

УДК 551.510

Л. В. Козак, А. И. Саливонов

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Вариации ночных измерений температуры верхней атмосферы Земли в течение года

Представлено 03.09.07

Проаналізовано значення температури верхньої атмосфери Землі за 1992 та 1993 рр., отримані приладом WINDII, встановленим на супутнику UARS. Для виключення добових і широтних варіацій окремо розглядалися денні і нічні вимірювання у вузькому широтному діапазоні. Аналіз нічних вимірювань показав збільшення температури на висотах біля 90 км в період із 100—130, 190—230 і 300—340 діб протягом року. Особливостями зміни сонячної і геомагнітної активності пояснити отриманий результат не вдалося. Дане підвищення температури може бути пов'язане із потужними метеорними потоками, які при вторгненні в атмосферу можуть призвести до зміни фотохімічних та динамічних процесів в нижній термосфері.

ВВЕДЕНИЕ

Верхняя атмосфера представляет собой очень сложную динамическую и фотохимическую систему, которая работает в условиях жесткого солнечного контроля. Вместе с солнечной активностью на состояние атмосферы могут воздействовать и другие источники энергии. Известен ряд наблюдательных фактов, которые прямо или косвенно указывают на литосферно-ионосферные связи. Неоднократно наблюдались и анализировались свечения атмосферы [7, 17], возмущение атмосферного электрического потенциала, вариации плотности электронной концентрации в E- и F-слоях [13, 14]. С другой стороны, известна реакция ионосферы на действие акусто-гравитационных волн, которые возникают при землетрясениях, извержениях вулканов и мощных взрывах [1]. Со спутников неоднократно регистрировались широкомасштабные неоднородности ионосферной плазмы; вариации потоков энергичных частиц, которые высыпаются в ионосферу из радиационных поясов [8].

В данной работе рассмотрено возможное воздействие метеорных потоков на температуру верхней атмосферы Земли. Масса метеорного

вещества, выпадающего на Землю за год, составляет около 40 тысяч тонн, а средняя скорость столкновения с Землей для них приблизительно равна скорости движения Земли по орбите (30 км/с) [4, 10, 11]. Большая часть этого вещества испаряется на высотах 90—110 км, передавая свою кинетическую энергию атмосфере. Поэтому выпадение метеорного вещества может влиять на температурный баланс атмосферы, особенно во время мощных метеорных потоков, когда увеличивается количество частиц и их скорость до 60—70 км/с. Но насколько существенную роль сыграет эта энергия в балансе атмосферы по сравнению с солнечной, и получится ли ее отделить наблюдательными методами, — спрогнозировать тяжело. Именно исследованию возможного воздействия метеорных потоков на температуру верхней атмосферы Земли и посвящена данная работа. Определение аномалий поведения параметров верхней атмосферы, связанных с возможным воздействием выпадающего метеорного вещества, невозможно без учета фоновых вариаций, обусловленных главным образом особенностями солнечной и геомагнитной активности [2, 3]. Не стоит также забывать о наличии суточных, сезонно-широт-

ных вариаций и флуктуации плотности, которые связаны с гравитационными волнами. Кроме того, изменения температурных профилей в локальном масштабе могут быть вызваны извержениями вулканов, техногенными катастрофами и т. д.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Для исследования вариаций температуры в верхней атмосфере были использованы измерения температуры полученные на спутнике UARS (Upper Atmospheric Research Satellite) [20] (архив GSFC DAAC (NASA Goddard Space Flight Center Distributed Active Archive Center)). UARS — это совместный проект, спонсируемый Канадским космическим агентством и Французским центром в сотрудничестве с NASA. Спутник был запущен 12 сентября 1991 г. Орбита спутника — почти круговая, средняя высота полета 585 км, наклон 57° , период вращения 97 мин. На спутнике проводились измерения вертикальных профилей температуры, перемещения некоторых газов, горизонтальные составляющие скорости газа, потоки солнечной энергии.

Были проанализированы значения температуры, которые были получены с помощью прибора WINDII (Wind Imaging Interferometer). Данный прибор измерял ветер, температуру и коэффициент эмиссии в высотном диапазоне 80—300 км. По своему устройству WINDII — это оптический интерферометр Майкельсона с девятью фильтрами, для того чтобы выбрать запланированную эмиссию. Наблюдения производились над лимбом двумя телескопами, которые

расположены под углами 45° и 135° относительно вектора скорости спутника. Область зрения каждого телескопа охватывает 4° по горизонтали и 6° по вертикали. Некоторый объем атмосферы попадает последовательно в поле зрения обоих телескопов приблизительно через 7 мин, поэтому измеряемые параметры считаются неизменными на протяжении указанного промежутка времени.

