

УДК 550.388.2

С. В. ГРИНЧЕНКО, Д. А. ДЗЮБАНОВ

ВЫСОТНО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ДВИЖЕНИЯ НЕЙТРАЛЬНОГО ГАЗА НАД ХАРЬКОВОМ

Приводятся расчеты нейтрального ветра в интервале высот 110–300 км согласно модели HWM93. Показаны вариации величины и направления ветра в течение суток на различных высотах в условиях низкой и высокой солнечной активности.

Ключевые слова: верхняя атмосфера, ионосфера, ветер в ионосфере, модель горизонтальных ветров HWM93.

Введение. Увлечение ионосферной плазмы движущейся нейтральной атмосферой является основным фактором динамических процессов в геокосмосе. Поэтому исследование движения нейтральной компоненты является промежуточным звеном, которое помогает понять ряд процессов, происходящих с ионизированной частью газовой оболочки Земли. Здесь имеется в виду, что движение нейтральных частиц определяет, по меньшей мере, две из трех основных составляющих общей скорости движения заряженных частиц в средней атмосфере. А именно, общая скорость обусловлена процессами амбиполярной диффузии, увлечением плазмы нейтральным ветром и дрейфом частиц в скрещенных электрическом и магнитном полях. Движение нейтральной компоненты ответственно за увлечение заряженных частиц на высотах термосферы, а также за генерацию электрического поля в динамо-области на высоте около 110 км. Последнее же явление обусловлено движением плазмы в геомагнитном поле. Рассмотрим кратко эти процессы.

Увлечение атмосферой ионосферы и ионосферой атмосферы. Если заряженные и нейтральные частицы в верхней атмосфере движутся относительно друг друга, то столкновения между ними меняют их взаимное движение. При этом можно говорить, что атмосфера увлекает ионосферу, а ионосфера увлекает нейтральную атмосферу. Следует сразу отметить, что доминирующим должно быть влияние той компоненты, концентрация частиц в которой больше. В данном случае речь идет о соотношении концентраций ионизированной и нейтральной компонент. Такое соотношение называется степенью ионизации и на высотах F-области это соотношение составляет примерно 10^{-3} .

Рассмотрим случай, когда плазма дрейфует со скоростью v_p , а нейтральная компонента движется со скоростью v_a . Причем движение происходит в одном и том же направлении, а столкновения между ионами плазмы и молекулами воздуха стремятся уравнять их скорости. На единичные объемы заряженной и нейтральных компонент действуют равные и противоположно направленные силы [1]:

$$F_p = v_{pa} n_p \frac{2m_p m_a}{m_p + m_a} (v_a - v_p),$$

$$F_a = v_{ap} n_a \frac{2m_p m_a}{m_p + m_a} (v_p - v_a),$$

которые создают ускорения:

$$\frac{dv_p}{dt} = \frac{F_p}{n_p m_p} = v_{pa} (v_a - v_p),$$

$$\frac{dv_a}{dt} = \frac{F_a}{n_a m_a} = v_{ap} (v_p - v_a).$$

Пусть под действием приложенного электрического поля заряженная компонента находится в движении с постоянной скоростью v_p , а нейтральная компонента сначала неподвижна. Очевидно, что если на атмосферу не действуют никакие другие силы, то её скорость будет изменяться во времени в соответствии с выражением $v_a = v_p [1 - \exp(-v_{ap} t)]$, с постоянной времени v_{ap}^{-1} , до тех пор, пока не сравняется со скоростью плазмы. Аналогичные рассуждения показывают, что если внешние силы приводят в движение атмосферы со скоростью v_a , то скорость плазмы будет приближаться к значению этой скорости с постоянной времени v_{pa}^{-1} . Оценки постоянной времени дают, что захват атмосферой ионосферы вызывает движение ионосферы вслед за движениями атмосферы с опозданием в 1 с или меньше, а увлечение ионосферой заставляет атмосферу следовать за движениями плазмы с запаздыванием примерно в 1 час. В целом, очевидно, что при увеличении высоты v_{ap}^{-1} уменьшается, в то время как v_{pa}^{-1} растет. Это различие вызвано тем, что значение v_{pa}^{-1} пропорционально концентрации ионов, которая растет с высотой, тогда как значение v_{ap}^{-1} пропорционально концентрации нейтральных частиц, которая уменьшается с высотой.

