

УДК 551.510

С. Г. Пилипенко, Л. В. Козак

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ВЕТРОВЫЕ СДВИГИ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ НАД МОЩНЫМИ УРАГАНАМИ

Розглянуто зміни зональної і меридіональної складових швидкості вітру на висотах мезосфери над областями потужних погодних утворень – циклонів і антициклонів. Для аналізу використано лімбові супутникової вимірювання космічного апарату UARS. Отримано зміну і поворот вектора швидкості вітру після виникнення ураганів в області висот до 100 км. Ці зміни динаміки атмосфери можна пояснити поширенням атмосферних гравітаційних хвиль в неізотермічній безвітряній атмосferi з урахуванням в'язкості і тепlopровідності. Отримано, що визначальним фактором загасання і поширення хвилі є градієнт висоти однорідної атмосфери (температури) з висотою. Числові розрахунки зміни параметрів верхньої атмосфери Землі в результаті поширення атмосферних гравітаційних хвиль добре узгоджуються з результатами супутникових вимірювань.

ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день много работ посвящено изучению литосферно-тропосферно-атмосферной связи. В частности, в ионосфере и верхней атмосфере над очагами землетрясений наблюдались вариации электронной концентрации в E- и F-слоях [7, 8], свечения [12], изменения яркости дискретных форм полярных сияний [15], изменения температуры верхней атмосферы [10, 20], широкомасштабные неоднородности ионосферной плазмы, вариации потоков энергичных частиц, которые высыпаются в ионосферу из радиационных поясов [9] и т. д.

Несмотря на огромное количество работ, до сих пор нет четкой ясности в понимании того, какие механизмы и на каких высотах преобладают при переносе энергии из нижних областей в верхнюю атмосферу. Среди возможных механизмов рассматриваются как атмосферно-гравитационные волны, так и электромагнитное взаимодействие.

В настоящей работе проведено исследование возможного воздействия мощных погодных образований на термосферную циркуляцию.

