

МОДЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ВЫСОТЫ НИЖНЕГО ПРЕДЕЛА ИНТЕГРИРОВАНИЯ ПРИ ПОЛУЧЕНИИ ОТНОШЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ АТОМАРНОГО КИСЛОРОДА И МОЛЕКУЛЯРНОГО АЗОТА, $n(O)/n(N_2)$, ПО МЕТОДИКЕ НАБЛЮДЕНИЙ TIMED GUVI

© 2022 г. М. В. Клименко^{1*}, В. В. Клименко¹, А. С. Ясюкевич², К. Г. Ратовский²

¹Калининградский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, Калининград, Россия

²Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: maksim.klimenko@mail.ru

Поступила в редакцию 10.01.2022;

после доработки 17.01.2022;

принята в печать 20.01.2022

Представлены результаты модельной оценки высоты нижнего предела интегрирования отношения концентраций атомарного кислорода и молекулярного азота ($n(O)/n(N_2)$) в термосфере по данным наблюдений по методике TIMED GUVI. Согласно этой методике наблюдений нижний предел интегрирования (h_1) соответствует высоте, на которой интеграл $n(N_2)$ в пределах от высоты пролета спутника до h_1 принимает значение 10^{17} см⁻². Оценки глобальной самосогласованной модели термосферы, ионосферы, протоносферы (ГСМ ТИП) показали, что для рассматриваемых условий (январь 2013 г. и март 2015 г.) h_1 варьируется в диапазоне 148–164 км; h_1 имеет суточную, сезонную, широтную и долготную вариации, слабо зависит от солнечного излучения и значительно зависит от геомагнитной активности в указанных выше пределах. Для демонстрации воспроизведения моделью ГСМ ТИП вариаций $n(O)/n(N_2)$ в верхней атмосфере Земли было проведено сравнение данных измерений с результатами модельных расчетов, которое показало их удовлетворительное согласие.

Ключевые слова: ионосфера, верхняя атмосфера, нейтральный состав, геомагнитная буря.

DOI: 10.31857/S0207401X22050077

ВВЕДЕНИЕ

Ранее было показано [1–3], что нейтральный состав термосферы играет одну из ключевых ролей в формировании пространственного распределения и временных вариаций заряженной компоненты ионосферной плазмы. Поскольку атомарный кислород является основным источником ионизации в F-области ионосферы, а молекулярный азот определяет основные потери доминирующих ионов атомарного кислорода, то изменение отношения их концентраций, $n(O)/n(N_2)$, определяет знак изменений электронной концентрации в F-области ионосферы. Рост этого отношения приводит к увеличению электронной концентрации, а падение – к уменьшению [4]. Согласно изложенному в работах [5–7], глобальное распределение $n(O)/n(N_2)$ является определяющим фактором в формировании зимней аномалии в F-области ионосферы. В пионерской работе [1] было показано, что основной причиной формирования отрицательных возмущений ионосферных параметров во время геомагнитных бурь является уменьшение от-

ношения $n(O)/n(N_2)$. В недавних работах для изолированных и сильных геомагнитных бурь были выявлены так называемые эффекты последствий: положительные возмущения электронной концентрации в максимуме F2-слоя, $N_m F2$, и полного электронного содержания (ПЭС), наблюдаемые в дневное время на 3–5-й день после начала фазы восстановления [8–10]. Было показано, что эффекты последствий объясняются увеличением концентрации атомарного кислорода вследствие его переноса от экватора на средние широты на фазе восстановления геомагнитной бури [8, 11, 12]. В работах [13, 14] были представлены результаты анализа влияния отношения $n(O)/n(N_2)$ на задержку вариаций ионосферных параметров относительно изменений ультрафиолетового излучения Солнца и было показано, что вариации отношения $n(O)/n(N_2)$ есть основная причина такой задержки. Причиной отрицательных/положительных возмущений электронной концентрации в периоды развития внезапного стратосферного потепления (ВСП) и на фазе восстановления, вероятно, явля-

