

УДК 551.510.535

МНОГОЛЕТНИЕ ТРЕНДЫ ИОННОГО СОСТАВА И ТЕМПЕРАТУРЫ НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ СРЕДНИХ ШИРОТ

© 2023 г. Г. В. Гивишвили¹, *, Л. Н. Лещенко¹¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Москва, Троицк, Россия

*e-mail: givi_dom@mail.ru

Поступила в редакцию 06.04.2023 г.

После доработки 06.06.2023 г.

Принята к публикации 03.08.2023 г.

Экспериментальные данные измерений содержания окиси азота NO в среднеширотной нижней термосфере показывают его существенную зависимость от солнечной (и соответственно) геомагнитной активности, которая меняется от невозмущенных к сильно возмущенным условиям до трех-четырех и более раз. Подобная зависимость [NO] от гелиогеофизических факторов не может не сказываться на содержании ионов NO⁺, которые преобладают (вместе с ионами O₂⁺) на высотах 105–120 км. Анализ, проведенный в настоящей работе, подтвердил это предположение: отношение $\phi^+ = [\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ в среднеширотном слое E ионосферы действительно жестко коррелирует с солнечной активностью. Вместе с тем, анализ данных вертикального зондирования ионосферы за 86 лет наблюдений свидетельствует о систематическом многолетнем росте критической частоты слоя E (f_oE) при фиксированном уровне солнечной активности. Учет этих обстоятельств позволил оценить долговременные вариации температуры нейтральной атмосферы вблизи высоты максимума слоя E ($hmE = 110\text{--}115$ км). Расчеты показали, что в период с 1931 по 2017 гг. среднегодовая температура среднеширотной нижней термосферы повышалась с линейной скоростью, превышающей 0.3–0.5 К/год.

DOI: 10.31857/S0016794023600461, EDN: PVUUBI

1. ВВЕДЕНИЕ

В работе [Гивишвили и Лещенко, 2022а] было показано, что в период с 1946 по 2017 гг. вклад ультрафиолетового излучения Солнца в ионизацию среднеширотной области E ионосферы понизился почти в 3 раза. Согласно расчетам, наиболее вероятная причина, способная объяснить этот эффект, состоит в трех-четырёхкратном уменьшении концентрации молекулярного кислорода в диапазоне 110–115 км. Было бы удивительно, если бы столь драматичная убыль [O₂] на высотах, превышающих уровень турбопаузы, не вызывала бы заметных последствий в ионном составе, температуре и других характеристиках нейтральной и заряженной компонент нижней термосферы. Тем более, что ниже уровня турбопаузы сколько-нибудь заметные изменения содержания O₂ не отмечаются ни одним из известных методов контроля этой атмосферной составляющей.

Цель нижеследующего исследования состоит в обнаружении возможного отклика температуры и соотношения содержания ионов NO⁺ и O₂⁺ на вы-

явленную многолетнюю устойчивую тенденцию к убыли свободного кислорода в среднеширотной верхней атмосфере.

2. ИОННЫЙ СОСТАВ

2.1. Циклические вариации $[\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$

На основании анализа данных ракетных измерений содержания ионов NO⁺ и O₂⁺, проведенных в период с 1958 по 1986 гг., в работе [Данилов и Смирнова, 1997] был сделан вывод о том, что на высотах области E средних широт отношение $\phi^+ = [\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ за указанный интервал времени уменьшилось, примерно, в 3 раза. Природа столь стремительного падения ϕ^+ объяснялась исключительно влиянием собственного многолетнего тренда этого параметра. Она не связывалась ни с геомагнитной, ни с солнечной активностью (CA), которым, однако, в сильной степени подвержено содержание NO⁺. В частности, в работе [Cravens and Stewart, 1978] было показано, что в Северном полушарии на 40° дипольной широты на высоте

105 км (близкой к высоте максимума слоя $E - hmE \approx 105 - 115$ км) концентрация NO, измеренная в см^{-3} ,

$$[\text{NO}] = 3.2 \times 10^7 \{1 + (Ap - 20)/51 + 0.28 \sin(\Lambda - 148^\circ)\}, \quad (1)$$

где Ap – индекс геомагнитной возмущенности, Λ – долгота. Соответственно, при изменении Ap от невозмущенных к сильно возмущенным условиям ($Ap = 0 - 100$) [NO] возрастает от $1.9 \times 10^7 \text{ см}^{-3}$ до $8.3 \times 10^7 \text{ см}^{-3}$. Кроме того, анализ данных спутниковых измерений окиси азота на средних широтах на высотах, близких к hmE , показал сильную зависимость ее содержания от солнечной активности [Titheridge, 1997], так что

$$[\text{NO}] = \{14.8 + 0.22(F10.7 - 100) - 0.0008(F10.7 - 100)^2 + 0.1s\Phi\} \times 10^6 \text{ см}^{-3}. \quad (2)$$

Следовательно, при возрастании SA от минимального ($F10.7 = 70$) до максимального ($F10.7 = 200 \times 10^{-22} \text{ Вт м}^{-2} \text{ Гц}^{-1}$) уровня, концентрация NO на широте $\Phi = 50^\circ$ в равноденствие ($s = 0$) должна возрастать примерно вчетверо: от 0.75×10^7 до $2.9 \times 10^7 \text{ см}^{-3}$. Вместе с тем, для промежуточных значений солнечной активности ($F10.7 = 100 - 150$) спутниковые и ракетные эксперименты показывают результаты, близкие к $[\text{NO}] = (2 - 5) \times 10^7 \text{ см}^{-3}$ [Barth, 1966; Meira, 1971; Tohmatsu and Iwagami, 1975, 1976]. Представляется невозможным, чтобы столь сильная связь содержания NO с солнечной активностью не сказывалась на концентрации ионов NO^+ . Косвенное указание на существование прямой связи содержания окиси азота и его иона с солнечной активностью нашло свое отражение в существенной зависимости параметра $\phi^+ = [\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ от индекса $F10.7$. В частности, в работе [Гивишвили и Лещенко, 2005] было показано, что

$$\phi^+ = [\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+] = 0.0211F10.7 - 0.2569. \quad (3)$$

