Вариации атмосферного электрического поля вблизи поверхности земли, с одной стороны, яв-

ляются следствием изменения динамических параметров ГЭЦ, с другой — связаны с действием локальных факторов (ионизация воздуха, турбулентное перемешивание, аэрозольное и радиоактивное загрязнения атмосферы) на электрическую структуру приземного слоя, которая определяется электродным эффектом [14, 18]. Электрические характеристики значительно меняются внутри электродного слоя, высота которого зависит от степени турбулентного перемешивания воздуха [14, 18], даже в отсутствие аэрозольного загрязнения и сильных источников ионизации. В работах [19–24] показано, что суточные изменения коэффициента турбулентного перемешивания дают возмущения в электрическом поле (на высоте установки измерительной аппаратуры), сопоставимые с глобальной унитарной вариацией. В работе [14] промоделированы процессы установления и диссипации атмосферного электрического поля в зависимости от поведения источника. В результате расчетов установлено, что между колебаниями плотности тока в атмосфере и потенциала ионосферы может существовать сдвиг по времени вследствие различия значений электрической проводимости в разных районах земного шара. В работе [25] при моделировании структуры приземного электродного слоя также получено смещение фазы колебаний электрического поля вблизи поверхности земли по сравнению с изменениями глобального электрического тока.

Цель настоящей работы — методами математического моделирования исследовать механизм проявления глобальных вариаций полного электрического тока, обусловленных возмущениями потенциала ионосферы, в суточном ходе электрического поля в турбулентном приземном слое. В экспериментальной части использованы данные атмосферно-электрических наблюдений на высокогорной станции, где нет значительного антропогенного воздействия, а в суточном ходе электрического поля проявляются черты унитарной вариации [19–21]. В теоретической части получены и исследованы приближенные аналитические решения уравнения для полного электрического тока в области действия электродного эффекта при различных метеорологических условиях.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использованы результаты измерений напряженности (градиента потенциала) электрического поля вблизи поверхности земли на высокогорной станции Пик Чегет (43°16′ N, 42°30′ E; 3040 м н. у. м.), находящейся на северном склоне горы Чегет в Приэльбрусье, где практически полностью отсутствуют местные источники загрязнения. Среднее количество ядер конденсации в высокогорных условиях составляет 5×10^8 частиц в м³,

что практически не влияет на электрические параметры атмосферы [19]. Средние значения интенсивности ионообразования на Пике Чегет составляют 20 и 25 (пар ионов/с м³) на высоте 1 м и у поверхности земли соответственно. Для сравнения: на равнинной станции Воейково (Ленинградская область) значения интенсивности ионообразования на тех же высотах: 16 и 23 (пар ионов/м³ с) [19]. Более высокие значения скорости ионизации воздуха в высокогорных условиях связаны с увеличением интенсивности космических лучей.

Ранее проведенные комплексные атмосферно-электрические исследования на станции Пик Чегет показали, что в весенне-зимний период при наличии достаточно большого снежного покрова и устойчивой стратификации приземного слоя дневной максимум в суточном ходе электрического поля практически исчезает, и он становится близок к унитарной вариации. В летние месяцы влияние метеорологических факторов возрастает, что приводит, прежде всего, к изменениям режима турбулентного перемешивания в приземном слое [19, 26].

Высокогорные условия в Приэльбрусье характеризуются высокими значениями концентраций легких ионов при достаточно низком уровне естественной радиоактивности α -излучения радона, что связано с отсутствием антропогенного аэрозоля и увеличением ионизации за счет гамма-излучения почвы (мощность эквивалентной дозы гамма-излучения на высоте 1 м от поверхности почвенного покрова составляет 0.25 мкЗв/ч) [26]. На рис. 1 показан типичный суточный ход концентраций полярных (n_{\pm}) аэроионов на станции Пик Чегет.

Для регистрации напряженности электрического поля в пунктах наблюдений использовался измеритель электрического поля EFM 550 фирмы Vaisala. Датчики установлены на крыше зданий высотой 3.5–5 м, положение самого датчика от поверхности — 1 м. Измерения концентрации легких ионов осуществлялись с помощью счетчика аэроионов “Сапфир-3М”, датчиком которого является аспирационная ионная камера. Кроме того, использованы данные расположенной на станции метеостанции.

В табл. 1 представлены результаты статистического анализа вариаций напряженности (градиента потенциала) атмосферного электрического поля в приземном слое для летних месяцев 2012 и 2015 гг. Как видно из данных табл. 1, значения напряженности электрического поля достаточно близки области среднего медианного значения. Диапазон измеряемой величины для летнего сезона достаточно широкий и степень рассеивания величины значительна. Кроме того, значения напряженности поля для разных лет близки между собой.

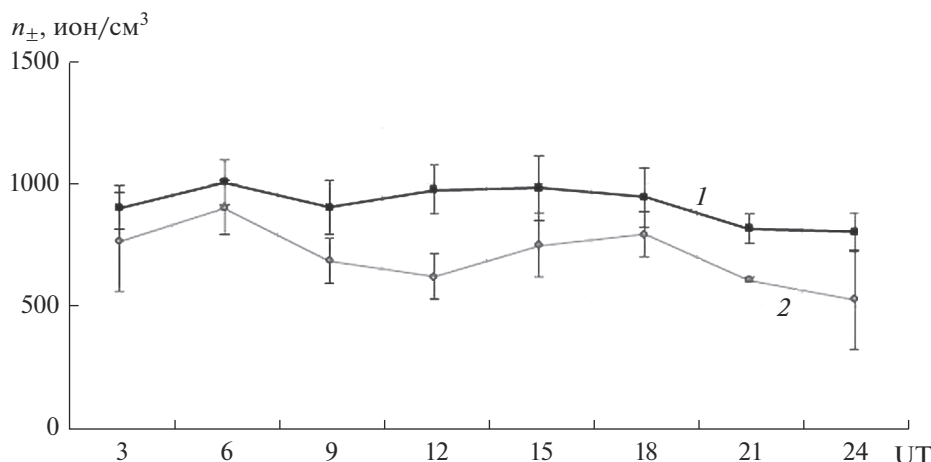


Рис. 1. Суточные вариации концентрации аэроионов на станции Пик Четет (1 — n_+ ; 2 — n_-).