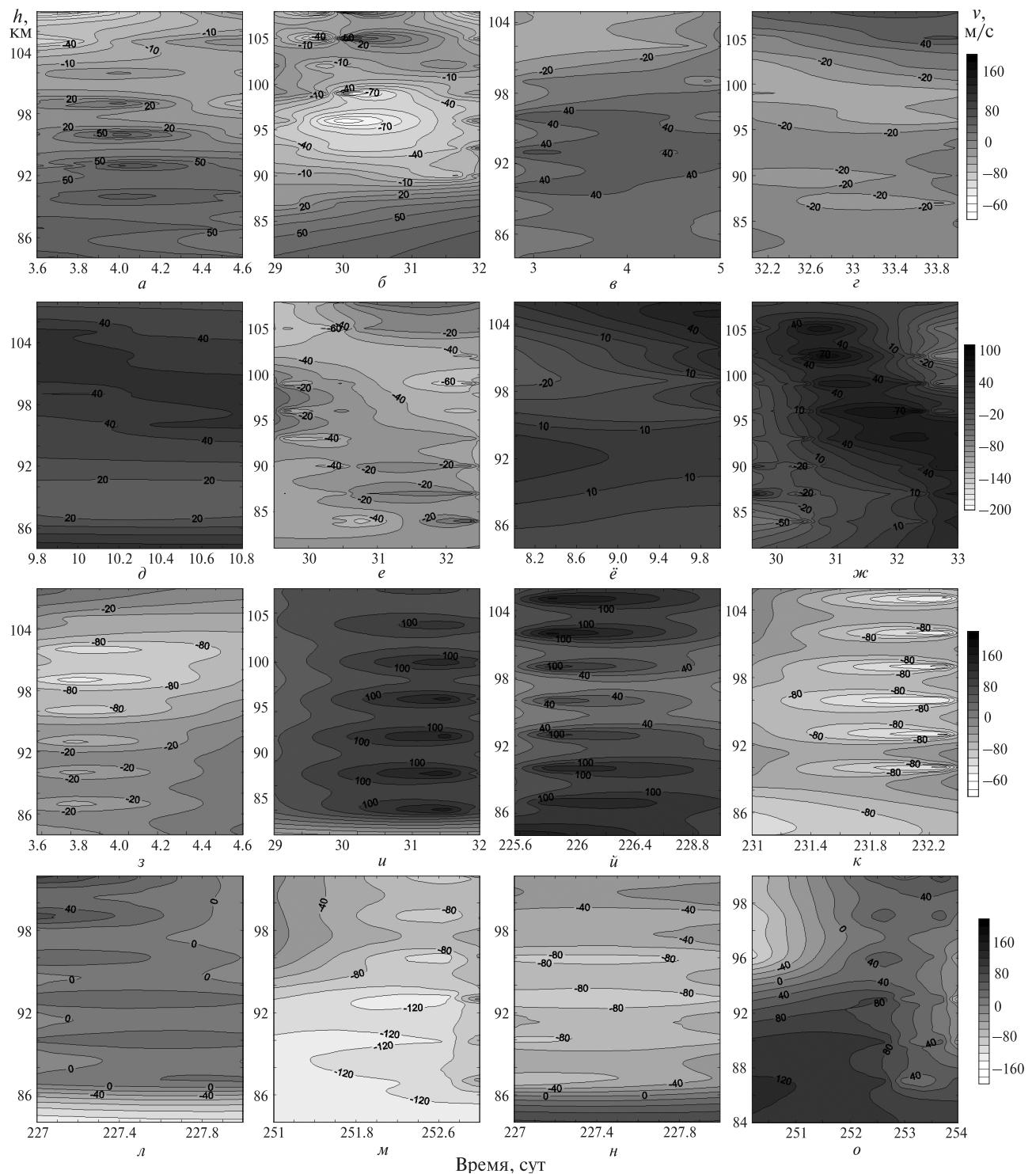
© С. Г. Пилипенко, Л. В. Козак, 2012

Изменение термосферной циркуляции определяется процессом поглощения ультрафиолетового солнечного излучения, диссинацией волн, распространяющихся из плотной нижней атмосферы, а также динамическими процессами, в результате которых происходит перераспределение тепла от неоднородно нагретых источников [4, 11, 13]. И это далеко не полный перечень факторов, которые определяют динамику верхней атмосферы.

Для выявления эффектов, связанных с процессами в тропосфере, нужно учитывать, что они могут быть замаскированы возмущениями другого происхождения, а именно солнечной и геомагнитной активностью, сезонно-широтными вариациями, суточными изменениями.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Для исследования изменения термосферной циркуляции были рассмотрены каталоги ураганов (4-й и 5-й категорий) и спутниковые измерения горизонтальных составляющих скорости ветра за период с декабря 1991 по апрель 1994 г. Значения скорости ветра были получены с помощью прибора WINDII (Wind Imaging Interferometer), установленном на спутнике UARS (Upper Atmospheric Research Satellite) [22].



Даний прибор проводил измерения горизонтальных составляющих скорости ветра (раздельно приведены зональная и меридиональная

составляющие) в диапазоне высот 80–300 км. Данные представлены с дискретностью 3–5 км по высоте и 4° по широте.

