Аналитическое выражение для распределения плотности грозовых разрядов по территории Северной Азии

Л.Д. Тарабукина^{1,2}, В.И. Козлов^{1,2}, Р.Р. Каримов¹

¹Институт космofизических исследований и астрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,
Якутск, 677980, Россия

²Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
Якутск, 677000, Россия

E-mail: tarabukina@ikfia.sbras.ru

На основе данных всемирной сети гролокации World Wide Lightning Location Network (WWLLN), скорректированных согласно пространственному распределению эффективности детектирования сети, предложено аналитическое выражение пространственного распределения плотности грозовых разрядов для Северной Азии (40°–80° с.ш. и 60°–180° в.д.). Полученная усреднением по летним сезонам (1 июня – 31 августа) за 2009–2014 годы наблюдений карта более эффективна для молний с токами выше 100 кА вследствие принятой в системе методики детектирования. Выделены зависимости плотности разрядов от широты, долготы и высоты местности. Зависимости от широты и долготы представлены суммированием линейной функции, описывающей спад грозовой активности в направлении севера и востока, и гауссовой функции, описывающей приближенное поведение мощных грозовых очагов. Зависимость плотности грозовых разрядов от высоты описывается суммой трех гауссовых функций, соответствующих локальным максимумам плотности на трех высотах. Высоты локальных максимумов плотности ассоциируются с определенными условиями формирования и развития грозовой деятельности при том или ином рельефе. Геометрическое усреднение функций плотности от широты, долготы и высоты с коэффициентом, определяющим уровень и подобранным по наименьшим невязкам модели с экспериментальными данными, дает коэффициент детерминации 0,6. При представлении плотности в качестве функции широтного хода, параметры которого изменяются с долготой, аналитическое выражение показало лучшее соответствие с данными (коэффициент детерминации – 0,8).

Ключевые слова: плотность грозовых разрядов, Северная Азия, молния, пространственное распределение плотности

Одобрена к печати: 25.04.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-184-191

Введение

Одним из ключевых параметров грозовой активности в расчетах молниезащиты наземных объектов является пространственное распределение ударов молний в землю. С развитием технической экспериментальной базы и методов измерения изменяется точность количественной оценки. Первичная оценка пространственного распределения числа молний по территории определялась посредством визуальных метеонаблюдений, которые позволили связать длительность гроз с их молниевой активностью. В отсутствие местных данных до 2013 г. была рекомендована следующая модель на территории России (ГОСТ Р 50571.19-2000): $N_g = 6,7T_h/100$, где N_g – плотность ударов молнии в землю ($\text{км}^{-2} \text{год}^{-1}$), T_h – средняя продолжительность гроз в часах, установленная по метеорологическим наблюдениям. На территории Северной Азии выделены несколько широтных поясов разной интенсивности грозовой деятельности, соответствующих значениям плотности, убывающей в направлении от юга к северу: от 0,67 до 5,4 удар $\text{км}^{-2} \text{год}^{-1}$.

В ранних спутниковых наблюдениях (Orville, Spencer, 1979) установлено, что пик активности приходится на широты 0°–20° с.ш., а убывание частоты возникновения молний происходит примерно в 10 раз с возрастанием широты на каждые 40° ю.ш. и 30° с.ш.

Похожие изменения частоты молний наблюдались и в (Kotaki et al., 1981). Пятилетние инструментальные наблюдения на широтах от 30° ю.ш. до 60° с.ш., приведенные в (Mackerras, Darveniza, 1994), показали, что суммарная плотность наземных и облачных молний ($\text{км}^{-2} \text{ год}^{-1}$) экспоненциально зависит от широты (ϕ) в пределах $10 \leq \phi \leq 60$, как $N_{\text{total}} \approx \exp(3,7 - 0,007\phi)$. У экватора зависимость не проявлялась однозначно. На нижних широтах в тропических регионах наблюдается снижение доли молний «облако-земля». В работе (Williams, Mushtak, Boccippio, 2002) предполагается наличие экспоненциальной зависимости молниевой активности от высоты вертикального развития и нижней границы облака в тропическом регионе. Это объясняется тем, что ширина кучево-дождевого облака связана с высотой нижней границы облака, и чем шире восходящий поток, тем более значительной становится кинетическая энергия конвекции, выраженная через CAPE индекс, и больше частота возникновения молний. В работе (Mushtak, Williams, Boccippio, 2005) данную гипотезу подтвердили для гроз средних широт.