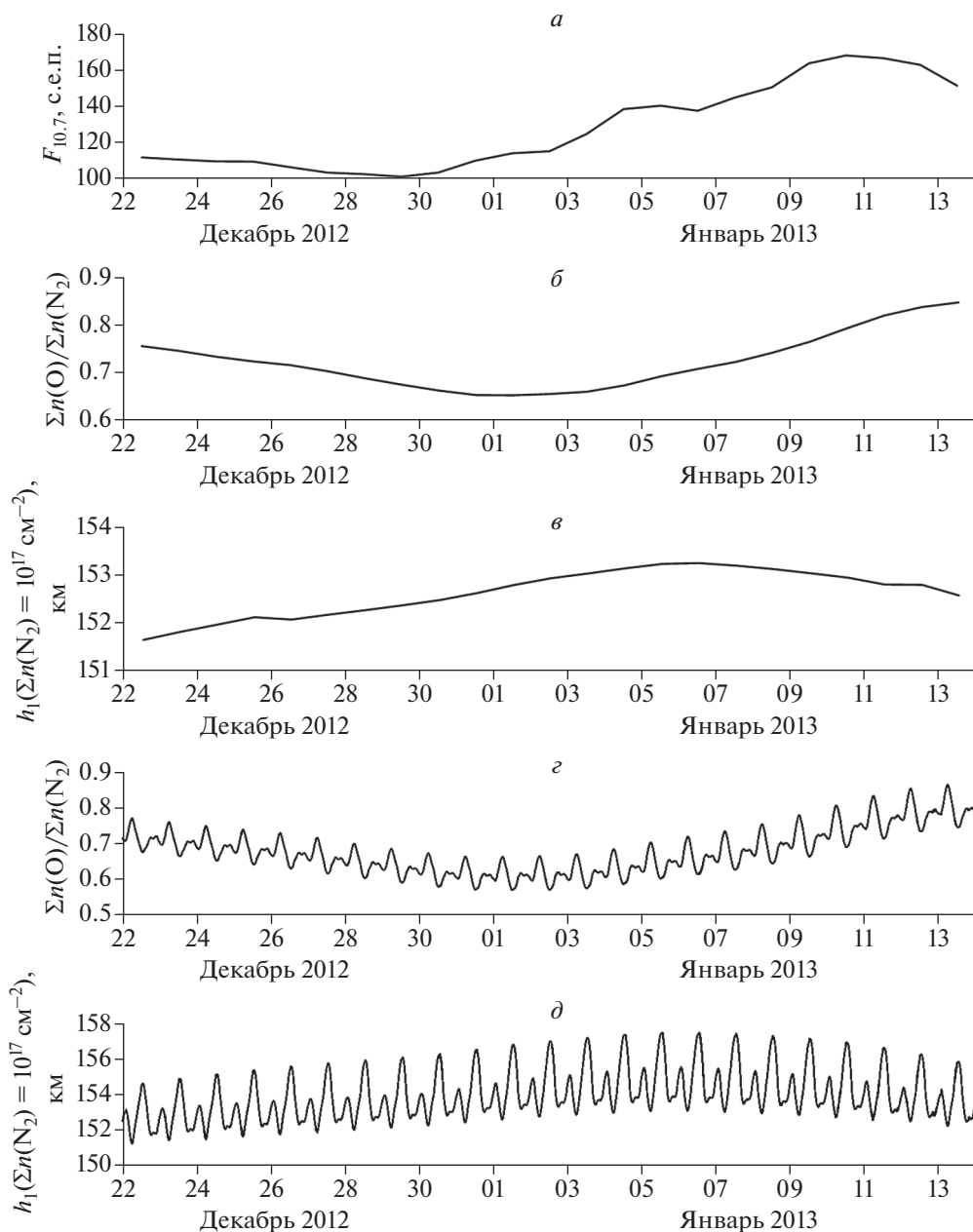


Рис. 1. *a* — Временной ход интенсивности потока солнечного радиоизлучения $F_{10.7}$ в с.е.п. (1 с.е.п. = 10^{-22} Вт/м²/Гц); рассчитанные по модели ГСМ ТИП отношения $n(\text{O})/n(\text{N}_2)$ — *б*, ε и нижнего предела интегрирования h_1 — *в*, δ в период с 22 декабря 2012 г. по 13 января 2013 г. На панелях *б* и *в* представлены вариации полуденных значений рассматриваемых параметров, на панелях ε и δ — изменения день ото дня суточных вариаций рассматриваемых параметров.