Термосферный ветер, увлекая ионизированную компоненту, направляет её вдоль силовых линий геомагнитного поля. В дневное время для Харькова это движение направлено вниз, а в ночное – вверх.

Вертикальная составляющая скорости плазмы, увлеченной нейтральным термосферным ветром [2], $w_{term} = -v_{nx} \sin I \cos I \cos D + v_{ny} \sin I \cos I \sin D$, где v_{nx} , v_{ny} – зональная и меридиональная компоненты термосферного ветра; I , D – углы наклона и склонения геомагнитного поля; B – индукция геомагнитного поля.

Склонение положительно, если магнитное поле направлено на восток относительно географического

меридиана, и отрицательно, если направлено на запад. При этом полагается, что оси координат ориентированы так, что x направлена на север, y – на восток.

Дрейф плазмы в скрещенных электрическом и магнитном полях. Третьей составляющей движения плазмы в F-области является дрейф в скрещенных электрическом и магнитном полях. В качестве магнитного поля выступает магнитное поле Земли. Что касается электрического поля, то оно генерируется в так называемой динамо-области, которая расположена на высоте примерно 110 км. На этой высоте существует проводящий слой, который ведет себя подобно якорю атмосферного динамо, приводя к регулярным геомагнитных вариаций связанных с солнечными и лунными сутками. Ведущий слой перемещается в поясицу магнитному полю Земли в результате воздействия Солнца и Луны. Солнце вызывает его движение, нагревая слой озона, а Луна влияет вследствие гравитационного притяжения. Поток тепла от Солнца меняется с периодом в солнечные сутки и имеется также интенсивная полусуточная гармоника. Над большей частью поверхности Земли возникает реакция атмосферы на полусуточную гармонику в виде горизонтальных движений с периодом 12 часов. Они называются полусуточным солнечным приливом. Притяжения Луны вызывает прилив, подобный притока в океанах. Однако интенсивность солнечных приливов гораздо больше интенсивности лунных [1].

Движение проводящего слоя поперек постоянного магнитного поля Земли создает электродвижущую силу, компонента которой в плоскости слоя имеет направление, перпендикулярное к горизонтальной компоненте скорости движения и величину, пропорциональную произведению этой компоненты на вертикальную компоненту геомагнитного поля. В подвижном слое возникает электродинамическое поле $\vec{E} = \vec{v} \times \vec{B}$.

На основе такой упрощенной модели ионосферы, в которой предполагается, что атмосферное «динамо» локализовано в ограниченном сверху и снизу слое на высоте около 110 км. Далее, как правило, предполагается существование атмосферного «мотора» на больших высотах в области F. Этот мотор приводится в движение «динамо», расположенным ниже. Считается, что проводимость части ионосферы, расположенной выше «динамо», намного больше вдоль направления магнитного поля, чем поперек него. Поэтому электростатические поля, созданные в динамо-области, передаются вдоль наклонных силовых линий в области F на высоты около 250 км. Эти поля вместе с геомагнитным полем могут вызвать движение области F. Поскольку на таких высотах частота столкновений ионов и электронов много меньше, чем соответствующие гирочастоты, то

электрическое поле перемещает ионы совместно с электронами в направлении, перпендикулярном магнитному полю со скоростью $\vec{v} = (\vec{E} \times \vec{B}) / |\vec{B}|^2$.

Таким образом, суммируя изложенное выше, можно сказать, что нейтральный ветер оказывает влияние на движение плазмы в F – области ионосферы двумя путями. Во-первых, посредством увлечения плазмы вдоль магнитных силовых линий. Во-вторых, обеспечивает дрейф частиц в скрещенных электрическом и магнитном полях. При этом электрическое поле генерируется в динамо-области за счет движения плазмы, вызываемым нейтральным ветром. При этом, и теория и эксперимент [3] говорят о том, что влияние солнечного нагрева способствует возникновению ветра с суточной периодичностью на высотах термосферы и возникновению полусуточных гармоник на высотах области E. То есть, нейтральный ветер на разных высотах имеет различные механизмы воздействия на ионосферную плазму.