Расхождение в выводах, следующих из работ [Данилов и Смирнова, 1997], с одной стороны, и [Гивишвили и Лещенко, 2005, 2009], с другой, вероятно, объясняется следующим образом. Во-первых, выводы, сделанные в работе [Данилов и Смирнова, 1997], основывались на данных ракетных измерений ионного состава [Данилов и др., 1981]. Из всего массива измерений в интервале 08.1958 г. – 06.1985 г. на средних широтах и в области высот 85–110 км, а также в дневные часы (зенитный угол Солнца $\chi \leq 80^\circ$) данные лишь 35 пусков ракет из 53 удовлетворяли этим условиям. Иначе говоря, модель ионного состава дневной области E средних широт основывалась на ре-

зультатах пусков, производившихся, в среднем, с частотой не более 1–2 пуска в год. Принимая во внимание крайнюю изменчивость содержания NO на исследуемых высотах, результаты измерений сложно признать статистически достоверными для вывода о существовании многолетнего тренда ϕ^+ . Тем более, что эксперименты производились при весьма разнообразных условиях: уровне солнечной активности (диапазон изменчивости $F10.7 = 71 - 250$) и зенитном угле Солнца ($\chi = 25^\circ - 79^\circ$).

Во-вторых, авторы не приняли во внимание тот факт, что первые 6 пусков ракет (группированные около 1960 г.) со средним значением $\phi^+ \approx 2.0$ были произведены при высокой солнечной активности ($F10.7 \approx 190$), тогда как 4 последних пуска (около 1985 г.) – при низком уровне SA ($F10.7 \approx 99$) с $\phi^+ \approx 0.8$. Это обстоятельство прямо указывает, прежде всего, на сильную зависимость отношения $[\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ от уровня солнечной активности, маскируя его возможную связь с временем, если таковая существует.

Данный вывод согласуется с анализом фотохимических процессов, связывающих $[\text{NO}^+]$ с $[\text{NO}]$. Как показано в работе [Брасье и Соломон, 1987], основным источником образования ионов NO^+ на высотах слоя E являются ионно-молекулярные реакции, так что его равновесная концентрация определяется выражением, приведенным в работе [Fehsenfeld and Ferguson, 1972],

$$[\text{NO}^+] = \{k_1[\text{NO}][\text{O}_2^+] + k_2[\text{O}][\text{N}_2^+] + k_3[\text{O}^+][\text{N}_2]\} / (Ne\alpha_{\text{NO}^+}), \quad (4)$$

где $k_1 = 6.3 \times 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$,

$$k_2 = 1.4 \times 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1},$$

$$k_3 = 10^{-12} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$$

и коэффициент рекомбинации NO^+ с электронами

$$\alpha_{\text{NO}^+} = 4.1 \times 10^{-7} (300/T)^{0.5} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}. \quad (5)$$

В свою очередь,

$$[\text{O}^+] = q_{\text{O}^+} / \{k_3[\text{N}_2] + k_4[\text{O}_2]\} \quad (6)$$

и

$$[\text{N}_2^+] = q_{\text{N}_2^+} / \{k_2[\text{O}] + k_5[\text{O}_2] + Ne\alpha_{\text{N}_2^+}\}, \quad (7)$$

где $k_4 = 10^{-9} T^{0.7} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$,

$$k_5 = 4.7 \times 10^{-11} (300/T) \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$$

и коэффициент рекомбинации N_2^+ с электронами

$$\alpha_{\text{N}_2^+} = 3.7 \times 10^{-7} (300/T)^{1.5} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}. \quad (8)$$

В работе [Кошелев и др., 1983] концентрация NO в условиях фотохимического равновесия, соответствующих околополуденным часам для вы-

Таблица 1. Эмпирическая зависимость $\phi^+ = [\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$

Дата	<i>F10.7</i>	<i>Ap</i>	<i>foE</i> , МГц	<i>Ne</i> , см ⁻³	$\phi_{\text{Э}}^+$	$[\text{O}_2^+]_{\text{Э}}$, см ⁻³	$[\text{NO}^+]_{\text{Э}}$, см ⁻³
15.03.1975	72	19.9	2.9	1.04(5)	1.14	4.86(4)	5.54(4)
15.03.1981	205	19.3	3.5	1.52(5)	3.96	3.07(4)	1.21(5)
15.03.2017	69	5.9	2.9	1.04(5)	1.14	4.86(4)	5.54(4)

сот, превышающих 100 км, определяется соотношением

$$[\text{NO}] = \{K_1[\text{N}^{(2)D}][\text{O}_2] + K_2[\text{NO}_2][\text{O}]\} / \{K_3[\text{N}^{(4)S}] + K_4[\text{O}]\}, \quad (9)$$

где $K_1 = 8 \times 10^{-12}$,

$$K_2 = 3.2 \times 10^{-11} \exp(-300/T),$$

$$K_3 = 2.6 \times 10^{-11} \exp(-167/T),$$

$$K_4 = 6.5 \times 10^{-17},$$

а $[\text{N}^{(2)D}]$ и $[\text{N}^{(4)S}]$ – концентрации атомного азота в соответствующих состояниях.

Принимая во внимание, что $[\text{NO}_2] = K_4[\text{NO}]/K_2$, выражение (14) принимает вид:

$$[\text{NO}] = 0.31[\text{N}^{(2)D}][\text{O}_2] / \{\exp(-167/T)[\text{N}^{(4)S}]\}. \quad (10)$$

Наконец, в работе [Медведев и др., 2002] для высот более 100 км и невозмущенных условий показано, что

$$[\text{NO}] = 0.1[\text{N}^{(2)D}][\text{O}_2] / [\text{N}^{(4)S}]. \quad (11)$$

При $T = 250$ К – типичной для равновесия и высоты 110 км на средних широтах, выражения (10) и (11) дают почти одинаковый конечный результат.

