Солнечно-земная физика. Вып. 14 (2009) С. 89–92

УДК 551.510.535, 550.338

ГОДОВОЙ ХОД ГАЗОВОГО СОСТАВА НА ВЫСОТАХ СЛОЯ Е ИОНОСФЕРЫ

Г.В. Гивишвили, Л.Н. Лещенко

ANNUAL VARIATION OF GAS COMPOSITION AT THE HEIGHT OF THE IONOSPHERIC E LAYER

G.V. Givishvili, L.N. Leshchenko

Рассматриваются результаты анализа сезонных вариаций газового состава среднеширотной нижней термосферы (ионосферная область Е) по данным наземного ионосферного зондирования и спутниковых измерений потока рентгеновского излучения, получаемым во время солнечных рентгеновских вспышек. В противоположность прежним представлениям показано, что особенности годового хода критической частоты слоя Е и сезонной аномалии в нем объясняются уменьшением содержания молекулярного кислорода в период не зимнего, а летнего солнцестояния.

We study results of analysis of seasonal variations in gas composition in the lower thermosphere (ionospheric E region) using ground-based ionospheric sounding data and satellite measurement data on the X-radiation flux obtained during solar X-ray flares. Contrary to previous ideas, peculiarities of annual variation of the E-layer critical frequency and its seasonal anomaly are explained by decrease in molecular oxygen content during the summer solstice rather than during the winter one.

Введение

В работе [Иванов-Холодный и др., 1977] был предложен метод оценки сезонных вариаций газового состава на высотах максимума слоя Е средних широт по соотношению вклада ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца, регистрируемого во время солнечных рентгеновских вспышек. Метод основан на определении с помощью данных о критической частоте слоя Е f_{0E} безразмерного отношения

$$R_q=q_X/q_U\infty\{[N_2]+[O_2]+[O]\}/[O2],$$

где q_U – скорость ионизации ультрафиолетовым излучением Солнца, ионизирующим только молекулы O_2, q_X – скорость ионизации рентгеновским излучением, взаимодействующим со всеми газовыми компонентами, включая основные – N_2, O_2 и O. Анализ ионосферных и солнечных данных, получаемых во время рентгеновских вспышек, показал, что параметр R_q в средних широтах испытывает существенные сезонные колебания, а именно он минимален зимой и максимален летом: $(R_q)_л/(R_q)_з$ = 1.88 (здесь нижние индексы «л» и «з» соответствуют летним и зимним значениям). Этот факт в работах [Иванов-Холодный, и др., 1977, 1979] был истолкован как указание на то, что на высотах максимума среднеширотного слоя Е ($h_{mE}\approx$110 км) концентрация O_2 летом существенно выше, чем зимой: $[O_2]_л/[O_2]_з$=1.85÷2.0. Этот вывод прямо противоречит модели MSIS-90 [Hedin, 1991], согласно которой на высоте 110 км содержание молекулярного кислорода летом заметно ниже, чем зимой: $[O_2]_л/[O_2]_з\approx$0.7 как при высокой, так и при низкой солнечной активности (нижние индексы «л» и «з» такие же, как выше). Тем же ростом $[O_2]$ при переходе от зимы к лету объясняется в работе [Иванов-Холодный, и др., 1979] и эффект зимней аномалии в слое Е. Так как MSIS-90 базируется на обширном и разнообразном эмпирическом материале, возникает вопрос о причинах расхождения с нею выводов, следующих из работ [Иванов-Холодный, и др., 1977, 1979]. Цель настоящей работы состоит в поиске ответа на этот вопрос.

Метод измерения

Баланс ионизации в слое Е описывается уравнением

$$d_{ne}/dt=q-\alpha\, n_e^2,$$

где n_e=1.24·10^4 – электронная концентрация, α – эффективный коэффициент рекомбинации, q – скорость ионообразования. Ионизация в слое Е происходит главным образом благодаря солнечной радиации в двух спектральных диапазонах: ультрафиолетовом (977–1037 Å) и рентгеновском (8–165 Å), так что $q=q_U+q_X$, где нижние индексы «U» и «X» означают ультрафиолетовое и рентгеновское излучение соответственно. Рентгеновское излучение ионизирует все газовые компоненты верхней атмосферы, включая основные – N_2, O_2 и O. Тем не менее, в невозмущенных условиях оно обеспечивает только 10–20 % от общей ионизации слоя [Иванов-Холодный и др., 1976] и основная роль в генезисе нормального слоя Е принадлежит ультрафиолетовой радиации, взаимодействующей только с O_2. При этом

