



УДК 551.521

ОСОБЕННОСТИ СУМЕРЕЧНОЙ И НОЧНОЙ ИОНИЗАЦИИ E -ОБЛАСТИ В СРЕДНИХ ШИРОТАХ

С. В. Дышлевский¹¹Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова, Россия, г. Москва

Исследовано влияние параметров нейтральной атмосферы на поле ионизирующего излучения и электронную концентрацию в E -области ионосферы в сумеречных и ночных условиях в зависимости от сезона и солнечной активности. Проведен анализ источников ионизации E -области ионосферы в сумеречных и ночных условиях. Потоки радиации рассчитывались на основании модели переноса излучения в сферической атмосфере, учитывающей кратные эффекты рассеяния. Модель применялась ранее автором для расчета потоков прямого и рассеянного излучения в D -области ионосферы. Как и ожидалось, основной вклад в ионизацию E -области ионосферы в сумеречных и ночных условиях оказывает рассеянное излучение в дальнем ультрафиолете в наиболее интенсивных линиях излучения водорода Лайман-альфа (L_α) и Лайман-бета (L_β). Излучение в линии L_β на высотах 100—120 км является основным ионизирующим агентом в спокойных гелиогеофизических условиях при сравнительно малых углах погружения Солнца ($\sim 10^\circ$), что согласуется с выводами других исследователей. Однако при дальнейшем увеличении угла погружения Солнца и в условиях повышенной солнечной активности вклад излучения в линии L_α в поле излучения становится не только сопоставим с вкладом в линии L_β , но может существенно превышать его. Вклад излучения звезд в поле ультрафиолетовой радиации, согласно расчетам, оказался незначительным, и в случае максимальной засветки от наиболее ярких областей звездного неба не превышает $\sim 5\%$ от вклада суммарного излучения в линиях L_α и L_β . Результаты расчетов удовлетворительно согласуются с существующими моделями ионосферы, в частности, с моделью IRI-2016.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, ПЕРЕНОС ИЗЛУЧЕНИЯ, ЛИНИЯ ЛАЙМАН-АЛЬФА, ЛИНИЯ ЛАЙМАН-БЕТА, E -ОБЛАСТЬ ИОНОСФЕРЫ

1. ВВЕДЕНИЕ

Согласно общепринятым теоретическим представлениям, во внеполярной области дневная ионизация E -области ионосферы (90–130 км и максимум электронной концентрации на высотах 105—110 км (N_mE)) определяются, в основном, мягким рентгеновским излучением, прямым солнечным излучением в линиях Лайман-бета, L_β (1025,72 Å) и ионизированного углерода СИ (997 Å), а также составом и температурой атмосферы [47]. Что касается прямого солнечного излучения в линии Лайман-альфа, L_α (1215,67 Å), интенсивность которого хотя и превышает интенсивность всех остальных линий вместе взятых в коротковолновой части спектра, но его вклад в дневную ионизацию E -области невелик: согласно Titheridge [51] он не превышает 2%.

В дневные часы величина концентрации электронов на высоте максимума ионизации N_mE существенно зависит от величины потока солнечного излучения в диапазоне длин волн 32–70 Å [12].

При этом в дневных условиях изменение концентрации окиси азота [NO] практически не оказывает влияния на величину электронной концентрации: вариации [NO] на всех высотах в три раза не приводит к уменьшению либо увеличению N_mE более чем на 5%.

Концентрация электронов в местный полдень в спокойных гелиогеофизических условиях в умеренных широтах, по оценкам Павлова и Павловой [12], достигает $2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$.

В ночных условиях мягкое рентгеновское излучение не может поддерживать ионизацию E -области ионосферы. В сумерки и ночные часы при больших зенитных углах Солнца рентгеновские лучи не проникают ниже 160 км [9]. В этом случае можно было бы говорить об остаточной ионизации, порождённой рентгеновским излучением, а это было бы возможным только в случае достаточно низких коэффициентов рекомбинации $\alpha \sim 10^{-8} - 10^{-9} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. В действительности величина α в E -области ионосферы равна $\sim 10^{-7} - 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ [4]. При таких значениях коэффициента рекомбинации в отсутствие ночных источников ионизации область E должна к утру исчезать полностью, но поскольку концентрация электронов в ночной области E редко падает ниже $2 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ [4], что свидетельствует о наличии дополнительного источника ионизации в E -области ионосферы.

В качестве подобного источника рассматриваются различные механизмы. Чаще всего ионизацию E -слоя ионосферы связывают с рассеянным солнечным излучением в далёкой ультрафиолетовой области спектра; в ряде работ исследовалось влияние высыпающихся электронов [13], излучение звёзд [49].

В целом, можно сделать вывод о том, что вопросам ночной ионизации E -области посвящено мало исследований по сравнению с дневными условиями, и даже с исследованиями ночной ионизации D -области, при этом полученные результаты весьма противоречивы.

В настоящей работе представлены результаты расчётов вкладов солнечного рассеянного излучения в линиях L_α и L_β в E -области среднеширотной ионосферы в зависимости от сезона (зима—лето) и солнечной активности, а также оценка вкладов других возможных ионизирующих агентов в сумеречных и ночных условиях.

По мнению автора настоящей работы, основной вклад в поддержание ночной ионизации E -области ионосферы обусловлен, прежде всего, рассеянным солнечным излучением. Ниже представлены результаты оценок электронной концентрации в результате воздействия рассеянного солнечного излучения в линиях Лайман-альфа L_α и Лайман-бета L_β в сумеречных и ночных условиях в умеренных широтах.

2. МЕТОДИКА РАСЧЕТА

2.1 ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ

Методика расчёта электронной концентрации в D -области ионосферы в сумеречных и ночных условиях под действием излучения в линии L_α подробно описана в работах [5, 6].

В основе расчетов лежала модифицированная модель переноса излучения, первоначально изложенная в работах [3, 21, 22].

Входными параметрами модели являются вертикальные профили коэффициентов рассеяния атомарного водорода $\beta_H = \sigma_H [H]$ и поглощения молекулярного кислорода $\beta_{O_2} = \sigma_{O_2} [O_2]$ для диапазона высот 60—6000 км, где σ_H и σ_{O_2} — сечения рассеяния атомарного и водорода и поглощения молекулярного кислорода, соответственно, $[H]$ и $[O_2]$ — концентрации газовых компонентов. Как и в случае с вычислениями потоков в линии Лайман-альфа, расчеты потоков в линии L_β проводились с использованием модельных профилей атомарного водорода $[H]$ и молекулярного кислорода $[O_2]$ на высотах 0—1000 км для спокойных и возмущённых гелиогеофизических условий зимой и летом задавались по модели MSIS-00 [42], а для высот 1000—6000 км профили концентраций $[H]$ и $[O_2]$ экстраполировались с учетом высоты однородной атмосферы H и O_2 .

Сечения рассеяния атомарного водорода рассчитывались по формуле, приводимой в ряде работ, в частности в монографии Краснопольского [8] или статье Reddmann and Uhl [43].

$$\sigma_H = \frac{f_{12} \mu_0 e^2 \lambda_0^2}{4 \nu \pi m_e \Delta \lambda_D} e^{-\left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\Delta \lambda_D}\right)^2} \quad (1)$$

где
 f_{12} – сила осциллятора;
 μ_0 – магнитная проницаемость вакуума;
 e – заряд электрона;
 m_e – масса электрона;
 λ – длина волны излучения;
 λ_0 – центр линии L_α или L_β
 $\Delta\lambda_D$ – величина доплеровского теплового уширения,

$$\Delta\lambda_D = \lambda_0 v/c \tag{2}$$

где v – тепловая скорость,

$$v = \sqrt{2kT/m_H} \tag{3}$$

где

k – постоянная Больцмана;
 T – температура в град. Кельвина;
 m_H – масса атома водорода.

Различие в расчётах сечения водорода по формуле (1) для потоков в линиях L_α и L_β состоит только в значениях длины волны центра линий λ_0 (1215,668 Å и 1025,72 Å) и силе осциллятора $f_{12}=0,4163$ и $0,0791$ для L_α и L_β , соответственно [14].

Сечение поглощения и ионизации молекулярного кислорода σ_a задавалось по таблицам Conway [28], согласно которым в окрестностях центра линии L_β σ_a равно примерно $1,6 \cdot 10^{-18}$ см², а отношение сечения поглощения к сечению ионизации $\sigma_a/\sigma_i = 1,6:1$ (рис. 1). К указанным величинам σ_a и σ_i очень близки величины для L_α и L_β , приведенные Nuffman [33]: $1,58 \cdot 10^{-18}$ см² и $0,98 \cdot 10^{-18}$ см², соответственно. Справочник ГОИ [1] приводит также очень близкое значение величины $\sigma_a = 1,63 \cdot 10^{-18}$ см².