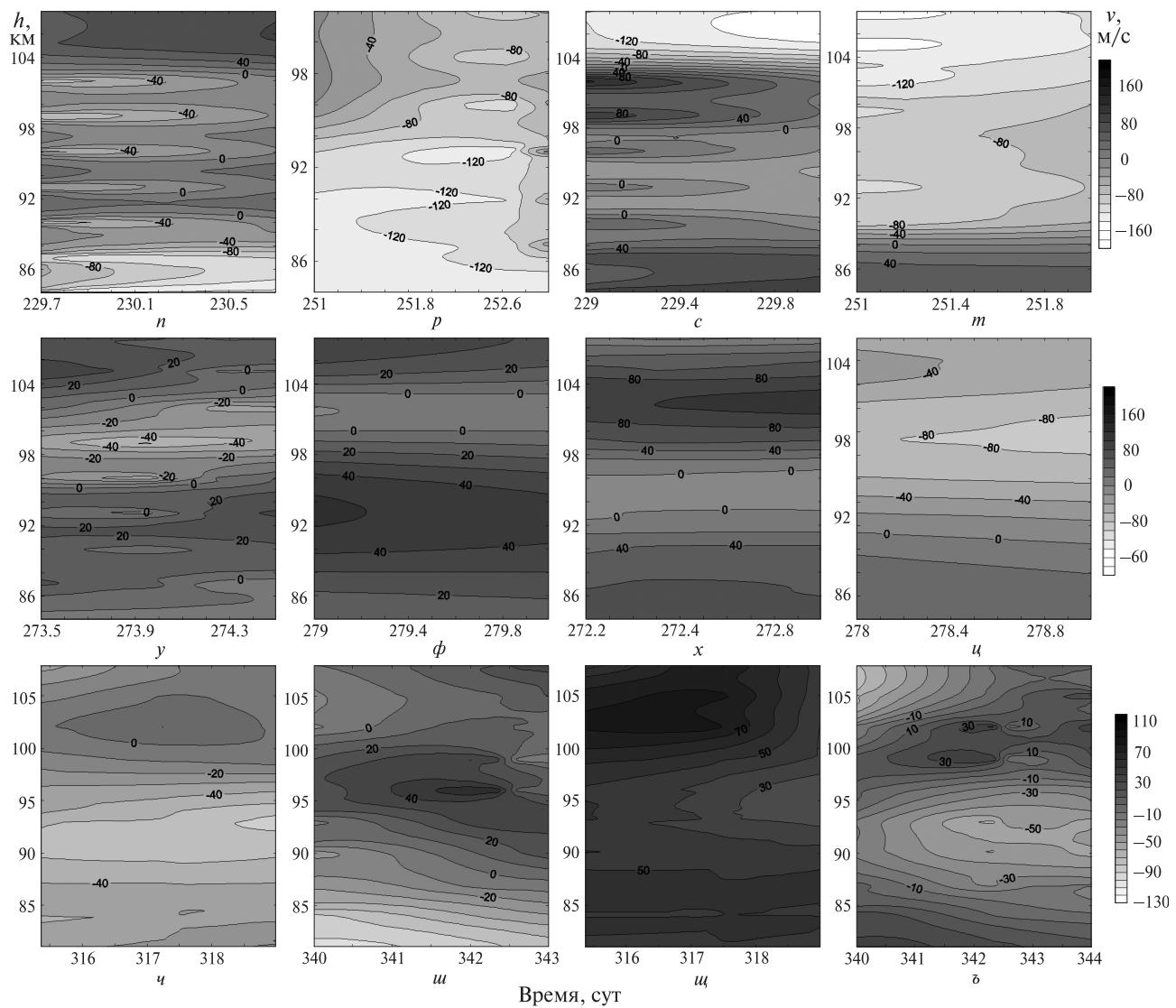


Рис. 1. Значение горизонтальных составляющих скорости ветра на разных высотах h : *а, б* — зональная, *в, г* — меридиональная составляющая скорости ветра во время и после циклона 5 (01.1994); *д, е* — зональная, *ё, ж* — меридиональная составляющая скорости ветра до и во время циклона 13 (02.1994); *з, и* — зональная, *й, к* — меридиональная составляющая скорости ветра во время и после урагана Фернанда (08.1993); *л, м* — зональная, *н, о* — меридиональная составляющая скорости ветра во время и после урагана Кеони (08.1993); *п, р* — зональная, *с, т* — меридиональная составляющая скорости ветра во время и после урагана Грэг (08.1993); *у, ф* — зональная, *х, ц* — меридиональная составляющая скорости ветра во время и после урагана Тина (09.1992); *ч, ш* — зональная, *щ, з* — меридиональная составляющая скорости ветра до и во время циклона 5 (12.1991)

По своему устройству данный прибор — это оптический интерферометр Майкельсона с девятью фильтрами, которые обеспечивают наблюдения в отдельных эмиссиях [23]. Наблюдения производились двумя телескопами, которые

расположены под углами 45° и 135° относительно вектора скорости спутника.

Определение ветра верхней атмосферы сделано по доплеровскому смещению эмиссионных линий [23].

МЕТОД ОБРАБОТКИ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследования проводились двумя путями. В первом подходе проведен анализ разных компонентов горизонтальной составляющей в высотном диапазоне от 80—300 км, во втором — рассмотрены значения ветра для конкретных ураганов на определенной высоте.

Особенности изменения меридиональной и зональной составляющих скорости ветра рассматривались в зоне с радиусом 1000 км (рис. 1).

Среди полученных результатов можно отметить усиление меридиональной составляющей скорости ветра в северном направлении на высотах 85—105 км непосредственно после урагана. Для зональной составляющей на данных высотах имеет место сложная зависимость скорости ветра с преобладающим усилением в восточном направлении.

Для высот больше 105 км наблюдались незначительные усиления меридиональной составляющей в южном направлении, а изменения зональной составляющей скорости ветра малы (возможно, это следствие турбулентных движений в этой области).