Поэтому, представляет интерес проанализировать результаты расчета скорости нейтрального ветра по модели HWM93 для разных высот и различных уровней солнечной активности.

В настоящее время для описания глобальной картины движения атмосферы успешно используется модели горизонтальных ветров нейтральной компоненты HWM93 [4] и HWM07 [5]. Главной причиной, вызывающей движение атмосферы, является нагрев нейтрального газа солнечным излучением [6–10]. При этом направление движения газа определяется положением подсолнечной точки и перемещением ее по поверхности Земли. Абсолютная величина скорости газа на высотах термосферы определяется также интенсивностью нагрева, зависящей от солнечной активности. Интересной особенностью является то, что, согласно модели, летним днём при низкой солнечной активности практически отсутствует движение газа в северном направлении. Расчёты показывают, что движение в сторону полюса возникает только при средней и высокой солнечной активности. Меридиональная компонента скорости нейтрального ветра определяет движение плазмы вдоль геомагнитных силовых линий и, в конечном счете, составляющую вертикальной скорости, которая измеряется методом некогерентного рассеяния.

На рис. 1–3 представлены годографы вектора скорости горизонтального ветра в периоды весеннего равноденствия, летнего и зимнего солнцестояния. Расчеты представлены для трех высот (300, 200 и 110 км). Высота 110 км выбрана потому, что на этой высоте расположена область ионосферного «динамо». Расчеты соответствуют низкой и высокой солнечной активности. Меридиональная составляющая $v_{mer} = v_{nx}$, зональная – $v_{zon} = v_{ny}$.