ются связанные с ВСП изменения отношения $n(\text{O})/n(\text{N}_2)$ в термосфере [15–18].

В последнее время широкую популярность в исследованиях нейтрального состава верхней термосферы получило использование результатов измерений отношения $n(\text{O})/n(\text{N}_2)$, полученных с использованием спутникового прибора GUVI (Global Ultra-Violet Imager), установленного на спутнике TIMED (Thermosphere, Ionosphere,

Mesosphere Energetics and Dynamics) [19]. Получение отношения интегральных содержаний $[\text{O}]/[\text{N}_2]$ основывается на измерении интенсивности дневного свечения атомарного кислорода на длине волны 135.6 нм и молекулярного азота в дальнем ультрафиолете в линии Lyman–Birge–Norp. В результате данные GUVI представляют собой отношение концентраций атомарного кислорода и молекулярного азота в дневное время, проинтегрированных в пределах от высоты пролета спут-

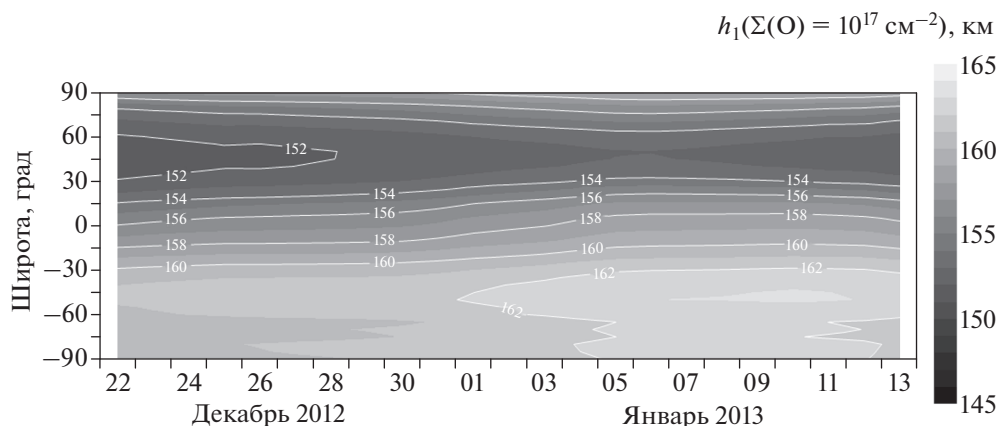


Рис. 2. Широтно-временная развертка рассчитанного по модели ГСМ ТИП (105° в.д.) нижнего предела интегрирования h_1 в период с 22 декабря 2012 г. по 13 января 2013 г. на долготе восточно-сибирского региона.

ника до высоты h_1 , на которой интеграл концентрации N_2 равен 10^{17} см^{-2} [20]. Согласно первым оценкам эта высота нижнего предела интегрирования составляет около 140 км. В настоящей работе мы представляем результаты модельных исследований вариаций значений высоты h_1 в зависимости от времени суток, широты, долготы, солнечной и геомагнитной активности.

1. ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе используется система скорректированных геомагнитных координат. Для оценки значений высоты h_1 были использованы результаты модельных расчетов глобальной самосогласованной модели термосферы, ионосферы, протоносферы (ГСМ ТИП) [21, 22]. Модель основана на численном интегрировании системы квазигидродинамических уравнений непрерывности, движения и теплового баланса для нейтральных и заряженных частиц тепловой околоземной плазмы совместно с уравнением для электрического потенциала в интервале высот от 80 км до геоцентрического расстояния в 15 земных радиусов с учетом несовпадения географической и геомагнитной осей Земли. В модели ГСМ ТИП рассчитываются для заданных входных параметров глобальные распределения температуры T_n , концентраций (O_2 , N_2 , O) и компонент вектора среднемассовой скорости нейтральных частиц в верхней атмосфере Земли; концентраций, температуры и скоростей атомарных (O^+ , H^+) и молекулярных ионов и электронов; двумерное распределение потенциала электрического поля ионосферного и магнитосферного происхождения.

Магнитное поле Земли в модели ГСМ ТИП аппроксимируется центральным диполем. В мо-

дели используется пространственная сетка в геомагнитной системе координат с шагом 5° по широте и долготе и переменным шагом по вертикали, растущим с высотой. В настоящей работе были использованы результаты расчетов по модели ГСМ ТИП: 1) для периода 15–23 марта 2015 г., включающего геомагнитную бурю 17 марта; 2) для периода с 22 декабря 2012 года по 25 января 2013 г., включающего заметный рост солнечной активности. Ранее результаты этих расчетов использовались для интерпретации вариаций ионосферных параметров в спокойных геомагнитных условиях и во время геомагнитной бури [8, 12, 23–25].

2. СУТОЧНЫЕ И ДЕНЬ ОТО ДНЯ ВАРИАЦИИ $n(O)/n(N_2)$ И h_1 В ПЕРИОД ИЗМЕНЕНИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

На рис. 1 показаны вариации отношения проинтегрированной концентрации атомарного кислорода к проинтегрированной концентрации молекулярного азота $[O]/[N_2]$ и высоты h_1 над Иркутском, полученные по результатам модельных расчетов для периода 22 декабря 2012 – 14 января 2013 г. На этом же рисунке приведены изменения интенсивности потока солнечного радиоизлучения на длине волны 10.7 см ($F_{10.7}$). Видно, что максимум солнечной активности пришелся на 11 января 2013 г. Следует отметить, что модельные значения $[O]/[N_2]$ представляют собой отношения значений содержаний O и N_2 , полученных путем интегрирования их концентраций по высоте так же, как это делается при обработке данных TIMED GUVI. Солнечная активность вносит вклад в изменения $[O]/[N_2]$ – регистрируется отклик на повышение солнечной активности с начала января. Следует отметить некоторую задержку в результатах модельных расчетов максимумов $[O]/[N_2]$ от-

