

«КИСЛОРОДНОЕ ГОЛОДАНИЕ» АТМОСФЕРЫ “OXYGEN STARVATION” OF THE ATMOSPHERE

Г.В. Гивишили

Институт земного магнетизма, ионосферы
и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкина РАН,
Москва, Троицк, Россия, givi_dom@mail.ru

G.V. Givishvili

Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere,
and Radio Wave Propagation RAS,
Moscow, Troitsk, Russia, givi_dom@mail.ru

Л.Н. Лещенко

Институт земного магнетизма, ионосферы
и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкина РАН,
Москва, Троицк, Россия, ln_lesh@mail.ru

L.N. Leshchenko

Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere,
and Radio Wave Propagation RAS,
Moscow, Troitsk, Russia, ln_lesh@mail.ru

Аннотация. Со времени обнаружения в 1993–1998 гг. явления аномального охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы сложились две концепции, объясняющие его происхождение техногенными процессами. Обе делают упор на различных следствиях одной причины — сжигания углеродного топлива в промышленных масштабах. Основу первой концепции составляет гипотеза о ключевой роли в этом процессе убыли содержания кислорода в атмосфере. Возникшая несколько позже вторая модель связывает наблюдаемые эффекты с ростом в атмосфере парниковых газов, прежде всего CO_2 . В прошедшие годы предпринимались многочисленные попытки подтвердить предположение о доминировании второго механизма в формировании многолетнего тренда климата средней и верхней атмосферы. Однако все они оказались тщетными. Сегодня, во-первых, подтверждается справедливость первой гипотезы, признающей ведущую роль кислорода в изменении климата верхних слоев атмосферы, во-вторых, выявляются ошибки, ставшие причиной отказа от этого заключения. Становится очевидным, что техногенные процессы, влияющие на атмосферу, приводят к двум разнонаправленным явлениям: а) глобальному потеплению тропосферы; б) глобальному охлаждению термосферы, а именно: экстремальный рост массы CO_2 нагревает нижние слои атмосферы, а ее верхние слои охлаждает даже малозаметная по отношению к общей массе убыль O_2 . Поскольку ничто не указывает на спад в ближайшие годы техногенной активности мировой цивилизации, для адекватного прогнозирования последствий роста загрязнения атмосферы, по-видимому, следует учитывать фактор влияния убыли содержания кислорода на состояние околоземного космического пространства.

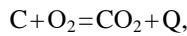
Ключевые слова: кислород, диоксид углерода, многолетние тренды, глобальное охлаждение, глобальное потепление, мезотермосфера, ионосфера.

Abstract. Since the discovery of the phenomenon of abnormal cooling and sinking of the middle and upper atmosphere in 1993–1998, two concepts have developed which explain its origin by man-made processes. Both focus on different consequences arising from one common cause — the burning of carbon fuels on an industrial scale. The first concept is based on the hypothesis about the key role of the decrease in oxygen content in the atmosphere in this process. The second model, which emerged a little later, attributes the observed effects to the growth of greenhouse gases in the atmosphere, primarily CO_2 . Over the years, numerous attempts have been made to confirm the assumption of the dominance of the second mechanism in the excitation of the long-term trend of the climate of the middle and upper atmosphere. However, all of them turned out to be futile. At the same time, today, firstly, the validity of the first proposed hypothesis is justified which recognizes the leading role of oxygen in climate change in the upper atmosphere, and secondly, errors that cause the erroneous rejection of this conclusion are revealed. It becomes obvious that man-made processes affecting the atmosphere lead to two multidirectional phenomena: a) global warming of the troposphere; b) global cooling of the thermosphere: an extreme increase in the mass of CO_2 heats the lower layers of the atmosphere, and its upper layers are cooled even by an inconspicuous decrease in part of O_2 relative to the total mass. Since nothing indicates a decline in the man-made activity of the world civilization in the coming years, in order to adequately predict the consequences of an increase in atmospheric pollution the effect of a decrease in oxygen content on the state of near-Earth outer space should probably be taken into account.

Keywords: oxygen, carbon dioxide, long-term trends, global cooling, global warming, meso-thermosphere, ionosphere.

ВВЕДЕНИЕ

Первое упоминание об изменении климата верхней атмосферы, происходившем с середины XX в. и не связанном с солнечной активностью, было основано на анализе многолетних данных вертикального зондирования ионосферы [Гивишивили, Лещенко, 1993]. За прошедшие 30 лет было выявлено множество фактов антропогенного воздействия практически на все параметры нейтральных и заряженных компонент средней и верхней атмосферы. Анализу и поиску ключевых механизмов их возбуждения были посвящены публикации и международные симпозиумы, результаты которых освещались в [Гивишивили, Голицын, 1999], а затем в обзорах [Данилов, 1997, 2012; Данилов, Константинова, 2020]. При этом изначально были предложены две интерпретации источника обнаруженного явления. Первая, изложенная в [Гивишивили, Лещенко, 1993] и развитая в серии статей [Givishvili, Leshchenko, 1993; Гивишивили, Лещенко, 1994, 1995; Гивишивили, Шубин, 1994], основывалась на гипотезе о резком падении содержания свободного кислорода в термосфере, вызванном сжиганием углеродного топлива в промышленных масштабах. Другая точка зрения, представленная в работах [Данилов, 1997, 2012; Данилов, Константинова, 2020], предполагает примат увеличения парниковых газов в атмосфере, вызванного тем же техногенным фактором. В сущности, обе концепции исходили из общего посыла — сжигания углеродного топлива. Горение углерода происходит в цикле множества реакций, которые в конечном счете сводятся к формуле



где Q — тепловой эффект реакции. Различие между трактовками состояло в акцентировании конечного итога этой реакции. В первом случае акцент ставится на уменьшении O_2 , во втором — на росте CO_2 . При этом вторая концепция исходит из теоретической модели реакции атмосферы на гипотетический двукратный рост содержания в ней CO_2 [Roble, Dickinson, 1989] и на ионосферные последствия этого эффекта [Rishbeth, 1990]. Как можно судить по выводам, изложенным в [Данилов, Константинова, 2020], несмотря на все усилия теоретиков каким-либо образом объяснить наблюдаемые процессы непосредственным ростом CO_2 в атмосфере, результаты остаются совершенно неудовлетворительными. Рост CO_2 с середины прошлого столетия составил не 100, а всего 10–15 %, тогда как изменения параметров мезотермосферы и ионосферы ощутимо превышают погрешности их измерений.

Цель нашей работы состоит: 1) в описании технологии, позволяющей оценивать локальные, региональные и глобальные изменения содержания кислорода в верхней атмосфере; 2) в доказательстве того, что суммарное содержание свободного кислорода в атмосфере подвержено убыли, обусловленной техногенными факторами; 3) в выявлении причин, по которым эмпирические свидетельства, фиксирующие этот процесс, так или иначе игнорируются.

