

Моделирование прохождения крупномасштабных ВГВ из тропосферы в ионосферу

А.И. Суслов², Н.С. Ерохин^{1,2}, Л.А. Михайловская¹, С.Н. Артеха¹, А.А. Гусев¹

¹ *Институт космических исследований РАН, Москва, Россия*

² *Российский университет дружбы народов, Москва, Россия*
E-mail: chench0@yandex.ru

На основе двумерных численных расчетов траекторий внутренних гравитационных волн (ВГВ) рассмотрено распространение ВГВ в неоднородной по вертикали атмосфере с тропосферных высот в ионосферу при наличии зональных потоков с учетом их неоднородности по высоте. В тропосфере внутренние гравитационные волны могут возбуждаться при развитии процессов типа крупномасштабных вихрей, землетрясений и других. Для ряда данных по высотным профилям частоты Вайсяля–Брента и высотному профилю скорости зонального потока в атмосфере выполнен анализ возможности прохождения мелкомасштабных и среднемасштабных внутренних гравитационных волн из тропосферы в ионосферу на высоту более 80 км. Согласно численным расчетам, в зависимости от параметров ВГВ и зонального потока в атмосфере возможны различные варианты распространения ВГВ в вертикально неоднородной системе тропосфера-ионосфера. В частности, подтверждается ранее сделанный вывод, что при наличии в атмосфере критических слоев или слоев вертикального отражения прохождение ВГВ в ионосферу невозможно. При наличии критического слоя внутренняя гравитационная волна, распространяясь к нему снизу, сильно замедляется, вертикальная компонента волнового вектора сильно увеличивается и ВГВ около критического слоя распространяется практически горизонтально. Причем за счет большого возрастания вязкости она реально полностью поглощается на высоте критического слоя. В зависимости от исходных параметров системы возможна ситуация, когда на некоторой высоте возникает слой горизонтального отражения и ВГВ отражается (распространяясь при этом вверх) назад — к источнику ее возбуждения. Затем выше может возникнуть слой вертикального отражения, и волна, распространяясь от него вниз, вновь подходит к слою горизонтального отражения. После отражения в нем ВГВ возвращается к источнику уже с другой стороны. Согласно проведенным численным расчетам динамики ВГВ, горизонтальное смещение пакета ВГВ при распространении из тропосферы в ионосферу может быть большим (в зависимости от выбора исходных параметров задачи, высотных профилей зонального потока, частоты Вайсяля–Брента) и может составлять тысячи километров. Следовательно, в условиях реализации прохождения ВГВ из тропосферы на ионосферные высоты предвестники кризисных событий в ионосфере (включая возмущения плазмы) могут наблюдаться спутниковой аппаратурой на больших расстояниях по горизонтали от источника генерации внутренних гравитационных волн. Это обстоятельство следует учитывать при анализе и интерпретации экспериментальных данных по связи ионосферных возмущений с кризисными событиями, например, землетрясениями, тропическими циклонами и др.

Ключевые слова: внутренние гравитационные волны, тропосфера, частота Вайсяля–Брента, зональный поток, критический слой, предвестники, ионосфера

Одобрена к печати: 08.07.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-19-25

Введение

Исследование процессов генерации возмущений ионосферной плазмы за счет кризисных процессов в тропосфере относится к числу актуальных задач и представляет большой интерес, в частности, для наблюдений индикаторов и предвестников кризисных атмосферных явлений спутниковой аппаратурой, корректной интерпретации данных наблюдений параметров возмущений ионосферной плазмы (Липеровский, Похотелов, Шалимов, 1992; Черный и др., 2003). Одним из важных типов возмущений атмосферы являются внутренние гравитационные волны (ВГВ), которые возникают из-за плотностного расслоения воздуха по вертикали. Они играют заметную роль в динамике атмосферы и ионосферы Земли, поскольку способны распространяться на тысячи километров от источника их возникновения без существенного затухания. Внутренние гравитационные волны рассматривались ранее в работах (Абурджания, 1996; Госсард, Хук, 1978; Ерохин, Шалимов, 2004; Ерохин, Некрасов, Шалимов,

1994; Ерохин, Михайловская, Шалимов, 2007; Иванов, Морозов, 1974; Миропольский, 1981; Перцев, Шалимов, 1996; Степанянц, Фабрикант, 1989; Buhler, McIntyre, 1999; Dhaka et al., 1995; Kaladze et al., 2008; Medvedev, Gavrilov, 1995; Turek et al., 1995), включая динамику ВГВ при наличии зональных неоднородных потоков.