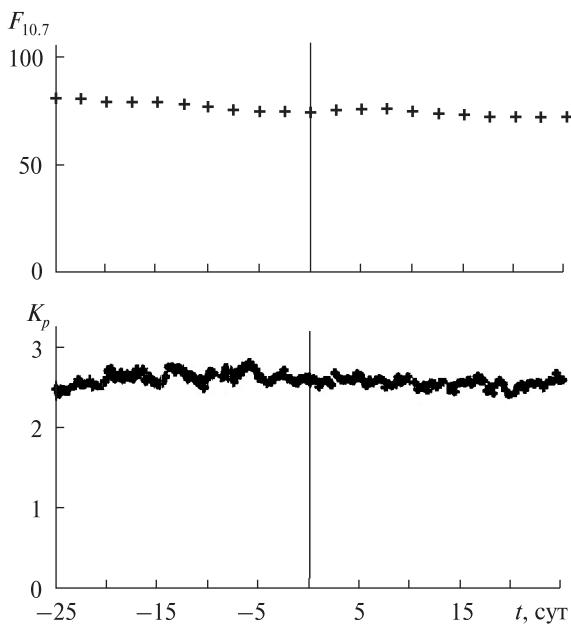


Рис. 2. Значение потока излучения от Солнца на длине волны $\lambda = 10.7$ см и 3-часового K_p -индекса относительно наиболее мощных стадий рассмотренных ураганов

Наибольшее изменение горизонтальных составляющих скорости ветра наблюдается на высотах около 100 км.

Для того чтобы убедиться, что полученные особенности изменения зональной и меридиональной составляющих ветра являются следствием тропосферных воздействий, мы учитывали другие возможные факторы воздействия на динамику верхней атмосферы — влияние солнечной и геомагнитной активности. На рис. 2 построен ход изменения потока от Солнца на длине волны 10.7 см и значение 3-часового K_p -индекса относительно начала рассмотренных событий (наиболее мощных стадий ураганов).

Видно, что солнечная и геомагнитная активность не может обусловить полученные изменения термосферной циркуляции.

Кроме того, были построены карты скорости ветра на высоте около 100 км для ураганов 4-й и 5-й категории мощности в пределах расстояний 1200 км (рис. 3). Приведены карты горизонтального ветра для измерений, которые имели место во время, до или после наиболее мощной стадии урагана. Модуль скорости ветра соответствует длине стрелки, масштаб которой (максимальное значение) указан под рисунком. Временная зависимость отображена в градациях серого цвета. Черный цвет стрелки соответствует времени, наиболее близкому к урагану, серый — моментам времени до и после урагана.

При рассмотрении вектора скорости для конкретных ураганов отмечается усиление горизонтальной циркуляции и поворот вектора скорости ветра на высоте около 100 км на расстояниях до 900 км в течение 3—6 сут после наиболее мощной стадии циклонических или антициклонических образований. Возможно, это свидетельствует о вращении вектора скорости в данной области в сторону от урагана.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Одним из механизмов, которые могут быть привлечены для объяснения полученных результатов, является распространение атмосферных гравитационных волн (АГВ), которые генерируются в области мощных тропосферных источников. При адиабатическом распространении