Подстановка выражения (11) в формулу (4) позволяет уточнить связь $[\text{NO}^+]$ с солнечной активностью следующим образом. Известно, что в последние десятилетия годы с наиболее резко выраженным минимумом и максимумом солнечной активности, разделенные наименьшим временным интервалом, совпали с концом 20-го и пиком 21-го цикла. Поэтому для расчетов по формулам (4) и (11) для минимума СА примем полдень 15 марта 1975 г., а для максимума СА – полдень 15 марта 1981 г. Экспериментальные значения $(F10.7)_1$, $(Ap)_1$ и параметров ионосферы, соот-

Таблица 2. Ключевые параметры среднеширотной нейтральной атмосферы для высоты 110 км

Дата	$[\text{O}]$, см ⁻³	$[\text{N}_2]$, см ⁻³	$[\text{O}_2]$, см ⁻³	<i>T</i> , К
15.03.1975	1.85(11)	1.46(12)	2.7(11)	241
15.03.1981	2.14(11)	1.37(12)	2.4(11)	258
15.03.2017	1.85(11)	1.46(12)	2.7(11)	241

ветствовавшие этим моментам, представлены в табл. 1.

Параметры нейтральной атмосферы для высоты 110 км в соответствии с моделью MSIS [Emmert et al., 2020] для указанных фиксированных моментов представлены в табл. 2.

Формула (2) показывает, что в минимуме солнечной активности необходимо, чтобы $[\text{NO}]_1 = 1.5 \times 10^7$ см⁻³. Отсюда для минимума солнечной активности выражение (4) принимает вид:

$$[\text{NO}^+]_1 = A_1 + B_1 + C_1, \text{ где } [\text{NO}^+] = \{k_1[\text{NO}][\text{O}_2^+] + k_2[\text{O}][\text{N}_2^+] + k_3[\text{O}^+][\text{N}_2]\} / (Ne \alpha_{\text{NO}^+}) \text{ и}$$

$$A_1 = 6.3 \times 10^{-10} [\text{NO}]_1 [\text{O}_2^+]_{1\text{Э}} / D_1 = 9.653 \times 10^3 \text{ см}^{-3},$$

$$B_1 = 1.4 \times 10^{-10} [\text{O}]_1 [\text{N}_2^+]_1 / D_1 = 1.36 \times 10^4 \text{ см}^{-3},$$

$$C_1 = 10^{-12} [\text{O}^+]_1 [\text{N}_2]_1 / D_1 = 1.53 \times 10^3 \text{ см}^{-3},$$

$$D_1 = (Ne)_{1\text{Э}} \alpha_{\text{NO}^+} = 4.757 \times 10^{-2} \text{ с}^{-1},$$

поскольку согласно работе [Кошелев и др., 1983]

на высоте 110 км $[\text{N}_2^+] = 2.5 \times 10^1$ см⁻³, $[\text{O}^+] = 5 \times 10^1$ см⁻³. Следовательно, расчетное значение $[\text{NO}^+]_{1\text{Р}} = 2.47 \times 10^4$ см⁻³, что вдвое ниже экспериментального значения $[\text{NO}^+]_{1\text{Э}} = 5.54 \times 10^4$ см⁻³.

(Здесь и далее, все экспериментальные и расчетные параметры, относящиеся к 1974 г., имеют нижний индекс 1). Ввиду того, что для низкого уровня солнечной активности концентрация NO установлена достаточно надежно, можно думать,

что концентрации N_2^+ и O^+ , выведенные с помощью формул (6) и (7) существенно занижены. Это может происходить вследствие не вполне корректного учета скоростей ионизации атомов O – (q_{O^+}) и молекул N_2 – ($q_{\text{N}_2^+}$) рентгеновским излучением Солнца в полосах от 30 до 110 Å [Гвишвили и др., 2005]. Для согласования расчетного значения $[\text{NO}^+]_{1\text{Р}}$ с экспериментальным $[\text{NO}^+]_{1\text{Э}}$, скорости q_{O^+} и $q_{\text{N}_2^+}$ необходимо увеличить в ~3 раза. И только тогда, при $B_1 = 4.0 \times 10^4$ см⁻³ и $C_1 = 4.65 \times 10^3$ см⁻³ расчетное значение $[\text{NO}^+]_{1\text{Р}} = 5.45 \times 10^4$ см⁻³ приближается к экспериментальному $[\text{NO}^+]_{1\text{Э}}$ для 1975 г.

Экспериментальные и расчетные параметры, относящиеся к 1981 г., имеют нижний индекс 2. Формула (2) показывает, что при высоком уровне

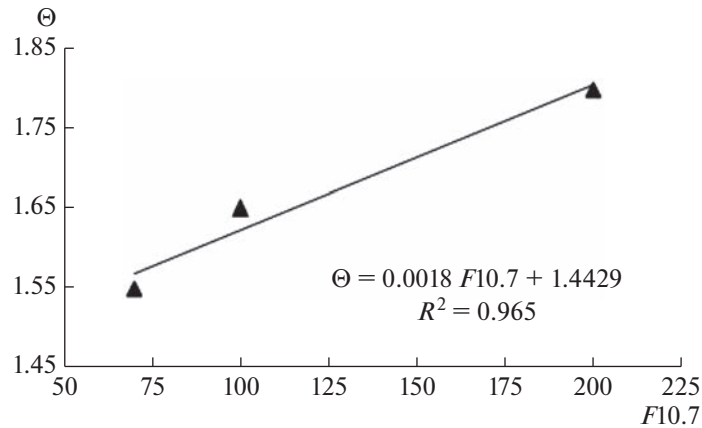


Рис. 1. Зависимость ионного состава в слое E от солнечной активности. Стандартная ошибка коэффициента регрессии $S_a = 0.0004$.