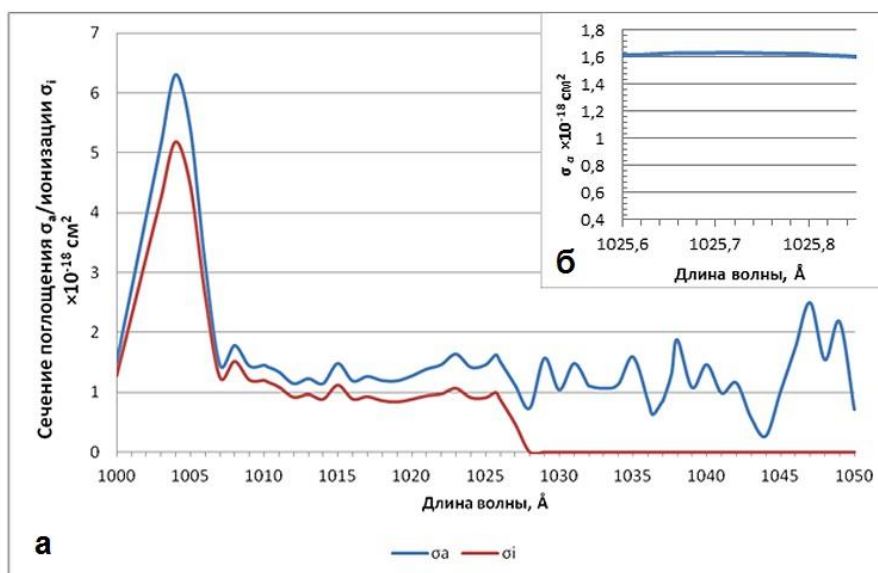


Рис. 1. Сечение поглощения σ_a и ионизации σ_i молекулярного кислорода в спектральном диапазоне 1000—1050 Å (а) и σ_a непосредственно в окрестностях линии $L_\beta = 1025,72$ Å (б)

2.2 ОКИСЬ АЗОТА

Концентрация $[\text{NO}]$ в E -области зависит от широты, времени суток и солнечной активности. Максимум $[\text{NO}]$ наблюдается на высоте 105–110 км и составляет в средних широтах примерно $5 \cdot 10^7 \text{ см}^3$ в дневные часы в спокойных гелиогеофизических и геомагнитных условиях и до $2 \cdot 10^8 \text{ см}^3$ при активном Солнце и высоких значениях индекса A_p [45].

При заходе Солнца ионизации прямым излучением в области E нет. Этот факт дал основания в ранних теоретических исследованиях считать, что образование окиси азота прекращается, и концентрация $[\text{NO}]$ должна уменьшаться в ночные часы более, чем на два порядка величины, поскольку иначе концентрации ионов $[\text{O}_2^+]$ «должны быть намного меньше наблюдаемых» [26].

Максимум концентрации $[\text{NO}]$ наблюдается в высотном диапазоне 106–110 км; при этом величины $[\text{NO}]$ подвержены сильным изменениям. В зависимости от солнечной активности, определяемой по потоку радиоизлучения F10.7, концентрация окиси азота в указанном диапазоне меняется от $8 \cdot 10^7 \text{ см}^3$ до $1,3 \cdot 10^8 \text{ см}^3$ [18]. Gérard et al. [31] по предлагаемой ими модели оценивают концентрацию $[\text{NO}]$ на высоте 105 км в интервалах от $1,27 \cdot 10^7$ до $1,84 \cdot 10^7 \text{ см}^3$ и от $7,28 \cdot 10^7$ до $1,28 \cdot 10^8 \text{ см}^3$ в минимуме и максимуме солнечной активности, соответственно (рис 2). Siskind et al. [45] дают близкие значения в максимуме концентрации: $5 \cdot 10^7 \text{ см}^3$ в дневные часы в спокойных гелиогеофизических и геомагнитных условиях и до $2 \cdot 10^8 \text{ см}^3$ при активном Солнце и высоких значениях индекса геомагнитной активности A_p во время весеннего и осеннего равноденствий.

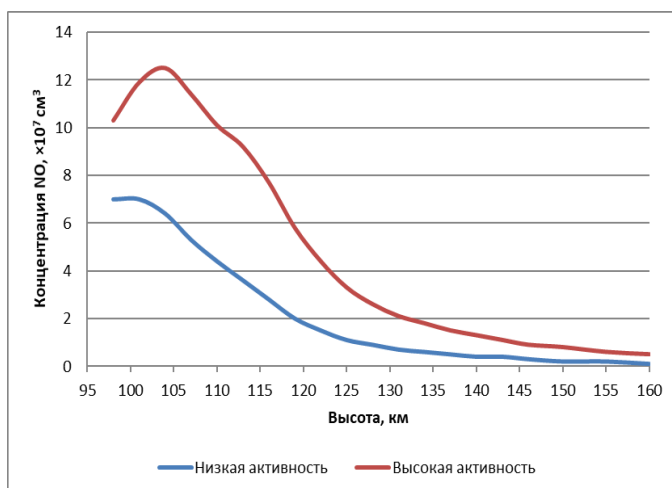


Рис. 2. Профили концентрации окиси азота в E -области ионосферы. Зима, дневные условия, средние широты [31].

Следует обратить внимание на то, что хотя неопределённость данных о концентрации $[\text{NO}]$ по результатам различных исследований в E -области ионосферы и существует, она гораздо меньше, чем в случае оценок $[\text{NO}]$ в D -области ионосферы [5].

Согласно [17], концентрация $[\text{NO}]$ в E -области ионосферы слабо меняется в течение суток. Наблюдаемые изменения $[\text{NO}]$ на высоте максимума электронной концентрации в E -области находятся в пределах фактора 2,5 при изменении от минимума к максимуму солнечной активности [30], что согласуется с выводами [53], где утверждается, что относительные вариации $[\text{NO}]$ соответствуют подобным изменениям основных атмосферных газов. Ogawa et al. [39] на основе ракетных пусков установили, что на высотах 105–110 км

величина $[\text{NO}]$ в период максимумов солнечной активности возрастает примерно в 3 раза. Абсолютные значения $[\text{NO}]$ близки к результатам, полученными в [48].

Сечение ионизации окиси азота $\sigma_{i\text{NO}}$, полученное путем интерполяции из таблиц [50], равно примерно $9,8 \cdot 10^{-18} \text{ см}^2$. Эта величина близка к экспериментальным данным [27].

Для вычислений электронной концентрации $[e]$ были использованы те же самые значения коэффициентов рекомбинации иона молекулы азота α_{NO^+} , что и в работе [5], а именно – полуэмпирические формулы Weller and Biondi [54], Biondi [20], и Petrigani et al. [41].

2.3 ВНЕАТМОСФЕРНЫЕ ПОТОКИ В ЛИНИЯХ L_A И L_B

Внеатмосферные потоки F_0 для L_α и L_β в спокойных гелиогеофизических условиях равны, соответственно, $3,0 \cdot 10^{11} \text{ фотон} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сек}^{-1}$ [36] и $2,96 \cdot 10^9 \text{ фотон} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}$ [46]. То есть, поток излучения в линии L_β на два порядка величины меньше, чем поток в линии L_α .

При расчётах потоков в линии L_α в D -области ионосферы в максимуме солнечной активности авторы [6] использовали значение F_0 в линии L_α $6,0 \cdot 10^{11} \text{ фотон} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сек}^{-1}$ согласно [52]. Возможно, это

значение несколько завышено. Bossy [25], например, оценивал вариации солнечных ультрафиолетовых потоков по изменению солнечных потоков в радиодиапазоне на длине волны 10.7 см. Обнаружив очень тесную корреляцию между потоками в УФ и радиодиапазонах, автор [25] показал, что в пике активности поток F_0 в линии L_α возрастает по сравнению со спокойными годами на 60%, а в линии L_β на – 80%.

Кроме того, астрономы отмечают общее снижение солнечной активности в течение последних солнечных циклов, хотя некоторые исследователи ожидают, что в текущем, 25-цикле солнечной активности, может произойти смена понижательного тренда и рост солнечной активности по сравнению с завершившимся 24-циклом [24].

В принципе, это различие в данных мало сказывается на результатах расчётов, представленных в настоящей работе, поскольку основная неопределённость состоит в оценках величины коэффициента рекомбинации молекулы NO.