1. ТЕХНОЛОГИЯ ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЯ O_2 НА ВЫСОТАХ СЛОЯ Е ИОНОСФЕРЫ

Основу эмпирической базы, на которой строится анализ, составили данные мониторинга ионосферы методом вертикального зондирования (ВЗ), ведущегося на ст. «Москва» с 1943 г. При этом упор делается на результатах измерений характеристик слоя Е. Причин две. Во-первых, влияние процессов ветрового переноса, диффузии и электрического поля на высотах этого слоя в средних широтах малосущественно, поэтому высотное распределение электронной концентрации N_e в нем определяется главным образом потоками ионизирующей солнечной радиации, образующей свободные электроны, и аэрономическими процессами, контролирующими скорость их потерь в реакциях рекомбинации. Следовательно, круг возможных естественных внешних источников неопределенностей, вызывающих вариации N_e , существенно сужается, и остаются в основном антропогенные факторы возмущений этого параметра.

Во-вторых, ключевые характеристики слоя — критическая частота f_oE [МГц] и высота максимума h_mE [км], по которым судят о вертикальном профиле N_e в области высот 100–130 км, определяются с беспрецедентно высокой для геофизики точностью. Частота f_oE находится с погрешностью, не превышающей $\pm 1\%$ при отсутствии помех и нежелезащих спорадических слоев E_s , а h_mE , фактически действующая высота $h'E$, с погрешностью $\pm 2\%$.

В квазиравновесных условиях, которые имеют место в течение 2–4 ч вблизи локального полудня, выполняется равенство

$$N_e = (q/a)^{0.5}, \quad (1)$$

где q — скорость ионообразования; a — эффективный коэффициент потерь электронов в реакциях с положительными ионами. На высоте максимума слоя пиковое значение N_e :

$$N_mE = 1.24 \cdot 10^4 f_oE^2. \quad (2)$$

Ионообразование здесь происходит главным образом благодаря рентгеновскому (8–165 Å) и ультрафиолетовому (977–1037 Å) излучению Солнца. При этом ультрафиолетовое излучение взаимодействует только с O_2 (с эффективностью q_U), тогда как поток рентгеновского излучения ионизует все газовые составляющие, включая три основные — O_2 , O и N_2 (с эффективностью q_X). Отсюда суммарная скорость ионообразования $q_\Sigma = q_U + q_X$, где q_U соответствует $[O_2]$, а q_X соответствует $[O_2] + [O] + [N_2]$. Вследствие высокой плотности потока излучения в ультрафиолетовой части спектра, $q_U > q_X$.

Поскольку прямых методов мониторинга содержания молекулярного кислорода в нижней термосфере не существует, в работе [Иванов-Холодный и др., 1976] был предложен косвенный метод его оценки. Он основан на том факте, что во время вспышки q_U меняется незначительно, тогда как q_X часто возрастает на два и более порядка величины. Иначе говоря, во время вспышек происходит резкий

разбаланс вклада этих двух частей спектра в суммарную скорость ионообразования за счет скачкообразного роста q_X . Их соотношение в момент вспышки можно оценить из уравнения

$$q_X/q_\Sigma = \{[f_o E^B/f_o E]^4 - 1\} / \{[J_{1-8}^B/J_{1-8}]^p - 1\}, \quad (3)$$

где индекс «B» соответствует моменту вспышки; J_{1-8} — интенсивность потока излучения в диапазоне 1–8 Å; $p=0.25 \pm 0.1$.

Признается, что суммарное содержание O_2 , O и N_2 на высотах нижней термосферы оставалось стабильным в течение как минимум всего XX столетия. Поэтому долговременные синхронные ряды данных наземных измерений методом ВЗ и спутниковой регистрации потоков рентгеновского излучения могут дать представление не только об изменчивости $[O_2]$ в зависимости от координат, сезона и цикла солнечной активности, но и о его многолетней динамике над данным пунктом ВЗ.

На основе данных наземного мониторинга ионосферы (ст. «Москва») и спутниковых измерений рентгеновского излучения в работе [Гивишили и др., 2005] было показано, что за период с 1969 по 1994 г. отношение q_X/q_Σ возросло с 1.4 до 2.2. Поскольку суммарная концентрация нейтральных компонент нижней термосферы за это время оставалась стабильной, было высказано предположение, что за 25 лет наблюдений во второй половине XX в. $[O_2]$ на высоте максимума слоя Е ионосферы над пунктом наблюдения понизилась в 2–4 раза.

В работе [Гивишили, Лещенко, 2022а] анализировались также результаты измерений на пяти японских станциях ВЗ. Кроме того, был расширен временной диапазон данных: в Москве с 1969 по 2017 г., в Японии — с 1969 до 2000 г. Это позволило оценить не только временные, но и пространственные характеристики реакции слоя Е ионосферы на рентгеновские вспышки. Оказалось, что во всем анализируемом пространственно-временном диапазоне, во-первых, широтно-долготные эффекты несущественны; во-вторых, ионосфера реагирует на вспышки почти строго единообразно, подтверждая тем самым эффективность метода [Иванов-Холодный и др., 1976]. А близкое сходство значений q_X/q_Σ , определенных по среднегодовым значениям индекса солнечной активности $F10.7$ для Москвы и Японии, позволило представить обобщенную формулу многолетнего положительного тренда этого параметра в следующем виде:

$$q_X/q_\Sigma(t) = 0.0072 \text{Год} + 0.0012 F10.7 - 4.139, \quad (4)$$

где Год = 1969, 1970, ...

2. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ ПАРАМЕТРОВ $f_o E$, $h_m E$ И q_X/q

Для регистрации характеристик слоя Е наиболее удобны равноденственные периоды. Зимой длительность его существования сокращена на несколько часов, значения $f_o E$ значительно понижены, а поглощение зондирующих сигналов в нижележащей области D часто повышенено (так называемая зимняя аномалия). Летом же спорадический слой Е_s экранирует регулярный слой Е большую часть суток. Вместе

с тем для расчетов долговременных трендов скоростей ионообразования необходимо исключить влияние на них не только сезонных, но и циклических факторов. Среднее значение солнечной активности за весь 71-летний период наблюдений составило $F10.7 = 148$. Поэтому в качестве опорной модели для расчетов скоростей ионообразования q_X и q_U нами были приняты данные из модели NRLMSIS [Emmert et al., 2020], соответствующие полудню 15 марта 1970 г. при солнечной активности $F10.7 = 158$.

Расчеты высотных профилей скоростей ионообразования [$\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$] производились по формулам:

$$q_U(h) = \sigma_i [O_2] J_U \times \exp \left\{ -2\sigma_{\alpha 90} \int^{\infty} [O_2] dh Ch(R, \chi) \right\}, \quad (5)$$

$$q_X(h) = \sigma_i [X] J_X \times \exp \left\{ -2\sigma_{\alpha 90} \int^{\infty} [X] dh Ch(R, \chi) \right\}, \quad (6)$$

где $X = O, O_2, N_2$; σ_i и σ_{α} — сечения их ионизации и поглощения соответственно; $Ch(R, \chi)$ — функция Чепмена.