солнечной активности $[NO] = 1.96 \times 10^8 \text{ см}^{-3}$. В соответствии с (4) получаем: $[NO^+]_{2P} = A_2 + B_2 + C_2 = 5.56 \times 10^4 \text{ см}^{-3} + 1.1 \times 10^4 \text{ см}^{-3} + 1.2 \times 10^3 \text{ см}^{-3} = 5.79 \times 10^4 \text{ см}^{-3}$, что также более, чем вдвое ниже экспериментального значения $[NO^+]_{2Э} = 1.21 \times 10^5 \text{ см}^{-3}$. Так как в годы максимальной солнечной активности интенсивность потока рентгеновского излучения в линиях 30–110 Å возрастает в 2–3 раза по отношению к минимуму СА [Иванов-Холодный и Михайлов, 1980], скорости q_{O^+} и $q_{N_2^+}$, табулированные в работе [Кошелев и др., 1983], следует увеличить уже в 5 раз. И тогда $[NO^+]_{2P} = 5.56 \times 10^4 + 5.5 \times 10^4 + 5.0 \times 10^3 = 1.16 \times 10^5 \text{ см}^{-3}$, что почти совпадает с экспериментальным значением $[NO^+]_{2Э}$ для высокой солнечной активности. Только в таком случае теоретические оценки фотохимических процессов, протекающих на высотах среднеширотной нижней термосферы, согласуются с экспериментальными данными, отражающими связь концентраций основных заряженных компонент области E с солнечной активностью. Они свидетельствуют о том, что при переходе от минимума к максимуму солнечной активности параметр $\phi_{2Э}^+ = [NO^+]_{2Э}/[O_2^+]_{2Э}$ возрастает в 3.5 раза.

В дневной невозмущенной области E гибель свободных электронов происходит в процессе их диссоциативной рекомбинации с ионами NO^+ и O_2^+ [Mehr and Biondi, 1969]:

$$\begin{aligned} \alpha_{NO^+} &= 4.1 \times 10^{-7} (300/T)^{0.5} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}, \\ \alpha_{O_2^+} &= 2.2 \times 10^{-7} (300/T)^{0.5} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}. \end{aligned} \quad (12)$$

С учетом того, что $\alpha_{NO_2^+} \approx 2\alpha_{O_2^+}$, это равенство можно преобразовать в

$$\alpha \approx 2.2 \times 10^{-7} \Theta (300/T)^{0.5}, \quad (13)$$

где $\Theta = \{1 + 2\phi^+\}/\{1 + \phi^+\}$.

Таким образом, зависимость ионного состава в области E от солнечной активности может быть представлена (см. рис. 1) формулой

$$\Theta = 1.4429 + 1.8 \times 10^{-3} F10.7. \quad (14)$$

2.2. Долговременные вариации $[NO^+]$

Чтобы выявить характер возможной связи отношения $\phi^+ = [NO^+]/[O_2^+]$ с многолетней убылью молекулярного кислорода выше уровня турбопаузы, для исключения фактора его зависимости от параметра F10.7 рассмотрим, как оно должно было бы измениться в минимумах, разделенных несколькими циклами СА. Наилучшим образом этому условию отвечают данные из 20 и 24-го циклов с F10.7 < 75. В частности, рассмотренному выше примеру с 15 марта 1975 г. ближе всего условия, имевшие место 15 марта 2017 г. – см. табл. 1 и 2. (Далее все экспериментальные и расчетные параметры, относящиеся к этому году, имеют нижний индекс 3). Они свидетельствуют о том, что различия между равновесными концентрациями Ne, O_2^+ и NO^+ для условий, разделенных 42 годами, проявляются лишь в третьем знаке. Каким же образом трехкратное уменьшение содержания молекулярного кислорода вблизи максимума слоя E может почти не сказываться на отношении между $[NO^+]$ и $[O_2^+]$?

Формула (4) показывает, что в 1975 г. вклад в суммарную продукцию ионов NO^+ составляющей A_1 , связанной с $[O_2]$, не превышает 20%. При 3-кратном уменьшении содержания O_2 на высоте 110 км, доля составляющей A_3 в суммарном содержании $[NO^+]_{Э} = 4.79 \times 10^4 \text{ см}^{-3}$, падает до 7%. Поскольку скорость продукции NO^+ через канал N_2^+ (составляющая B – формула 7) практически ста-

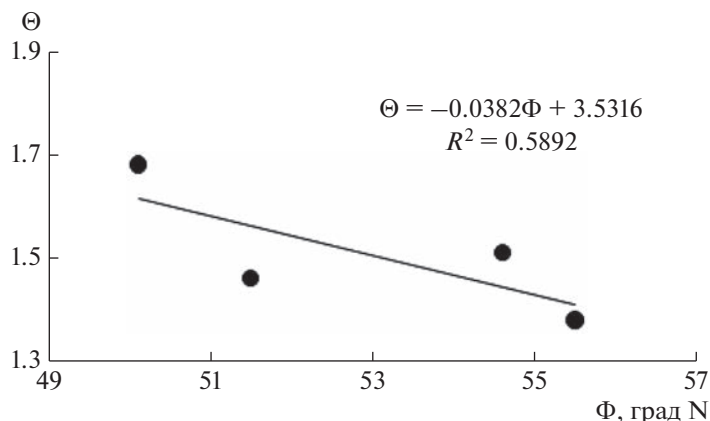


Рис. 2. Зависимость ионного состава слоя E от широты. Стандартная ошибка коэффициента регрессии $S_a = 0.0210$.