2.4 МОЛЕКУЛЯРНЫЙ КИСЛОРОД

На роли рассеянного солнечного потока в линии L_β следует остановиться особо. Если большинство авторов приходят к выводу, что этот поток в дневных условиях является одним из основных источников ионизации E -области ионосферы [38, 44], то в ночных условиях существуют лишь приблизительные оценки этого вклада.

Автор настоящей работы провёл вычисления рассеянного излучения в линии L_β .

Вклад в концентрацию электронов в равновесных условиях определяется по формуле [4]:

$$[e] = \sqrt{F_\beta [O_2] \sigma_{iO_2} / \alpha_{O_2^+}},$$

где σ_{iO_2} – сечение ионизации молекулы O_2 ,

$\alpha_{O_2^+}$ коэффициент рекомбинации иона O_2^+

При расчётах $[e]$ профиль концентрации молекулярного кислорода был взят из модели MSIS-00 [42], значения сечения ионизации σ_{iO_2} – из таблиц Conway [28], коэффициент рекомбинации O_2^+ и его зависимости от температуры – из работы [20].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ

На рисунке 3 показаны профили потоков L_α и L_β зимой в спокойных гелиогеофизических условиях при зенитном угле Солнца $\chi=101^\circ$. Согласно расчётам, при таком зенитном угле Солнца потоки полностью формируются за счёт рассеянного излучения, вклад прямых потоков практически равен нулю. Величина потоков на рисунке 3 задается в единицах πF_0 , где F_0 – внеатмосферный поток, F – величина потока на соответствующих высотах E -области ионосферы. При этом учитываем также, что хотя внеатмосферный поток L_α и выше на два порядка, чем поток L_β : $3,0 \cdot 10^{11}$ фотон·см⁻²·сек⁻¹ и $2,96 \cdot 10^9$ фотон·см⁻²·сек⁻¹, соответственно, в минимуме солнечной активности [35, 46] – но концентрация $[O_2]$ в E -области ионосферы на 4 порядка больше, чем $[NO]$. Сечение ионизации $\sigma_i NO$ на длине волны

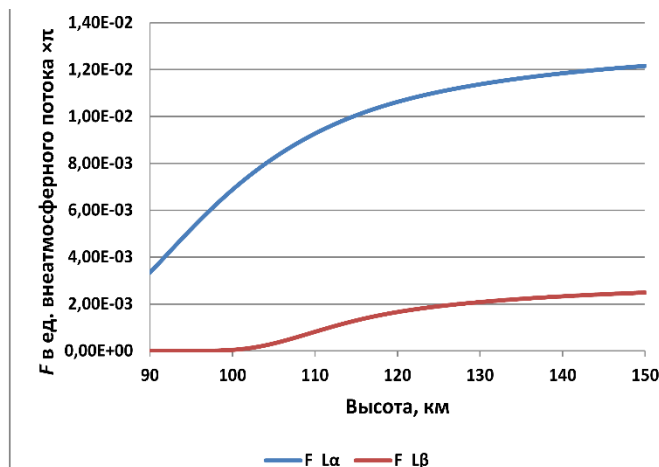


Рис. 3. Профили потоков рассеянного излучения в линиях L_α и L_β в спокойных гелиогеофизических условиях при зенитном угле Солнца $\chi=101^\circ$. Зима, 45° с.ш.

1026 Å почти на порядок больше значения сечения ионизации для молекулярного кислорода ($9,8 \cdot 10^{-18} \text{ см}^2$ против $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ см}^2$).

Причина в том, что энергии излучения L_α хватает лишь для ионизации молекулы окиси азота NO. Излучение в линии L_β (длина волны $\lambda=1025,72 \text{ Å}$) способно ионизировать также молекулу кислорода, причём потенциал ионизации молекулы O_2 равен 12,07 эВ и соответствует длине волны 1027,8 Å, т.е. линия L_β находится фактически «на грани» потенциала ионизации кислорода (рис.1).

На рисунке 4 показаны профили электронной концентрации, порождаемые излучением в линиях L_α и L_β в ранние сумерки, характерные на протяжении ночи для конца мая—середины июля в средних широтах северного полушария. Примечателен тот факт, что ионизация молекул окиси азота излучением Лайман-бета слабо влияет на общую электронную концентрацию $[e]$, зато ионизация молекулы кислорода вносит значительный, а в ряде случаев и основной вклад в профиль электронной концентрации.

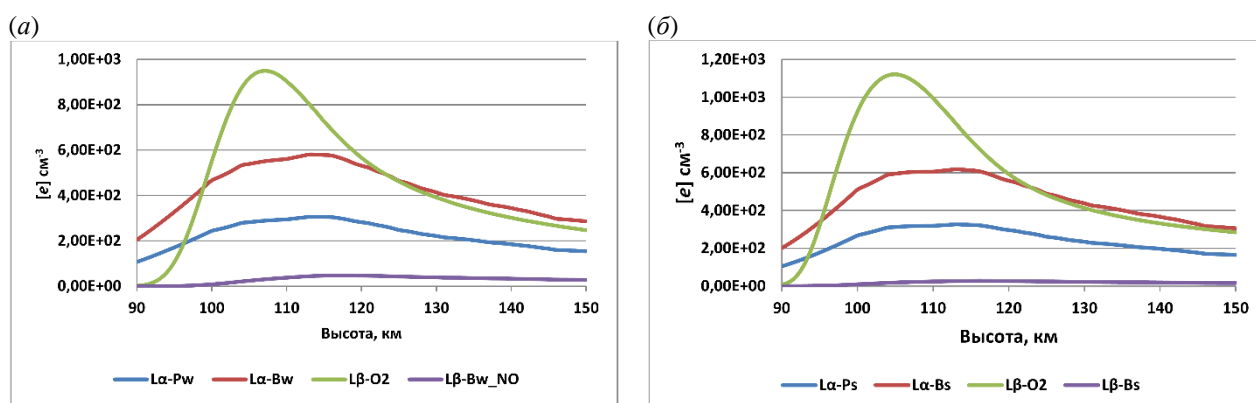


Рис. 4. Вклад излучения в линиях L_α и L_β в электронную концентрацию $[e]$ в E -области ионосферы. (а) – зима (w); (б) – лето (s). Профили P_w, P_s построены с использованием величины коэффициентом рекомбинации α_{NO^+} по данным Petrigani et al. [41], B_w, B_s – по данным Biondi [20]. Спокойные гелиогеофизические условия, $\chi=101^\circ$, широта 45° .

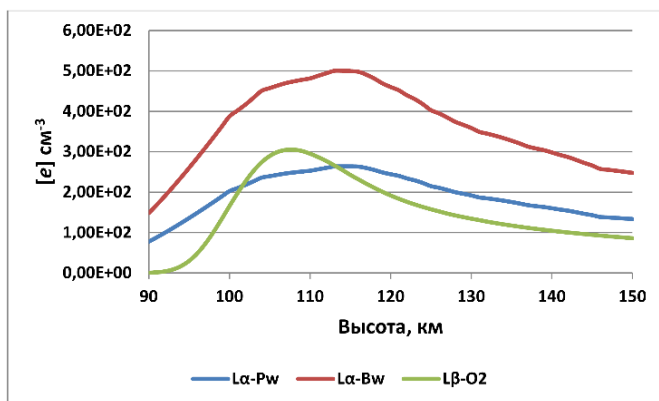


Рис. 5. То же самое, что на рис. 4(а), но при зенитном угле Солнца $\chi=140^\circ$.

При увеличении зенитного угла Солнца картина меняется. При глубоких сумерках ($\chi=140^\circ$), которые наблюдаются в зимний период в средних широтах, ионизация излучением L_α становится определяющей в E -области ионосферы, хотя и вклад в ионизацию за счёт излучения L_β остаётся существенным (рис. 5)

В условиях повышенной солнечной активности картина остаётся качественно близкой, что и в спокойных условиях, излучение в линии L_α водорода конкурирует с излучением в линии L_β в процессе ионизации E -области уже при сравнительно малых углах погружения Солнца (рис. 6), а в условиях глубоких сумерек становится доминирующим даже при расчётах с использованием более низких значений $[NO]$, заданных в модели Petrigani et al. [41] (рис. 7)

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

4.1 РАССЕЯННОЕ СОЛНЕЧНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ В УФ-ОБЛАСТИ СПЕКТРА

В большинстве работ предполагается, что основной вклад в поддержание «остаточной» ионизации E -слоя вносит рассеянное излучение в далёкой ультрафиолетовой области спектра.