Экспериментальные данные

В работе использованы данные всемирной сети грозолокации World Wide Lightning Location Network (WWLLN) за 6 лет наблюдений (с 2009 г. по 2014 г.) с июня по август, когда грозовая активность проявляется почти на всей территории Северной Азии (40°–80° с.ш. и 60°–180° в.д.). Одна станция сети WWLLN действует в г. Якутске с 2009 г. Работа сети основана на приеме радиосигналов от молний, атмосфериков, и анализе разностей времени их прихода до, как минимум, 5 ближайших станций (Dowden et al., 2002). Синхронизация времени производится по GPS. Технология приемного пункта в г. Якутске подробно описана в работе (Козлов и др., 2011). Ближайшие станции к пункту в г. Якутске находятся в населенных пунктах: с. Паратунка (Камчатский край, Россия), г. Пекин и г. Нанкин (КНР), г. Осака (Япония). Эффективность детектирования молний типов «облако-земля» и «облако-облако» системы грозолокации в среднем составляет около 15%, а для молний с током более 100 кА – около 30%. Полученные значения плотности были скорректированы согласно карте пространственного распределения коэффициента эффективности детектирования системы в 2012 г., опубликованной в работе (Hutchins et al., 2012), в которой коэффициент было предложено вычислять по распределению энергетических характеристик и пороговых значений поля принимаемых сигналов молний. Количество регистрируемых атмосфериков удовлетворительно распределяется по амплитудам согласно степенному закону: $N(E) = N_0(E_0/E)^k$ (Огуряев, 1966), где N – количество регистрируемых атмосфериков, E – напряженность регистрируемого поля. Эмпирически установлено, что летом степень k варьирует около 2, как это было показано в общем случае в (Александров, 1972; Ремизов, 1985), в (Козлов и др., 2009) значение подтверждено для территории Якутии, а в (Кириллов, 2015) показана независимость степени от уровня геомагнитной активности. Следовательно,

в грубом приближении энергия (амплитуда в степени $k=2$) и количество атмосфериков линейно пропорциональны. Становится возможным провести оценку количественной доли зарегистрированных атмосфериков по распределению энергий.

Карта плотности грозových разрядов рассчитывалась по количеству зарегистрированных системой молний на территории $0,25 \times 0,25$ градусов, соотнесенному с площадью данного участка, вычисленной по сферическому представлению Земли.

Вывод аналитического выражения пространственной плотности молний

Как было показано в работе (Козлов и др., 2011) и подтверждено 6-летними наблюдениями работы (Tarabukina et al., 2015), на территории Северной Азии находятся два массивных очага грозовой активности – в районе Западносибирской равнины и долины рек Амура и Сунгари (рис. 1а). Западный массивный очаг образуется благодаря циклонической деятельности, вызванной влиянием Атлантического океана и западным переносом воздушных масс. Восточный очаг, попадающий на местность между Становым Хребтом и Малым Хинганом, обусловлен циклонической деятельностью Тихого океана.

Плотность грозových разрядов линейно убывает с ростом широты из-за затoka холодных арктических воздушных масс летом и условий термодинамического состояния тропосферы, влияющих на формирование грозových облаков. Усредненную по всем долготам зависимость плотности молний от широты можно представить суммой линейной функции ослабления с широтой общей грозовой активности и двух функций Гаусса, описывающих положение и параметры двух массивных очагов:

$$f(\varphi) = 0,05 \exp\left(-\left(\frac{\varphi-50}{4,3}\right)^2\right) + 0,06 \exp\left(-\left(\frac{\varphi-56}{7,5}\right)^2\right) - 0,001\varphi + 0,08. \quad (1)$$