В табл. 1 представлены значения σ_i и σ_{α} , а также интенсивности потоков солнечного излучения на разных длинах волн.

Таблица 1

Сечения ионизации σ_i и поглощения σ_{α} , а также потоки солнечного излучения J_U и J_X на различных длинах волн

$\lambda, \text{\AA}$	$[O_2]$		
	$\sigma_i, \text{см}^{-2}$	$\sigma_{\alpha}, \text{см}^{-2}$	$J_U, \text{см}^{-2} \text{с}^{-1}$
977	$2.5 \cdot 10^{-18}$	$4.0 \cdot 10^{-18}$	$5 \cdot 10^9$
1026	$1.0 \cdot 10^{-18}$	$1.5 \cdot 10^{-18}$	$4 \cdot 10^9$
$[X]$			
	$\sigma_i, \text{см}^{-2}$	$\sigma_{\alpha}, \text{см}^{-2}$	$J_X, \text{см}^{-2} \text{с}^{-1}$
110	$5.3 \cdot 10^{-18}$	$1.4 \cdot 10^{-18}$	$1.8 \cdot 10^8$
80	$3.7 \cdot 10^{-18}$	$8.0 \cdot 10^{-19}$	$2.6 \cdot 10^8$
63	$2.4 \cdot 10^{-18}$	$4.2 \cdot 10^{-19}$	$1.7 \cdot 10^8$
50	$1.7 \cdot 10^{-18}$	$2.2 \cdot 10^{-19}$	$1.7 \cdot 10^8$
37	$1.1 \cdot 10^{-18}$	$1.0 \cdot 10^{-19}$	$9.0 \cdot 10^7$

Сведения об интенсивности потоков ионизирующего излучения J_U и J_X , а также о соответствующих сечениях ионизации и поглощения взяты из работ [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974; Иванов-Холодный, Михайлов, 1980]. Чтобы оценить суммарную скорость ионообразования ($q_\Sigma = q$) при известном значении электронной концентрации в квазиравновесных условиях, необходимо знать эффективную скорость потерь электронов α в реакциях рекомбинации с преобладающими на высотах области Е ионами NO^+ и O_2^+ . Согласно данным лабораторных измерений [Mehr, Biondi, 1969]:

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

$$\alpha_{O_2^+} = 2.2 \cdot 10^{-7} (300/T)^{0.5} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}, \quad (8)$$

Таблица 2

Экспериментальные и расчетные значения основных характеристик слоя Е ионосферы

Параметр	Эксперимент		[Ив-Х, Н] $\chi=60^\circ$	[Ив-Х, Ф] MSIS	[Ив-Х, Ф]* MSIS	[Ив-Х, Ф]* MSIS**
	1	2	3	4	5	6
	1946	2017	1977	1946	1946	2017
$(f_0E)_{150}$, МГц	3.12	3.21	2.62–2.15	2.7	3.16	3.4
N_mE , см^{-3}	$1.2 \cdot 10^5$	$1.3 \cdot 10^5$	$7.6 \cdot 10^4$ – $6.15 \cdot 10^4$	$9.5 \cdot 10^4$	$1.24 \cdot 10^5$	$1.43 \cdot 10^5$
h_m , км	116.5	113	105–109	107	116.5	111.5
q_m , $\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$	$5.4 \cdot 10^3$	$6.6 \cdot 10^3$	$1.95 \cdot 10^3$ – $1.58 \cdot 10^3$	$3.4 \cdot 10^3$	$5.8 \cdot 10^3$	$7.8 \cdot 10^3$
q_X/q_U	0.28	0.82	0.16–0.37	1.23	0.45	0.84

Примечание: * — интенсивность потока J_{977} увеличена в 3 раза, а J_{1026} — в 2 раза; ** — концентрация O_2 на высоте 110 км уменьшена в 3.9 раза.

так что

$$\alpha = \alpha_{O_2^+} \left\{ 1 + 2\varphi^+ / (1 + \varphi^+) \right\}, \quad (9)$$

где $\varphi^+ = [NO^+]/[O_2^+]$.

Согласно NRLMSIS, в равноденственний полдень на широте и долготе Москвы в рассматриваемый период в области высот 105–115 км температура $T \approx 200$ К [Emmert et al., 2020]. Следовательно, исходя из предположения о примерном равенстве содержания ионов NO^+ и O_2^+ вблизи высоты максимума слоя Е [Данилов и др., 1981], можно принять, что эффективный коэффициент рекомбинации (потерь) $\alpha \approx 3.8 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$. Таким образом, в квазиравновесных условиях в соответствии с формулами (1) и (9) суммарная начальная скорость ионизации должна быть близка к $5.4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ (табл. 2, столбец 1).

Результаты наших расчетов с использованием значений параметров, заимствованных из работ [Иванов-Холодный, Нусинов, 1979] ([Ив-Х, Н]) и [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974] ([Ив-Х, Ф]), представлены в столбцах 3–6 табл. 2. Расчеты $q_U(h)$ и $q_X(h)$ с учетом потоков J_U и J_X из работ [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974; Иванов-Холодный, Михайлов, 1980] привели к парадоксальному выводу. Оказалось, что, во-первых, во всем диапазоне высот от 100 км и выше вклад рентгеновского излучения в суммарную скорость ионизации превосходит долю ультрафиолетового излучения (рис. 1), так что вблизи максимума слоя $q_X/q_U = 1.23$ (см. табл. 2, столбец 4). Это противоречит выводам, основанным на эмпирических данных, в том числе в работе [Иванов-Холодный и др., 1977], в которой утверждалось прямо противоположное (столбец 3), а именно, что во всей области Е вклад рентгеновского излучения заведомо ниже доли ультрафиолетового излучения, поэтому отношение q_X/q_U в течение года меняется от минимального (0.15) до максимального (0.32) со средним значением в равноденствие, равным 0.28 (столбец 1). Далее, и скорость ионообразования q_m , и, соответственно, электронная концентрация N_mE в максимуме слоя, а также высота слоя и критическая частота f_0E , приведенная к $F10.7=150$ (столбец 4), оказались существенно ниже эмпирических значений (столбец 1).