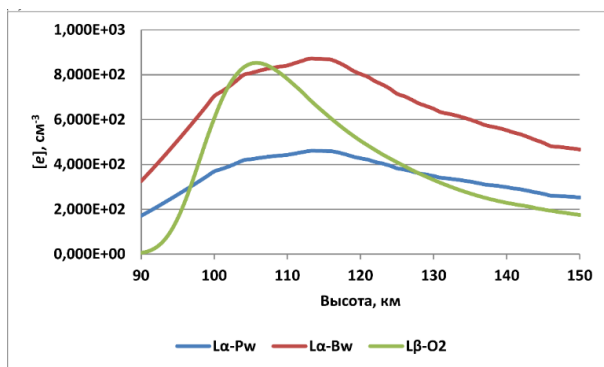
Этой позиции придерживается, в частности, Каширин [7], который при построении полуэмпирической модели рассматривает возможность ионизации E -области УФ рассеянным излучением в линиях водорода L_α , L_β , в линии атомарного гелия He I ($\lambda=584,3 \text{ \AA}$) и линии однократно ионизированного гелия He II ($\lambda=303,8 \text{ \AA}$). Модель Каширина применима для широкого диапазона зенитных углов Солнца χ : от 90° до 150° . Сам автор модели утверждает, что влияние излучения в линиях He I и He II на ионизацию атмосферы ниже 140 км – собственно в E -области — ничтожно мало. Однако, по его мнению, основную роль в ночную ионизацию на высотах 90—130 км вносит излучение в линии L_β , а L_α является основным источником ионизации ниже 95 км. То есть, в любом случае именно УФ рассеянное солнечное излучение в спокойных гелиогеофизических условиях является основным источником ионизации в средних широтах.

Strobel et al. [49] пришли к выводу, что рассеянное излучение в линиях водорода L_α и L_β может, в принципе, объяснить наблюдаемые концентрации $[e]$ в E -области ионосферы, однако в этой работе её авторы указали на значительную степень неопределённости в оценках вкладов рассеянного излучения в линиях Лайман-альфа и Лайман-бета, при этом привлекая также внеземные источники ионизации. Всё же авторы работы [49] считают, что выше 95 км ионизация E -области ионосферы обусловлена, главным образом, рассеянным излучением в линии L_β .

Titheridge [51] не отрицает возможности влияния на ионизацию в ночных условиях излучения Лайман-альфа – по его мнению, на высоте 130 км вклад L_α достигает 30% в общую ионизацию. Проведённые в настоящей работе расчёты частично подтверждают предположения как Каширина [7], так и Titheridge [51], однако вклад рассеянного в линиях L_α и L_β излучения в общую ионизацию E -области ионосферы существенно зависит от зенитного угла Солнца и гелиогеофизической обстановки.

Проведенные автором настоящей работы расчёты показывают различное соотношение между вкладами излучения в линиях L_α и L_β в общую ионизацию E -области в зависимости от условий. Если в спокойных гелиогеофизических условиях при сравнительно малых углах погружения Солнца (до завершения астрономических сумерек на земной поверхности) ионизация излучением в линии L_β преобладает над ионизацией в линии L_α на высотах 100—120 км как зимой, так и летом (рис. 4), то при увеличении угла погружения Солнца относительный вклад излучения L_β в общую ионизацию уменьшается, а вклад L_α , наоборот, растёт (рис. 5). При росте солнечной активности воздействие излучения в линии L_α на электронную концентрацию не только конкурирует с процессом ионизации в линии L_β , но становится в определенных условиях преобладающим (рис. 6 и 7).

(а)



(б)

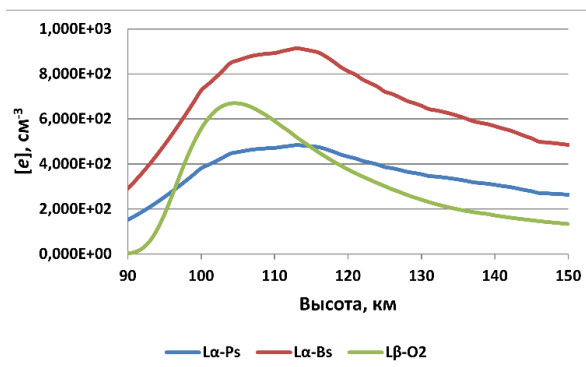


Рис. 6. Вклад излучения в линиях L_α и L_β в электронную концентрацию $[e]$ в E -области ионосферы зимой (а) и летом (б). Возмущенные гелиогеофизические условия. $\chi=101^\circ$, широта 45° . Обозначения те же, что и на рис. 4.

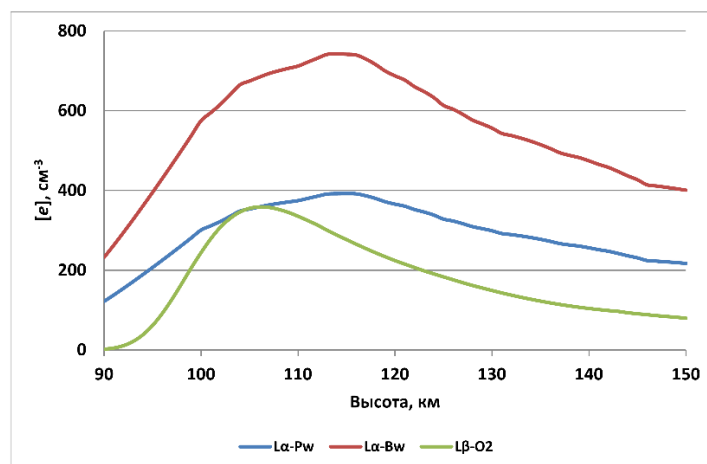


Рис. 7. Обозначения те же самые, что на рис. 4(а), но при зенитном угле Солнца $\chi=140^\circ$.

Изменения концентрации [NO] должны влиять на соотношение во вкладах излучения в линиях L_α и L_β в общую ионизацию E -области. Как показали измерения со спутника Solar Mesosphere Explorer (SME), значения [NO] на высоте 110 км в эпоху высокой солнечной активности могут меняться в 2 раза за 27-суточный период обращения Солнца вокруг своей оси [19, 29], что также будет оказывать влияние на соотношение вкладов излучения в линиях на ионизацию.

Следует обратить также внимание на тот результат, что, как видно из рис. 4—7, не только относительный, но и абсолютный вклад излучения в линии L_β на электронную концентрацию в условиях роста солнечной активности падает, а вклад излучения в линии L_α , напротив, растёт.

4.2 ВКЛАД ЗВЁЗДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ

Strobel et al. [49] также придерживаются мнения о том, что ионизация области E обусловлена не только рассеянным излучением в далекой УФ области, прежде всего излучением в линии L_β , но и прямой засветкой ионосферы континуумом звездного излучения в спектральном интервале 911–1026 Å. Совместное воздействие этих двух источников обуславливает поддержание концентрации электронов в E -слое ионосферы на уровне $(1-4) \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$. При этом звездная составляющая может меняться в 2—4 раза в зависимости от широты и времени суток. Максимальная засветка звездным светом наблюдается под областями Млечного Пути южного полушария и созвездием Ориона.

Не вполне понятно, как количественно оценивали авторы статьи [49] вклад звездного излучения в ионизацию E -области. В работе [32] показано, что в межзвёздной среде происходит сильное поглощение фотонов в УФ области диапазоне 1000—1200 Å. На основании анализа излучения свыше 118 тыс. звёзд для различных случаев альbedo однократного рассеяния межзвёздной среды был сделан вывод о том, что внеатмосферная величина плотности потока УФ-излучения составляет примерно $\sim 10^5 \text{ фотон/см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{Å}$, и, во всяком случае, не должна быть выше $2,8 \cdot 10^5 \text{ фотон/см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{Å}$. При этом измерения с борта космического корабля Apollo-17 показали, что величина плотности потока составляет около $1,05 \cdot 10^5 \text{ фотон/см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{Å}$, т.е. реальные значения оказываются ближе к нижней границе интервала оценок [32]

На длинах волн $\lambda < 1000 \text{ Å}$ плотность потока резко падает. Следует также учитывать поглощение излучения атмосферным кислородом. На рисунке 8 показан вклад в электронную концентрацию звездной составляющей в линии L_β (кривая Fstar) при зенитном угле Солнца $\chi=140^\circ$. Для сравнения приведена кривая вклада рассеянного солнечного излучения в линии L_β – та же самая, что на рис. 5 (Lβ-O2).

Здесь можно столкнуться со следующей трудностью интерпретации результатов.