$$q_X/q_U=(q_X/q)/(1-q_X/q). \quad (1)$$

Во время рентгеновских вспышек на Солнце интенсивность потока излучения в ультрафиолетовом диапазоне J_U меняется не более, чем на единицы процентов, тогда как J_X – в десятки и сотни раз [Митра, 1977]. Именно этот источник (прежде всего, излучение в диапазоне 31–120 Å) приводит к возрастанию критической частоты f_{0E} на 0.1–0.5 МГц, что сравнительно легко отождествляется эффектом вспышки. Полагая, что во время вспышек q_U остается постоянным, а q_X возрастает пропорционально излучению J_X, получим

$$q^B=q_X J_X^B/J_X+q_U, \quad (2)$$

где J_X^B– интенсивность рентгеновского излучения во время вспышки, J_X – при спокойных условиях. Из (1) и (2) следует, что дополнительная скорость ионизации, обусловленная вспышечным эффектом, равна

$$\Delta q=q^B-q=q_X(J_X^B/J_X-1), \quad (3)$$

так что

$$\Delta q/q=q_X/q(J_X^B/J_X-1). \quad (4)$$

До 1973 г. патрульные измерения интенсивности рентгеновского излучения проводились только в диапазонах 1–8 и 8–20 Å (SGD). Поэтому для оценки значений $\Delta q/q$ в работе [Иванов-Холодный и др.. 1976] использовалось выражение

$$\Delta q/q=q_X/q\{[J^B_{8-20}/J_{8-20}]^m-1\}, \quad (5)$$

где m=0.5±0.2 .

Сведения об излучении в диапазоне 8–20 Å после 1973 г. отсутствуют. Поэтому в дальнейшем ис-

пользовались данные измерений в диапазоне 1–8 Å. В работе [Гивишвили и др., 2005] было показано, что выражение (5) преобразуется в уравнение

$$\Delta q/q = q_X/q\{[J^B_{1-8}/J_{1-8}]^p - 1\} = \{[f_0E^B/f_0E]^4 - 1\}, \quad (6)$$

где p=0.25±0.10. Отсюда

$$q_X/q = \{[f_0E^B/f_0E]^4 - 1\}/\{[J^B_{1-8}/J_{1-8}]^{0.25} - 1\}, \quad (7)$$

и, таким образом, из (1) находится q_X/q_U.

Анализ данных измерений

В обсуждаемых работах [Иванов-Холодный, и др., 1977, 1979] анализировались данные вертикального зондирования (ВЗ) ряда среднеширотных станций во время 31 вспышки, из которых семь случаев пришлись на зимний, 19 – на равноденственный и пять – на летний периоды 1968–1972 гг. Было показано, что при переходе от зимы к лету отношение $(R_q)_Э$ (нижний индекс «Э» означает экспериментальный) возрастает примерно в два раза (см. табл. 1). Авторы [Иванов-Холодный, и др., 1977, 1979] связали этот эффект с соответствующим увеличением $[O_2]$ в два раза.

Таблица 1

Сезонные вариации газового состава и параметра (R_q)

	Зима	Весна	Лето	Зима/лето
$[O_2]$ (Jacc)	0.7	1	1.3	0.54
$[O_2]$ (MISS)				1.54–1.85*
$(R_q)_Э$	0.14÷0.17	0.2÷0.24	0.32	0.44–0.53
$(R_q)_{P1}$	0.16	0.22	0.3	0.53
$(R_q)_{P2}$	1.63	1.35	1.38	
$(R_q)_{P3}$	0.23	0.22	0.19	1.2
$(R_q)_{P4}$	0.16	0.22	0.27	0.6
$[O_2]/[N]$	0.22	0.19	0.09	2.4

* значения для $[O_2]$ для высот 105 и 110 км соответственно

Для расчетов скоростей ионизации, соответствующих найденным в этой работе вариациям $(R_q)_Э$, была выбрана модель газового состава Якки-1971 [Jacchia, 1971]. Чтобы интерпретировать обнаруженный годовой ход параметра $(R_q)_Э$, зимние концентрации O_2 на высотах более 100 км были уменьшены вдвое относительно летних (см. колонку 5 в табл. 1) [Иванов-Холодный и др.. 1976]. Расчеты скоростей ионизации q_X, q_U и отношений $(R_q)_{P1}$ (нижний индекс «Р1» означает расчетный) производились на основе данных о потоках солнечного ионизирующего излучения из [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974]. Расчеты $(R_q)_{P1}$ по указанным моделям газового состава и солнечного ионизирующего излучения показали почти полное совпадение с экспериментальными значениями $(R_q)_Э$ (табл. 1). Казалось бы, объяснение сезонным вариациям $(R_q)_Э$, предложенное в цитируемой работе, не должно вызывать сомнений.