бильна, а через канал, связанный с O^+ (составляющая C – формула 6), мы признаем мало меняющейся на высоте 110 км (что возможно не соответствует действительности). Иначе говоря, резкое уменьшение содержания O_2 выше турбопаузы почти не сказывается на содержании ионов NO^+ вблизи максимума слоя E . А поскольку концентрация O_2^+ должна сократиться пропорционально убыли $[O_2]$, отношение $\varphi_{3Э}^+ = [NO^+]_{3Э}/[O_2^+]_{3Э}$ при примерном постоянстве $[NO^+]$ должно было бы синхронно возрасти.

Вместе с тем, падение скорости продукции O_2^+ влечет за собой существенное уменьшение суммарной скорости ионообразования (q). Но все это должно было бы немедленно отразиться на значениях foE и Ne . Однако этого не произошло. Чтобы foE и Ne не испытывали заметных изменений, вызванных процессом существенного понижения $[O_2]$ на высотах, превышающих уровень турбопаузы, необходимо, чтобы высота максимума ионообразования q не оставалась фиксированной, равной 110 км, а смещалась вниз на 3–5 км в область сравнительно высоких концентраций O_2 . Таким образом, можно заключить, что вывод о наличии многолетнего тренда отношения $\varphi^+ = [NO^+]/[O_2^+]$ был сделан на основе случайного совпадения начальной серии ракетных измерений этого параметра с годами высокой, а конечная серия – с годами низкой солнечной активности.

Вместе с тем, сам ионный состав зависит от широты. Это было выявлено в работе [Гивишвили и Лещенко, 2005] по данным измерений на станциях вертикального зондирования (ВЗ) Дурб (50.1° N, 4.6° E), Юлиусру (54.6° N, 13.4° E), Слау (51.5° N, 0.6° E) и Москва (55.5° N, 37.3° E). Графическое представление зависимости Θ от широты Φ дано на рис. 2.

Из него следует, что

$$\Theta = 3.5316 - 0.0382\Phi. \quad (15)$$

Таким образом, оказывается, что преобладающий ионный состав на высотах среднеширотной области E зависит от уровня солнечной активности и широты места наблюдения, но стабилен на временных интервалах, превышающих 3–4 цикла солнечной активности. Иными словами, среднегодовой ионный состав слоя E средних широт, вопреки выводам работы [Данилов и Смирнова, 1997], не подвержен многолетним трендам климатического масштаба. Дальнейшие расчеты температуры будут производиться в соответствии с этим фактом.

3. МНОГОЛЕТНИЕ ТРЕНДЫ ТЕМПЕРАТУРЫ В НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЕ

3.1. Метод анализа

Технология расчета температуры нижней термосферы исходит из того, что равновесная концентрация электронов в области E средних широт лишь в малой степени зависит от процессов диффузии, действия термосферных ветров и электрических полей. Поэтому в квазиравновесных условиях, которое имеет место в течение 2–4 ч вблизи локального полудня, справедливо выражение для Ne (в $см^{-3}$)

$$Ne = (q/\alpha)^{0.5}, \quad (16)$$

где α – эффективный коэффициент потерь электронов в реакциях с положительными ионами. Даже при резком уменьшении концентрации молекулярного кислорода, он остается основным ионизируемым агентом на высотах области E , подвергаясь ионизации как ультрафиолетовым ($\lambda = 977$ и 1026 \AA), так и рентгеновским ($\lambda =$

= 37–110 Å) излучениями Солнца. На уровне hmE выполняется условие $dq(O_2^+)/dh = 0$ и согласно [Chapman, 1931]

$$q(O_2^+) = [O_2]\sigma_i J_\lambda / e, \quad (17)$$

где $q(O_2^+)$ – в $см^{-3} с^{-1}$; σ_i – сечение ионизации O_2 .

Использовать это выражение для расчетов долговременных трендов температуры неудобно, поскольку необходимо знать долговременные вариации высотного профиля $[O_2]$. Поэтому выражение (26) перепишем в виде:

$$q(O_2^+) = \sigma_i \cos\chi J_\lambda / \sigma_\lambda e H(O_2), \quad (18)$$

где $H(O_2) = kT/mg$ – шкала высот O_2 ; k – постоянная Больцмана; m – масса O_2 ; g – ускорение свободного падения; σ_λ – сечение поглощения O_2 ; χ – зенитный угол Солнца. Принимая во внимание, что падение содержания свободного кислорода происходило на высотах, превышающих высоту турбопаузы, где его масса не превышает от 10^{-7} до 10^{-8} от общей массы, можно предполагать, что в течение анализируемого периода времени шкала высот O_2 не претерпела заметных изменений. Подставляя численные значения σ_i , σ_λ , k , m , g в выражение (18), получим:

$$q(O_2^+) = 1.087 \times 10^6 \cos\chi J_\lambda / T, \quad (19)$$

где J_λ – интенсивность потока солнечной радиации в линиях 977 и 1026 Å. В работе [Иванов-Холодный и Фирсов, 1974] постулируется, что J_λ в $кв/см^{-2} с^{-1}$

$$J_\lambda = (0.56 + 1.475 \times 10^{-2} F10.7) \times 10^{10}. \quad (20)$$

В работе [Гивишвили и др., 2005] показано, что табулированные в ней интенсивности потока излучения в этих линиях, занижены в 2–3 раза. Поэтому более корректное выражение для описания J_λ будет иметь вид

$$J_\lambda = (1.4 + 2.08 \times 10^{-2} F10.7) \times 10^{10}. \quad (21)$$

Подставляя формулы (13), (19) и (21) в уравнение (16), получаем для местного полудня на высоте hmE :

$$T = 1.358 \times 10^5 \cos\chi^2 \times (1.4 + 1.027 \times 10^{-1} F10.7)^2 / \{R(\Phi, F10.7) + 1.8 \times 10^{-3} F10.7\}^2 (foE)^8, \quad (22)$$

где функция широты и солнечной активности $R(\Phi, F10.7)_C = 1.443$ для Слау, и $R(\Phi, F10.7)_M = 1.38$ для Москвы.