Концентрация электронов пропорциональна корню квадратному из величины потока (см., например, [4]). Тогда ночной поток в линии L_{β} , который рассматривается рядом авторов как основной ионизирующий агент, должен быть на 4 порядка меньше дневного, или $\sim 10^5$ фотон \cdot см $^{-2}$ \cdot сек $^{-1}$.

Оценку вклада звёздной составляющей в профиль электронной концентрации в E -области ионосферы автор настоящей работы проводит по той же самой модифицированной модели переноса излучения. Основной вклад звёздное излучение должно оказывать при малых оптических толщинах атмосферы, т.е. при малых зенитных углах источников УФ излучения. Следовательно, при расчёте потоков можно ограничиться прямым излучением, поскольку вклад рассеянного излучения в этих условиях незначителен.

На основании проведённых расчётов можно сделать вывод о том, что звёзды оказывают незначительное влияние на ионизацию E -области ионосферы.

4.3 КОРПУСКУЛЯРНАЯ ИОНИЗАЦИЯ

Гипотеза о возможности ионизации E -области в средних широтах высыпающимися электронами была высказана Г.С. Ивановым-Холодным и Л.А. Антоновой [2].

Савельев и Фейгин [13] в совместном советско-американском эксперименте провели измерения потоков электронов с использованием двухканальных спектрометров, размещённых на ракетах МР-12 во время пусков с борта НИС «Профессор Визе». Результаты показали, что потоки электронов в ночной среднеширотной атмосфере не превышают $6 \cdot 10^{-6}$ Вт/см 2 , или $7,5 \cdot 10^{-5}$ Вт/м 2 при интегрировании потока по всей небесной сфере. Спектрометрические данные были получены на высотах примерно от 140 до 180 км (максимальной высоте подъёма ракеты МР-12); при этом величина потока практически не зависела от высоты. Следует также отметить, что в большинстве пусков величина потоков была существенно ниже приведённой выше значения, которое в расчётах автора можно принять за верхнюю оценку.

Morse и Rice [37] проанализированы данные ракетных экспериментов по измерению потоков электронов с энергиями в диапазоне от 40 эВ до 5,5 кэВ в средних широтах северного полушария на высотах до 120 км в дневное и ночное время, а также составили обзор ранних измерений потоков фотоэлектронов в E -области ионосферы.

В эксперименте Morse и Rice [37] поток фотоэлектронов не превосходил 10^{-5} эрг/см 2 \cdot с (10^{-8} Вт/м 2), что на два порядка величины меньше, чем получили Савельев и Фейгин [13]. Свои результаты Morse и Rice [37] сравнивали с результатами других исследователей, в частности, с экспериментальными данными [16], и оказалось, что разброс в оценках потоков электронов оказался очень значительным – до трёх порядков величины. Morse и Rice [37] пришли к выводу, что, возможно, влияние фотоэлектронов на ионизацию ночной ионосферы и существует, но разброс географических, гелиогеофизических, сезонных и прочих условий не позволяет адекватно оценить их вклад.

Следует обратить внимание также на порядок величин потоков. Величины потоков рассеянного излучения в линиях L_{α} и L_{β} на высоте 115 км при угле погружения Солнца $\chi=101^{\circ}$ составляют около $5 \cdot 10^{-5}$ Вт/м 2 и $6 \cdot 10^{-8}$ Вт/м 2 (рис.3), и в сумме существенно превышают величину потока фотоэлектронов, измеренному не только Morse и Rice [37], но и Савельевым и Фейгиным [13]. Хорошее согласие полученных в настоящей работе результатов с моделями электронной концентрации IRI-2016 и ГОСТ 25645.146-89 [15] (далее ГОСТ-89) свидетельствует о том, что в сумеречных условиях вклад фотоэлектронов – если он есть – незначителен.

Во всяком случае, в настоящий момент не удаётся должным образом параметризовать потоки фотоэлектронов либо построить глобальную модель их вклада в электронную концентрацию в E -области ионосферы.

4.4 СОПОСТАВЛЕНИЕ РАСЧЁТОВ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ С МОДЕЛЯМИ

Полученные в настоящем исследовании профили электронной концентрации сопоставлялись с ионосферными моделями IRI-2016 [34], а также более ранней отечественной моделью ГОСТ-89 [15].

На рисунке 9 показаны профили электронной концентрации $[e]$, построенные автором на основании расчётов ΣB_w (ΣB_s) и ΣP_w (ΣP_s), и профили по моделям IRI-2016.

Профили ΣB_w , ΣB_s , ΣP_w и ΣP_s представляют общий вклад в электронную концентрацию $[e]$ излучения в линиях L_{α} и L_{β} с включением также звёздной составляющей F_{star} (рис. 8). Поток в линии L_{α}

рассчитан на основании ионизации окиси азота NO, в линии L_{β} – NO и молекулярного кислорода в сумме. Суммарные профили ΣB_w и ΣB_s построены с использованием величины коэффициент рекомбинации окиси азота α_{NO^+} по данным Biondi [20], ΣP_w и ΣP_s по данным Petrigani et al. [41]. Индекс w обозначает зимние условия, s – летние.

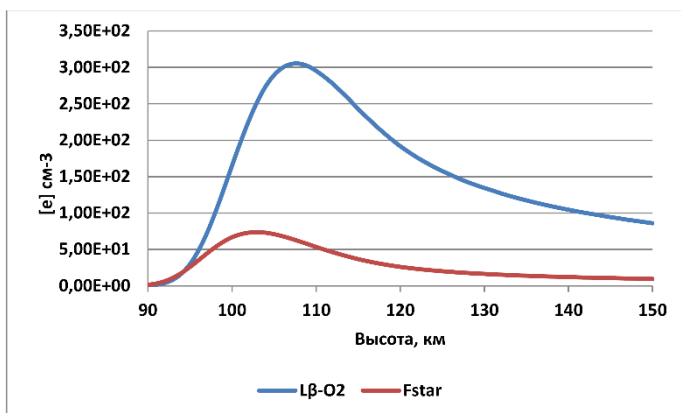


Рис. 8. Оценка вклада звездной составляющей в ионизацию E-области ионосферы. Пояснения в тексте.

Спокойные гелиогеофизические условия, соответствующие минимумам – завершающей стадии 23 и 24 солнечных циклов (2008 и 2019 гг.). Модель IRI-2016 практически не выявляет различий в минимумах циклов.

Из рисунка 9 видно, что проведенные автором расчёты профилей близки к модельным на высотах 100–150 км для зенитного угла Солнца $\chi=101^\circ$ как зимой, так и летом.

Если рассматривать более глубокое погружение Солнца, наблюдаемое в зимний период в умеренных широтах, то согласие с моделью наблюдается только на высотах, больших 120 км. В диапазоне высот 110–

120 км модельные значения электронной концентрации превышают расчётные величины, полученные автором, примерно в 2 раза (рис. 10).

Похожая картина наблюдается и в условиях высокой солнечной активности. На рисунках 11 и 12 показаны профили электронной концентрации для аналогичных дат и времени суток, что и для спокойных гелиогеофизических условий. В отличие от спокойных условий, модель IRI-2016 выявляет различия в максимумах 23 и 24 солнечных циклов (2000 и 2014 гг., соответственно).

Проведенные автором расчеты согласуются количественно с данными модели IRI-2016 при углах погружения Солнца $\sim 10^\circ$, а также для высот, больших 120 км. При углах погружения Солнца $\sim 50^\circ$, наблюдаемых в средних широтах в зимнее время, электронная концентрация [e] модели IRI-2016 оказывается примерно в 2 раза выше величин, рассчитанных автором.

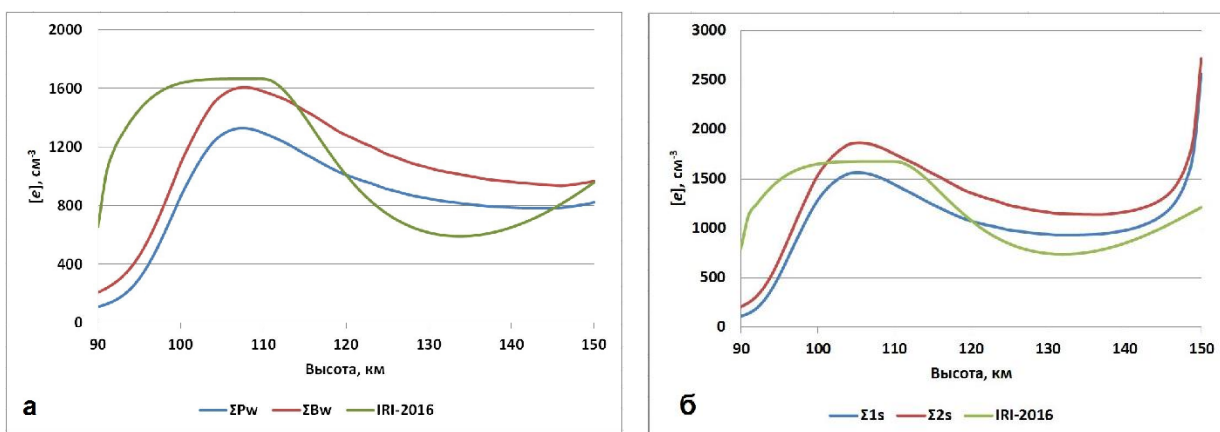


Рис. 9. Профили электронной концентрации на основании расчётов автора ΣB_w (ΣB_s) и ΣP_w (ΣP_s) и по модели IRI-2016 для зенитного угла Солнца $\chi=101^\circ$: а) зима, б) лето. Спокойные гелиогеофизические условия.