На рис. 2 приведены среднесуточные вариации градиента потенциала V' электрического поля для всего массива данных в летние месяцы 2012 и 2015 гг., разбитые по значениям скорости ветра. Из приведенных кривых следует, что суточный ход электрического поля в приземном слое атмосферы имеет утренний минимум (02^h–04^h UT), дневной (06^h–11^h UT) и вечерний максимумы (16^h–19^h UT), положения которых зависят от скорости приземного ветра.

Одной из причин локальных вариаций электрического поля может являться объемный заряд, формируемый в приземном слое атмосферы вследствие действия электродного эффекта [14, 18, 23, 24]. Тип и структура образующегося электродного слоя зависят в большей степени от интенсивности турбулентного перемешивания, которая обычно коррелирует со скоростью приземного ветра. На рис. 3 приведены среднесуточные изменения значений скорости ветра для рассматриваемых периодов наблюдений. Как видно из сравнения кривых на рис. 2 и 3, максимумы в распределении скорости ветра, соответствующие развитому турбулентному переносу, коррелируют с уменьшением значений электрического поля после дневного максимума.

В теории электродного эффекта скорость ветра определяет режим электродинамического состояния приземного слоя: при малых значениях (около 1 м/с) имеет место приближение классического электродного эффекта, при увеличении до 2–4 м/с — турбулентный электродный эффект, а при 5–6 м/с может быть использована модель сильного турбулентного перемешивания [14, 18].

Таким образом, из проанализированных экспериментальных данных можно сделать вывод, что устойчивая закономерность суточного хода атмосферного электрического поля имеет черты

глобальной унитарной вариации, на которую накладывается влияние регулярной локальной составляющей. В качестве последней может выступать турбулентное перемешивание, определяемое метеорологическими условиями, которые имеют суточный ход, особенно в летнее время [22, 27].

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для исследования нестационарных электрических процессов в горизонтально-однородном турбулентном приземном слое атмосферы (свободном от аэрозольного загрязнения) будем исходить из системы, состоящей из ионизационно-рекомбинационных уравнений для аэроионов и уравнения Пуассона, в приближении электродного эффекта [14, 18]:

$$\frac{\partial n_{1,2}}{\partial t} \pm \frac{\partial}{\partial z}(b_{1,2}n_{1,2}E) - \frac{\partial}{\partial z} \left[D_T(z,t) \frac{\partial n_{1,2}}{\partial z} \right] = q - \alpha n_1 n_2, \quad (1)$$

Таблица 1. Статистические показатели экспериментальных распределений атмосферного электрического поля

Характеристика, (В/м)	Пик Четет	
	2012 г.	2015 г.
Среднее	605	595
Медиана	575	585
Статистическая ошибка	7	9
Размах вариации	1150	920
Коэффициент вариации	32%	28%