3.2. Результаты анализа

Отказываясь от ошибочной интерпретации данных ракетных измерений отношения ϕ^+ , де-

кларированной в работе [Данилов и Смирнова, 1997], в работах [Гивишвили и Лещенко, 2000; Givishvili, 2001] были выполнены расчеты температуры нижней термосферы, основанные на данных многолетних измерений методом ВЗ, учитывающие строгую зависимость параметра ϕ^+ от солнечной активности. Анализировались результаты измерений трех станций ВЗ: Слау, Москва и Юлиусру. Было показано, что в течение шести циклов солнечной активности (1931–1995 гг.) среднегодовая температура на высотах нижней термосферы средних широт возрастала со средней (линейной) скоростью 0.9–1.0 К/год. Столь высокая скорость разогрева нижней термосферы вызвала серьезные сомнения в достоверности оценок, принятых в расчетах. Опасения касались, прежде всего, данных многолетних изменений в ионном составе в нижней термосфере, которые на высотах максимума слоя E , в действительности, не подвержены сколько-нибудь заметным долговременным трендам.

Результаты новых расчетов среднегодовых значений температуры по данным ВЗ для Слау, выполненных в соответствии с выражением (22), представлены на рис. 3. Стандартная погрешность измерения в одном сеансе зондирования составляет $\delta foE = \pm 0.05$ МГц [URSI, 1972]. При этом расчеты температуры производились по результатам порядка 1500 измерений, осуществляемых ежедневно в течение года в четырех сеансах, симметричных относительно полудня. Таким образом, все случайные, а также методические (систематические) ошибки каждого принятого к анализу значения foE сводились практически к нулю, выявляя только естественные его флуктуации, обусловленные гелиогеофизическими и аэрономическими факторами. На этом же рис. 3 представлены результаты расчетов T по данным ст. Москва. Судя по тому, что выявленные значения температуры нижней термосферы в обоих пунктах измерений в интервале 1959–2016 гг. близки друг к другу и находятся в разумных пределах, можно думать, что избранный нами подход к оценке ее многолетних вариаций достаточно информативен. И он свидетельствует о том, что в обоих регионах температура на высотах максимума слоя E в этом временном окне действительно возрастала, но с линейной скоростью 0.3–0.5 К/год, что вдвое-втрое ниже ранее оцененной [Гивишвили и Лещенко, 2000; Givishvili, 2001]. Судя по тому, что в Слау этот тренд сохранялся и в период 1929–1959 гг., можно, по-видимому, заключить, что за примерно 90-летний период ионосферных наблюдений температура нижней термосферы средних широт (в невозмущенных условиях) повысилась на 40–50 К.

Между тем, в публикации [Гивишвили и Лещенко, 20226] показано, что в указанный период наблюдений высота максимума слоя E понизи-

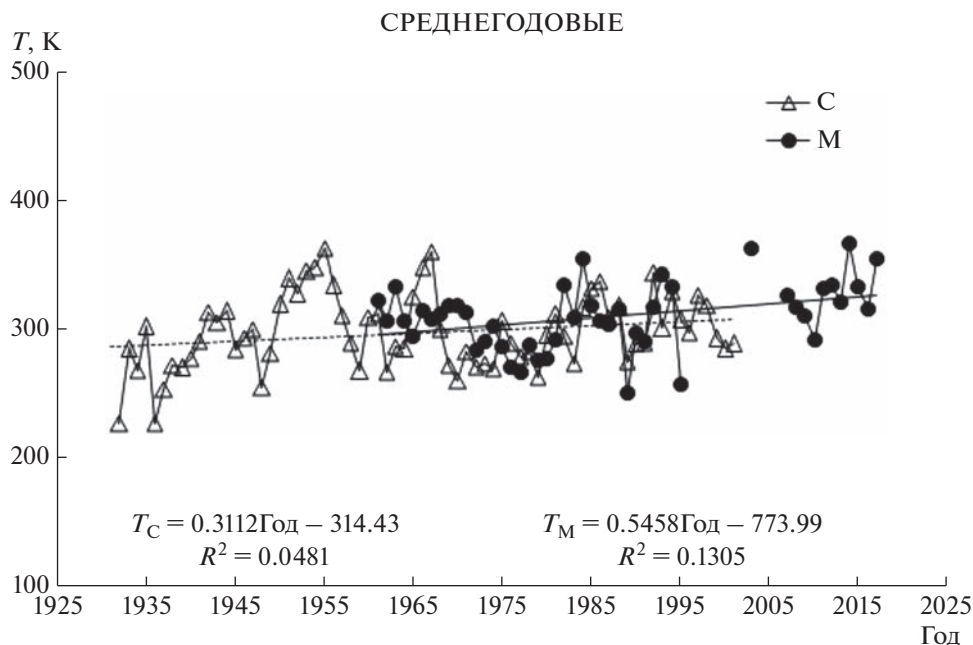


Рис. 3. Среднегодовые значения температуры на высоте максимума слоя E ионосферы по данным ВЗ для Слау и Москвы. Стандартная ошибка коэффициента регрессии для Слау $S_a = 0.1602$ и для Москвы $S_a = 0.2090$.