Шестилетние наблюдения показали, что на рассматриваемых широтах долготная зависимость имеет спад в восточном направлении, связанный с ослаблением влияния циклонической деятельности, обусловленной западным переносом воздушных масс (Tarabukina et al., 2015). Долготной зависимостью плотности молний принята сумма линейного спада к востоку, характеризующего западный перенос, и трех функций Гаусса для параметров двух упомянутых выше массивных очагов и одного малого очага, ограниченного реками Енисей, Ангара и Восточными Саянами с юга:

$$f(\lambda) = 0,03 \exp\left(-\left(\frac{\lambda-79}{12}\right)^2\right) + 0,02 \exp\left(-\left(\frac{\lambda-100}{3,7}\right)^2\right) + 0,09 \exp\left(-\left(\frac{\lambda-126}{10}\right)^2\right) - 0,00055\lambda + 0,09. \quad (2)$$

Для сопоставления плотности грозových разрядов с рельефом в качестве массива высот использовалась цифровая модель высот над уровнем моря (Amante, Eakins, 2009). Высотная зависимость представлена суммой одного логнормального и двух нормальных распределений, соответствующих локальным максимумам плотности на трех высотах,

ассоциированных с низменностями и горами, что объясняется эффектами формирования грозных облаков и распространения фронтальных гроз:

$$f(h) = 0,08 \exp \left(- \left(\frac{\ln \left(\frac{h}{120} \right)}{1,2} \right)^2 \right) + 0,04 \exp \left(- \left(\frac{h-700}{385} \right)^2 \right) + 0,08 \exp \left(- \left(\frac{h-2074}{1393} \right)^2 \right). \quad (3)$$

Для того чтобы учесть орографические эффекты, исследовалась зависимость плотности грозных разрядов от перепада высот, а также от угла наклона рельефа на сетке 0,25 x 0,25 градусов по широте и долготе. Перепады высот вычислялись внутри каждой ячейки принятой сетки как массив меньшего масштаба сетки с шагом в одну минуту. Однако сопоставление с плотностью показало, что разброс величин сравним с разбросом усредненных высот и не позволяет выявить более четкую зависимость. По методике, предложенной в (Bourscheidt et al., 2009), проведен анализ зависимости плотности молний от относительного угла наклона рельефа, который показал широкий разброс значений.

Плотность, в зависимости от географических координат и орографии местности, можно представить в качестве геометрического усреднения найденных аппроксимаций (формулы 1–3). Общий множитель, определяющий уровень, подбирался по наименьшим невязкам с данными. Коэффициент детерминации составил приблизительно 0,6. Полученное выражение хорошо отображает наличие двух массивных очагов и небольшого очага, обусловленного орографией, а также северные границы распределения плотности грозных разрядов (*рис. 1б*). Плохо описывается широтное положение на разных долготах максимумов массивных очагов.

При рассмотрении изменения широтного хода с долготой было отмечено, что активность массивных очагов при движении на восток можно описать одной функцией Гаусса с изменяющимися вместе с широтой такими параметрами, как ширина и величина максимума распределения. Для определения коэффициентов функции каждый широтный ход на всех долготах рассматриваемой территории с шагом 0,25 гр. был аппроксимирован суммой линейной и Гауссовой функций. Коэффициенты линейной функции были приняты едиными и получены из указанного выше усредненного линейного широтного хода. Коэффициенты Гауссовой функции, изменяющиеся с долготой, отвечают за долготный ход изменений плотности.

Коэффициент, отвечающий за максимум пика распределения, описывает долготный ход плотности и хорошо аппроксимируется ($R^2=0,9$) суммой линейной функции и трех Гауссовых функций с пиками на долготах грозных очагов:

$$a(\lambda) = 0,08 \exp \left(- \left(\frac{\lambda-86}{3,6} \right)^2 \right) + 0,07 \exp \left(- \left(\frac{\lambda-100}{4} \right)^2 \right) + 0,27 \exp \left(- \left(\frac{\lambda-129}{9} \right)^2 \right) - 0,002\lambda + 0,31. \quad (4)$$

Коэффициент, отвечающий за смещение пика функции с долготой, аппроксимируется ($R^2=0,89$) суммой линейной функции, убывающей с долготой, которая является основной и описывает смещение центра массивной грозовой деятельности к югу при движении на восток, и трех Гауссовых функций – наибольших отклонений от линейного смещения на трех долготах:

$$b(\lambda) = -0,11\lambda + 63,7 + 2,6 \exp\left(-\left(\frac{\lambda - 96,7}{6}\right)^2\right) + 5,5 \exp\left(-\left(\frac{\lambda - 108,6}{2,9}\right)^2\right) - 9,2 \exp\left(-\left(\frac{\lambda - 117}{5}\right)^2\right). \quad (5)$$