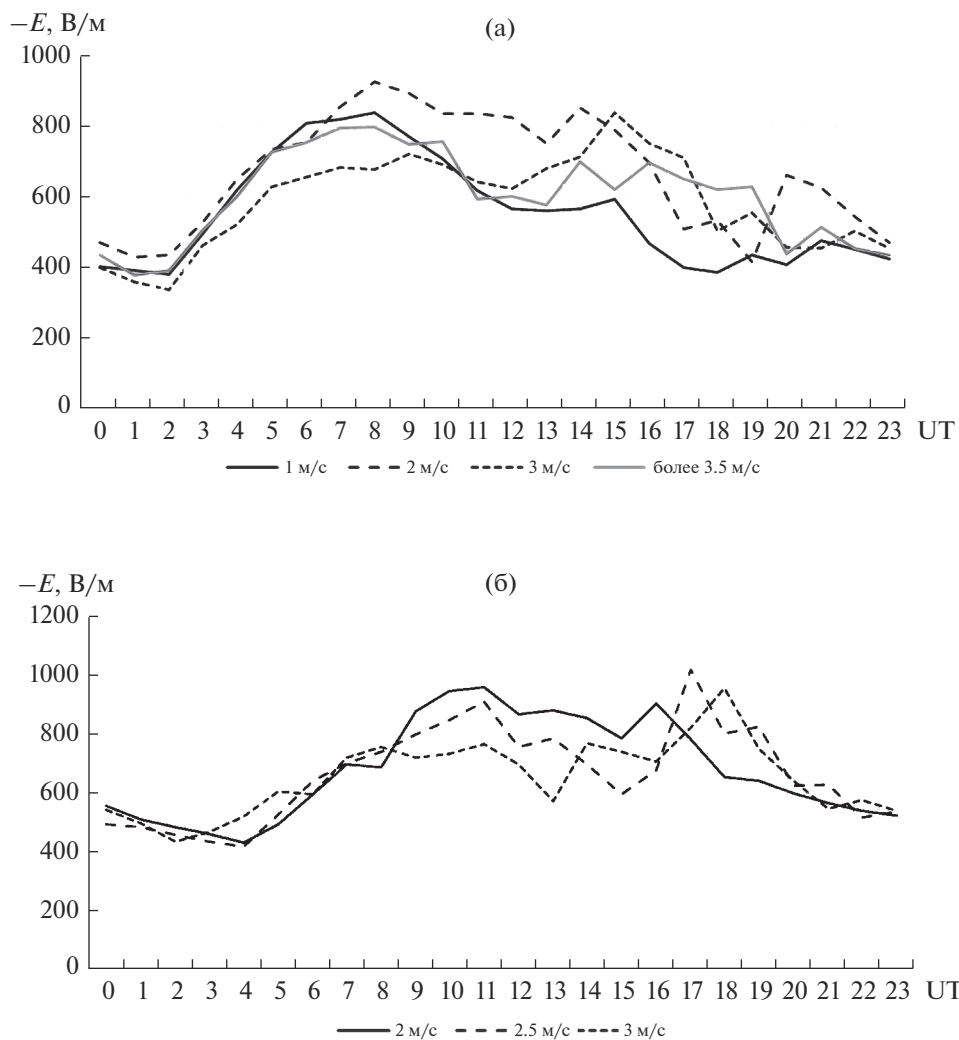


Рис. 2. Суточные вариации атмосферного электрического поля на станции Пик Чегет при различных скоростях ветра: (а) – 2012 г.; (б) – 2015 г.

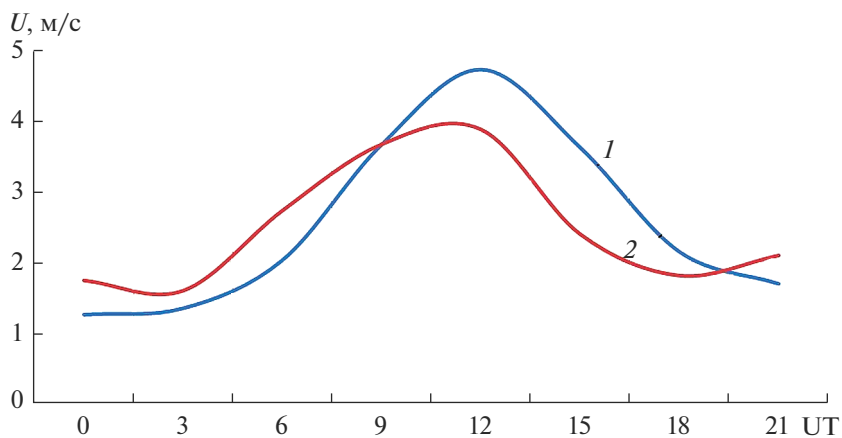


Рис. 3. Суточные изменения скорости ветра на станции Пик Чегет (1 – 2012 г.; 2 – 2015 г.).

$$\frac{\partial E}{\partial z} = 4\pi e(n_1 - n_2), \quad (2)$$

где $n_{1,2}$ – объемная концентрация легких положительных и отрицательных аэроионов, $b_{1,2}$ – их подвижность, E – напряженность электрического поля, q – интенсивность ионообразования, α – коэффициент рекомбинации, $D_T(z, t)$ – коэффициент турбулентного перемешивания (диффузии) для аэроионов, z – высота, e – элементарный заряд.

Предполагая $b_1 = |b_2| = b$, из первых двух уравнений системы (1) можно получить эквивалентную систему, определяющую электрическую проводимость: $\lambda = e(b_1 n_1 + |b_2| n_2)$ и плотность электрического заряда: $\rho = e(n_1 - n_2)$:

$$\frac{\partial \lambda}{\partial t} + \frac{b^2}{4\pi} \frac{\partial}{\partial z} \left[E \frac{\partial E}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[D_T(z, t) \frac{\partial \lambda}{\partial z} \right] = 2qeb - \frac{\alpha}{2be} \left[\lambda^2 - \frac{b^2}{16\pi^2} \left(\frac{\partial E}{\partial z} \right)^2 \right], \quad (3)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\lambda E) - \frac{\partial}{\partial z} \left[D_T(z, t) \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] = 0. \quad (4)$$

Используя уравнение Пуассона, после интегрирования уравнения (4) получаем уравнение для плотности полного электрического тока (j) в приземном слое атмосферы:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + 4\pi \lambda E - D_T(z, t) \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} = 4\pi j. \quad (5)$$

Вариации плотности электрического тока ($j(t)$) вблизи поверхности земли определяются нестационарностью электрических полей выше приземного слоя, т.е. обуславливаются глобальными изменениями потенциала ионосферы, вызываемыми грозовыми токовыми генераторами и другими генераторами, действующими в верхних слоях атмосферы.

Предположим, что значения плотности тока $j(t)$ меняются по некоторому гармоническому закону с амплитудой j_0 и циклической частотой ω , тогда коэффициент турбулентного обмена для стратифицированной атмосферы может не зависеть от времени, если характерный временной масштаб его изменения гораздо больше ω^{-1} . Тогда можно использовать степенное представление [27] для коэффициента турбулентного перемешивания: $D_T(z) = D_m z^m$, $m = 0; 1; 4/3$ (соответственно, для устойчивого, нейтрального и термически неустойчивого типов стратификации приземного слоя).