Однако оно противоречит модели MSIS-90 [Hedin, 1991] (табл. 1), т. е. соотношение зимних и летних концентраций O_2 на высотах максимума слоя Е, соответствующее модели MSIS-90, прямо противоположно модели Якки-1971, на базе которой строились расчеты [Иванов-Холодный, и др., 1977]. Поэтому остается неясным, каким образом авторы этой работы смогли добиться столь хорошего совпадения расчетных отношений $(R_q)_{P1}$ с экспериментальными $(R_q)_Э$.

Для выявления источника сезонных вариаций $(R_q)_Э$ нами были проведены расчеты q_X, q_U и отношений $(R_q)_{P2}$, но уже по модели MSIS-90, с учетом данных работы [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974], в которой представлены потоки рентгеновского излучения в невозмущенных условиях для разных уровней солнечной активности. Расчеты проводились для координат ст. Москва (56° N, 37° E) для 12 LT 15 декабря, марта и июня 1969–1970 гг. при уровне солнечной активности, меняющемся в пределах $F_{10.7}$ = 150÷155. Зенитные углы Солнца χ составляли 79°, 57° и 33° соответственно для зимы, равноденствия и лета. Результаты расчетов q_X, q_U и $(R_q)_{P2}$ представлены на рис. 1, и в табл. 1. Из них видны аномально большие значения q_X, заметно превышающие q_U для всех сезонов, что противоречит существующим представлениям о соотношении вклада ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца в ионизацию слоя Е. Так как модель MSIS-90, равно как и данные о потоках ультрафиолетового излучения Солнца, не вызывает сомнений, остается признать, что значения потоков рентгеновского излучения Солнца в полосах 31–42, 42–56, 56–71, 71–92 и 92–120 Å, отвечающих за ионизацию области Е, в работе [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974] многократно завышены. В связи с этим возникает вопрос, каким образом данное обстоятельство оказалось незамеченным авторами работ [Иванов-Холодный, и др., 1977, 1979]. Оставляя за рамками настоящей статьи возможное объяснение тому, почему этот факт ранее не привлекал к себе внимания, вернемся к проблеме сезонного тренда газовых составляющих на высоте слоя Е.

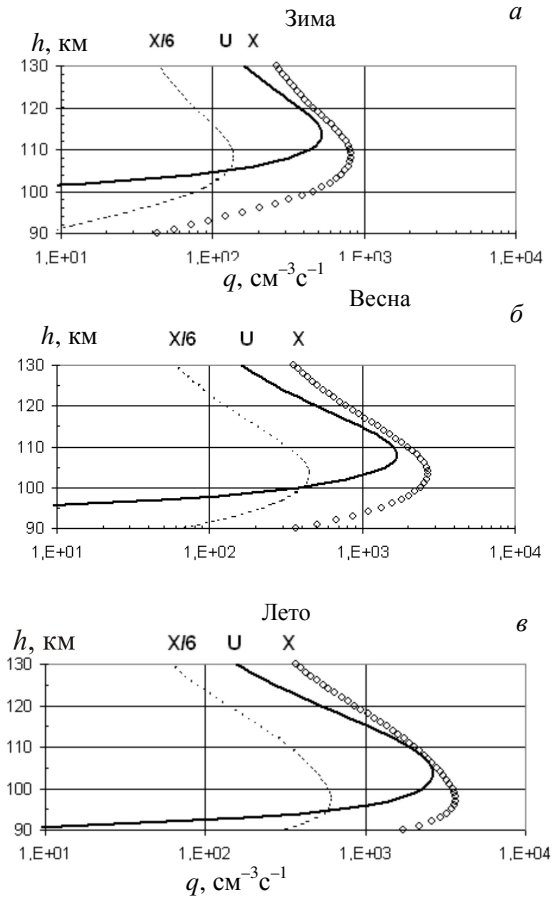

Рис. 1. Высотные профили q для потоков ионизирующего излучения из [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974]: *а* – зима, *б* – весна, *в* – лето; q_U – сплошная кривая; $q_{S(X)}$ – суммарная скорость ионизации рентгеновским излучением по данным работы [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974] – ромбики; $q_{S(X/6)}$ – суммарная скорость ионизации рентгеновским излучением по исправленным данным работы [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974] – штриховая кривая.