При исследовании распространения ВГВ в неоднородной атмосфере с зональным ветром анализ проще проводить на основе метода лучевых траекторий для групповой скорости ВГВ при заданных вертикальных профилях частоты Вайсяля-Брента и зонального потока. Цель настоящей работы — проанализировать различные варианты распространения ВГВ в неоднородной по вертикали атмосфере при наличии неоднородных зональных потоков на основе двумерных численных расчетов.

Математическая модель и полученные результаты

Уравнения для лучевых траекторий волнового пакета в неоднородной среде имеют вид (см., например, (Госсард, Хук, 1978; Миропольский, 1981)):

$$\frac{d\mathbf{r}}{dt} = \mathbf{v}_g, \quad \frac{d\mathbf{k}}{dt} = -\frac{\partial\omega}{\partial\mathbf{r}}.$$

Здесь $\mathbf{v}_g = \partial\omega/\partial\mathbf{k}$ — групповая скорость; $\omega(\mathbf{k}, \mathbf{r}) = k_z U(z) + N(z)k_h/k$ — частота ВГВ с учетом доплеровского сдвига, где $k_h = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$ — горизонтальная компонента волнового вектора. Как показывают расчеты, прохождение ВГВ в ионосферу имеет место для достаточно крупномасштабных волн, когда выполняется условие $k_h \ll k_z$.

Для удобства анализа введем безразмерные переменные: $z = L_z \xi$, $x = L_x \eta$, $y = L_y \zeta$, где $L_z = 1$ км, $L_x = L_y = 5$ км. Для скорости ветра запишем: $U(z) = u(\xi)$ м/с. Частоту Вайсяля-Брента нормируем на характерную величину $N(z) = \mu(\xi)/50$ с. Вводим безразмерные волновые числа: $k_x = q_x/5$ км, $k_y = q_y/5$ км, $k_z = q_z/1$ км и безразмерное время: $\tau = t/250$ с. Теперь уравнения для лучевых траекторий принимают вид:

$$\begin{cases} \frac{d\xi}{d\tau} = -\frac{\mu q_h q_z}{p^3}, & p = \sqrt{q_z^2 + \left(\frac{q_h}{5}\right)^2}, & \frac{d\eta}{d\tau} = \frac{\mu q_z^2 q_x}{p^3 q_h} + \frac{u(\xi)}{20}, \\ \frac{d\zeta}{d\tau} = \frac{\mu q_z^2 q_y}{p^3 q_h}, & \frac{dq_z}{d\tau} = -\frac{q_x}{20} \cdot \frac{du}{d\xi} - \frac{q_h}{p} \cdot \frac{d\mu}{d\xi}. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь нужно отметить, что для распространяющихся вверх ВГВ следует полагать $q_z < 0$, поскольку по вертикали компоненты фазовой и групповой скоростей направлены противоположно. Для ВГВ, распространяющихся вниз, полагаем $q_z > 0$. Интеграл движения для системы уравнений выше (несущая частота пакета) запишем следующим образом:

$$\varepsilon \equiv \frac{u q_x}{20} + \frac{\mu q_h}{p} = \omega \cdot 250 \text{ с} = \frac{T_0}{T_\omega}, \quad (2)$$

где $T_0 = 500\pi \text{ с} \approx 26 \text{ мин } 10 \text{ с}$, причем $T_\omega = T_0/\varepsilon$ — период ВГВ. Величина интеграла ε определяется начальными значениями входящих в него функций ($\varepsilon = \text{const}$). Отметим также, что при выбранном обезразмеривании переменных горизонтальная и вертикальная длины внутренней гравитационной волны равны: $\lambda_x = 10\pi \text{ (км)}/q_x$, $\lambda_y = 10\pi \text{ (км)}/q_y$, $\lambda_z = 2\pi \text{ (км)}/q_z$.