Коэффициент в знаменателе степени, являющийся стандартным отклонением распределения и формирующий уширение функции, аппроксимируется суммой константы и трех Гауссовых функций ($R^2=0,49$):

$$c(\lambda) = 3,6 \exp\left(-\left(\frac{\lambda - 76}{12}\right)^2\right) + 15 \exp\left(-\left(\frac{\lambda - 116}{7}\right)^2\right) + 10,3 \exp\left(-\left(\frac{\lambda - 160}{10}\right)^2\right) + 4,6. \quad (6)$$

Начиная с 140° в.д., где по площади преобладает акватория океана, коэффициент $c(\lambda)$ аппроксимируется хуже и вносит погрешность в конечное выражение. Первый пик в (6) совпадает по долготе с западным массивным очагом. Второй пик указывает на самый широкий участок, где сравнительно повышенная грозовая активность присуща как средним широтам (от 40° с.ш.), так и северным широтам (до 65° – 70° с.ш.).

Таким образом, плотность грозовых разрядов принимается зависимой от двух параметров – широты и долготы:

$$P(\varphi, \lambda) = a(\lambda) \exp\left(-\left(\frac{\varphi - b(\lambda)}{c(\lambda)}\right)^2\right) - 0,001\varphi + 0,08. \quad (7)$$

Аналитическое выражение (7) показало лучшее соответствие со средней плотностью молний по сравнению с простым усреднением широтной (1), долготной (2) и высотной (3) функций, коэффициент детерминации – 0,77. Соответствие улучшается после умножения выражения (7) на общий множитель, подобранный по наименьшим невязкам: коэффициент детерминации повышается до 0,8 (рис. 1в).

Третья компонента высоты местности априори заложена в зависимость плотности от географических координат, однако было отмечено, что невязки между расчетной плотностью и данными являются наибольшими для определенного интервала высот. Если зависимость невязок, усредненных на каждые 10 метров высоты, от параметра высоты (высоты местности, угла наклона или перепада высот) принять в качестве добавочной функции от третьей переменной (h): $Pt(\varphi, \lambda, h) = p(\varphi, \lambda) + \xi(h)$, где Pt – плотность разрядов от трех компонент, то учет соотношения невязок $\xi(h)$ улучшает соответствие аналитического выражения (7) данным только на 1%: коэффициент детерминации Pt – около 0,81, демонстрируя возрастание дисперсии с увеличением значений высоты местности.

Рис. 1. Пространственное распределение усредненной за летние сезоны 2009-2014 гг. плотности молний по территории Северной Азии: а) по скорректированным согласно пространственной эффективности детектирования данным системы WWLLN, б) соответственно геометрическому усреднению функций, аппроксимирующих зависимости плотности от широты, долготы и высоты местности, в) соответственно конечному аналитическому выражению – широтного хода плотности с изменяющимися с долготой параметрами. Шкала – молния $\text{км}^{-2} \text{месяц}^{-1}$

Заключение

Получено аналитическое выражение, дающее оценку величины средней за летние месяцы плотности молний для местности в пределах географических координат от 60° до 180° в.д. и от 40° до 80° с.ш. Полученное выражение плотности молний актуально для континентальной части Северной Азии, в частности в пределах территории Российской Федерации. Выявлены зависимости плотности молний от широты, долготы и высоты местности, геометрическое усреднение функций которых дает коэффициент детерминации с усредненной картой плотности молний – 0,6. При представлении плотности в качестве функции широтного хода, параметры которого изменяются с долготой, аналитическое выражение показывает лучшее соответствие с данными: коэффициент детерминации – 0,8. Корректный учет зависимости грозовой активности от рельефа остается сложной и до конца нерешенной задачей.

Работа частично поддержана РФФИ 15-45-05005 р_восток_a, 15-45-05135 р_восток_a, а также программой комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия) на 2016–2020 годы.