В равноденственный период зарегистрирован 61 % всех откликов ионосферы на солнечные рентгеновские вспышки. Этот факт объясняется тем, что соответствующие явления часто маскируются в зимние месяцы – эффектами зимней аномалии в нижележащем слое D, а летом – спорадическим слоем E_S, экранирующим регулярный слой Е. Поэтому для того, чтобы согласовать расчетные значения $(R_q)_P$ с наиболее надежными экспериментальными и статистически «весомыми» $(R_q)_Э$, полученными в равноденствие, мы были вынуждены понизить интенсивности потоков рентгеновского излучения в указанных полосах в шесть раз. Результаты расчетов $q_X(h)$-, $q_U(h)$-профилей представлены на рис. 1, а отношений $(R_q)_{P3}$ – в табл. 1. Из них видно, что вклад молекул O_2 и N_2 в ионизацию, обусловленную рентгеновским излучением (в суммарную скорость q_X), вполне сопоставим. Из табл. 1 следует, что ситуация с газовым составом нижней термосферы хорошо описывается моделью MSIS-90 прежде всего для равноденствия. В иные сезоны значительное расхождение экспериментальных $(R_q)_Э$ и расчетных $(R_q)_{P3}$ отношений q_X/q_U требует дополнительного рассмотрения.

Как говорилось выше, в работе [Иванов-Холодный, и др., 1979] тем же уменьшением зимних значений $[O_2]$ относительно летних объясняются эффекты зимней аномалии в слое Е. Последние выражаются в том, что при фиксированном зенитном угле Солнца χ суммарная скорость ионизации в максимуме слоя $q=q_X+q_U$ зимой выше, чем летом, а высота максимума h_{mE} – ниже. Данное утверждение справедливо для сезонных вариаций q. Но оно противоречит данным о сезонных вариациях h_{mE}, представленным другими авторами. Так, согласно эмпирической модели [Часовитин и др., 1983], в средних широтах при $\chi=72°$ h_{mE}=112, 113 и 110 км зимой, в равноденствие и летом соответственно. При $\chi=82°$ h_{mE}=118, 115 и 110 км также зимой, в равноденствие и летом. Измерения методом некогерентного рассеяния радиоволн свидетельствуют о том же: при $\chi=72–82°$ h_{mE} летом ниже, чем зимой, на 4–6 км, в зависимости от уровня солнечной активности, и лишь при $\chi \le 50°$ сезонные вариации h_{mE} становятся несущественными [Живолуп, 1991].

Чтобы согласовать модельные представления о сезонных вариациях газового состава с данными ионосферных наблюдений, в работе [Иванов-Холодный и др., 1979] эффективная шкала высот O_2– H_{O_2} – в высотном диапазоне 100–110 км для зимнего периода была уменьшена до 3.0 км и принята равной 5.8 км для лета. Таким образом на высоте 110 км значение $[O_2]$ зимой оказывалось в два раза ниже, чем летом. Указанное изменение высотного $O_2(h)$-профиля было повторено нами с данными MSIS. Результаты расчетов для стандартных лета и зимы и заниженных зимних $O_2(h)$-профилей в полдень и при фиксированном χ представлены в табл. 2. Можно видеть, что для стандартных данных MSIS при $\chi=60°$ как высота h_{mE}, так и значение q летом ниже, чем зимой, что соответствует данным наблюдений, в частности, по h_{mE} [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974; Часовитин и др., 1983]. Для уменьшенных вдвое в соответствии с [Иванов-Холодный, и др., 1979] зимних значений O_2 h_{mE} понижается до нереалистично низких высот (до 103 км).