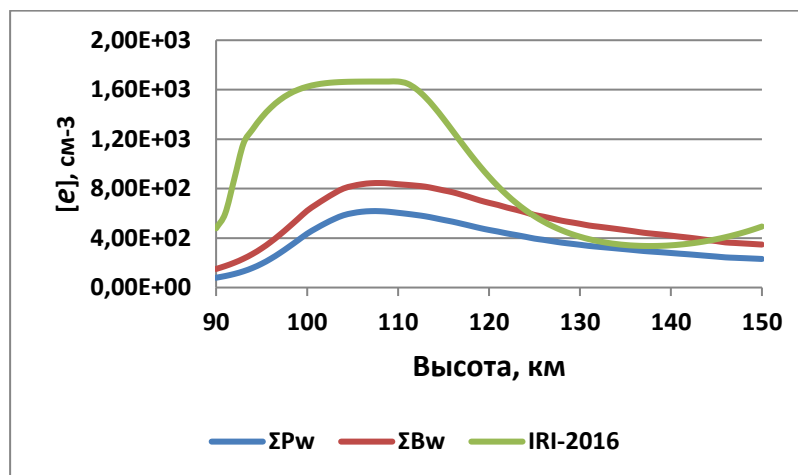


Рис. 10. Профили электронной концентрации для зенитного угла Солнца $\chi=140^\circ$. Спокойные гелиогеофизические условия, зима. Обозначение те же самые, что и на предыдущем рисунке.

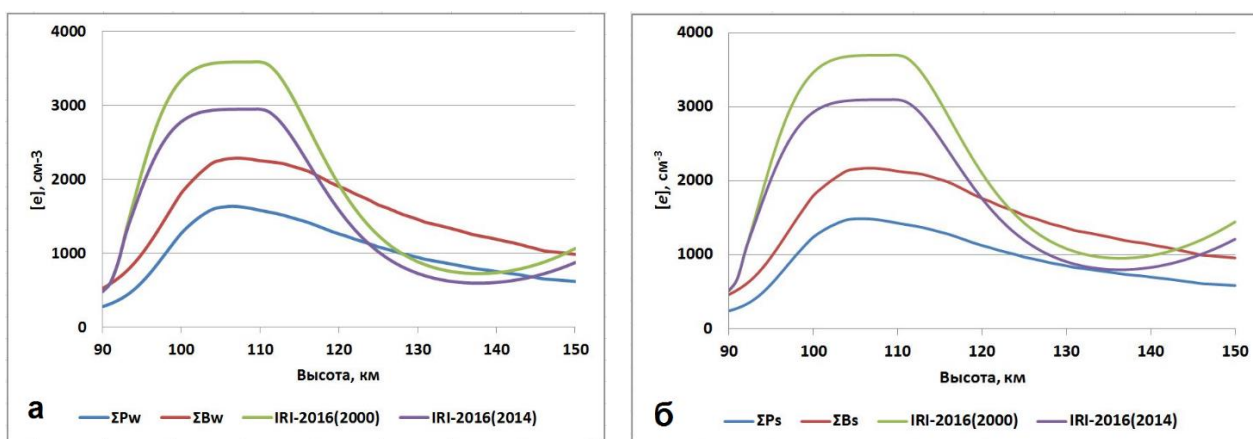


Рис. 11. Профили электронной концентрации на основании расчётов ΣB_w (ΣB_s) и ΣP_w (ΣP_s) и по модели IRI-2016 для зенитного угла Солнца $\chi=101^\circ$: а) зима, б) лето. Возмущённые гелиогеофизические условия, соответствующие максимумам 23 и 24 солнечных циклов (2000 и 2014 гг.).

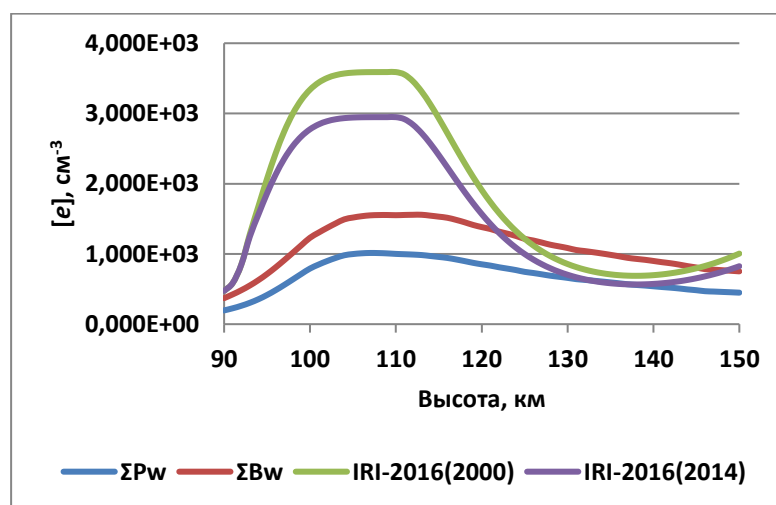


Рис. 12. Профили электронной концентрации для зенитного угла Солнца $\chi=140^\circ$. Возмущённые гелиогеофизические условия, зима. Обозначение те же самые, что и на предыдущем рисунке.

Здесь возможны два варианта: либо в проведённых автором расчётах не учитывается ещё какой-либо источник ионизации, либо модель IRI-2016 даёт ошибочные значения N_mE в области максимума электронной концентрации.

О том, что модель IRI-2016 адекватно описывает ионосферные параметры только примерно в четверти случаев, отмечали ряд исследователей, в частности, на этот факт указывали Ляхов и др., [11], однако анализ этих авторов относился к F -области ионосферы.

Отдельно можно сравнить результаты расчётов с широтно-долготной моделью ГОСТ-89 (рис. 13). В модели задан достаточно грубый шаг по высоте до уровня 140 км – 10 км, и 20 км выше 140 км. Расчёты автора удовлетворительно согласуются с электронной концентрацией на высотах 120–130 км, но на высоте 100 км от поверхности Земли величина $[e]$ превышает модельные значения по IRI-2016, отличаясь от рассчитанных автором значений электронной концентрации более, чем в 2 раза как зимой, так и летом и при различных условиях гелиогеофизической активности. Сами авторы модели ГОСТ-89 указывают, что точность определения $[e]$ в E -области ионосферы составляет $\pm 30\%$.

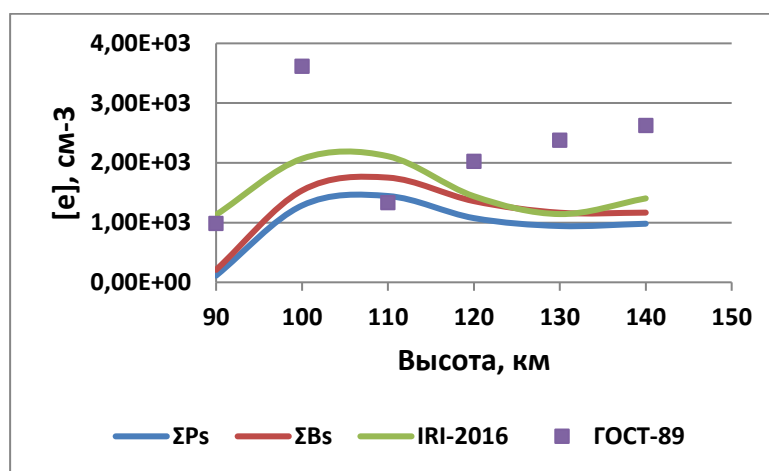


Рис. 13. Типичное соотношение профилей электронной концентрации на высотах 90–150 км по расчётам автора (ΣB_s и ΣP_s), моделям IRI-2016 и ГОСТ-89. Лето, спокойные гелиогеофизические условия.