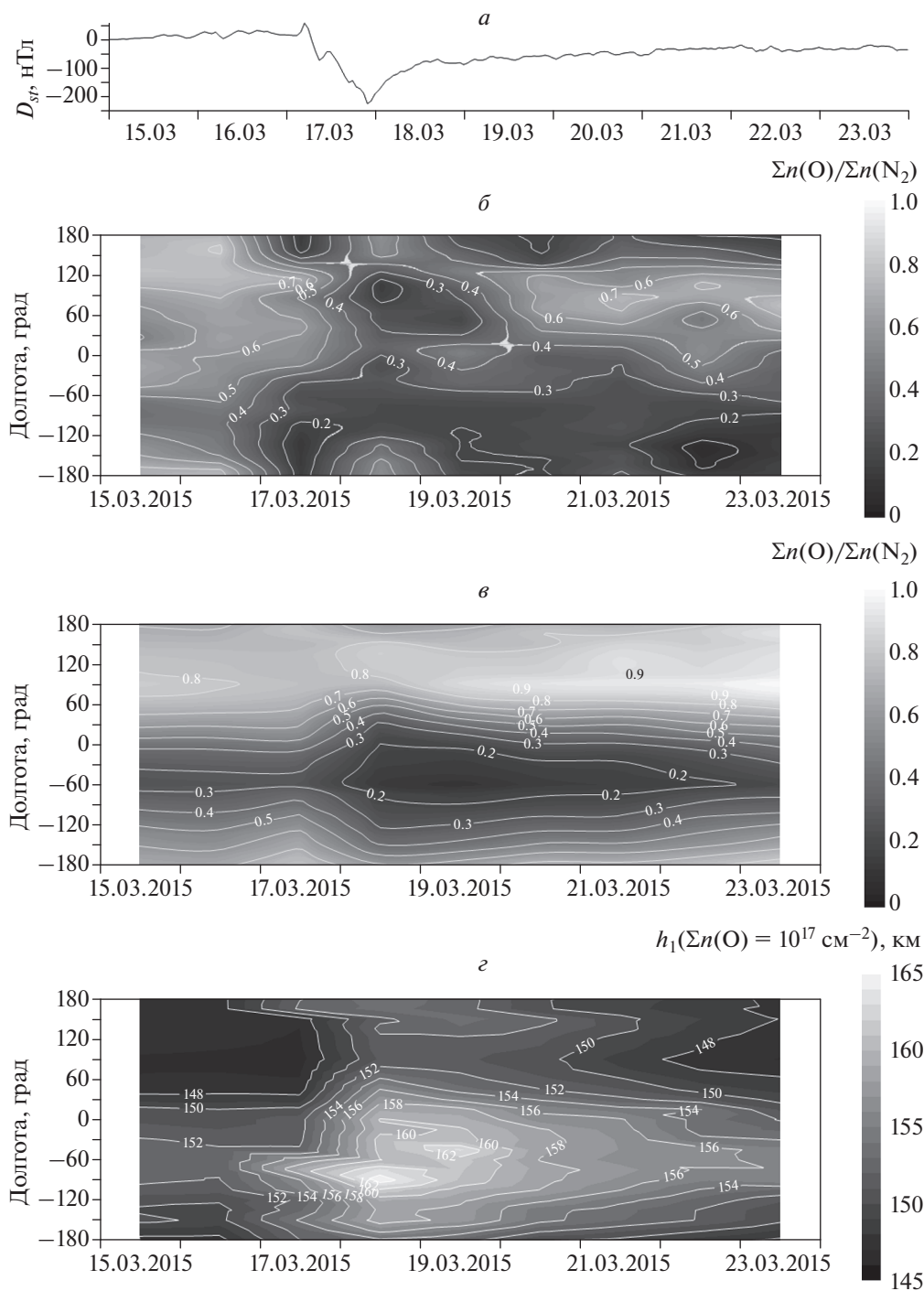


Рис. 3. Временной ход D_{st} -индекса (*a*) и долготно-временные развертки полуденных значений отношения $n(O)/n(N_2)$ по данным наблюдений (*б*) и результатам модельных расчетов (*в*), а также рассчитанного по модели ГСМ ТИП нижнего предела интегрирования h_1 (г) с 15 по 23 марта 2015 г. на широте 55° с.ш.

носителем максимума солнечной активности $F_{10.7}$, которая составляет ~ 4 сут. Согласно [14], задержка вариаций $[O]/[N_2]$ относительно вариаций $F_{10.7}$ является основным фактором, приводящим к задержке вариаций ПЭС и $N_m F_2$ относительно вариаций солнечной активности.

В рассмотренном на рис. 1 случае изменения солнечной активности (~ 50 с.е.п.) приводят к изменениям полуденных значений $[O]/[N_2] \sim 15\%$ относительно средних значений, что соответствует амплитуде суточных вариаций $[O]/[N_2]$. Вариации среднесуточных значений h_1 на средних ши-