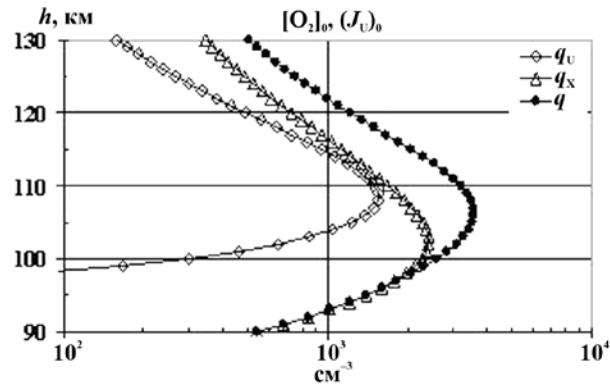


Рис. 1. Расчетные высотные профили q_U , q_X и q определенные по данным о $[O_2]$, $[N_2]$ и $[O]$ из модели NRLMSIS и интенсивности потоков рентгеновского и ультрафиолетового излучения Солнца из работ [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974; Иванов-Холодный, Михайлов, 1980]

Точность оценки параметров слоя Е методом В3 беспрецедентна. Надежность констант реакций (7), (8), выявленных в лабораторных условиях, также сомнений не вызывает. Остается предположить, что все выявленные ошибки обусловлены единой причиной — значительным занижением данных об интенсивности потоков в линиях 977 Å и 1026 Å, табулированных в работе [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974].

3. СКОРРЕКТИРОВАННЫЕ РАСЧЕТЫ

Для того чтобы рассчитанные оценки $q(h)$ удовлетворяли результатам оценок f_0E и N_mE , определенных методом В3, и лабораторным данным о скоростях потерь электронов в реакциях рекомбинации с ионами NO^+ и O_2^+ , мы вынуждены были искусственно повысить интенсивность потоков излучения в линии 977 Å в три раза, а в линии 1026 Å в два раза (поскольку высота пикового значения $q_U(h)$ в линии 977 Å на 3–4 км выше максимума $q_X(h)$ и ближе к реальной высоте максимума слоя Е). Результаты расчетов представлены на рис. 2. Теперь, во-первых, суммарная скорость ионообразования достигает $5.8 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ (см. табл. 2, столбец 5), что даже несколько превышает эмпирическое начальное значение q_m и, соответственно, частоты $(f_0E)_{150}$ для 1946 г.

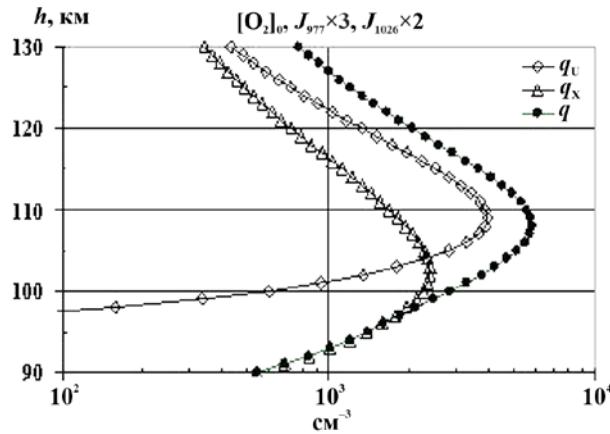


Рис. 2. Расчетные высотные профили q_U , q_X и q , определенные по данным о $[O_2]$, $[N_2]$ и $[O]$ из модели NRLMSIS. Потоки увеличены в линии 977 Å в 3 раза, в линии 1026 Å в 2 раза

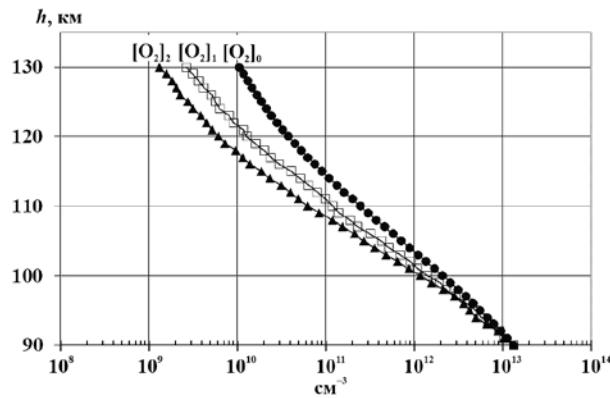


Рис. 3. Высотные профили концентрации $[O_2]$: $[O_2]_0$ — по модели NRLMSIS, $[O_2]_1$ и $[O_2]_2$ — с уменьшением на высоте 110 км в 2.1 и в 3.9 раза соответственно

Во-вторых, на высоте $h_m E = 116.5$ отношение $q_X/q_U = 0.45$. В-третьих, высота максимума скорости ионообразования $h(q_m)$ практически не изменилась, что было ожидаемо.

Добиться синхронного роста частоты $f_o E$ и одновременного понижения высоты $h_m E$ на требуемые 3.5 км для 2017 г. удалось только при радикальном уменьшении содержания молекулярного кислорода на высотах, превышающих высоту турбопаузы (~ 100 км). Стартовая высота, с которой содержание молекулярного кислорода искусственно уменьшалось нами, составляла 90 км. На рис. 3 показаны высотные профили концентрации $[O_2]$ для координат Москвы: $[O_2]_0$ — по модели NRLMSIS, $[O_2]_1$ и $[O_2]_2$ — с уменьшением на высоте 110 км в 2.1 и в 3.9 раза соответственно.

Удовлетворительный результат был получен при понижении концентрации O_2 до ~ 4 раз. В этом случае высотные профили $q_X(h)$, $q_U(h)$ и $q(h)$ имели вид, представленный на рис. 4. При этом $h(q_m)$ — рассчитанная высота максимума $q(h)$ понизилась на 5 км, а пиковое значение q_m достигло $7.8 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ (столбец 6). При неизменном значении эффективного коэффициента потерь это было бы эквивалентно $N_m E = 1.43 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3} \cdot (f_o E = 3.4 \text{ МГц})$, что заметно превышало бы искомое значение $N_m E = 1.2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. Вместе с тем отношение q_X/q_U на высоте $h_m E = 113$ км возрас-

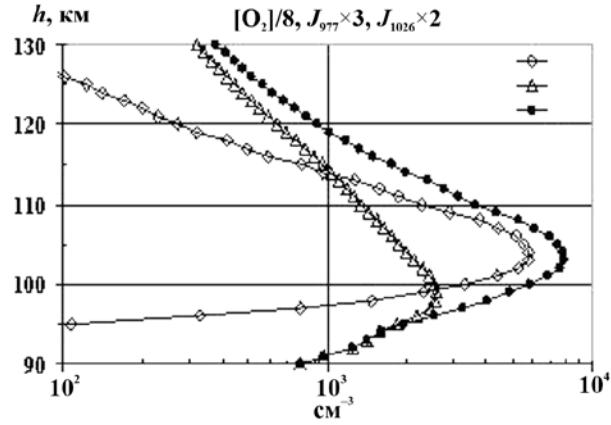


Рис. 4. Расчетные высотные профили q_U , q_X и q , определенные по $[N_2]$ и $[O]$ из NRLMSIS, а $[O_2]$ уменьшена на высоте 110 км в 3.9 раза. Потоки увеличены в линии 977 Å в 3 раза, в линии 1026 Å в 2 раза

тает до 0.84 (столбец 6). Тем самым выполняются оба требования к расчетным профилям $q_U(h)$ и $q_X(h)$: а) $q_U(h) > q_X(h)$; б) $q_U(h) + q_X(h) \geq 5.4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ (см. табл. 2).