Отметим главные качественные особенности взаимодействия ВГВ с фоновой ветровой структурой. Прежде всего, при попутном относительно ветра распространении волны на некоторых высотах могут возникать критические слои z_c . В окрестности критического слоя в рассматриваемой модели вертикальная длина волны стремится к нулю, т.е. имеем $q_z^2 \rightarrow \infty$. Следовательно, групповая скорость волнового пакета также стремится к нулю; соответственно, ВГВ неограниченно замедляется и полностью поглощается в критическом слое за счет вязкости. Таким образом, критические слои z_c блокируют распространение ВГВ на ионосферные высоты. При $q_z \rightarrow \infty$ критическая скорость ветрового потока равна: $u_c = 20\varepsilon/q_x$, т.е. $U = \omega/k_x$. Поскольку волна распространяется в попутном ветру направлении, u_c определяется значениями интеграла ε и компоненты волнового вектора q_x . Таким образом, если максимальная скорость ветра $u_{\text{max}} > u_c$, то в ветровой структуре на некоторой высоте имеется критический слой.

При встречном ветру распространении ВГВ могут существовать слои горизонтального и вертикального отражений. Отражение по горизонтальному направлению x происходит в некотором слое ξ_{rx} , где горизонтальная групповая скорость пакета равна нулю: $v_{gx} = 0$. Это дает условие: $\frac{u(\xi_{rx})}{20} + \frac{\mu(\xi_{rx})q_x q_z (\xi_{rx})^2}{q_h p(\xi_{rx})^3} = 0$. Условие горизонтального (по оси x) отражения ВГВ встречным ветровым потоком можно записать и в виде $u(\xi) = u_{rx}(\xi)$. Таким образом, графически слои горизонтального отражения ВГВ встречным ветром z_{rx} (т.е. ξ_{rx}) определяются точками пересечения кривых $u(\xi)$ и $u_{rx}(\xi)$. В слоях ξ_{rx} происходит отражение пакета ВГВ назад, к источнику их генерации.

Слои вертикального отражения ВГВ пакета встречным ветром z_{rz} определяются из условия $v_{gz} = 0$, т.е. $q_z(z) = 0$. На этом вертикальном уровне имеем $\varepsilon = 5\mu(\xi_{rz}) + \frac{q_x u(\xi_{rz})}{20}$. Вводя функцию $u_{rz}(\xi) \equiv 20[\varepsilon - \mu(\xi)]/q_x$, получаем, что слои вертикального отражения ВГВ фоновой ветровой структурой z_{rz} — это точки пересечения ξ_{rz} кривой $u(\xi)$ с кривой $u_{rz}(\xi)$. Отметим, что в рассмотренном ниже варианте выполняется условие: $u_{rz}(\xi) > u_c$. В слоях ξ_{rz} происходит отражение пакета ВГВ по вертикали, а также и по горизонтали (направление — по оси y). Таким образом, аналогично критическим уровням ξ_c эти слои также препятствуют прохождению ВГВ на ионосферные высоты. Помимо указанных выше процессов в неоднородном по вертикали атмосферном потоке возможно волноводное распространение ВГВ, локализованных в некотором слое атмосферы по высоте. Пусть $v_{gz}(z)$ — вертикальная компонента групповой скорости ВГВ, определяемая выражением $v_{gz}(z) = -N(z)k_z k_h / k^3$. Границы волновода z_1, z_2 , на которых $k_z = 0$, находятся из указанного выше условия пересечения кривой $u(\xi)$ с кривой $u_{rz}(\xi)$. Рассмотрим вариант образования волновода, взяв для частоты Вайсяля-Брента $N(z)$ профиль из монографии (Госсард, Хук, 1978), а высотный профиль

ветра $U(z)$ из статьи (Buhler, McIntyre, 1999). Значения параметров следующие: $q_z(60) = -2$, $q_x = -3$, $q_y = -2$. При этом критические слои и слои горизонтального отражения ВГВ находятся вне волновода, волна захвачена в слое $z_1 \approx 32,36 \text{ км} < z < z_2 \approx 76,83 \text{ км}$. На рис. 1 показаны профили скоростей $U(z)$ и $U_{rz}(z)$ с пересечением в этих точках.