Для анализа полученных уравнений (3) и (5) введем в них замену переменных:

$$\begin{aligned} \lambda' &= \lambda/\lambda_\infty, \quad E_1' = E/E_\infty, \quad E_\infty = j_0/\lambda_\infty, \\ l_m &= (D_m \tau)^{1/2-m}, \quad \tau = (q_\infty \alpha)^{-1/2}, \quad z' = z/l_m, \\ t' &= \omega t, \quad z'' = z/L_m, \quad L_m = (D_m \tau_\lambda)^{1/2-m}, \\ \tau_\lambda &= 1/4\pi \lambda_\infty, \quad \lambda_\infty = 2ebn_\infty. \end{aligned}$$

Здесь τ – время жизни аэроиона; l_m – его длина свободного пробега; τ_λ – время электрической релаксации; L_m – толщина электродного слоя; m – параметр стратификации приземного слоя; индекс “ ∞ ” обозначает верхнюю границу электродного слоя.

В результате замены уравнения (3) и (5) приобретают безразмерный вид:

$$\begin{aligned} \omega \tau \frac{\partial \lambda'}{\partial t'} - \frac{\partial}{\partial z'} Z^m \frac{\partial \lambda'}{\partial z'} + \frac{b^2 E_\infty^2}{l_m^2} \tau_\lambda \tau \frac{\partial}{\partial z'} \left[E' \frac{\partial E'}{\partial z'} \right] = \\ = I - \left[\lambda'^2 - \frac{b^2 E_\infty^2 \tau_\lambda^2}{l_m^2} \left(\frac{dE'}{dz'} \right)^2 \right], \end{aligned} \quad (6)$$

$$\omega \tau_\lambda \frac{\partial E'}{\partial t'} + \lambda' E' - z''^m \frac{\partial^2 E'}{\partial z''^2} = j/j_0. \quad (7)$$

При условии $\omega \tau \ll 1$, $\omega \tau_\lambda \ll 1$ систему (6)–(7) можно рассматривать как квазистационарную при неизменном значении плотности электрического тока.

Если выполняются условия: $b^2 E_\infty^2 \tau_\lambda^2 / l_m^2 \ll 1$ и $b^2 E_\infty^2 \tau_\lambda \tau / l_m^2 \ll 1$, то влиянием электрического поля в уравнении (6) можно пренебречь, то есть распределение электрической проводимости в приземном слое определяется только турбулентным переносом и ионизационно-рекомбинационными процессами и не зависит от изменений электрического тока.

Рассмотрим задачу о суточном ходе электрического поля в приземном слое вследствие глобальной вариации плотности электрического тока. Будем предполагать: $\lambda = \text{const}$ и $D_T = D_0 = \text{const}$ при $m = 0$. Последнее допущение соответствует условиям устойчивой стратификации приземного слоя атмосферы. Общий вид граничных и начальных условий для уравнения (4), с соответствующей левой частью, может быть представлен следующим образом:

$$\begin{aligned} E|_{z \rightarrow 0} = E_0, \quad E|_{l=0} = E_0, \\ \left(\frac{\partial E}{\partial t} + 4\pi \lambda E \right) \Big|_{z \rightarrow L} = 4\pi j_0(t). \end{aligned} \quad (8)$$

Рассмотрим последнее граничное условие в (8) как самостоятельное уравнение, описывающее

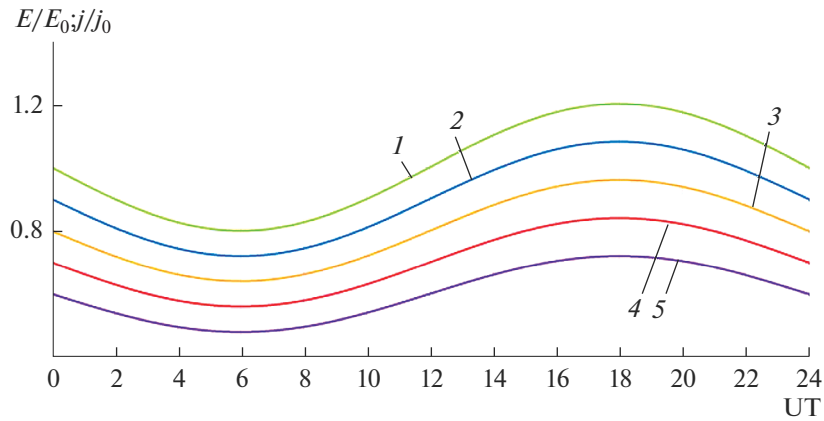


Рис. 4. Вариации плотности электрического тока (кривая 1) и электрического поля на различных высотах (кривые 2–5 на высотах $z = 0.5; 1; 2; 3$ м соответственно) в классическом электродном слое.

вариации электрического поля на верхней границе электродного слоя ($z \rightarrow L$) вследствие изменений глобального тока.

$$\frac{dE}{dt} + 4\pi\lambda E = 4\pi j(t). \quad (9)$$

Зададим закон глобального суточного изменения тока в течение суток в виде гармонической функции: $j(t) = j_0(1 - \alpha \sin(\omega t))$. При значении параметра $\alpha = 0.2$ функция суточного изменения электрического тока имеет вид волны с минимумом в 06^h UT и максимумом в 18^h UT и амплитудой 20% (отклонения от среднего значения), что достаточно хорошо согласуется с унитарной вариацией [9, 10].