Незначительное реально наблюдаемое увеличение $N_m E(f_o E)$ при сильном росте q_m можно объяснить следующим образом. Содержание ионов NO^+ на высоте максимума слоя Е определяется отношением [Брасье, Соломон, 1987]

$$\begin{aligned} [NO^+] = & \left\{ \gamma_1 [NO] \left[^* - O_2^+ \right] + \right. \\ & \left. + \gamma_2 [N_2] [O^+] + \gamma_3 [O] [N_2^+] \right\} / \alpha_{NO^+} N_e, \end{aligned} \quad (10)$$

где $\gamma_1 = 6.3 \cdot 10^{-10}$, $\gamma_2 = 10^{-12}$, $\gamma_3 = 1.4 \cdot 10^{-10}$.

При многократном сокращении содержания O_2 и O_2^+ концентрация NO^+ должна измениться менее заметно, поскольку известно, что концентрация $[N_2]$ в верхней атмосфере не подвержена заметным долговременным изменениям, а $[O^+]$ мы приняли не зависящей от времени. (Это не вполне корректное допущение, но, как показывают оценки, скорость уменьшения $[O^+]$ в сравнении со скоростью убыли $[O_2^+]$ действительно мала, на что, в частности, указывают данные [Похунков и др., 2003]).

Расчеты по формуле (10) для координат Москвы, высоты 110 км и условий 15 марта 1970 г. ($F10.7 = 170$) по модели MSIS и по данным о концентрации O_2^+ из [Данилов и др., 1981], а O^+ и N_2^+ — из [Кошелев и др., 1983] показали, что $[NO^+]_1 = 6.7 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. При уменьшении $[O_2]$ в четыре раза новое значение $[NO^+]_2 = 2.1 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. Иначе говоря, уменьшение $[NO^+]$ происходит в 1.25 раза медленнее падения $[O_2]$. Соответственно, при прочих равных условиях должен наблюдаться рост скорости рекомбинации электронов в те же примерно 1.25 раза, компенсирующий возрастание скорости ионообразования и приводящий к менее заметному росту $N_m E(f_o E)$, чем следовало бы ожидать при неизменной скорости потерь электронов.

Остается открытым давний вопрос о несовпадении высот максимумов электронной концентрации $h_m E$ и скорости ионообразования q_m $h(q_m)$, достигающим 8–9 км. Вероятно, оно связано с тем, что скорость потерь электронов при переходе от области D

(60–90 км) к слою F1 (~200 км) меняется примерно на три порядка величины. И происходит это вследствие радикальной смены состава положительных ионов с ростом высоты: в области D преобладают кластерные ионы C1: $\text{NO}^+(\text{H}_2\text{O})$, $\text{NO}^+(\text{H}_2\text{O})_2$, $\text{NO}^+(\text{H}_2\text{O})_3$ с константами скоростей $\alpha_{\text{Cl}}=(5-10)\cdot 10^{-6}(300/T)^{0.5} \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$, тогда как в слое F1 электроны рекомбинируют в основном с преобладающими ионами O^+ со скоростью $\alpha=(5-10)\cdot 10^{-9} \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ [Альперт, 1972]. Вместе с тем на высотах максимума области E, где доминируют ионы NO^+ и O_2^+ , концентрация электронов весьма чувствительна к колебаниям отношения $[\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ в силу того, что $\alpha_{\text{NO}^+} \approx 2\alpha_{\text{O}_2^+}$.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дискуссия о ключевом механизме, инициирующем охлаждение и оседание атмосферы, ведется с момента обнаружения влияния антропогенной деятельности на состояние ионосферы и появления сформулированной нами гипотезы о решающей роли в этом процессе техногенной убыли свободного кислорода в верхних слоях атмосферы [Гивишивили, Лещенко, 1995]. Очевидно, что массовый выброс диоксида углерода в приземных слоях атмосферы приводит к связыванию свободного кислорода во всем столбе атмосферы. А последствия этого процесса таковы, что даже микроскопическое (по меркам приземных слоев) сокращение $[\text{O}_2]$ приводит к необратимым изменениям в атмосфере в целом. Причем наибольший резонанс этот эффект производит там, где плотность атмосферы на много порядков ниже, чем в тропосфере.

В связи с чем возникают два вопроса. Первый: почему в приземных слоях атмосферы никаких ощущимых изменений концентрации кислорода не замечено до сих пор? При том что основным источником убыли $[\text{O}_2]$ является техногенная деятельность, связывающая свободный кислород в диоксид углерода.

До середины XX столетия выбросы в атмосферу продуктов ископаемого топлива были сравнительно невелики: в 1960 г. общее содержание $\Sigma(\text{CO}_2)_1$ в атмосфере равнялось 315 ppm или $1.6\cdot 10^{12}$ тонн. Ситуация резко изменилась во второй половине XX столетия, и к 2010 г. $\Sigma(\text{CO}_2)_2$ выросло до 385 ppm или $2.0\cdot 10^{12}$ тонн [<https://techcrunch.com/author/jonathan-shieber/>]. Таким образом, за 50 лет суммарная масса $\Delta\text{CO}_2 = \Sigma(\text{CO}_2)_2 - \Sigma(\text{CO}_2)_1$ выросла на $4.0\cdot 10^{11}$ тонн. Поскольку массовая доля O_2 в CO_2 составляет 70 %, то отмеченный рост ΔCO_2 эквивалентен падению интегральной массы $\Delta\text{O}_2 = \Sigma(\text{O}_2)_2 - \Sigma(\text{O}_2)_1$ за тот же временной интервал на $3.0\cdot 10^{11}$ тонн.

Если признать, что до 1960 г. содержание O_2 оставалось стабильным, то его общая масса $\Sigma(\text{O}_2)_1$ достигала $1.3\cdot 10^{15}$ тонн. Отсюда следует, что общие потери ΔO_2 за 50 лет составили 0.0025 % от его тотального содержания. Иначе говоря, уменьшение массы O_2 , обусловленное сжиганием углеродного топлива, еще не успело отразиться на его концентрации в приземных слоях, равной 20.9488 ± 0.0017 %. Еще менее ощутимы эти потери при пересчете на годовую скорость убыли O_2 : $\Delta\text{O}_2/50 = 6\cdot 10^9$ тонн/год. По отношению к общей массе ΣO_2 это составляет $6\cdot 10^9 / 1.3\cdot 10^{15} = 4.6\cdot 10^{-6}$ тонн/год. Ни один суще-

ствующий прибор или датчик не обладает чувствительностью, способной обнаружить подобные изменения содержания кислорода до тех пор, пока в атмосфере происходит полное перемешивание газовых составляющих. Однако то, что оставалось незамеченным в абсолютных потерях O_2 , оказалось бросящимся в глаза в относительных потерях для слоев атмосферы выше турбопаузы (~100 км). Потому что здесь, во-первых, высотное распределение каждой атмосферной составляющей становится независимым от других, и, во-вторых, плотность атмосферы ниже приземной на 6–7 порядков величины.