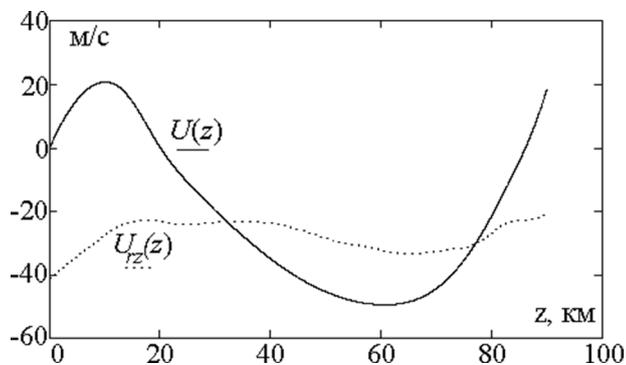


Рис. 1. Профили скоростей $U(z)$ и $U_{rz}(z)$

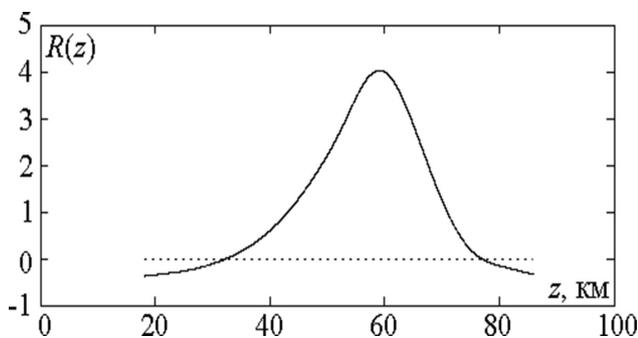


Рис. 2. Профиль функции $R(z)$

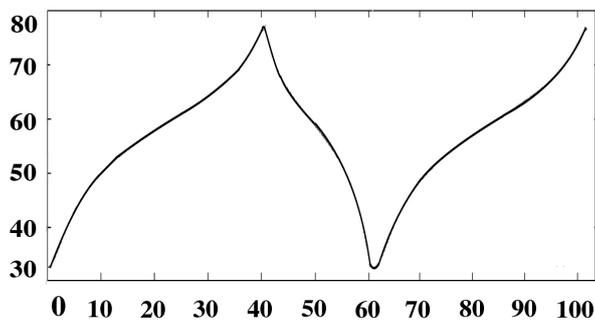


Рис. 3. Зависимость высоты точки на луче от нормированного времени

Профиль функции $R(z) = [q_z(z)]^2$ представлен на рис. 2. Видно, что вне волновода $R(z)$ отрицательно, т. е. атмосфера непрозрачна для ВГВ, волна заперта в волноводе.

Интегрирование уравнения для вертикального смещения волнового луча (см. уравнения (1)) приводит к графику зависимости высоты точки на луче от нормированного, безразмерного времени: $\tau = t/250 \text{ с}$. На рис. 3

дан график для интервала времени один период колебаний луча в волноводе.

Далее график $z(\tau)$ повторяется. Меняя исходные параметры задачи, можно получить различные варианты волноводного распространения ВГВ в неоднородной по вертикали атмосфере при наличии горизонтального ветрового потока. Необходимо отметить, что смещение ВГВ луча вдоль потока будет меняться в широких пределах порядка от 500 км до тысяч километров. Ясно, что при больших смещениях по горизонтали необходимо учитывать более медленную горизонтальную неоднородность, например, ветра, и возможно прекращение волноводного распространения, когда ВГВ может, в частности, выйти к ионосферным высотам с генерацией возмущений плазмы, которые будут регистрироваться спутниковой аппаратурой.