В недавно разработанной эмпирической модели SIMP (System of Ionospheric Monitoring and Prediction) [10], предназначенной в качестве замены модели ГОСТ-89, отмечено, что модель SIMP в умеренных широтах на высотах E -области ионосферы лучше соответствуют реальным условиям, чем IRI-2016. Однако разработчики SIMP утверждают, что их модель не применима в условиях высокой солнечной активности. Кроме того, основной целью создания модели SIMP был охват авроральной области ионосферы. Во всяком случае, автора настоящих расчётов настораживает тот факт, что, согласно ГОСТ-89, профиль электронной концентрации $[e]$ в E -области ионосферы сравнительно мало меняется в течение ночи. Подобные малые изменения задаёт также модель IRI-2016.

Расчёты автора настоящей статьи показывают, что в отсутствии альтернативных источников ионизации зимой в условиях глубокой ночи на высоте максимума ионизации величина N_mE должна составлять порядка $\sim 2 \cdot 10^3$ см⁻³, что в целом соответствует значениям, указанным Даниловым [4].

5. ВЫВОДЫ

1. Результаты настоящего исследования подтвердили мнение большинства исследователей, что основной вклад в ионизацию E -области ионосферы в сумеречных и ночных условиях оказывает рассеянное излучение в дальнем ультрафиолете в наиболее интенсивных линиях излучения водорода: Лайман-альфа (L_α) и Лайман-бета (L_β).
2. Расчёты показывают, что излучение в линии L_β на высотах 100–120 км является основным ионизирующим агентом в спокойных гелиогеофизических условиях при сравнительно

малых углах погружения Солнца, соответствующие сумеркам на земной поверхности. Этот результат согласуется с выводами других исследователей.

3. При увеличении угла погружения Солнца и в условиях повышенной солнечной активности вклад излучения в линии L_{α} становится не только сопоставим с вкладом в линии L_{β} , но может существенно превышать его. Этот результат является новым и не имеет аналогов в других работах.
4. Вклад звёздной составляющей в общую ионизацию E -области ионосферы мал.
5. Вклад фотоэлектронов в общую ионизацию E -области в сумеречных и ночных условиях не удаётся оценить из-за разрозненности данных. Однако велика вероятность того, что этот вклад существенно ниже вклада УФ излучения в линиях Лайман-альфа и Лайман-бета.
6. Результаты проведенных автором расчётов удовлетворительно согласуются с существующими моделями ионосферы, в частности, с моделью IRI-2016.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян С.В., Ильин Р.Н., Лавров В.М., Огурцов Г.Н. Сечения процессов ионизации с учётом возбуждения УФ излучения при столкновениях электронов, ионов и фотонов с атомами и молекулами атмосферных газов. Справочник // СПб: ГОИ, 1998, Грант РФФИ 98-02-30071 — 343 с.
2. Антонова Л.А., Иванов-Холодный Г.С. Корпускулярная гипотеза ионизации ночной ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия, 1961, т. 1, с. 164—170.
3. Беликов Ю.Е., Николайшвили Ш.С., Перадзе Р.К. Модель рассеяния солнечного света на искусственном сферическом газодисперсном облаке в верхней атмосфере Земли // Космич. исслед. Т. 31. № 1. С. 135—142. 1993.
4. Данилов А.Д. Популярная аэрономия. Изд. 2-е, доп. и перераб. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 230 с.
5. Дышлевский С.В., Беликов Ю.Е. Вариации потоков излучения в водородной линии Лайман-альфа в D -области ионосферы // Гелиогеофизические исследования, 2018, вып. 17, с. 64—76.
6. Дышлевский С.В., Беликов Ю.Е. Особенности переноса излучения в водородной линии Лайман-альфа и их возможная связь с изменениями электронной концентрации в D -области ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия, 2020, т. 60, № 3, с. 1—11
7. Каширин А.И. Фотоионизация в ночной ионосфере // Геомагнетизм и аэрономия, т. 26, N 4, с. 563—568. 1986.
8. Краснопольский В.А. Физика свечения атмосфер планет и комет // М.: «Наука», Гл. ред. физ.-мат. лит., 1987. — 304 с.
9. Лазарев А.И., Ковалёнок В.В., Авакян С.В. Исследование Земли с пилотируемых космических кораблей // Л.: Гидрометеиздат, 1987. 400 с.
10. Лапшин В. Б., Михайлов А. В., Данилов А. Д., Деминов М. Г., Карпачев А. Т., Шубин В. Н., Михайлов В. В., Цыбуля К.Г., Денисова В.Н. Модель SIMP как новый государственный стандарт распределения концентрации электронов в ионосфере (ГОСТ25645.146) // Труды XXV Всероссийской открытой конференции «Распространение радиоволн»: Томск, 2016, С. 51–56.
11. Ляхов А.Н., Козлов С.И., Беккер С.З. Оценка точности по Международной справочной модели ионосферы IRI-2016. I. Концентрации электронов // Геомагнетизм и аэрономия, 2019, т. 59, № 1, с. 50—58.
12. Павлов А.В., Павлова Н.М. Сравнение измеренных ионозондом Москвы и вычисленных концентраций электронов максимума слоя E ионосферы в весенних условиях // Геомагнетизм и аэрономия, 2015, т. 55, N 2, с. 247—257..
13. Савельев М.А., Фейгин В.М. Корпускулярный энергетический источник в ночной среднеширотной ионосфере // Труды ГосНИЦИПР, 1980, вып. 11, с. 90—99.
14. Фриш С.Э. Оптические спектры атомов // М.-Л., Гос. изд. физ.-мат. литературы, 1963. — 640 с.
15. Часовитин Ю.К., Авдюшин С.И., Арменская О.А., Беспрозванная А.К., Данилов, А.Д., Двинских Н.И., Иванова С.Е., Каширин А.И., Клюева Н.М., Корякина Е.А., Лесновский Е.Н., Миронова Л.С., Михайлов А.В., Панфилова Т.Н., Поляков В.М., Суходольская В.Е., Сикилинда Т.Н., Чумичева В.П., Широчков А.В., Шушкова В.Б. ГОСТ 25645.146-89 Ионосфера Земли. Модель глобального распределения концентрации, температуры и эффективной частоты соударений электронов // М., Госстандарт СССР, 1990. — 812 с.
16. Avdyushin S.I., Bukusova L.L., Feigin V.M., Ivanov-Kholodny G.S., Kazachevskaya T.V., Savelyev M.A., Tulinov V.F. Experimental testing of “corpuscular” hypothesis of night-time mid-latitude ionosphere—results of simultaneous rocket-satellite investigations // Adv. Space Res., 1981, v.1, No. 12, pp. 107—110. doi: 10.1016/0273-1177(81)90423-3
17. Bailey S.M., Barth Ch.A., Solomon S.C. A model of nitric oxide in the lower thermosphere // J. Geophys. Res., v. 107, No. A8, 1205, 10.1029/2001JA000258, 2002
18. Barth C. A., Mankoff K. D., Bailey S. M., Solomon S. C. Global observations of nitric oxide in the thermosphere // J. Geophys. Res., v. 108, No. A1, 1027, doi:10.1029/2002JA009458, 2003