Если считать, что до середины XX в. масса $\Sigma(\text{O}_2)_1$ оставалась неизменной, то, согласно MSIS, в 1946 г. выше 100 км $\Sigma(\text{O}_2)_1 = 5\cdot 10^8$ тонн. По нашим оценкам, основанным на данных ионосферного мониторинга, за 71 год выше 100 км $\Sigma(\text{O}_2)_2$ понизилась на $3.8\cdot 10^8$ тонн, что эквивалентно ~75 %. Таким образом, несмотря на то что источники убыли O_2 в термосфере расположены в основном в тропосфере, их воздействие на атмосферу гораздо сильнее сказывается на высотах, где ее плотность на много порядков ниже, чем в приземных слоях.

В работе [Гивишивили, Лещенко, 2022б] обращалось внимание на то, что заметные возмущения в ионосфере и особенно в слое E стали проявляться после 1957–1958 гг. Эффект объяснялся началом именно в эти годы скачкообразного роста числа наземных ядерных испытаний и запусков баллистических ракет. Инжектируя в среднюю и верхнюю атмосферу массу радиоактивных аэрозолей и изотопов десятков различных элементов, они сыграли роль катализатора возмущений этих сред. При этом ударная волна, распространяясь на сотни и тысячи километров по горизонтали, должна была способствовать также скачкообразному росту интенсивности турбулентности и заносу мезосферного воздуха на высоты термосферы. Волна возмущений в нейтральной атмосфере, направленная снизу вверх, должна была проявиться в ионосфере с некоторым запаздыванием: с переходом от области D (60–90 км) через слой E (90–130 км) к слою F2 (200–400 км). Данные измерений на установках некогерентного рассеяния в Миллстоун-Хилл и Сен-Сантин свидетельствуют, что возмущения достигли высот слоя F2 около 1980 г. Следовательно, примерно 250 км они преодолели за ~20 лет, т. е. скорость их вертикального распространения составляла ~12.5 км/год, что на четыре порядка величины ниже скоростей зонального или меридионального ветра. Учитывая настолько низкую скорость вертикального переноса при суммарной массе потерь O_2 за 50 лет наблюдений 0.0025 %, неудивительно, что эти потери малозаметны при прямых оценках $[\text{O}_2]$ и в полной мере их можно оценить только на высотах, где фотохимические процессы превалируют над динамическими.

5. ВОЗМОЖНОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ ПРИЧИН ИГНОРИРОВАНИЯ ФАКТОРА КИСЛОРОДА

Почему же столь явная причинно-следственная связь между содержанием кислорода в атмосфере и ее

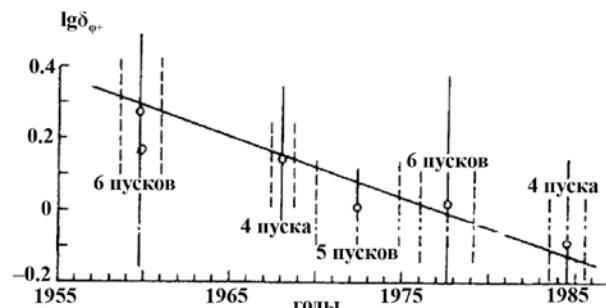


Рис. 5. Усредненные по нескольким временным интервалам величины ϕ^+ пусков (кружочки) на высоте 120 км для среднеширотных пусков: вертикальные отрезки — среднеквадратичные отклонения, сплошная линия — тенденция изменения ϕ^+

структурой до сих пор не принимается во внимание большинством интерпретаторов явления ее охлаждения и оседания? На наш взгляд, основная причина состоит в том, что концепция о доминирующей роли кислорода подвергалась необоснованной критике с двух сторон. С одной стороны, в статье [Данилов, Смирнова, 1997] этот тренд объяснялся многолетним изменением ионного состава слоя Е. Анализируя данные ракетных масс-спектрометрических измерений ионного состава, авторы пришли к выводу, что за период с 1957 по 1986 г. отношение $\phi^+ = [\text{NO}^+]/[\text{O}_2^+]$ на высоте 120 км уменьшилось в 2–4 раза (рис. 5).

Отсюда, в соответствии с уравнениями (1), (2) и (9), рост N_e в слое Е и, соответственно, f_0E объяснялся падением отношения $[NO^+]/[O_2^+]$ и, следовательно, скорости рекомбинации электронов. При этом природа столь стремительного падения параметра ϕ^+ никак не объяснялась авторами и принималась как его естественный многолетний тренд.

Эффект не связывался ни с геомагнитной, ни с солнечной активностью, что не могло не вызвать удивления. Поскольку, если содержание O_2^- и, соответственно, O_2^+ остается неизменным, при сохранении подобной скорости уменьшения ϕ^+ содержание ионов NO^+ на высотах 110–130 км (как, по-видимому, и на высотах области D) в следующие 20–30 лет должно было свестись практически к нулю!

Тем не менее их ошибке есть вполне естественное объяснение. Анализ данных спутниковых измерений в средних широтах на высотах, близких к максимуму слоя Е, показал сильную зависимость содержания NO от времени суток, геомагнитной и в особенности от солнечной активности [Titheridge, 1997], так что

$$[\text{NO}] = \left\{ 14.8 + 0.22(F10.7 - 100) - 0.0008(F10.7 - 100)^2 + 0.1s\Phi \right\} \cdot 10^6 \text{ [cm}^{-3}\text{]}, \quad (11)$$

где $s = 0$ соответствует равноденствию, а $s=1$ — солнцестоянию, Φ — широта.

Принимая во внимание крайнюю изменчивость содержания NO на исследуемых высотах, мы провели анализ зависимости $[NO^+]$ от различных факторов и нашли, что вариации $\delta\phi^+$, выявленные в [Данилов, Смирнова, 1997], оказались следствием его зависимости от уровня солнечной активности [Гвишвили,

Лещенко, 2009]. Дело в том, что запуски ракет производились не с равномерным временным интервалом, а были объединены в пять больших групп, временные «эпицентры» которых случайным образом совпали с периодами, резко различающимися по уровням солнечной активности.

В табл. 3 представлены годы, к которым центрировались результаты этих групп данных, среднегодовые индексы солнечной активности, соответствующие этим годам, а также значения $[NO]$, рассчитанные по формуле (11) для условий равноденствия ($s=0$). Как можно видеть, $[NO]$ и, соответственно, параметр ϕ^+ строго следуют за солнечной активностью (с коэффициентом корреляции, достигающим 0.996) в силу справедливости выражения (10). Таким образом, пренебрежение вопросом о возможных причинах столь сильной вариативности $[NO]$ и, следовательно, $[NO^+]$ способствовало бездоказательному утверждению о зависимости ϕ^+ от времени. В дальнейшем этот вывод послужил автору работы [Данилов, 1997] поводом выдвинуть некорректное объяснение многолетнего роста f_0E , которое было принято как заслуживающее доверия большинством исследователей данной проблемы [Lastovička et al., 2008].