Заключение

Проведен анализ, на основе лучевых траекторий, ряда вариантов распространения внутренних гравитационных волн из приземной атмосферы до ионосферных высот. Показано,

что в атмосфере могут возникать слои вертикального отражения и критические слои, блокирующие прохождение ВГВ до ионосферных высот. При возникновении слоев вертикального отражения и отсутствии критического слоя между ними может реализоваться волновое распространение внутренних гравитационных волн, когда волна заперта между двумя слоями по вертикали и волновое возмущение будет уходить далеко от источника генерации ВГВ в горизонтальной плоскости. Горизонтальное смещение пакета внутренних гравитационных волн может достигать тысяч километров. Этот процесс нужно учитывать при проведении экспериментов по регистрации ионосферных откликов, создаваемых в ионосферной плазме приходящими из тропосферы ВГВ, и он важен для корректной интерпретации данных наблюдений ионосферных откликов на тропосферные возмущения. Полученные в ходе разработки теоретических моделей данные могут быть использованы, в частности, при изучении ионосферных индикаторов и предвестников развития крупномасштабных кризисных процессов в атмосфере (включая спутниковые эксперименты) типа мощных крупномасштабных тропосферных вихрей, сейсмической активности, планировании экспериментов по мониторингу зон атмосферных природных катастроф.

Литература

1. *Абурджаниа Г.Д.* Самоорганизация акустико-гравитационных вихрей в ионосфере перед землетрясением // *Физика плазмы*. 1996. Т. 22. № 10. С. 954–959.
2. *Госсард Э.Э., Хук У.К.* Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.
3. *Ерохин Н.С., Шалимов С.Л.* Ионосферные эффекты, инициированные интенсивными атмосферными вихрями // *Международ. конф. МСС-04 «Трансформация волн, когерентные структуры и турбулентность»*: сб. тр. М.: Рохос, 2004. С. 426–434.
4. *Ерохин Н.С., Михайловская Л.А., Шалимов С.Л.* Прохождение крупномасштабных внутренних гравитационных волн через ветровые структуры в нижней и средней атмосфере на ионосферные высоты // *Геофизические исследования*. 2007. Вып. 7. С. 53–64.
5. *Ерохин Н.С., Некрасов А.К., Шалимов С.Л.* Коллапс внутренних гравитационных волн в двумерно-неоднородной атмосфере Ч. 1 // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 1994. Т. 34. № 6. С. 150–160.
6. *Иванов Ю.А., Морозов Е.Г.* Деформация внутренних гравитационных волн потоком с горизонтальным сдвигом скорости // *Океанология*. 1974. Т. 14. № 3. С. 135–141.
7. *Липеровский В.А., Похотелов О.А., Шалимов С.Л.* Ионосферные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 304 с.
8. *Миропольский Ю.З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 302 с.
9. *Перцев Н.Н., Шалимов С.Л.* Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 1996. Т. 36. № 2. С. 111–118.
10. *Степанянц Ю.А., Фабрикант А.Л.* Распространение волн в сдвиговых гидродинамических течениях // *Успехи физ. наук*. 1989. Т. 159. Вып. 1. С. 83–123.
11. *Черный И.В., Чернявский Г.М., Успенский А.Б., Пегасов В.М.* СВЧ-радиометр МТВЗА спутника «Метеор-3М» № 1: Предварительные результаты летных испытаний // *Исследование Земли из космоса*. 2003. № 6. С. 35–48.
12. *Buhler O., McIntyre M.E.* On Shear-Generated Gravity Waves that Reach the Mesosphere. Part I: Wave Generation // *J. Atmospheric Sciences*. 1999. Vol. 56. P. 3749–3763.
13. *Dhaka S.K., Murthy B.V.K., Nagpal O.P., Raghava Rao R., Sasi M.N., Sundaresan S.* A study of equatorial waves in the Indian zone // *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 1995. Vol. 57, No. 11. P. 1189–1202.
14. *Kaladze T.D., Pokhotelov O.A., Shah H.A., Khan M.I., Stenflo L.* Acoustic-gravity waves in the Earth's ionosphere // *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2008. Vol. 70. P. 1607–1616.
15. *Medvedev A.S., Gavrilov N.M.* The nonlinear mechanism of gravity waves generation by meteorological motions in the atmosphere // *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 1995. Vol. 57. No. 11. P. 1221–1231.
16. *Turek R.S., Miller K.L., Roper R.G., Brosnahan J.W.* Mesospheric wind studies during AIDA Act'89: morphology and comparison of various techniques // *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 1995. Vol. 57. No. 11. P. 1321–1344.