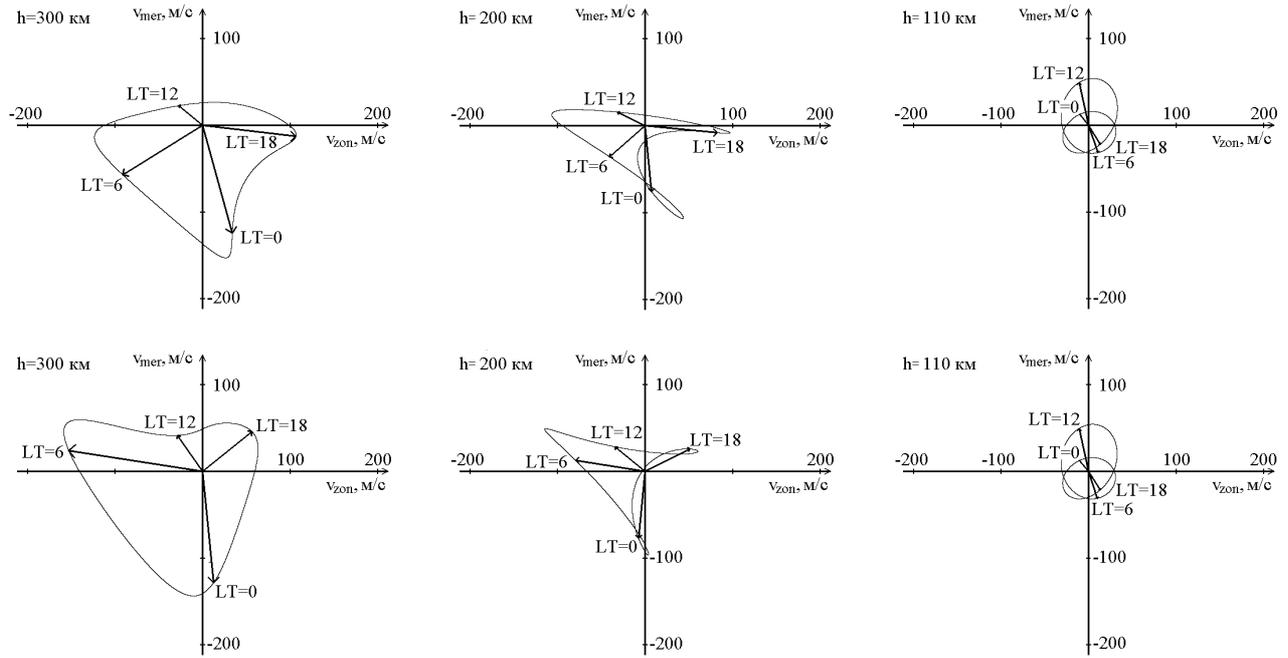


Рис. 1 – Суточные вариации величины и направления горизонтального ветра в период весеннего равноденствия высотх 300, 200 и 110 км (слева направо) при низкой ($F_{10.7} = 72$) (верхняя панель) и высокой ($F_{10.7} = 200$) солнечной активности (нижняя панель)

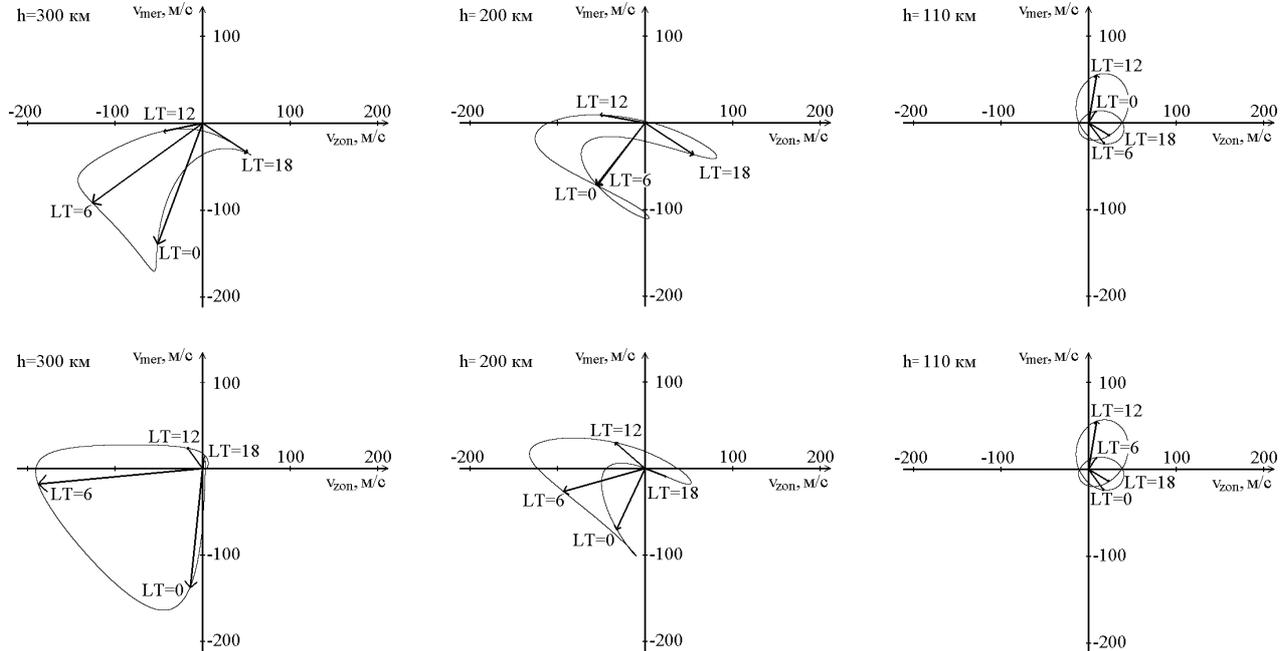


Рис. 2 – Суточные вариации величины и направления горизонтального ветра в период летнего солнцестояния на высотах 300, 200 и 110 км (слева направо) при низкой ($F_{10.7} = 72$) (верхняя панель) и высокой ($F_{10.7} = 200$) солнечной активности (нижняя панель)