Таблица 3

Зависимость [NO] от уровня солнечной активности

Годы	1960	1968	1972	1977	1985
$F10.7$	162	149	129	87	75
[NO]	$2.5 \cdot 10^7$	$2.3 \cdot 10^7$	$2.1 \cdot 10^7$	$1.1 \cdot 10^7$	$0.9 \cdot 10^7$

В работе [Данилов, Смирнова, 1999] при анализе данных ракетных измерений электронной концентрации N_e в D-области ионосферы авторы заявили: «Величина изменения $\lg N_e$ на 80 км за примерно 25 лет (1962–1987 гг.) составляет 0.8. Это означает, что величина электронной концентрации выросла за этот период почти в шесть раз! Тем не менее и в данном случае они не сочли необходимым рассмотреть возможные причины и последствия столь ошеломляющей скорости роста электронной концентрации в области D (в 6 раз за менее чем 30 лет!). Они не учли, что при сохранении подобного тренда уже сегодня была бы невозможна дальняя радиосвязь в декаметровом диапазоне, поскольку большая часть радиосигналов поглощалась бы в нижней ионосфере. Правда, следует признать, что в дальнейшем авторы не ссылались на столь шокирующие выводы о трендах электронной концентрации в нижней ионосфере.

Другим препятствием к признанию техногенной убыли кислорода в качестве основного механизма охлаждения и оседания атмосферы явилось представление о том, что заметные изменения $[O_2]$ в среднеширотной верхней атмосфере вызываются одними лишь сезонными вариациями этого параметра [Иванов-Холодный, Нусинов, 1979]. В частности, Иванов-Холодный и Нусинов [1979] утверждали, что зимняя аномалия (при фиксированном зенитном угле Солнца $\chi f_0 E$ зимой больше, чем летом) объясняется двукратным уменьшением в E -слое содержания O_2 зимой относительно лета (рис. 6, а).

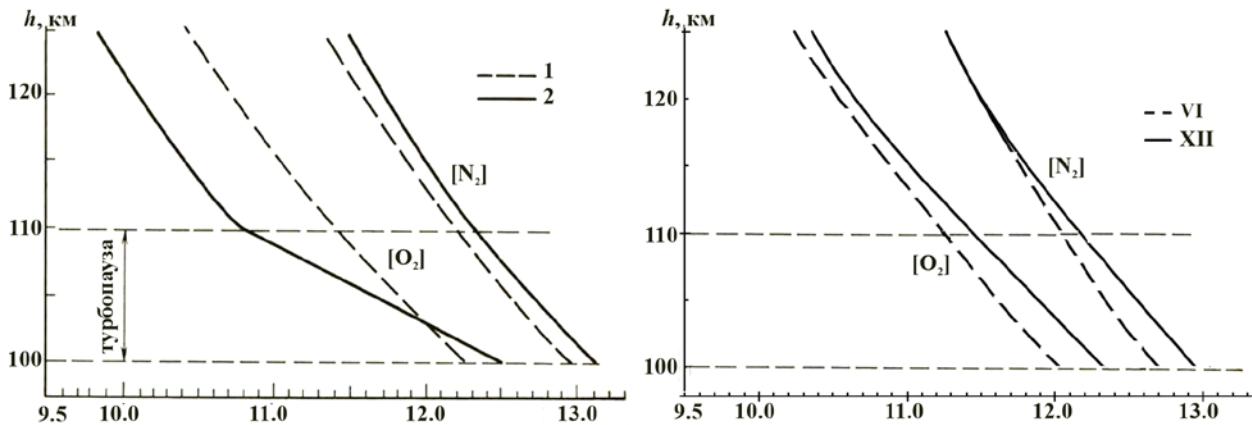


Рис. 6. Высотные профили $[O_2]$ для зимы (2) и лета (1) по [Иванов-Холодный, Нусинов, 1979] (а); полуценные высотные профили $[O_2]$ для зимы и лета и широты Москвы (1983 г.) согласно NRLMSIS (б)

Однако эта гипотеза ошибочна. Поскольку, во-первых, согласно модели NRLMSIS сезонные вариации кислорода имеют прямо противоположные знаки: на высотах среднеширотной нижней термосферы $[O_2]$ зимой больше, чем летом (см. рис. 6, б). Во-вторых, как показали наши оценки, выполненные по данным о летних и зимних высотных профилей $[O_2]$, представленных на рис. 6, а, расчетные значения f_0E летом и зимой оказались на 0.5–1.0 МГц ниже фактических (см. табл. 2, столбец 3). При точности измерений этого параметра ± 0.05 МГц [URSI, 1978] данное расхождение между теорией и экспериментом неприемлемо: оно свидетельствует о том, что исходные данные, принятые в расчетах [Иванов-Холодный, Нусинов, 1979], неверны. Что и подтверждается сопоставлением рис. 6, а, б. Видно, что на высоте 110 км принятые в работе [Иванов-Холодный, Нусинов, 1979] значение $[O_2]$ зимой ниже, чем в модели MSIS, на порядок величины, а летом — как минимум в три раза. Как следствие, оказываются чрезвычайно заниженными и рассчитанные авторами скорости ионообразования, и определенные им летние и зимние значения f_0E . Возможно поэтому, чтобы избежать обсуждения вопроса о недопустимо большом расхождении между модельными и эмпирическими значениями f_0E , они не приведены в цитируемом сборнике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Явление многолетнего охлаждения и оседания верхних слоев атмосферы было открыто в 1993–1995 гг. и получило подтверждение в следующие годы. Однако техногенный рост содержания диоксида углерода в атмосфере не может быть признан основным механизмом, провоцирующим изменение климата мезотермосферы, несмотря на многочисленные исследования в этом направлении.

2. Между тем расчеты показывают, что получить адекватное объяснение многолетним изменениям ключевых характеристик, в частности, слоя Е ионосферы удается лишь при признании факта многократного уменьшения содержания молекулярного кислорода в термосфере в глобальном масштабе. Иначе говоря, к охлаждению и оседанию атмосферы приводит не столько увеличение в ней содержания

парниковых газов, сколько уменьшение массы свободного кислорода. Таким образом, многолетние дискуссии, касающиеся основного механизма процесса охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы, можно считать завершенными.

3. Вопрос о влиянии свободного кислорода на состояние атмосферы остается на сегодня наименее изученным. Для того чтобы модели приобрели значимую прогностическую ценность, они обязаны учитывать это обстоятельство, поскольку антропогенное давление на атмосферу усиливается с каждым годом.