Modeling the passage of large-scale internal gravitational waves from the troposphere to the ionosphere

A.I. Suslov², N.S. Erokhin^{1,2}, L.A. Mikhailovskaya¹, S.N. Artekha¹, A.A. Gusev¹

¹Space Research Institute RAS, Moscow, Russia

²Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

E-mail: chench0@yandex.ru

On the basis of two-dimensional numerical computations of the trajectories of internal gravitational waves (IGW), propagation of IGW in a vertically non-uniform atmosphere from tropospheric heights to the ionosphere is considered in the presence of zonal flows with allowance for their height heterogeneity. In the troposphere, IGW can be excited with the development of such processes as large-scale vortices, earthquakes, etc. For series of data on the vertical profiles of the Väisälä-Brent frequency and the altitude profile of the velocity of the zonal flow in the atmosphere, an analysis is made for the possibility of passage of small- and medium-scale IGW from the troposphere to the ionosphere up to a height of more than 80 km. According to numerical calculations, depending on the IGW parameters and the zonal flow in the atmosphere, various variants of IGW propagation in a vertically inhomogeneous troposphere-ionosphere system are possible. In particular, a conclusion made earlier is confirmed that if there are critical layers or layers of vertical reflection in the atmosphere, the passage of IGW into the ionosphere is impossible. In the presence of a critical layer, IGW propagating to it from below greatly slows down, the vertical component of the wave vector increases strongly, and the IGW near the critical layer propagates almost horizontally. Moreover, due to the large increase in viscosity, it is actually completely absorbed at the height of the critical layer. Depending on the initial parameters of the system, there may be a situation when a layer of horizontal reflection appears at a certain height, and IGW is reflected (propagating upward) back to the source of its excitation. Then, a vertical reflection layer can appear above, and the wave, propagating downward from it, again approaches the horizontal reflection layer. After reflection in it, IGW returns to the source on the other side. According to the numerical calculations of the IGW dynamics, the horizontal displacement of the IGW packet during propagation from the troposphere to the ionosphere can be large (depending on the choice of the initial parameters of the problem, the altitude profiles of the zonal stream, the Väisälä-Brent frequency) and can be thousands of kilometers. Consequently, under the conditions of realization of the IGW passage from the troposphere to ionospheric heights, precursors of crisis events in the ionosphere (including plasma perturbations) can be observed by satellite equipment at large distances horizontally from the source of generation of IGW. This circumstance should be taken into account when analyzing and interpreting experimental data on the relationship between ionospheric disturbances and crisis phenomena, for example, earthquakes, tropical cyclones, etc.

Keywords: internal gravity waves, troposphere, Väisälä-Brent frequency, zonal flow, critical layer, precursors, ionosphere