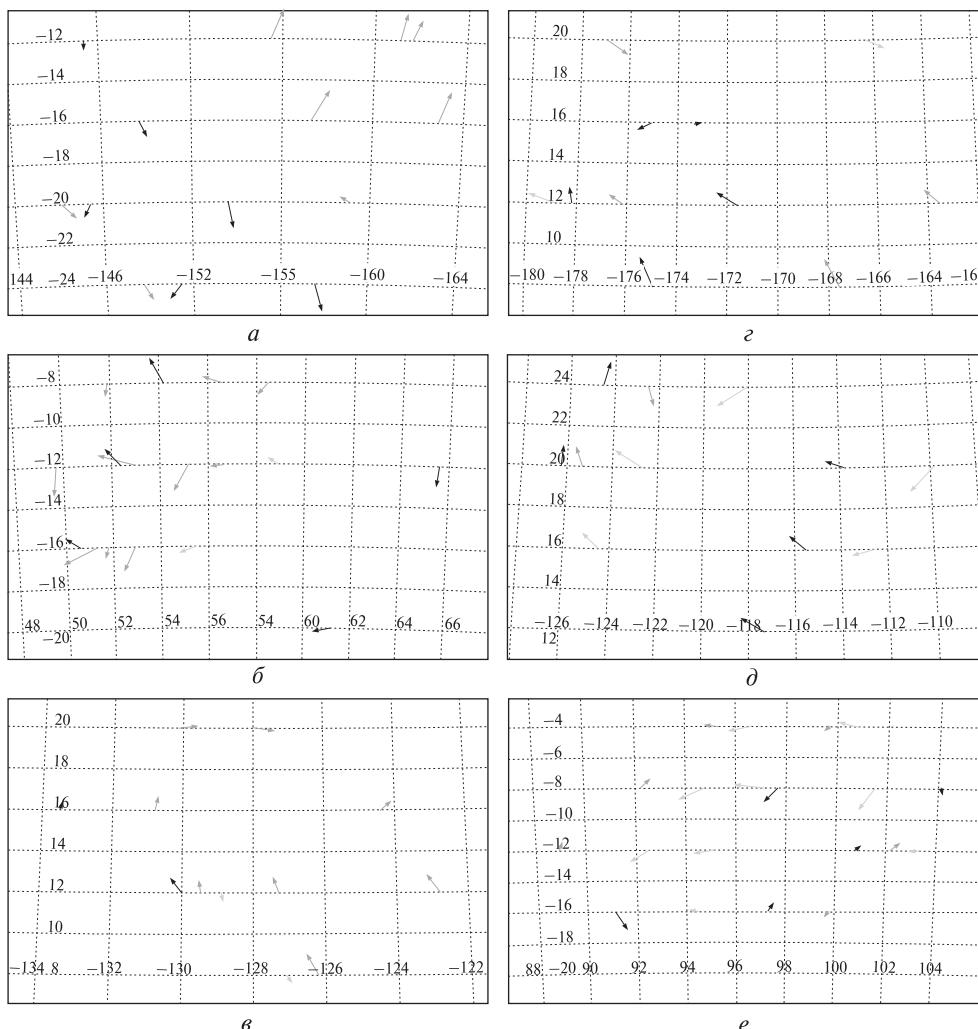


Рис. 3. Карты изменения горизонтальной скорости ветра над мощными ураганами на высоте около 100 км: *а* — циклон 5 (02.01.1994 г.), *б* — циклон 13 (31.01.1994 г.), *в* — ураган Фернанда (14.08.1993 г.), *г* — ураган Кеони (16.08.1993 г.), *д* — ураган Тина (30.09.1992 г.), *е* — циклон 5 (06.12.1991 г.). Временная зависимость отображена в градациях серого цвета. Черный цвет стрелки соответствует времени, наиболее близкому к урагану, серый — моментам времени до и после урагана. Модуль скорости ветра соответствует длине стрелки, максимальное значение (масштаб) которой для *а*, *б*, *д*, *е* — 100 м/с, а для *в*, *г* — 200 м/с

вверх амплитуда АГВ увеличивается, так как плотность среды с высотой уменьшается [1, 3]. Поэтому и выявить эти волны легче на больших высотах. На определенной высоте вся картина колебаний перестанет быть устойчивой. Кроме того, наличие среднего ветра и минимума температуры приводят к тому, что в области мезопаузы возникают отраженные и преломленные гравитационные волны и условия для их волно-

водного распространения. Скорость и направление ветра, вследствие взаимодействия с волной, также должны претерпевать изменение. Причем согласно [1, 6] величина этих изменений зависит от относительного направления ветра и волны. Затухание АГВ приводит к образованию тонких турбулентных слоев, которые могут оставаться еще долго после «выключения» волнового источника турбулизации [2, 5, 14, 19].

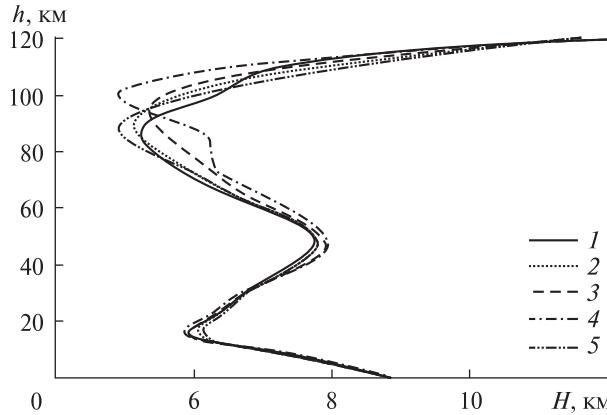


Рис. 4. Изменения высоты однородной атмосферы, рассчитанные по модели нейтральной атмосферы MSIS-E-90 для областей и моментов наиболее мощной стадии ураганов (1–4 – соответственно ураганы 14, 16, 18 августа и 11 сентября 1993 г., 5 – ураган 2 января 1994 г.)