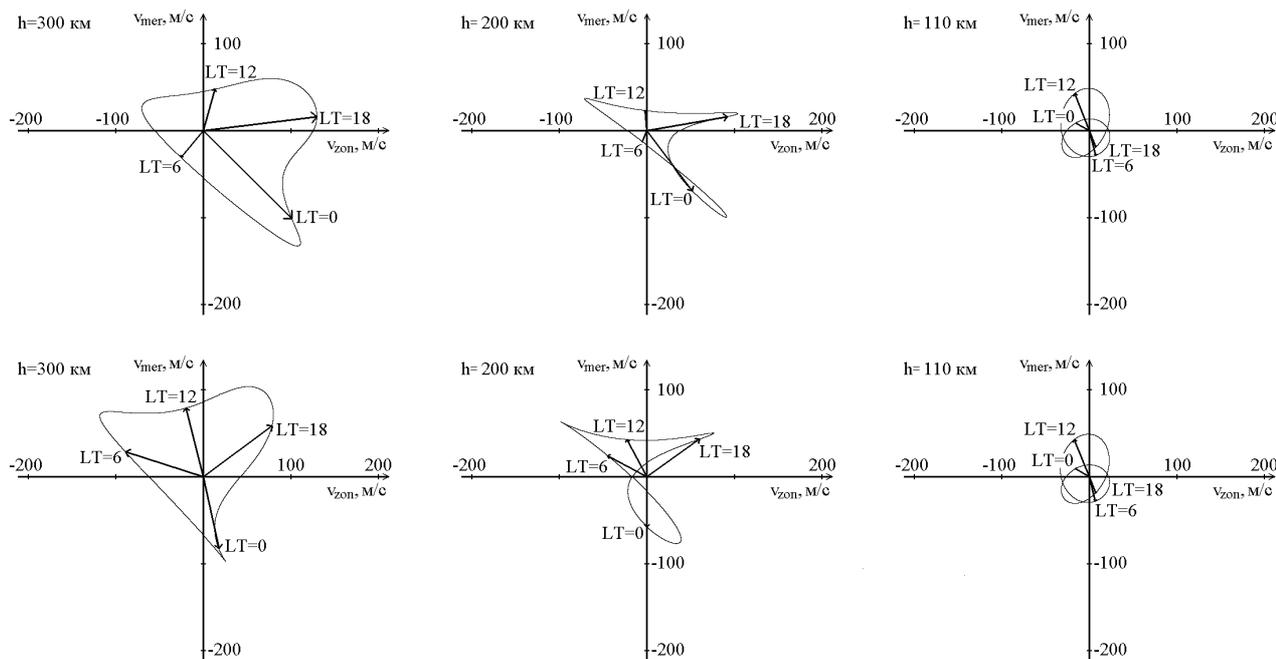


Рис. 3 – Суточные вариации величины и направления горизонтального ветра в период зимнего солнцестояния на высотах 300, 200 и 110 км (слева направо) при низкой ($F_{10.7} = 72$) (верхняя панель) и высокой ($F_{10.7} = 200$) солнечной активности (нижняя панель)

Заключение. Сравнивая полученные результаты, можно сделать несколько основных выводов. Во-первых, на высоте 110 км наглядно просматривается наличие полусуточной периодичности в направлении горизонтального ветра. Во-вторых, абсолютное значение скорости ветра растет с увеличением высоты. При этом происходит постепенная трансформация от преобладания полусуточной периодичности к суточной. Характер этой трансформации различен для разных сезонов и уровней солнечной активности. Уже на высоте 300 км полностью преобладает суточная периодичность. В-третьих, согласно модели, вариации скорости на высоте 110 км для каждого сезона практически не зависят от солнечной активности. Наконец, в-четвертых, следует обратить внимание, что только в одном случае, на высоте 300 км в течение всех суток, включая день, отсутствует ветер, направленный на север. Это имеет место летом в минимуме солнечной активности.

Приведенные расчеты в большой степени будут способствовать пониманию и интерпретации результатов измерений вертикальной скорости плазмы радаром некогерентного рассеяния в Харькове.