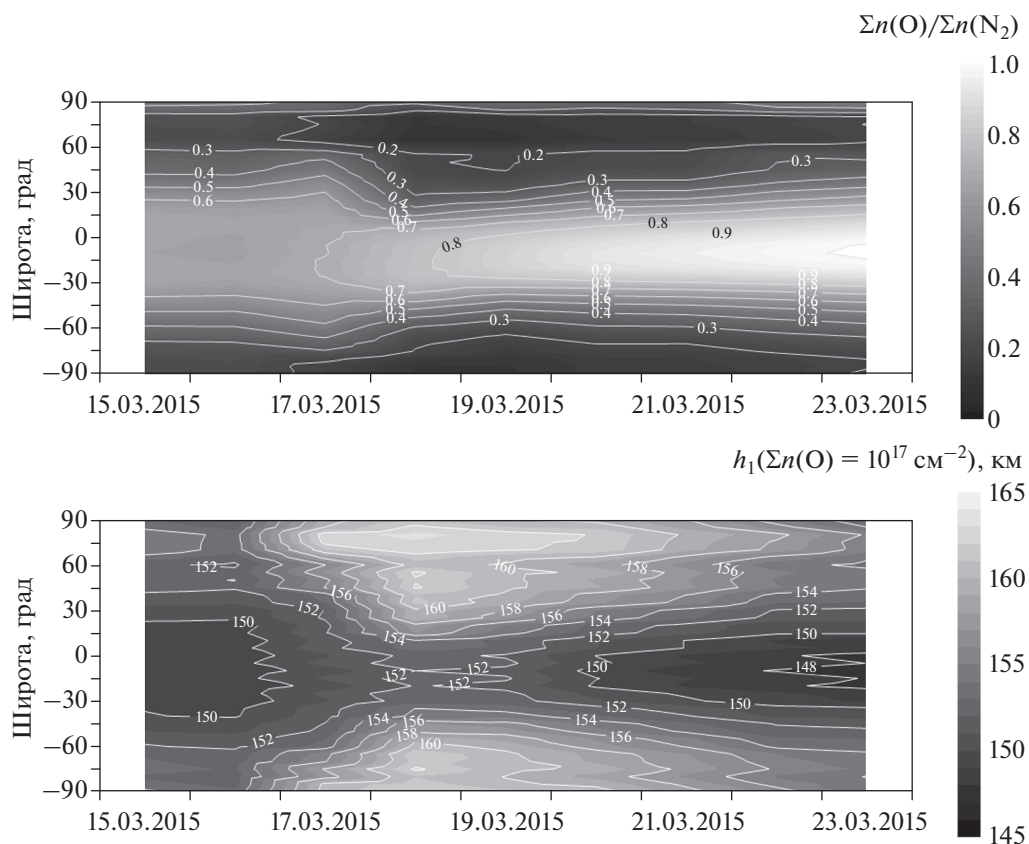


Рис. 4. Широтно-временная развертка рассчитанных по модели ГСМ ТИП (90° з.д.) полуценных значений отношения $n(\text{O})/n(\text{N}_2)$ — вверху и нижнего предела интегрирования h_1 — внизу в период с 15 по 23 марта 2015 г. на долготе восточно-сибирского региона.

ротах практически не выявляют изменчивости, связанной с солнечной активностью. В рассматриваемый период среднесуточные значения h_1 изменяются в пределах 152–153 км без четко выраженной зависимости от $F_{10.7}$. При этом амплитуда суточной вариации h_1 достигает ~ 4 км (2% от средней величины). Рисунок 2 демонстрирует широтно-временную зависимость среднесуточной высоты h_1 на долготе вблизи Иркутска. Видно, что h_1 изменяется по широте от 152 км в северном полушарии до 164 км в южном. То есть амплитуда широтной зависимости h_1 составляет $\sim 8\%$ от ее среднего значения. При этом заметной зависимости h_1 от быстрых изменений солнечной активности не обнаружено.