4. Мониторинг ионосферы можно рассматривать как эффективный и чувствительный инструмент для определения экологического состояния атмосферы в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альперт Я.Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера. М.: Наука, 1972. 564 с.
- Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 412 с.
- Гивишивили Г.В., Голицын Г.С. О Международном рабочем совещании «Охлаждение и оседание средней и верхней атмосферы» (Москва, 6–10 июля 1998 г.). *Геомагнетизм и аэрономия*. 1999. Т. 39, № 3. С. 139–144.
- Гивишивили Г.В., Лещенко Л.Н. Долговременные тренды свойств ионосферы и термосферы средних широт. *Доклады АН*. 1993. Т. 333, № 1. С. 86–89.
- Гивишивили Г.В., Лещенко Л.Н. Возможное доказательство наличия техногенного воздействия на среднеширотную ионосферу. *Доклады АН*. 1994. Т. 334, № 2. С. 213–214.
- Гивишивили Г.В., Лещенко Л.Н. Динамика климатического тренда среднеширотной области Е ионосферы. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1995. Т. 35, № 3. С. 166–174.
- Гивишивили Г.В., Лещенко Л.Н. Зависимость отношения $[NO^+]/[O_2^+]$ в слое Е ионосферы от солнечной активности. *Солнечно-земная физика*. 2009. Вып. 14 (127). С. 93–96 // Givishvili G.V., Leshchenko L.N. Dependence of the $[NO^+]/[O_2^+]$ ratio in the ionosphere layer E on solar activity. *Solar-Terrestrial Physics*. 2009. Iss. 14 (127). P. 93–96.
- Гивишивили Г.В., Лещенко Л.Н. Многолетний тренд реакции Е-слоя ионосферы на солнечные вспышки. *Солнечно-земная физика*. 2022а. Т. 8, № 1. С. 51–57. DOI: [10.12737/szf-81202206](https://doi.org/10.12737/szf-81202206) // Givishvili G.V., Leshchenko L.N. The long-term trend of the reaction of the E-layer of the ionosphere to solar flares. *Solar-Terrestrial Physics*. 2022a. Vol. 8, no. 1. P. 51–57. DOI: [10.12737/stp-81202206](https://doi.org/10.12737/stp-81202206).

Гивишили Г.В., Лещенко Л.Н. О причинах охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы. *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2022б. Т. 58, № 5. С. 601–614.

Гивишили Г.В., Шубин В.Н. Долговременные вариации содержания атомного кислорода в верхней атмосфере. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1994. Т. 34, № 4. С. 169–173.

Гивишили Г.В., Иванов-Холодный Г.С., Лещенко Л.Н., Чертопруд В.Е. Солнечные вспышки и газовый состав верхней атмосферы. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2005. Т. 45, № 2. С. 263–267.

Данилов А.Д. Долгопериодные вариации температуры и состава мезосферы и термосферы (Обзор). *Геомагнетизм и аэрономия*. 1997. Т. 37, № 2. С. 1–17.

Данилов А.Д. Долговременные тренды в верхней атмосфере и ионосфере (Обзор). *Геомагнетизм и аэрономия*. 2012. Т. 52, № 3. С. 291–312.

Данилов А.Д., Константинова А.В. Долговременные вариации параметров средней и верхней атмосферы и ионосферы (Обзор). *Геомагнетизм и аэрономия*. 2020. Т. 60, № 4. С. 411–435.

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

Данилов А.Д., Смирнова Н.В. Долговременные тренды электронной концентрации в области D: экспериментальные данные. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1999. Т. 39, № 2. С. 107–112.

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

Иванов-Холодный Г.С., Михайлов А.В. Прогнозирование состояния ионосферы (детерминированный подход). Л.: Гидрометиздат, 1980. 190 с.

Иванов-Холодный Г.С., Симонов А.Г. Образование и динамика дневного среднеширотного слоя Е ионосферы. *Труды Института прикладной геофизики*. М.: Госкомгидромет, 1979. Вып. 37. 129 с.

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

Иванов-Холодный Г.С., Лещенко Л.Н., Одинцова И.Н. Соотношение рентгеновского и ультрафиолетового излучений солнечных вспышек в ионизации Е-области ионосферы. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1976. Т. 16, № 2. С. 246–250.

Иванов-Холодный Г.С., Лещенко Л.Н., Нусинов А.А., Одинцова И.Н. Влияние сезонных вариаций нейтральной атмосферы на ионизацию Е-области ионосферы. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1977. Т. 17, № 5. С. 839–846.

Копелев В.В., Клинов Н.Н., Сутырин Н.А. Аэрономия мезосферы и нижней термосферы. М.: Наука, 1983. 183 с.

Похунков А.А., Рыбин В.В., Тулинов Г.Ф. Тренд атмосферного кислорода в термосфере средних и экваториальных широт. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2003. Т. 43, № 5. С. 688–696.

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*. 2020. Vol. 8, no. 3, e2020EA001321. DOI: [10.1029/2020EA001321](https://doi.org/10.1029/2020EA001321).

Givishvili G.V., Leshchenko L.N. D region depletions about the Persian Gulf. *J. Atmos. Terr. Phys.* 1993. Vol. 55, no. 1. P. 125–128.

Laštovička J., Akmaev R.A., Beig G., et al. Emerging pattern of global change in the upper atmosphere and ionosphere. *Ann. Geophys.* 2008. Vol. 26, no. 5. P. 1255–1268. DOI: [10.5194/angeo-26-1255-2008](https://doi.org/10.5194/angeo-26-1255-2008).

Mehr F.J., Biondi M.A. Electron temperature dependence and recombination of O_2^+ and NO^+ ions with electrons. *Phys. Rev.* 1969. Vol. 181, no. 1. P. 264–269. DOI: [10.1103/PhysRev.181.264](https://doi.org/10.1103/PhysRev.181.264).

Rishbeth H. A greenhouse effect in the ionosphere? *Planet. Space Sci.* 1990. Vol. 38. P. 945–948. DOI: [10.1016/0032-0633\(90\)90061-T](https://doi.org/10.1016/0032-0633(90)90061-T).

Roble R.G., Dickinson R.E. How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? *Geophys. Res. Lett.* 1989. Vol. 16. P. 1441–1444. DOI: [10.1029/GL016i012p01441](https://doi.org/10.1029/GL016i012p01441).

Titheridge J.E. Model results for the ionospheric E region: solar and seasonal changes. *Ann. Geophys.* 1997. Vol. 15, no. 1. P. 63–78. DOI: [10.1007/s00585-997-0063-9](https://doi.org/10.1007/s00585-997-0063-9).

URSI Handbook of Ionogram Interpretation and Reduction. Report UAG-23. 1978. 138 с.

URL: <https://techcrunch.com/author/jonathan-shieber/> (дата обращения 5 июля 2024 г.).

Как цитировать эту статью:

Гивишили Г.В., Лещенко Л.Н. «Кислородное голодание» атмосферы. *Солнечно-земная физика*. 2025. Т. 11, № 1. С. 41–49. DOI: [10.12737/szf-111202504](https://doi.org/10.12737/szf-111202504).