Для численного моделирования распространения АГВ в атмосфере был взят за основу метод решения уравнений Навье – Стокса с учетом диссипативных процессов [10, 16, 17, 21]. При этом атмосфера представляется в виде однородных слоев, в которых температура T_0 , масса M , адиабатическая постоянная γ , ускорение свободного падения g , отношение коэффициента вязкости к плотности μ/ρ_0 , и отношение коэффициента теплопроводности к плотности λ/ρ_0 являются постоянными. Исходной для расчетов есть линеаризованная относительно невозмущенного фонового состояния система уравнений [10]:

$$\begin{aligned} \rho_0 \frac{\partial u_i'}{\partial t} &= -\frac{\partial p'}{\partial x_i} + \rho' g_i + \\ &+ \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\mu \cdot \left(\frac{\partial u_i'}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j'}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \delta_{ij} \nabla \cdot \mathbf{u}' \right) \right] - \\ &- \sigma_p B^2 \cdot [u_i' - b_i(\mathbf{u}' \cdot \mathbf{b})], \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_0 \mathbf{u}') &= 0, \\ \frac{\rho_0 R}{(\gamma-1)M} \frac{\partial T'}{\partial t} &= \nabla \cdot (\lambda \nabla T') - \rho_0 \nabla \cdot \mathbf{u}'. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь u' , p' , ρ' – возмущение скорости, давления и плотности, вызванные прохождением волн,

σ_p – проводимость, R – универсальная газовая постоянная, B – индукция магнитного поля, \hat{b} (b_1 , b_2 , b_3) – единичный вектор индукции магнитного поля.

Волны в сопредельных слоях связывались условием неразрывности между слоями вертикальной скорости и вертикального потока импульса:

$$\begin{aligned} [u_z']_{z_n^+} &= [u_z']_{z_n^-}, \\ \left[p' - \frac{u_z' p_0}{i\omega H} - \frac{4}{3} \mu \frac{\partial u_z'}{\partial z} - \frac{2}{3} i\mu k_x u_x' \right]_{z_n^+} &= \\ \left[p' - \frac{u_z' p_0}{i\omega H} - \frac{4}{3} \mu \frac{\partial u_z'}{\partial z} - \frac{2}{3} i\mu k_x u_x' \right]_{z_n^-}. \end{aligned} \quad (2)$$

Соотношения (2) получены из линеаризованного тензора потока импульса первого порядка

$$\pi_{ij} = p' \delta_{ij} - \mu \left(\frac{\partial u_i'}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j'}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \delta_{ij} \nabla \cdot \mathbf{u}' \right). \quad (3)$$

При этом комплексный горизонтальный волновой вектор k_x и действительная частота ω – постоянные вдоль всей атмосферы, так как мы предполагаем, что окружающая атмосфера не зависит от x и t . Комплексное же вертикальное волновое число k_z изменяется от слоя к слою. При расчетах считаем, что магнитное поле имеет составляющую как по оси z , так и по оси x (т. е. $\sigma_p \neq 0$).

Для моделирования распространения АГВ использовались профили температур и концентраций основных составляющих нейтральной атмосферы, взятые из модели нейтральной атмосферы MSIS-E-90 [18]. Определенная зависимость высоты однородной атмосферы показана на рис. 4, где для исключения сезонных изменений рассматривались конкретные даты, когда происходили ураганы.

С помощью численного моделирования решений системы (1) [21] получено изменение с высотой амплитуды вертикальной составляющей скорости для АГВ с периодом 35 мин и значением $k_x = 3 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ (при уменьшении значения k_x уменьшится амплитуда колебаний, а основные закономерности не изменятся) (рис. 5). Значение профилей амплитуды АГВ рассчитаны для разных дней на протяжении 1993–1994 гг. Обоз-