Тогда при начальном условии: $E|_{t=0} = \frac{j_0}{\lambda}$ решением уравнения (9) является выражение:

$$E(t) = \frac{j_0}{\lambda} - 4\alpha\pi j_0 \frac{e^{-4\pi\lambda t}}{\omega^2 + (4\pi\lambda)^2} \times (\omega + e^{4\pi\lambda t} (4\pi\lambda \sin(\omega t) - \omega \cos(\omega t))). \quad (10)$$

С учетом оценки значений параметров, входящих в выражение (10), пренебрегая малыми слагаемыми ($\omega \ll 4\pi\lambda$, $\lambda \sim 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $\omega = 2\pi/T$, $T = 24 \text{ ч}$), получаем следующее выражение для напряженности электрического поля:

$$E(t) = \frac{j_0}{\lambda} (1 - 0.2 \sin(\omega t)), \quad (11)$$

т.е. закон изменения электрического поля во времени на верхней границе электродного слоя полностью совпадает с заданной глобальной вариацией электрического тока. Полученный результат соответствует некоторому предельному случаю, когда электродный слой у поверхности земли отсутствует.

Наличие классического электродного слоя означает, что значения электрической проводимости воздуха зависят от высоты [18]. Тогда, задав профиль электрической проводимости в виде: $\lambda = \lambda_0 \exp(z/l_0)$, где $l_0 \approx 3\text{--}5 \text{ м}$ – характерная толщина классического электродного слоя, получаем пространственно-временное распределение электрического поля в виде:

Тогда, задав профиль электрической проводимости в виде: $\lambda = \lambda_0 \exp(z/l_0)$, где $l_0 \approx 3\text{--}5 \text{ м}$ – характерная толщина классического электродного слоя, получаем пространственно-временное распределение электрического поля в виде:

$$E(z, t) = \frac{E_0}{e^{z/l_0}} (1 - 0.2 \sin(\omega t)). \quad E_0 = j_0/\lambda_0. \quad (12)$$

Ниже представлены суточные вариации электрического поля и плотности тока (в относительных единицах) на разных высотах над поверхностью земли (рис. 4), а также при различных значениях толщины l_0 классического электродного слоя (рис. 5). Как следует из построенных кривых, колебания электрического поля и тока совпадают по времени, но различаются по амплитудным значениям, что является следствием действия классического электродного эффекта [14, 18]. С увеличением высоты над поверхностью земли значения амплитуды возмущения электрического поля уменьшаются (рис. 4), а при увеличении толщины l_0 электродного слоя увеличиваются (рис. 5). В табл. 2 приведены данные моделирования стационарного классического электродного эффекта в приземном слое [18], которые хорошо согласуются с полученными выше результатами (l_0 – расчетная толщина электродного слоя, зависящая от значений E_0).

Вернемся к задаче о пространственно-временном распределении электрического поля $E(z, t)$ в турбулентном приземном слое вследствие вариации плотности электрического тока на его верхней границе электродного слоя. С учетом принятых допущений уравнение для полного тока примет вид:

$$\frac{\partial E}{\partial t} - D_0 \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} + 4\pi\lambda E = 4\pi j(t). \quad (13)$$

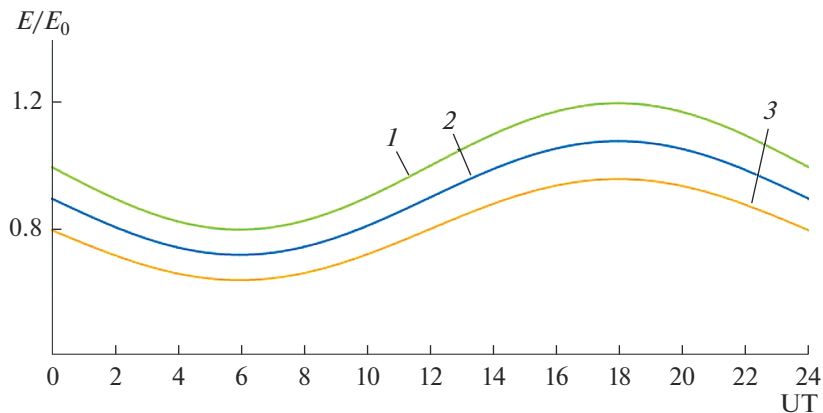


Рис. 5. Вариации электрического поля на высоте 1 м при различных значениях толщины l_0 классического электродного слоя (кривые: 1 – 1 м; 2 – 2 м; 3 – 5 м).

Зададим начальные и граничные условия:

$$E|_{t=0} \rightarrow E_0, \quad E|_{z=0} \rightarrow E_0, \quad \frac{\partial E}{\partial z}|_{z=L} \rightarrow 0. \quad (14)$$

Здесь E_0 – напряженность электрического поля в начальный момент времени, $L \sim 10$ м – характерная толщина турбулентного электродного слоя.

Будем решать задачу методом Фурье [28]. Для этого сделаем замену переменных $E = u(t, z) + E_0$. Тогда уравнение (13) и условия (14) преобразуются к виду:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - D_0 \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + 4\pi\lambda u = 4\pi(j(t) - \lambda E_0), \quad (15)$$

$$u|_{t=0} = E_1(z) - E_0, \quad (16)$$

$$u|_{z=0} = 0, \quad \frac{\partial u}{\partial z}|_{z=L} = 0. \quad (17)$$

В качестве $j(t)$ примем гармонический закон, приведенный выше. Решение уравнения (15) с начальным условием (16) и граничными условиями (17) будем искать в виде:

$$u(z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} T_n(t) \Phi_n(z), \quad (18)$$

где функции $\{\Phi_n(z)\}_{n=1}^{\infty}$ являются решением задачи Штурма–Лиувилля:

$$-D_0 \frac{d^2 \Phi}{dz^2} = \mu \Phi(z) \quad (19)$$

с граничными условиями: $\Phi(0) = \Phi'(L) = 0$.