Таблица 2

Вариации h_{mE}, q и $[O_2]$ зимой и летом

сезон	полдень			$\chi=60°$		
	h_{mE}, км	q	H, км	h_{mE}, км	q	H, км
Лето, MSIS	104	3.2 (3)*	5.4	107	1.81 (3)	5.4
Зима, $[O_2]$ MSIS	113	6.4 (2)	4.8	109	2.03 (3)	4.8
Зима, $[O_2]$ MSIS/2	107	7.2 (2)	3.0	103	2.8 (3)	3.0
Лето, модиф.	104	2.7 (3)		110	1.6 (3)	
Зима, модиф.	115	8.3 (2)		112	2.4 (3)	

Вместе с тем эффект зимней аномалии, выражающийся в том, что при $\chi=60°$ летние значения q_m ниже зимних, отчетливо проявляется в модели MSIS и без какого-либо «насилия» над зимним $O_2(h)$-профилем (табл. 2). Из этого следует, что объяснение зимней аномалии в слое Е, предложенное в работе [Иванов-Холодный, и др., 1979], также ошибочно.

Возникает вопрос, каким образом должны быть представлены сезонные вариации высотных распределений основных газовых составляющих нижней термосферы, чтобы они удовлетворяли годовому ходу параметра $(R_q)_Э$. В основу было положено следующее. Поскольку доля ионов, образующихся под влиянием ультрафиолетовой части спектра солнечного излучения, зависит только от содержания O_2, а вклад в ионообразование рентгеновского излучения зависит от суммарного содержания N_2, O_2 и O, то чем больше концентрация O_2 будет превышать суммарную концентрацию N_2, O_2 и O, и прежде всего N_2, тем больше в суммарной ионизации q_m будет доля ультрафиолетового излучения q_U; тем ниже, соответственно, будет значение $R_q=q_X/q_U$, и наоборот: чем меньше $[O_2]$ относительно суммы $[N_2]+[O_2]+[O]$, тем выше должно быть значение R_q. Для проверки этой идеи летний и зимний $[O_2](h)$-профили из модели MSIS-90 были модифицированы так, чтобы летние значения $[O_2]$ в исследуемом диапазоне высот стали значительно ниже зимних, чем это постулируется моделью.

Кроме того, принималось еще одно условие, отличное от MSIS-90: $N_2(h)$-профиль оставался неизменным в течение года в диапазоне высот 90–120 км, тогда как $O(h)$-профиль менялся с сезоном со знаком, обратным модельному, т. е. зимние значения [O] принимались ниже летних. Иначе говоря, летнее падение концентрации O_2 компенсировалось ростом [O], и наоборот, зимний рост $[O_2]$ компенсировался падением [O] таким образом, чтобы общее содержание кислорода в молекулярном и атомном состояниях в нижней термосфере оставалось неизменным).

Расчетные значения q_X и q_U для полудня показаны на рис. 2, а $(R_q)_{P4}$ – в табл. 1. Как легко увидеть, теперь расчетный (модифицированный) годовой ход R_q вновь близок к экспериментальному, но уже не возникает вопросов относительно происхождения найденных закономерностей. В табл. 1 также представлены модифицированные отношения $([O_2]/[N_2])$ для всех сезонов, которые показывают их обратную зависимость от $(R_q)_{P4}$. Последняя ясно прослеживается на рис. 3, что подтверждает справедливость ключевой

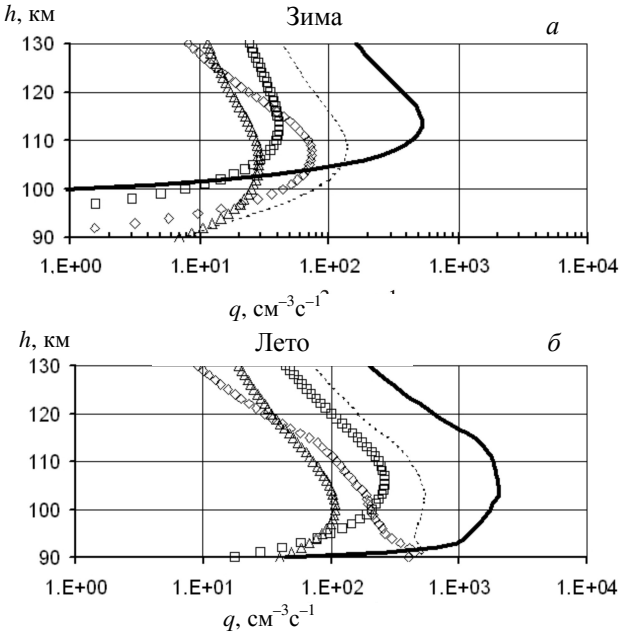

Рис. 2. Высотные летние и зимние профили q в полдень для модифицированных $O_2(h)$-, $O(h)$-распределений: *а* – зима, *б* – лето; $q_{X(O2)}$ – ромбики; $q_{X(O)}$ – треугольники; $q_{X(N2)}$ – квадратики; $q_{S(X)}$ – суммарная скорость ионизации рентгеновским излучением – штриховая кривая; q_U – сплошная кривая.