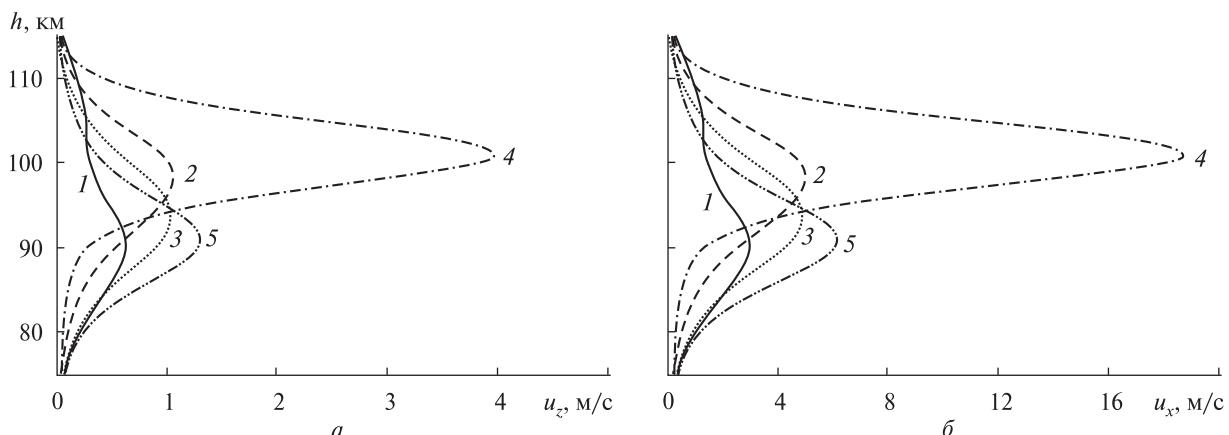


Рис. 5. Изменение с высотой амплитуды вертикальной (а) и горизонтальной (б) составляющих скорости для атмосферных гравитационных волн с периодом 35 мин. Обозначения см. на рис. 4

нчения аналогичны обозначениям на рис. 4. Следует также добавить, что при увеличении периодов с 35 до 85 мин наблюдается увеличение и амплитуды как вертикальной, так и горизонтальной составляющей скорости ветра.

Из графиков хорошо прослеживается, что при выбранных параметрах моделирования волны распространяются к высотам 120 км, а максимальное значение их амплитуды отвечает диапазону высот от 90 до 100 км.

Важно, что рассчитанные профили значения скорости при распространении АГВ будут накладываться на общие изменения скорости как с высотой, так и в пространстве.

Модельные расчеты показывают, что АГВ затухают к высотам 120 км, следовательно, изменение магнитного поля с высотой можно не учитывать.

ВЫВОДЫ

Рассмотрено изменение динамики тропосферной области над ураганами. Из анализа семи событий категории 4 и 5 получено изменение (увеличение) горизонтальной составляющей скорости ветра на высотах 85–105 км. Данное изменение скорости ветра можно объяснить распространением и затуханием АГВ. Так, при численном моделировании распространения АГВ в неизотермической, стратифицированной по плотности и по концентрации основных составляющих атмосфере с учетом вязкости и тепло-

проводности при выбранных параметрах можно выделить следующее:

- высота максимальной амплитуды АГВ, после которой идет затухание волн, зависит главным образом от изменения температуры с высотой.
- затухание волн наблюдается на высотах после 100 км от поверхности Земли.
- от коэффициентов вязкости и теплопроводности зависит амплитуда АГВ, и слабо зависит высота диссипации.
- относительные вариации скорости ветра на высотах мезопаузы в результате распространения АГВ при выбранных параметрах составляют 10–20 м/с.

В результате анализа получен вывод, что АГВ являются одним из механизмов переноса энергии из нижних слоев атмосферы в верхние, а их затухание может приводить к локальным динамическим процессам и возникновению турбулентных слоев.

Авторы благодарны В. Н. Ивченко за полезные обсуждения. Работа выполнена при частичной поддержке гранта ДФФД-РФФИ №Ф40.2/053.

1. Гаврилов Н. М. Распространение внутренних гравитационных волн в стратифицированной атмосфере // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1985. — 21. — С. 921–927.
2. Гордиец Б. Ф., Куликов Ю. Н. О роли турбулентности и инфракрасного излучения в тепловом балансе нижней термосферы // Тр. Физ. ин-та. АН СССР. —