19. Barth C. A., Tobiska W.K., Siskind D.E., Cleary D.D. Solar-terrestrial coupling: Low-latitude thermospheric nitric oxide // *Geophys. Res. Lett.*, 1988, v. 15, pp. 92—94. doi: [10.1029/GL015i001p00092](https://doi.org/10.1029/GL015i001p00092)
20. Biondi M.A. Atmospheric electron-ion and ion-ion recombination processes // *Canadian Journal of Chemistry*, 47, 1711—1719. 1969.
21. Belikov Yu. E., Gurvich A.V. Images of optical thick artificial aerosol clouds in the near-Earth space // *Adv. Space Res.* V. 15. N 12. P. (12)103—(12)106. 1995.
22. Belikov Yu., Romanovsky Yu., Nikolaishvili Sh., Peradze R. Numerical model of scattering radiation in the Earth atmosphere for scientific investigations and Applications // *Phys. Chem. Earth (b)*. V. 25. N 5-6. P. 427—430. 2000.
23. Biondi M.A. Atmospheric electron-ion and ion-ion recombination processes // *Can. J. Chem.* V. 47. P. 1711—1719. 1969.
24. Bhowmik P., Nandy D. Prediction of the strength and timing of sunspot cycle 25 reveal decadal-scale space environmental conditions // *Nature Communications*, 2018, 9: 5209, doi.org/10.1038/s41467-018-07690-0
25. Bossy L. Solar indices and solar U.V.-irradiances // *Planet. Space Science*, v. 31, No. 9, pp. 977—985, 1983
26. Chakrabarty P., Chakrabarty D.K. Nitric oxide in the mesosphere and lower thermosphere under different conditions // *Indian Journal of radio and space physics*, v.3, December 1974, pp. 319—322
27. Chung Y.-S., Kim H., Chung Y.-M. Measurements of photoabsorption cross section of nitric oxide by using double-ionization chamber // *J. of the Optical Society Korea*. V. 10, No. 4, Dec. 2006, pp. 157—161.
28. Conway R.R. Photoabsorption and photoionization cross section of O, O₂, and N₂ for photoelectron production calculation: A compilation of recent laboratory measurements // *NRL Mem Rep.* 6155, Nav. Res. Lab. Washington, D.C. 1988—81 p.
29. Fuller-Rowell T. J. Modeling the solar cycle change in nitric oxide in the thermosphere and upper mesosphere // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, A2, pp. 1559—1570. doi: [10.1029/92JA02201](https://doi.org/10.1029/92JA02201)
30. Gérard J.-C., Fesen C.G., Rusch D.W. Solar cycle variation of thermospheric nitric oxide at solstice // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, A8, pp. 12235—12242. doi: [10.1029/JA095iA08p12235](https://doi.org/10.1029/JA095iA08p12235)
31. Gérard J.-C., Shematovich V.I., Bisikalo D.V. Effect of hot N(⁴S) atoms on the NO solar cycle variations in the lower thermosphere // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, N A7, pp. 11581—11586. July, 1993.
32. Henry R.C. The local interstellar ultraviolet radiation field // *Astrophys. J.*, 570:697–707, 2002.
33. Huffman R.E. Absorption cross-sections of atmospheric gases for use in aeronomy // *Canadian Journal of Chemistry*, 47, 1823—1834. 1969.
34. International reference ionosphere (IRI-2016) // https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/iri2016_vitmo.php
35. Lacoursière J., Meyer, S. A., Faris, G. W., Slanger, T. G., Lewis, B. R., Gibson S. T. The O(¹D) yield from O₂ photodissociation near H Lyman- α (121.6 nm) // *Journ. Chem. Phys.*, V. 110, No. 4, P. 1949—1958. 1999.
36. Lemaire P., Charra J., Jouchoux A., Vidal-Madjar A., Artzner G. E., Vial J., Bonnet R. M., and Skumanich A.: Calibrated full-disk H I Lyman- α and Lyman- β profiles // *Astrophys. J.*, 1978, v. 223, L55-L58.
37. Morse F.A., Rice C.J. Mid-latitude E region: An examination of the existence of a corpuscular source // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 16, pp. 2795—2804.
38. Nusinov A. A. Models for prediction of EUV and X ray solar radiation based on 10.7-cm radio emission // *Proc. Workshop on Solar Electromagnetic Radiation for Solar Cycle 22*, Boulder, Colo., 3—7 Jun. 1991, edited by R. F. Donnelly, NASA ERL, Boulder, Colo., USA, 354—359, 1992.
39. Ogawa T., Iwagami N., Kondo Y. Solar Cycle Variation of Thermospheric Nitric Oxide // *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 1984, v. 36, No. 8, pp. 317—340, doi <https://doi.org/10.5636/jgg.36.317>
40. Pavlov A.V. Ion chemistry of the ionosphere at the E- and F-region altitudes: A review, *Surv. Geophys.*, 2012, vol. 33, no. 5, pp. 1133—1172, doi [10.1007/s10712-012-9189-8](https://doi.org/10.1007/s10712-012-9189-8)
41. Petrigiani A., Andersson P.U., Pettersson J.B.C., Thomas R.D., Hellberg F., Ehlerding A., Larsson M, van der Zande W.J. Dissociative recombination of the weakly bound NO-dimer cation: cross sections and three-body dynamics // *J. Chem. Phys.* No.123(19). P.194306–194311. doi:10.1063/1.2116927. 2005.
42. Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // *J. Geophys. Res.* V. 107, No. A12. 1468.16 p. doi:10.1029/2002JA009430. 2002
43. Reddmann T, Uhl R. The H Lyman- α actinic flux in the middle atmosphere // *Atmos. Chem. Phys.*, 2003, v. 3, pp. 225–231.
44. Richards, P. G., J. A. Fennelly, and D. G. Torr EUVAC: A solar EUV flux model for aeronomic calculations, *J. Geophys. Res.*, 99, 8981—8992, 1994.
45. Siskind D.E., Barth C. A., Russell III J. M. A climatology of nitric oxide in the mesosphere and thermosphere // *Adv. Space Res.* Vol. 21. No. 10. pp. 1353-1362. 1998

46. Siskind D. E., Zawdie K., Sassi F., Drob D., Friedrich M. (2017), Global modeling of the low and mid latitude ionospheric D and lower E regions and implications for HF radio wave absorption // *Space Weather*, 15, 115–130, doi:10.1002/2016SW001546.
47. Solomon S.C. Numerical models of the E-region ionosphere // *Advances in Space Research*, 2006, v. 37, 1021—1037.
48. Solomon S., Reid G. C., Roble R. G., Crutzen P. J. Photochemical coupling between the thermosphere and the lower atmosphere. 2. D region ion chemistry and the winter anomaly // *J. Geophys. Res.* V.87. P.7221–7227. 1982
49. Strobel D.F., Opal C.B., Meier R.R. Photoionization rates in the night-time E- and F-region ionosphere // *Planet. Space Sci.*, v. 28, N 11, pp.1027-1033, November 1980, doi:10.1016/0032-0633(80)90050-1
50. Sullivan J.O., Holland A.C. A congeries of absorption cross-sections for wavelengths less than 3000 // NASA CR-37, Tech. Rep. No. 60-20-N, 1966.—170 p.
51. Titheridge J. E. Model results for the ionospheric E region: solar and seasonal changes // *Ann. Geophysicae* 15, 63-78 (1997).
52. Tobiska, K. W., Woods, T., Eparvier, F., Viereck, R., Floyd, L., Bouwer, D., Rootman, G. J., and White, O. R. The SOLAR2000 empirical solar irradiance model and forecast tool // *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 2000, v.62, pp. 1233–1250.
53. Vialatte A., M. Barthélemy M., Lilensten J. Impact of Energetic Electron Precipitation on the Upper Atmosphere: Nitric Monoxide // *The Open Atmospheric Science Journal*, 2017, 11, 88-104
54. Weller C.S., Biondi M.A. Recombination, attachment, and ambipolar diffusion of electrons in photoionized NO afterglow // *Phys. Rev.* V. 172, P. 198—206. 1968.

SPECIFIC FEATURES OF TWILIGHT AND NIGHTTIME IONIZATION IN THE E-REGION OF THE IONOSPHERE IN MIDLATITUDES

Dyshlevsky S. V.

The effect of the neutral atmosphere parameters on the ionizing radiation field and electronic concentration in the E-region of the ionosphere in the twilight and nighttime conditions for the summer and winters seasons and high and low solar activity is investigated. The analysis of the ionization sources in the E-region in the twilight and nighttime conditions is carried out. The solar radiation fluxes were calculated by the modified transfer radiation model which included the multiple scattering effects. This model was applied earlier for the calculations of the direct and scattered radiation fluxes in the D-region of the ionosphere. As expected the dominating contribution to the E-region ionization in the twilight and nighttime conditions was related to the scattered radiation in the XUV spectral range in two most intensive hydrogen lines: Lyman-alpha (L_α) and Lyman-beta (L_β). The radiation in the L_β line is the main source of the ionization at the altitudes 100—120 km in the calm heliogeophysical conditions and rather small solar depression angles ($\sim 10^\circ$) which is in accordance with other researchers' results. However, with the further solar depression angle rise and under the conditions of high solar activity the contribution of the scattered radiation in the L_α line in the total radiation flux becomes not only comparable with that of in the L_β line but also exceeds it. According to calculations the contribution of the stellar light in the E-region ionization is insignificant and even in a case of the maximal illumination from the brightest regions of the stellar sky it does not exceed $\sim 5\%$ of the total radiation field from both L_α and L_β fluxes. The obtained results are in agreement with the existing models of the ionosphere, including IRI-2016 model.

KEYWORDS: MATHEMATICAL MODELING, RADIATION TRANSFER, LYMAN-ALPHA LINE, LYMAN-BETA LINE, IONOSPHERIC E-REGION