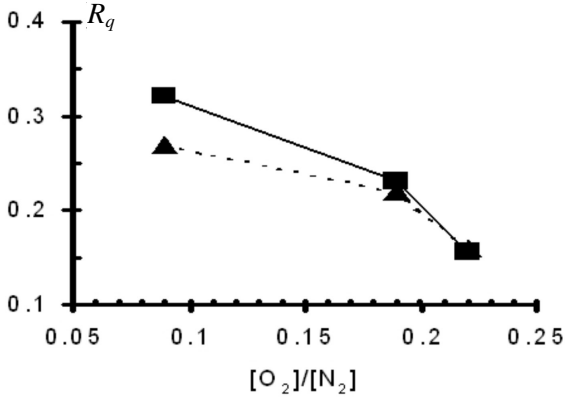

Рис. 3. Зависимость параметра $R_q=q_X/q_U$ от отношения $[O_2]/[N_2]$.

вой идеи, легшей в основу модификации годового хода газового состава нижней термосферы.

Модифицированные сезонные вариации $O_2(h)$-профиля анализировались и с точки зрения эффектов зимней аномалии. Результаты расчетов для лета и зимы при фиксированном $\chi=60°$ показаны в табл. 2. Видно, что в данном случае зимние значения q превосходят летние уже в 1.5 раза, тогда как летняя высота h_{mE} остается ненамного ниже зимней.

Выводы

В заключение приведем основные выводы, следующие из представленного выше анализа.

1. Данные о потоках рентгеновского излучения Солнца в диапазоне 31–120 Å, табулированные в работе [Иванов-Холодный, Фирсов, 1974] для $F_{10.7}=144$, по всей видимости, превышают реальные значения в шесть раз.

2. Предложенная в работе [Иванов-Холодный, и др., 1977] интерпретация выявленных в ней особенностей годового хода отношения $R_q=q_X/q_U$, связанных с уменьшением вдвое зимних значений содержания O_2, по-видимому, не оправданна.

3. Объяснение зимней аномалии в области Е тем же двукратным уменьшением зимней концентрации O_2, данное в работе [Иванов-Холодный, и др., 1979], также представляется неудовлетворительным.

4. Оба вышеупомянутых явления, вероятнее всего, объясняются уменьшением содержания O_2 не в зимней, а в летней нижней термосфере.

5. Выявлена четкая обратная зависимость между отношением $(R_q)_Э$ и относительным содержанием молекулярного кислорода ($[O_2]/[N_2]$) на высотах максимума слоя Е.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гивишвили 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.

Живолуп Т.Г. Вариации высоты слоя Е и минимума долины в дневное время по данным НР // Ионосфера. Харьков, 1991. № 1. С. 49.

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.

Иванов-Холодный Г.С., Нусинов А.А. Образование и динамика дневного среднеширотного слоя Е // Труды ИПГ. 1979. Вып. 37. 129 с.

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

Иванов-Холодный Г.С., Фирсов В.В. Спектр коротковолнового излучения Солнца при различных уровнях активности // Геомагнетизм и аэрономия. 1974. Т. 14, № 6. С. 993–398.

Hedin A.E. Extension of the MSIS thermospheric model into the middle and lower atmosphere // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 1159.

Митра А. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли. М.: Мир. 1977. 370 с.

Часовитин Ю.К., Шушкова В.В. и др. Эмпирическая модель электронной концентрации для низких и средних широт в области высот 80–200 км // Труды ИЭМ. 1983. Вып. 13. С. 59.

Jacchia L.G. Revised static models of the thermosphere and exosphere with empirical temperature profiles // Smithson. Astrophys. Obs. Spec. Rept. Cambridge, 1971. N 332.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Троицк