3. ШИРОТНЫЕ И ДОЛГОТНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ O/N_2 И h_1 ВО ВРЕМЯ ГЕОМАГНИТНОЙ БУРИ

На рис. 3 представлены долготно-временные развертки $[\text{O}]/[\text{N}_2]$, полученные по результатам измерений GUVI и модельных расчетов, и h_1 , по-

лученные по результатам модельных расчетов ГСМ ТИП для 15–23 марта 2015 г. на широте 55° с.ш. На этом же рисунке представлено поведение D_{st} -индекса в рассматриваемый период, которое указывает на то, что 17 марта наблюдалась довольно сильная геомагнитная буря, имеющая достаточно долгую фазу восстановления. Сравнение значений $[\text{O}]/[\text{N}_2]$, полученных по данным наблюдений и по результатам модельных расчетов, выявляет количественные и следующие наиболее важные качественные сходства: 1) область минимальных значений $[\text{O}]/[\text{N}_2]$ в американском долготном секторе ($\sim 60^\circ$ з.д.); 2) отрицательные возмущения значений $[\text{O}]/[\text{N}_2]$ 17 и 18 марта относительно 16 марта на всех долготах; 3) положительные возмущения O/N_2 на долготах 60° – 105° в.д. после окончания геомагнитной бури (20–23 марта). Следует также отметить следующие отличия результатов модели от данных наблюдений: 1) качественно более сложная картина по данным наблюдений; 2) формирование максимального отрицательного возмущения 18 марта на долготу $\sim 105^\circ$ в.д., которое количественно не воспроизводится моделью (этот факт обсуждался в работе [23]. Не-

смотря на указанные отличия можно отметить, что модель ГСМ ТИП в целом неплохо воспроизводит наблюдаемые по методике TIMED GUVI значения $[O]/[N_2]$ и, следовательно, можно рассчитывать на то, что оценка величины h_1 и ее вариации во время бури, полученные по результатам расчетов модели ГСМ ТИП, являются адекватными. Согласно модельным оценкам в спокойных условиях h_1 в зависимости от широты изменяется в диапазоне 148–154 км с минимальными значениями в области экватора и максимумами в высоких широтах. Во время геомагнитной бури (17 и 18 марта) происходит значительное увеличение значения h_1 до 164 км в высоких широтах и до 152 км на экваторе. Такое поведение h_1 совпадает с поведением $n(N_2)$ во время геомагнитных бурь [1]. Следует также отметить довольно продолжительное восстановление h_1 до предбуревых значений (4–5 сут) и падение значений h_1 на экваторе на 5-й день после геомагнитной бури.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты модельной оценки высоты нижнего предела интегрирования отношения концентраций атомарного кислорода к молекулярному азоту ($n(O)/n(N_2)$) в термосфере, получаемого по методике TIMED GUVI. Согласно этой методике наблюдений нижний предел интегрирования (h_1) соответствует высоте, на которой интеграл $n(N_2)$ в пределах от высоты пролета спутника до h_1 принимает значение 10^{17} см⁻². Оценки модели ГСМ ТИП показали, что для рассмотренных условий (январь 2013 г. и март 2015 г.) h_1 варьируется в диапазоне 148–164 км; h_1 имеет суточную, сезонную, широтную и долготную вариации, слабо зависит от солнечного излучения и довольно сильно от геомагнитной активности. Амплитуда суточной вариации h_1 на среднеширотной станции достигает ~2% от ее средней величины. В спокойных геомагнитных условиях амплитуда широтной зависимости h_1 составляет ~8% от ее среднего значения для зимнего солнцестояния и ~4% в период весеннего равноденствия. Максимальные изменения h_1 во время геомагнитной бури происходят в высокоширотном регионе и для геомагнитной бури в марте 2015 года составили ~8% от среднего значения.

Авторы выражают благодарность Aerospace Corporation и Johns Hopkins University за спутниковые данные GUVI/TIMED, а также сервису OMNIWeb Plus NASA/Goddard Space Flight Center за данные геомагнитных и солнечных индексов.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантом РФФИ № 21-17-00208 в части проведения