Литература

1. ГОСТ Р 50571.19-2000. Часть 4. Глава 44. Раздел 443. Защита электроустановок от грозových и коммутационных перенапряжений. М.: ИПК Издательство стандартов, 2001.
2. Кириллов В.И., Белоглазов М.И., Пчелкин В.В., Галахов А.А. Влияние геомагнитных возмущений на сезонную динамику суточного хода атмосферных помех // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55. № 2. С. 203–210.
3. Козлов В.И., Муллаяров В.А., Каримов Р.Р. Пространственное распределение плотности грозových разрядов на Востоке России по данным дистанционных наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 257–262.
4. Козлов В.И., Федорова Г.В., Шабаганова С.Н. Суточно-сезонные вариации атмосфериков // Вестник Якутского государственного университета. 2009. Т. 6. № 4. С. 29–34.
5. Огурьев С.Е. Исследование порогового распределения атмосфериков и их связь с процентом занятого времени // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. Вып. 188. С. 23–28.
6. Ремизов Л.Т. Естественные радиопомехи. М.: Наука, 1985. 200 с.
7. Александров М.С., Бакленева З.М., Гладштейн Н.Д., Озеров В.П., Потапов А.В., Ремизов Л.Т. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ. М.: Наука, 1972. 195 с.
8. Amante C., Eakins B.W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA 2009. P. 19.
9. Bourscheidt V., Pinto O. Junior, Naccarato K.P., Pinto I.R.C.A. The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in South Brazil // Atmospheric Research. 2009. Vol. 91. No. 2. P. 508–513.
10. Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2002. Vol. 64. No. 7. P. 817–879.
11. Hutchins M.L., Holzworth R.H., Brundell J.B., Rodger C.J. Relative detection efficiency of the world wide lightning location network // Radio Science. 2012. Vol. 47. No. 6. RS6005.
12. Kotaki M., Kuriki I., Katoh C., Sugiuchi H. Global distribution of thunderstorm activity observed with ISS-b // Journal of the Radio Research Laboratories. 1981. Vol. 28. No. 125. P. 49–71.
13. Mackerras D., Darveniza M. Latitudinal variation of lightning occurrence characteristics // Journal of Geophysical Research. 1994. Vol. 99. No. D5. P. 10813–10821.
14. Mushtak V.C., Williams E.R., Boccippio D.J. Latitudinal variations of cloud base height and lightning parameters in the tropics // Atmospheric research. 2005. Vol. 76. No. 1. P. 222–230.
15. Orville R.E., Spencer D.W. Global lightning flash frequency // Monthly Weather Review. 1979. Vol. 107. No. 7. P. 934–943.
16. Tarabukina L.D., Kozlov V.I., Karimov R.R., Mullayarov V.A. Spatial distribution of lightning strikes over North Asia // Proceedings of SPIE, 21st International symposium on atmospheric and ocean optics: Atmospheric physics. 2015. Vol. 9680. P. 96805S.
17. Williams E.R., Mushtak V.C., Boccippio D.J. The Role of Cloud Base Height in the Convective Vigor and Flash Rate of Thunderstorms // AGU Fall Meeting Abstracts. 2002. Vol. 1. P. 0091.

Analytical expression of lightning strokes density spatial distribution over North Asia

L.D. Tarabukina^{1,2}, V.I. Kozlov^{1,2}, R.R. Karimov¹

¹*Institute of Cosmophysical Research and Aeronomy SB RAS, Yakutsk 677980, Russia*

²*M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk 677000, Russia*

E-mail: tarabukina@ikfia.sbras.ru

A numerical simulation of spatial distribution of lightning stroke density is suggested based on data from the World-Wide Lightning Location Network (WWLLN). The raw data was corrected by the spatial coefficient of network detection efficiency. The resulting map is the average for summer season (1 June – 31 August, 2009-2014) lightning strike density and better describes the distribution of strikes with currents of more than 100 kA due to WWLLN's measuring techniques. The average variations of lightning density with latitude, longitude and terrain elevation are derived. The density variations with latitude and longitude are presented as the sum of linear fits interpreting lightning activity decrease northward and eastward and Gauss function approximating high lightning density patterns. The density variation with terrain elevation is approximated with the sum of three Gauss functions, peaks of which are associated with three local density maxima. These peaks are caused by different effects of orography influence on air convection. The geometric mean of functions approximating density dependence on latitude, longitude and elevation multiplied on the coefficient characterizing total level of density and defined by least residuals with data gives the determination coefficient of 0.6. When stroke density is assumed as function of latitudinal variations of stroke density with longitude, the analytical expression shows better fit to the data (coefficient of determination is 0.8).