Собственные числа и собственные функции задачи (17) имеют вид:

$$\mu_n = \left(\frac{\pi(2n-1)}{2L} \right)^2, \quad \Phi_n(z) = \sqrt{\frac{2}{L}} \sin \frac{\pi(2n-1)}{2L} z. \quad (20)$$

Для определения функций $\{T_n(t)\}_{n=1}^{\infty}$ подставим ряд (18) в формулы (15), (16) (условия (17) выполняются автоматически) и приравняем коэффициенты при базисном наборе $\{\Phi_n(z)\}_{n=1}^{\infty}$.

Таким образом, приходим к задаче Коши для определения $T_n(t)$:

$$T_n'(t) + 4\pi\lambda T_n(t) + D_0\mu_n T_n(t) = \alpha_n(t), \quad (21)$$

с начальным условием: $T_n(0) = \beta_n$, где $\alpha_n(t) = \int_0^L 4\pi(j(t) - \lambda E_0) \Phi_n(z) dz$, $\beta_n = \int_0^L (E_1(z) - E_0) \Phi_n(z) dz$.

Величины $\alpha_n(t)$ и β_n находим за счет разложения соответствующих функций в ряд по ортонормированной системе функций $\{\Phi_n(z)\}_{n=1}^{\infty}$.

Дифференциальное уравнение (21) решается в явном виде. Его решение можно искать в виде суммы общего решения однородного T_n^0 и частного решения T_n^1 неоднородного уравнений:

$$T_n^0 = C e^{-(4\pi\lambda + D_0\mu_n)t} \quad \text{и} \quad T_n^1 = C(t) e^{-(4\pi\lambda + D_0\mu_n)t}.$$

Таблица 2. Параметры классического электродного слоя

E_0 , В/м	-100	-200	-500
$E/E_0, z = 1$ м	0.71	0.84	0.96
$E/E_0, z = 2$ м	0.55	0.71	0.87
$E/E_0, z = 3$ м	0.47	0.60	0.80
$E/E_0, z = 5$ м	0.45	0.50	0.68
$E_0/E_{\infty}, z = l_0$	2.22	2.33	2.43
l_0 , м	1.6	3.0	7.2

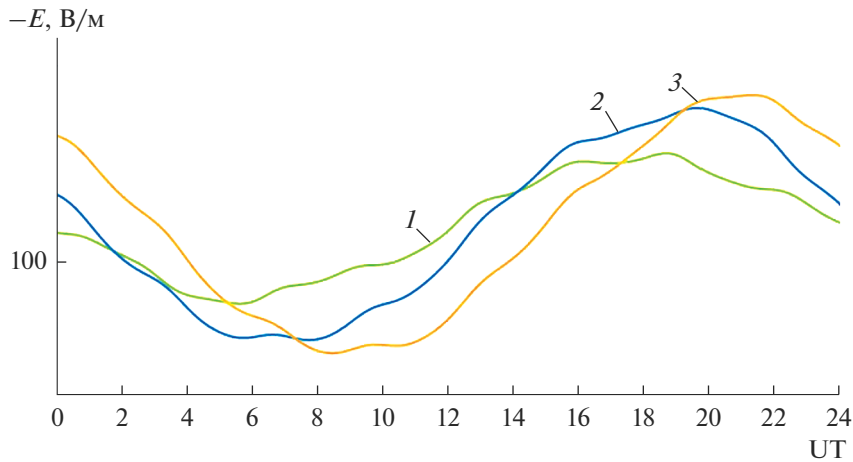


Рис. 6. Суточные вариации электрического поля на высоте $z = 1$ м при значении $E_0 = -100$ В/м и разных значениях D_0 , $\text{м}^2/\text{с}$ (кривые 1 – 0.05; 2 – 0.07, 3 – 0.10). Цена деления вертикальной шкалы составляет 50 В/м.

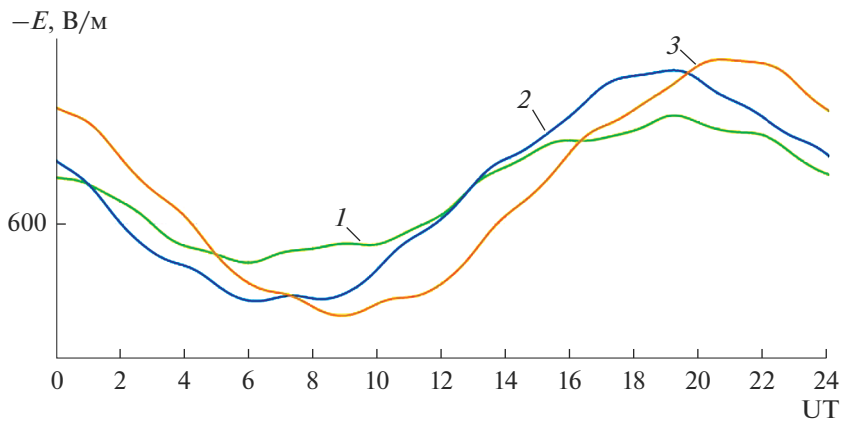


Рис. 7. Суточные вариации электрического поля на высоте $z = 1$ м при значении $E_0 = -600$ В/м и разных значениях D_0 , $\text{м}^2/\text{с}$ (1 – 0.05; 2 – 0.07, 3 – 0.10), цена деления вертикальной шкалы составляет 300 В/м.