исследований с использованием модели верхней атмосферы и Минобрнауки России в части обработки данных спутниковых наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mayr H.G., Volland H. // J. Geophys. Res. 1973. V. 78. № 13. P. 2251.
2. Mayr H.G., Hedin A.E. // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 7. P. 1227.
3. Mayr H.G., Harris I., Spencer N.W. // Rev. Geophys. Space Phys. 1978. V. 16. P. 539; <https://doi.org/10.1029/RG016i004p00539>
4. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. // Физика ионосферы. М.: Наука, 1988.
5. Rishbeth H. // J. Atmos. Sol. and Terr. Phys. 1998. V. 60. P. 1385.
6. Yasyukevich Y.V., Yasyukevich A.S., Ratovsky K.G. et al. // J. Space Weather Space Clim. 2018. V. 8. P. A45; <https://doi.org/10.1051/swsc/2018036>
7. Клименко М.В., Клименко В.В., Захаренкова И.Е. и др. // Хим. физика. 2019. Т. 38. № 10. С. 83; <https://doi.org/10.1134/S0207401X19070082>
8. Ратовский К.Г., Клименко М.В., Клименко В.В. и др. // Солнечно-земная физика. 2018. Т. 4. № 4. С. 32; <https://doi.org/10.12737/szf-44201804>
9. Ратовский К.Г., Клименко М.В., Ясюкевич Ю.В. и др. // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 10. С. 57; <https://doi.org/10.31857/S0207401X20100106>
10. Ratovsky K.G., Klimenko M.V., Yasyukevich Y.V. et al. // Atmos. 2020. V. 11. № 12. P. 1308; <https://doi.org/10.3390/atmos11121308>
11. Klimenko M.V., Klimenko V.V., Zakharenkova I.E. et al. // Ann. Geophys. 2017. V. 35. P. 923; <https://doi.org/10.5194/angeo-35-923-2017>
12. Klimenko M.V., Klimenko V.V., Despirak I.V. et al. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2018. V. 180. P. 78; <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.12.017>
13. Ren D., Lei J., Wang W. et al. // J. Geophys. Res. Space Phys. 2018. V. 123. P. 7906; <https://doi.org/10.1029/2018JA025835>
14. Клименко М.В., Клименко В.В., Ратовский К.Г. и др. // Хим. физика. 2021. Т. 40. № 5. С. 75; <https://doi.org/10.31857/S0207401X21050058>
15. Korenkov Y.N., Klimenko V.V., Klimenko M.V. et al. // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. A10309; <https://doi.org/10.1029/2012JA018018>
16. Shpynev B.G., Kurkin V.I., Ratovsky K.G. et al. // Earth Planets and Space. 2015. V. 67. P. 18; <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0187-1>
17. Yasyukevich A.S. // J. Geophys. Res. Space Phys. 2018. V. 123; <https://doi.org/10.1002/2017JA024739>
18. Клименко М.В., Ратовский К.Г., Клименко В.В. и др. // Хим. физика. 2021. Т. 40. № 10. С. 85; <https://doi.org/10.31857/S0207401X21100083>
19. Strickland D.J., Meier R.R., Walterscheid R.L. et al. // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. A01302; <https://doi.org/10.1029/2003JA010220>

20. *Christensen A.B., Paxton L.J., Avery S. et al.* // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № A12. P. 1451;
<https://doi.org/10.1029/2003JA009918>
21. *Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V et al.* // Pure Appl. Geophys. (PAGEOPH). 1988. V. 127. № 2/3. P. 219.
22. *Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Forster M. et al.* // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № A7. P. 14697;
<https://doi.org/10.1029/98JA00210>
23. *Dmitriev A.V., Suvorova A.V., Klimenko M.V et al.* // J. Geophys. Res. Space Phys. 2017. V. 122. P. 2398;
<https://doi.org/10.1002/2016JA023260>
24. *Ясюкевич А.С., Клименко М.В., Куликов Ю.Ю. и др.* // Солнечно-земная физика. 2018. Т. 4. № 4. С. 5;
<https://doi.org/10.12737/szf-43201801>
25. *Klimenko M.V., Zakharenkova I.E., Klimenko V.V. et al.* // Space Weather. 2019. V. 17. P. 1073;
<https://doi.org/10.1029/2018SW002143>