Keywords: lightning stroke density, North Asia, lightning, spatial distribution of density

Accepted: 25.04.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-184-191

References

1. *GOST R 50571.19-2000* (Standard of Russian Federation), Moscow: IPK Izdatel'stvo standartov, 2001.
2. Kirillov V.I., Beloglazov M.I., Pchelkin V.V., Galakhov A.A., Vliyanie geomagnitnykh vozmushchenii na sezonnyu dinamiku sutochnogo khoda atmosferykh pomekh (Influence of geomagnetic disturbances on seasonal dynamics of daily variations in atmospherics), *Geomagnetizm i aeronomiya*, 2015, Vol. 55, No. 2, pp. 203–210.
3. Kozlov V.I., Mullayarov V.A., Karimov R.R., Prostranstvennoe raspredelenie plotnosti grozovykh razryadov na Vostoke Rossii po dannym distantsionnykh nablyudenii (The spatial distribution of the lightning in the east of Russia on remote sensing data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2011, Vol. 8, No. 3, pp. 257–262.
4. Kozlov V.I., Fedorova G.V., Shabaganova S.N., Sutochno-sezonnye variatsii atmosferikov (Daily and seasonal variations of atmospherics), *Vestnik Yakutskogo gosudarstvennogo universiteta*, 2009, Vol. 6, No. 4, pp. 29–34.
5. Oguryaev S.E., Issledovanie porogovogo raspredeleniya atmosferikov i ikh svyaz' s protsentom zanyatogo vremeni (Research of threshold distribution of atmospherics and their relation to percentage of occupied time), *Trudy GGO im. A.I. Voeikova*, 1966, Issue 188, pp. 23–28.
6. Remizov L.T., *Estestvennye radiopomekhi* (Natural radio noise), Moscow: Nauka, 1985, 200 p.
7. Aleksandrov M.S., Bakleneva Z.M., Gladshtein N.D., Ozerov V.P., Potapov A.V., Remizov L.T., *Fluktuatsii elektromagnitnogo polya Zemli v diapazone SNCh* (Fluctuations of electromagnetic field of the Earth in the ELF range), Moscow: Nauka, 1972, 195 p.
8. Amante C., Eakins B.W., *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures. Data Sources and Analysis*, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, NOAA, 2009, 19 p.
9. Bourscheidt V., Pinto O. Junior, Naccarato K.P., Pinto I.R.C.A. The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in South Brazil, *Atmospheric Research*, 2009, Vol. 91, No. 2, pp. 508–513.
10. Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J., VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2002, Vol. 64, No. 7, pp. 817–879.
11. Hutchins M.L., Holzworth R.H., Brundell J.B., Rodger C.J., Relative detection efficiency of the world wide lightning location network, *Radio Science*, 2012, Vol. 47, No. 6, RS6005.
12. Kotaki M., Kuriki I., Katoh C., Sugiuchi H., Global distribution of thunderstorm activity observed with ISS-b, *Journal of the Radio Research Laboratories*, 1981, Vol. 28, No. 125, pp. 49–71.
13. Mackerras D., Darveniza M. Latitudinal variation of lightning occurrence characteristics, *Journal of Geophysical Research*, 1994, Vol. 99, No. D5, pp. 10.813–10.821.
14. Mushtak V.C., Williams E.R., Boccippio D.J., Latitudinal variations of cloud base height and lightning parameters in the tropics, *Atmospheric research*, 2005, Vol. 76, No. 1, pp. 222–230.
15. Orville R.E., Spencer D.W. Global lightning flash frequency, *Monthly Weather Review*, 1979, Vol. 107, No. 7, pp. 934–943.
16. Tarabukina L.D., Kozlov V.I., Karimov R.R., Mullayarov V.A. Spatial distribution of lightning strikes over North Asia, *Proceedings of SPIE, 21st International symposium on atmospheric and ocean optics: Atmospheric physics*, 2015, Vol. 9680, p. 96805S.
17. Williams E.R., Mushtak V.C., Boccippio D.J. The Role of Cloud Base Height in the Convective Vigor and Flash Rate of Thunderstorms, *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2002, Vol. 1, p. 0091.