Список литературы: 1. Ratcliff J.A. An introduction to the ionosphere and magnetosphere Cambridge At the University Press, 1972. 2. Иванов-Холодный Г.С., Михайлов А.В. Прогнозирование состояния ионосферы, Гидрометеоздат, Ленинград, 1980. 3. Брунелли

Б.Е., Намгалдзе А.А. Физика ионосферы. Наука, Москва, 1988. 4. Hedin A. E. et al. Empirical Wind Model for the Upper, Middle and Lower Atmosphere, J. Atmos. Terr. Phys., Vol. 58, P. 1421-1447 – 1996. 5. Drob D.P., et al. An empirical model of the Earth’s horizontal wind fields: HWM07 // J. Geophys. Res. – 2008. – Vol. 113. – A12304, doi:10.1029/2008JA013668 – 18 p. 6. Hedin A.E., et al. A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 1. N_2 density and temperature // J. Geoph. Res. – 1977. – Vol. 82, No 16. – P. 2139-2147. 7. Hedin A.E., et al. A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 2. Composition // J. Geoph. Res. – 1977. – Vol. 82, No 16. – P. 2148-2156. 8. Hedin A.E. A revised thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data: MSIS-83 // J. Geoph. Res. – 1983. – Vol. 88, No A12. – P. 10170-10188. 9. Hedin A.E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geoph. Res. – 1987. – Vol. 92, No A5. – P. 4649-4662. 10. Hedin A.E. Extension of the MSIS Thermospheric Model into the Middle and Lower Atmosphere // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, No A2. Pages 1159-1172.

Bibliography (transliterated): 1. Ratcliff J.A. An introduction to the ionosphere and magnetosphere Cambridge At the University Press, 1972. 2. Ivanov-Kholodny G.S., Mikhailov A.V. Forecasting the state of the ionosphere, Gidrometeoizdat, Leningrad, 1980. 3. Brunelli B.Ye., Namgaladze A.A. Ionospheric physics. Nauka, Moscow, 1988. 4. Hedin A.E. et al. Empirical Wind Model for the Upper, Middle and Lower Atmosphere, J. Atmos. Terr. Phys., Vol. 58, P. 1421-1447 – 1996. 5. Drob D.P., et al. An empirical model of the Earth’s horizontal wind fields: HWM07 // J. Geophys. Res. – 2008. – Vol. 113. – A12304, doi:10.1029/2008JA013668 – 18 p. 6. Hedin A.E. et al. A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 1. N_2 density and temperature // J. Geoph. Res. – 1977. – Vol. 82, No 16. – P. 2139-2147. 7. Hedin A.E., et al. A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 2. Composition // J. Geoph. Res. – 1977. – Vol. 82, No 16. – P. 2148-2156. 8. Hedin A.E. A revised thermospheric model based on

mass spectrometer and incoherent scatter data: MSIS-83 // J. Geophys. Res. – 1983. – Vol. 88, No A12. – P. 10170-10188. 9. Hedin A.E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res. – 1987. – Vol. 92, No A5. – P. 4649-4662. 10. Hedin A.E. Extension of the MSIS Thermospheric

Model into the Middle and Lower Atmosphere // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, No A2. Pages 1159-1172.

Поступила (received) 10.08.2015

Відомості про авторів / Сведения об авторах / About the Authors

Грінченко Сергій Володимирович – науковий співробітник Інституту іоносфери НАН та МОН України, м. Харків; тел.: (066) 963-18-85; e-mail: svgrinchenko@gmail.com.

Гринченко Сергей Владимирович – научный сотрудник Института ионосферы НАН и МОН Украины, г. Харьков; тел.: (066) 963-18-85; e-mail: svgrinchenko@gmail.com.

Grinchenko Sergii Volodymyrovych – Researcher of Institute of ionosphere, NAS and MES of Ukraine, Kharkiv; phone: (066) 963-18-85; e-mail: svgrinchenko@gmail.com.

Дзюбанов Дмитро Анатолійович – доцент Національного технічного університету «ХПІ», м. Харків, тел.: (050) 698-53-23; e-mail: dzyubanov@gmail.com.

Дзюбанов Дмитрий Анатольевич – доцент Национального технического университета «ХПИ», г. Харьков; тел.: (050) 698-53-23; e-mail: dzyubanov@gmail.com.

Dziubanov Dmytro Anatoliyovych – Assistant professor of National Technical University “KPI”, Kharkiv; phone: (050) 698-53-23; e-mail: dzyubanov@gmail.com.