Функция $C(t)$ находится методом вариации произвольной постоянной. В итоге получаем:

$$T_n(t) = \beta_n e^{-(4\pi\lambda + D_0\mu_n)t} + \int_0^t \alpha_n(\tau) e^{-(4\pi\lambda + D_0\mu_n)(t-\tau)} d\tau.$$

Возвращаясь к исходной переменной, получаем выражение для пространственно-временного распределения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы:

$$E(t) = E_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left[\beta_n e^{-(D\mu_n + 4\pi\lambda)t} + \int_0^t \alpha_n(\tau) e^{-(D\mu_n + 4\pi\lambda)(t-\tau)} d\tau \right] \times \sqrt{\frac{2}{L}} \sin \frac{\pi(2n-1)}{2L} z. \quad (22)$$

Интегралы в коэффициентах ряда в выражении (22) можно вычислить, используя формулу Эйлера [28] для комплексного представления экспоненты. Тогда выражение для напряженности электрического поля будет иметь вид:

$$E(t) = E_0 - \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{6.4 j_0 (\sin(\omega t)(D\mu_n + 4\pi\lambda) - \omega \cos(\omega t) + \omega e^{-(D\mu_n + 4\pi\lambda)t})}{(2n-1)L((D\mu_n + 4\pi\lambda)^2 + \omega^2)} \right] \sin \frac{\pi(2n-1)}{2L} z. \quad (23)$$

При помощи выражения (23) построены суточные вариации электрического поля на высоте один метр над поверхностью земли при различных зна-

чениях коэффициента турбулентного перемешивания (рис. 6–7). Задавались следующие значения параметров: $E_0 = -200$ В/м и $E_0 = -600$ В/м,

$\lambda = 3 \times 10^{-14}$ Ом/м, $j_0 = 3 \times 10^{-12}$ А/м², $L = 10$ м. Граничные значения напряженности электрического поля E_0 вблизи земной поверхности выбраны соответственно 200 и 600 В/м.

Из рис. 6 и 7 видно, что с увеличением значений коэффициента турбулентного перемешивания происходит запаздывание по времени (на 2–3 ч) наступления утреннего минимума и вечернего максимума. Также наблюдается рост абсолютных величин амплитудных значений напряженности электрического поля относительно среднего значения от 20% (кривая 1) до 40% (кривая 3), что показывает изменения пространственно-временного распределения электрического поля в условиях турбулентного электродного эффекта. Для больших значений D_0 (кривые 2, 3) возмущения электрического поля существенно превышают (на 35–40%) значения унитарной вариации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное математическое моделирование унитарной вариации позволяет сделать вывод о влиянии электродного эффекта не только на пространственные, но и временные характеристики электрического поля в турбулентном приземном слое. В турбулентном электродном слое появляется сдвиг по времени на несколько часов минимума и максимума в суточном ходе электрического поля вблизи поверхности земли относительно изменений полного тока. Следует отметить, что этот результат получен при условии постоянства (т.е. отсутствия суточного хода) напряженности электрического поля на поверхности земли. При усилении турбулентного перемешивания это смещение усиливается и происходит рост амплитудных значений вариаций электрического поля. Увеличение напряженности электрического поля немного уменьшает смещение максимума вследствие усиления влияния классического электродного эффекта, который препятствует воздействию турбулентности. Для более точного соответствия модельных расчетов результатам экспериментальных исследований необходимо использовать более сложное представление для коэффициента турбулентного перемешивания, зависящее от времени и высоты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hays P.B., Roble R.G. A Quasi-Static Model of Global Atmospheric Electricity. I. The Lower Atmosphere // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № A7. P. 3205–3305.
2. Roble R.G., Hays P.B. Quasi-Static Model of Global Atmospheric Electricity. II Electrical Coupling between the Upper and Lower Atmosphere // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № A12. P. 7247–7256.