Accepted: 08.07.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-19-25

References

1. Aburdzhania G.D., Samoorganizatsiya akustiko-gravitatsionnykh vikhrei v ionosfere pered zemletryaseniem (Self-organization of acoustic-gravitational vortices in the ionosphere before the earthquake), *Fizika plazmy*, 1996, Vol. 22, No. 10, pp. 954–959.
2. Gossard E.E., Khuk U.K., *Volny v atmosfere* (Waves in the atmosphere), Moscow: Mir, 1978, 532 p.
3. Erokhin N.S., Shalimov S.L., Ionosfernye efekty, initsirovannyye intensivnymi atmosfernymi vikhryami (Ionospheric effects initiated by intense atmospheric vortices), *International Conference MSS-04 "Mode conversion, coherent structures and turbulence"*, Moscow: Rokhos, 2004, pp. 426–434.
4. Erokhin N.S., Mikhailovskaya L.A., Shalimov S.L., Prokhozhdenie krupnomasshtabnykh vnutrennikh gravitatsionnykh voln cherez vetrovye struktury v nizhnei i srednei atmosfere na ionosfernye vysoty (Passage of large-scale internal gravity waves through wind structures in the lower and middle atmosphere to ionospheric heights), *Geofizicheskie issledovaniya*, 2007, Issue 7, pp. 53–64.
5. Erokhin N.S., Nekrasov A.K., Shalimov S.L., Kollaps vnutrennikh gravitatsionnykh voln v dvumerno-neodnorodnoi atmosfere Ch. 1 (Collapse of internal gravitational waves in a two-dimensional inhomogeneous atmosphere Part 1), *Geomagnetizm i aeronomiya*, 1994, Vol. 34, No. 6, pp. 150–160.
6. Ivanov Yu.A., Morozov E.G., Deformatsiya vnutrennikh gravitatsionnykh voln potokom s gorizontalmym sdvigom skorosti (Deformation of internal gravity waves by a stream with a horizontal velocity shift), *Okeanologiya*, 1974, Vol. 14, No. 3, pp. 135–141.
7. Liperovskii V.A., Pokhotelov O.A., Shalimov S.L., *Ionosfernye predvestniki zemletryaseniya* (Ionospheric precursors of earthquakes), Moscow: Nauka, 1992, 304 p.
8. Miropol'skii Yu.Z., *Dinamika vnutrennikh gravitatsionnykh voln v okeane* (Dynamics of internal gravitational waves in the ocean), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981, 302 p.
9. Pertsev N.N., Shalimov S.L., Generatsiya atmosfernykh gravitatsionnykh voln v seismicheski aktivnom regione i ikh vliyanie na ionosferu (Generation of atmospheric gravity waves in a seismically active region and their influence on the ionosphere), *Geomagnetizm i aeronomiya*, 1996, Vol. 36, No. 2, pp. 111–118.

10. Stepanyants Yu.A., Fabrikant A.L., Rasprostranenie voln v sdvigovykh gidrodinamicheskikh techeniyakh (Propagation of waves in shear hydrodynamic flows), *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 1989, Vol. 159, Issue 1, pp. 83–123.
11. Chernyi I.V., Chernyavskii G.M., Uspenskii A.B., Pegasov V.M., SVCh-radiometr MTVZA sputnika «Meteor-3M» No. 1: Predvaritel'nye rezul'taty letnykh ispytaniy (Microwave radiometer MTVZA of the satellite “Meteor-3M” No. 1: Preliminary results of flight tests), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2003, No. 6, pp. 35–48.
12. Buhler O., McIntyre M.E., On Shear-Generated Gravity Waves that Reach the Mesosphere. Part I: Wave Generation, *J. Atmospheric Sciences*, 1999, Vol. 56, pp. 3749–3763.
13. Dhaka S.K., Murthy B.V.K., Nagpal O.P., Raghava Rao R., Sasi M.N., Sundaresan S., A study of equatorial waves in the Indian zone, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 1995, Vol. 57, No. 11, pp. 1189–1202.
14. Kaladze T.D., Pokhotelov O.A., Shah H.A., Khan M.I., Stenflo L., Acoustic-gravity waves in the Earth's ionosphere, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2008, Vol. 70, pp. 1607–1616.
15. Medvedev A.S., Gavrilov N.M., The nonlinear mechanism of gravity waves generation by meteorological motions in the atmosphere, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 1995, Vol. 57, No. 11, pp. 1221–1231.
16. Turek R.S., Miller K.L., Roper R.G., Brosnahan J.W., Mesospheric wind studies during AIDA Act'89: morphology and comparison of various techniques, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 1995, Vol. 57, No. 11, pp. 1321–1344.