лась с 116.5 до 113 км. Но известно, что этот высотный интервал характеризуется большим высотным градиентом температуры. Согласно модели MSIS в этом 3.5-километровом интервале высот среднегодовая температура среднеширотной нижней термосферы меняется на 30–60 К в зависимости от уровня солнечной активности. В частности 15.03.1984 г. с значением $F10.7 = 120$, близким к среднему за весь период наблюдений значению $F10.7 = 122$, разница в температуре нейтральной атмосферы между этими двумя уровнями высот менялась от 276 до 323 К. Следовательно, с понижением hmE температура вблизи максимума слоя также должна была бы понизиться на те же ~50 К. Тогда как наблюдения указывают на ее рост на 40–50 К.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

В связи с изложенным выше, возникает вопрос: каким механизмом можно интерпретировать многолетний устойчивый рост температуры нейтральной атмосферы на высотах слоя E ионосферы? Одно из возможных альтернативных объяснений состоит в следующем. Нагрев нейтральной верхней атмосферы происходит, главным образом, за счет поглощения молекулярным кислородом УФ-излучения Солнца с последующей его ионизацией и диссоциацией. Нагрев за счет ионизации, главным образом в линиях 911 Å и 1026 Å происходит с эффективностью $PQi =$

$\varepsilon_i(\lambda)q^n(h)$, с наиболее вероятным значением $\varepsilon_i(\lambda) \approx 0.3-0.4$ [Chandra and Sinha, 1973; Гордиец и др., 1982; Бессараб и Кореньков, 1993]. Нагрев за счет поглощения излучения в континууме Шумана–Рунге и линии с $\lambda = 2424 \text{ Å}$ происходит с эффективностью $PQd = \varepsilon d(\lambda)q^d(h)$, с $\varepsilon d(\lambda) \approx 0.3$ [Chandra and Sinha, 1973; Колесник и др., 1987]. Таким образом, суммарная эффективность обоих источников нагрева верхней атмосферы достигает 0.6–0.7.

Наблюдавшаяся в последние десятилетия убыль O_2 выше уровня турбопаузы сопровождалась смещением вниз высоты максимума скорости ионообразования $h(qm)$. Соответственно и высота максимума интенсивности нагрева атмосферы за счет ионизации $h(PQi)$ должна была бы понизиться на те же 3–5 км. Но точно так же сдвига вниз следует ожидать и от высоты максимума нагрева за счет диссоциации $O_2 - h(PQd)$. Иначе говоря, высотный профиль температуры должен искажаться благодаря более интенсивному росту температуры (возрастанию высотного градиента температуры) на нижней границе термосферы. Поэтому на фиксированной высоте, близкой к hmE , она должна быть несколько выше 0.3–0.5 К/год.

Полученный результат подтверждает выводы, полученные ранее в работах [Гивишвили и др., 1996] и [Семенов и др., 1996]. В то время была возможность привлечь к анализу результаты только за ~ 60-летний период измерений. Тем не менее, данные ВЗ Слау (1931–1986 гг.), Юлиусру (1957–1990 гг.) и Москвы (1947–1995 гг.) показали рост

температуры на всех трех пунктах измерений. Среднее для них значение тренда T составило $+1.1$ К/год. Не задаваясь вопросом о причине двух-трехкратной разницы между поздними и ранними результатами, отметим, что вывод об устойчивости тренда долговременного роста температуры на высотах ниже 200 км нашел полное подтверждение в экспериментах по некогерентному рассеянию [Zhang et al., 2011].

Теоретические расчеты высотного распределения тренда температуры также показали его рост вблизи максимума слоя E ($h \approx 110$ км) [Qian et al., 2011]. Кроме того, было показано, что величина позитивного тренда зависит от солнечной активности: в максимуме активности величина тренда достигает ~ 0.4 К/год и понижается до ~ 0.05 К/год в годы низкой активности [Solomon et al., 2016]. Наконец, согласно данным четырех станций некогерентного рассеяния (St. Santin, Poker Flat, Millstone Hill, Sonderstrom), в интервале 160–180 км ионная, а следовательно, и нейтральная температура возрастала со скоростью 3–4 К/год [Zhang et al., 2016]. Таким образом, можно констатировать, что: а) данные ВЗ позволяют судить о трендах температуры, по меньшей мере, в нижней термосфере; б) оценки скорости изменения температуры в слое E по данным ВЗ находятся в разумном согласии как с результатами измерений на установках некогерентного рассеяния, так и с модельными расчетами; в) причины расхождения в скоростях трендов температуры, регистрируемых различными методами и в различные временные окна, требуют дальнейших исследований.

5. ВЫВОДЫ

Выше представленный анализ вариаций ионного состава и температуры по данным ВЗ за почти девятидесятилетний период измерений свидетельствует о следующем.

1. Отношение $\phi^+ = [\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ весьма чувствительно к циклическим вариациям солнечной активности, в меньшей степени меняется с широтой места наблюдения и практически не зависит от многолетних трендов параметров, участвующих в аэрономии нижней термосферы.

2. Температура среднеширотной нижней термосферы с 1931 по 2017 гг. возрастала с линейной скоростью от ~ 0.3 К/год (Слау) до 0.55 К/год (Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– Бессараб Ф.С., Кореньков Ю.Н. Влияние динамических процессов на тепловой режим верхней атмосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 33. № 5. С. 120–126. 1993.

– Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометиздат. 413 с. 1987.

– Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н., Лысенко Е.В., Перов С.П., Семенов А.И., Сергеенко Н.П., Фишкова Л.М., Шефов Н.Н. Многолетние тренды некоторых характеристик земной атмосферы. Результаты измерений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 32. № 3. С. 329–339. 1996.

– Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н. Долговременные вариации температуры среднеширотной нижней термосферы // Доклады АН. Т. 371. № 4. С. 524–526. 2000.

– Гвишвили Г.В., Иванов-Холодный Г.С., Лещенко Л.Н., Чертопруд В.Е. // Солнечные вспышки и газовый состав верхней атмосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 2. С. 263–267. 2005. <https://elibrary.ru/item.asp?id=9150015>

– Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н. Ионный состав слоя E ионосферы и солнечная активность // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 6. С. 840–843. 2005.

– Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н. Зависимость отношения $[\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ в слое E ионосферы от солнечной активности // Сб. “Солнечно-земная физика”. Вып. 4 (127). ИСЗФ СО РАН. С. 93–96. 2009. <https://sciup.org/142103382> IDR: 142103382

– Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н. Многолетний тренд реакции E -слоя ионосферы на солнечные вспышки // Солнечно-земная физика. Т. 8. № 1. С. 51–58. 2022а. <https://doi.org/10.12737/szf-81202206>

– Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н. О причинах охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 58. № 5. 2022б. <https://doi.org/10.31857/S0002351522050042>

– Гордиец Б.Ф., Куликов Ю.Н., Марков Н.Н., Маров Н.Я. Численное моделирование нагрева и охлаждения газа в околоземном пространстве // Тр. ФИАН. Т. 130. С. 3–28. 1982.

– Данилов А.Д., Смирнова Н.В. Долговременные тренды ионного состава в области E // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 37. № 4. С. 35–43. 1997.

– Данилов А.Д., Семенов В.К., Симонов А.Г. Модель относительного ионного состава на высотах 60–200 км // Ионосферные исслед. Т. 34. С. 73–97. 1981.

– Иванов-Холодный Г.С., Фирсов В.В. Спектр коротковолнового излучения Солнца при различных уровнях активности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 14. № 3. С. 393–398. 1974.

– Иванов-Холодный Г.С., Михайлов А.В. Прогнозирование состояния ионосферы. М. 190 с., 1980.

– Колесник А.Г., Платонов В.И., Чернышев В.И. Трехмерная модель ионосферы для интерпретации и анализа экспериментов на ИСЗ в реальном времени // Космич. исслед. Т. 25. № 3. С. 400–409. 1987.

– Кошелев В.В., Климов Н.Н., Сутырин Н.А. Аэрономия мезосферы и нижней термосферы. М.: Наука. 183 с. 1983.

– Медведев В.В., Ишанов С.А., Зенкин В.И. Самосоглашенная модель нижней ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 6. С. 780–789. 2002.

– Семенов А.И., Шефов Н.Н., Фишкова Л.М., Лысенко Е.В., Перов С.П., Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н., Сергеенко Н.П. Об изменении климата верхней и средней атмосферы // Доклады АН. Т. 349. № 1. С. 108–110. 1996.

- *Barth C.A.* Rocket measurements of nitric oxide in the upper atmosphere // *Planet. Space Sci.* V. 14. № 7. P. 623–630. 1966.
[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(66\)90046-8](https://doi.org/10.1016/0032-0633(66)90046-8)
- *Chandra S., Sinha K.* The diurnal heat budget of the thermosphere // *Planet. Space Sci.* V. 21. № 4. P. 593–604. 1973.
- *Chapman S.* The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating Earth. // *Proc. Phys. Soc.* V. 43. № 26. P. 483. 1931.
- *Cravens T.E., Stewart A.I.* Global morphology of nitric oxide in the lower E region // *J. Geophys. Res.* V. 83. № A6. P. 2453–2456. 1978.
- *Fehsenfeld F.C., Ferguson E.E.* Recent laboratory measurements of D- and E- region ion-neutral reactions // *Radio Sci.* V. 7. № 1. P. 113–124. 1972.
<https://doi.org/10.1029/RS007i001p00113>
- *Givishvili G.V.* Seasonal features of the long-term thermosphere trends in the lower thermosphere // “Long-term Changes and Trends in the Atmosphere”. IAGA/ICMA/PSMOS Workshop. Prague. 2–6 July. P. 6. 2001.
- *Emmert J.T., Drob D.P., Picone J.M. et al.* NRLMSIS 2.0: A whole-atmosphere empirical model of temperature and neutral species densities // *Earth and Space Science.* V. 8. № 3. e2020EA001321. 2020.
<https://doi.org/10.1029/2020EA001321>
- *Meira L.S.* Rocket measurements of upper atmosphere nitric oxide and their consequences to the lower ionosphere // *J. Geophys. Res.* V. 76. № 1. P. 202–212. 1971.
<https://doi.org/10.1029/JA076i001p00202>
- *Mehr F.J., Biondi M.A.* Electron temperature dependence and recombination of O_2^+ and NO^+ ions with electrons // *Phys. Rev.* V. 181. № 1. P. 264–269. 1969.
<https://doi.org/10.1103/PhysRev.181.264>
- *Qian L., Laštovička J., Roble R.G., Solomon S.C.* Progress in observations and simulations of global change in the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 116. № A00H05. 2011.
<https://doi.org/10.1029/2010JA016317>
- *Solomon S., Liu H., March D., McInemdy J., Qian L., Vitt F.* Thermosphere-ionosphere response to atmospheric climate change modeled by WACCM-X // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere. Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016.
- *Titheridge J.E.* Model results for the ionospheric E region: solar and seasonal changes // *Ann. Geophysical.* V. 15. № 1. P. 63–78. 1997.
<https://doi.org/10.1007/s00585-997-0063-9>
- *Tohmatsu T., Iwagami N.* Measurements of nitric oxide distribution in the upper atmosphere // *Space Research 15.* Akad.-Verl. P. 241–254. 1975.
- *Tohmatsu T., Iwagami N.* Measurements of nitric oxide abundance in equatorial upper atmosphere // *J. Geomagn. Geoelectr.* V. 28. № 5. P. 343–358. 1976.
<https://doi.org/10.5636/jgg.28.343>
- *URSI Handbook of ionogram interpretation and reduction.* Report UAG-23. Boulder USA. 1972.
- *Zhang S., Holt J.M., Kurdzo J.* Millstone Hill ISR observations of upper atmospheric long-term changes: Height dependency // *J. Geophys. Res.* V. 116. NA00H05. 2011.
<https://doi.org/10.1029/2010JA016414>
- *Zhang S.R., Holt J.M., Erickson P., Goncharenko L., Nocolles M., McCready M., Kelly J.* Strong ionospheric long-term cooling measured by multiple incoherent scatter radars // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
https://www.iap-kborn.de/fileadmin/user_upload/Current_issue/Workshops/Trends2016/detailed_program_3.html