3. Морозов В.Н. Модель нестационарного электрического поля в нижней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45. № 2. С. 268–278.
4. Мареев Е.А. Достижения и перспективы исследований глобальной электрической цепи // УФН. 2010. Т. 180. № 5. С. 527–534.
5. Williams E.R., Mareev E.A. Recent progress on the global electrical circuit // Atmos. Res. 2014. V. 135–136. P. 208–227.
6. Slyunyaev N.N., Mareev E.A., Kalinin A.V., Zhidkov A.A. Influence of large-scale conductivity inhomogeneities in the atmosphere on the global electric circuit // J. Atmos. Sci. 2014. V. 71. № 11. P. 4382–4396.
7. Liu C., Williams E.R., Zipser E.J., Burns G. Diurnal variation of global thunderstorms and electrified shower clouds and their contribution to the global electrical circuit // J. Atmos. Sci. 2010. V. 67. № 2. P. 309–323.
8. Mach D.M., Blakeslee R.J., Bateman, M.G. Global electric circuit implications of combined aircraft storm electric current measurements and satellite-based diurnal lightning statistics // J. Geophys. Res. 2011. V. 59. № 1. P. 183–204.
9. Mauchly S.J. Studies in atmosphere electricity based on observations made on the Carnegie (1915–1921) // Researches of the Department of Terrestrial Magnetism. Washington: Carnegie Institution, Publ., 1926. № 175. P. 385–424.
10. Harrison R.G. The Carnegie curve // Surveys in Geophysics. V. 34(2). 2013. P. 209–232.
11. Анисимов С.В., Мареев Е.А. Геофизические исследования глобальной электрической цепи // Физ. Земли. 2008. № 8. С. 8–18.
12. Slyunyaev N.N., Mareev E.A., Zhidkov A.A. On the variation of the ionospheric potential due to large-scale radioactivity enhancement and solar activity // J. Geophys. Res. Space Physics. 2015. V. 120. № 8. P. 7060–7082.
13. Анисимов С.В., Мареев Е.А., Шихова Н.М., Дмитриев Э.М. Механизмы формирования спектра пульсаций электрического поля приземной атмосферы // Изв. вузов. Радиофизика. 2001. Т. XLIV. № 7. С. 562–575.
14. Морозов В.Н., Куповых Г.В. Математическое моделирование глобальной атмосферной электрической цепи и электричества приземного слоя. СПб.: Изд-во “Астерион”, 2017. 307 с.
15. Грунская Л.В., Морозов В.Н., Ефимов В.А., Гаврилов И.Н., Тарасов А.В. Лунно-солнечные приливы в электрическом поле атмосферы Земли // Изв. вузов. Физика. 2003. № 12. С. 71–77.
16. Мареева О.В., Мареев Е.А., Калинин А.В., Жидков А.А. О роли конвективного генератора в глобальной электрической цепи // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21. С. 115–118.
17. Редин А.А., Куповых Г.В., Болдырев А.С. Электродинамическая модель конвективно-турбулентного приземного слоя атмосферы // Изв. вузов. Радиофизика. 2013. Т. 56. № 11–12. С. 820–828.
18. Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. 123 с.

19. Ваюшина Г.П., Куповых Г.В., Мартынов А.А., Соколенко Л.Г. и др. Результаты наблюдений за атмосферным электричеством на горной станции пик Чегет в Приэльбрусье // Труды ГГО. 1995. Вып. 545. С. 36–46.
20. Аджиев А.Х., Куповых Г.В. Вариации атмосферного электрического поля на высокогорных пунктах наблюдений // ДАН. Геофизика. 2015. Т. 462. № 2. С. 213–216.
21. Аджиев А.Х., Куповых Г.В. Измерения электрического поля атмосферы в высокогорных условиях Приэльбрусья // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 6. С. 710–715.
22. Kopyovkh G.V. Global variations of ionospheric potential in surface layer // Proc. 11th Int. Conf. on Atmosph. Electr. Alabama. 1999. P. 555–558.
23. Редин А.А., Куповых Г.В. К вопросу о происхождении глобальных и локальных вариаций электрического поля вблизи поверхности земли // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2011. № 1. С. 87–90.
24. Куповых Г.В., Болдырев А.С., Литвинова И.С., Марченко А.Г. О связи электрического поля с объемным зарядом в приземном слое атмосферы // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2003. Приложение № 3. С. 42–45.
25. Клово А.Г., Куповых Г.В., Свидельский С.С., Тимошенко Д.В. Моделирование глобальных вариаций электрического поля в приземной атмосфере // Труды Военно-космической академии им А.Ф. Можайского. 2018. Вып. 662 “Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды”. С. 37–41.
26. Кудринская Т.В., Куповых Г.В., Редин А.А. Исследования ионизационного состояния приземного слоя атмосферы в разных геофизических условиях // Метеорология и гидрология. 2018. № 4. С. 77–84.
27. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 263 с.
28. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. СПб.: Изд-во “Лань”, 2003. 831 с.

Diurnal Variations of the Electric Field in the Atmospheric Boundary Layer

A. Kh. Adzhiev^{1,*}, A. G. Klovo², T. V. Kudrinskaya², G. V. Kupovykh², and D. V. Timoshenko²

¹FSBI “High-Mountain Geophysical Institute”, KBR, Lenin Ave., 2, Nalchik, 360030 Russia

²Institute of Computer Technologies and Information Security, Southern Federal University, per. Nekrasovskiy, 44, GSP 17A, Rostov region, Taganrog, 347928 Russia

*e-mail: adessa1@yandex.ru

The article presents the results of experimental and theoretical studies of daily variations in the atmospheric electric field in the surface layer. The measurements of the gradient of the potential of the electric field of the atmosphere were carried out at the Peak Cheget station (3040 m a.s.l.) in the high-mountainous zone of the Elbrus region, where there is no significant anthropogenic impact, and the features of unitary variation are manifested in the daily course of the electric field. An analysis of the observational data showed that the daily variation of the electric field has a morning (02^h–04^h UT) minimum, daytime (06^h–11^h UT) and evening maxima (16^h–19^h UT), the positions of which depend on the surface wind speed. Local variations are caused by perturbations of the electric field caused by the space charge at the earth’s surface due to the electrode effect and the influence of turbulent mixing. Analytical solutions of the equation for the total electric current in the area of action of the electrode effect are obtained and investigated. In the case of the classical electrode effect, the oscillations of the electric field and current coincide in time, but differ in amplitude values depending on the characteristic scale of the electrode layer. In a turbulent stably stratified surface layer, provided that the electric field strength on the earth’s surface is constant (i.e., there is no diurnal variation), it was found that with an increase in the turbulence coefficient in the diurnal variation of the electric field, the maxima and minima of the diurnal variation shift by 2–3 hours relative to fluctuations in current density. Strengthening the electric field slightly reduces the displacement due to the increased influence of the classic electrode effect, which prevents the effects of turbulence.

Keywords: atmospheric electric field, surface layer, classical and turbulent electrode effect, diurnal variations