1982. — **130.** — С. 29—47. — (Инфракрасная спектроскопия космического вещества и свойства среды в космосе / Под ред. Н. Г. Басова).
3. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. — М.: Мир, 1975. — 532 с.
 4. Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д. Движения в ионосфере. — Новосибирск: Наука, 1979. — 344 с.
 5. Козак Л. В. Зміна турбулентних процесів у нижній термосфері при проходженні внутрішніх гравітаційних хвиль // Космічна наука і технологія. — 2002. — **8**, № 5/6. — С. 86—90.
 6. Козак Л. В., Івченко В. Н. Изменение ветра в верхней атмосфере над землетрясениями по спутниковым измерениям // Космічна наука і технологія. — 2002. — **8**, № 4. — С. 54—63.
 7. Ларкина В. И., Наливайко А. В., Гершензон Н. И. и др. Наблюдения на спутнике «Интеркосмос-19» ОНЧ-излучений, связанных с сейсмической активностью // Геомагнетизм и аэрономия. — 1983. — **23**, № 5. — С. 842—846.
 8. Литеровский В. А., Похотов О. А., Шалимов С. Л. Ионосферные предвестники землетрясений. — М.: Наука, 1992. — 340 с.
 9. Перцев Н. Н., Шалимов С. Л. Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу // Геомагнетизм и аэрономия. — 1996. — **36**, № 2. — С. 111—118.
 10. Пилипенко С. Г., Козак Л. В. Аналіз поширення та затухання атмосферних гравітаційних хвиль // Космічна наука і технологія. — 2010. — **16**, № 4. — С. 22—29.
 11. Термосферная циркуляция / Под ред. У. Уэбба. — М.: Мир, 1975. — 350 с.
 12. Фишкова Л. М., Торошелидзе Т. И. Отображение сейсмической активности в вариациях свечения ночного неба // Полярные сияния и свечение ночного неба. — М.: Наука, 1989. — **33**. — С. 17—23.
 13. Хайнс К. О. Термосферная циркуляция. — М.: Мир, 1975. — 428 с.
 14. Юдин В. А., Гаврилов Н. М. Полуэмпирическая модель замыкания системы уравнений для гравитационных волн и мелкомасштабной турбулентности в верхней атмосфере // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1989. — **25**, № 10. — С. 1026—1032.
 15. Dzubenko M. I., Kozak L. V. Aurora activity depression after near seismic shocks // Proceedings of International Symposium: From solar corona through interplanetary space, into Earth's magnetosphere and groundbased observations. Febr. 1—4, 2000, Kyiv. Ukraine. — Kyiv, 2000. — P. 129—131.
 16. Francis S. H. Acoustic-gravity modes and large-scale traveling ionospheric disturbances of a realistic, dissipative atmosphere // J. Geophys. Res. — 1973. — **78**. — P. 2278—2301.
 17. Francis S. H. Global propagation of atmospheric gravity waves: a review // J. Atmos. Terr. Phys. — 1975. — **37**. — P. 1011—1054.
 18. Hedin A. E. Extension of the MSIS thermospheric model into the middle and lower atmosphere // J. Geophys. Res. — 1991. — **96**. — P. 1159—1172.
 19. Hocking W. K. Turbulence in the altitude region 80—120 km // Adv. Space Res. — 1990. — **10**, N 12. — P. 153—161.
 20. Kozak L. V., Dzubenko M. I., Ivchenko V. M. Temperature and thermosphere dynamics behavior analysis over earthquake epicentres from satellite measurements // Phys. and Chem. Earth. Parts A/B/C. — 2004. — **29**, N 4—9. — P. 507—515.
 21. Pylypenko S. G., Kozak L. V. Variations of the temperature of mesosphere above storms from satellite measurements // WDS'11 Proceedings of contributed papers. Part II. Physics of plasmas and ionized media (MatfyzPress, vydavatelstvi Matematiko-fyzikalni fakulty Univerzity Karlovy v Praze). — 2011. — P. 97—102.
 22. Reber C. A., Trevathan C. E., McNeal R. J., Luther M. R. The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) mission // J. Geophys. Res. — 1993. — **98**, N D6. — P. 10643—10647.
 23. Shepherd G., Thuillier G., Gault W. A., et al. WINDII — The wind imaging interferometer on the upper atmosphere research satellite // J. Geophys. Res. — 1993. — **98**, N D6. — P. 10725—10750.

Надійшла до редакції 21.08.12

S. G. Pilipenko, L. V. Kozak

WIND SHIFTS IN THE EARTH'S ATMOSPHERE OVER POWERFUL HURRICANES

We consider changes of the zonal and meridional components of wind velocity at the mesosphere altitudes over areas of powerful weather formations — cyclones and anticyclones. Satellite limb measurements of the spacecraft UARS are used for the analysis. The change and rotation of wind velocity vector after the hurricane occurrence at altitudes of 100 km are obtained. These changes in the atmosphere dynamics can be attributed to the propagation of atmospheric gravity waves (AGW) in the non-isothermal windless atmosphere with consideration for viscosity and thermal conductivity. It is found that the determining factor of the wave attenuation and expansion is the gradient of the uniform atmosphere height (temperature) on height. The satellite measurement results are in good agreement with the numerical calculations of changes in the Earth's upper atmosphere parameters as a result of the AGW propagation.