Высотный профиль температуры получали, измеряя фотохимическое свечение эмиссионных линий [22]:

в верхней мезосфере — OH;

в нижней термосфере — O_2 , $O(^1S)$;

в средней термосфере — $O(^1S)$, $O(^1D)$, $O^+(^2P)$.

Параметры указанных линий и полос приведены в табл. 1.

Для высот ниже 95 км температурные профили определялись по измерению релеевского рассеяния [19, 21]. Сначала строился профиль изменения плотности с высотой, а из него температурный в предположении, что атмосфера вертикально стратифицирована и находится в гидростатическом равновесии.

Данные предоставлены в виде массивов значений температур в диапазоне высот 80—300 км с дискретностью 3—5 км по высоте, и через каждые 4° по широте.

Проанализированный диапазон высот полностью охватывает область вторжения метеоров.

МЕТОД ОБРАБОТКИ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Были рассмотрены отдельно дневные и ночные измерения температуры в достаточно узком широтном диапазоне (для исключения широтной вариации) в течение 1993 и 1992 гг. Дневные измерения температуры показывали в основном суточные изменения, связанные с зенитным углом Солнца. Поэтому при дальнейшем рассмотрении дневные измерения не использовались. Это вызвано тем, что изменение температуры в результате вторжения метеоров будет намного меньше, чем при наличии вариаций солнечной и геомагнитной активности.

Ночные изменения температуры на высотах 83—120 км за 1993 г. представлены на рис. 1. Кривые получены скользящим усреднением по семи ночам. Погрешность, представленная на

Таблица 1. Параметры измеренных эмиссионных линий

Эмиссия	Время жизни, с	λ , нм	h , км	Высота максимальной интенсивности, км
Зеленая линия $O(^1S)$	0.8	557.7	ниже 80—110 выше 150—300	97 200
Красная линия $O(^1D)$	110	630	150—300	250
Полоса OH (8—3)	0.0042	730	80—110	87
Полоса O_2 (0—0)	14	762	80—110	94
Линия O^+	5	732	200—300	150

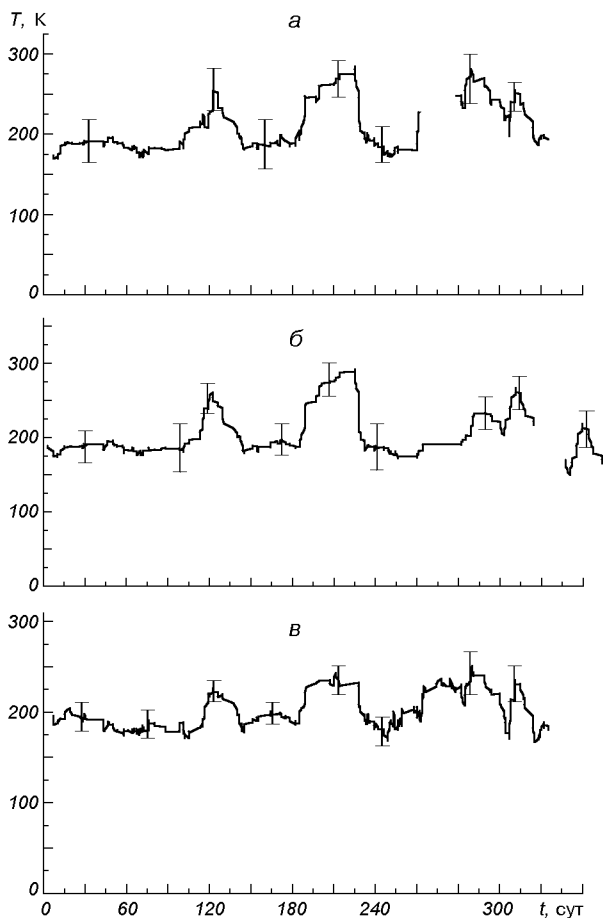


Рис. 1. Ночные измерения температуры на высоте 83—120 км: а — 1993 г., широтный диапазон от -15° до $+15^\circ$; б — 1993 г., широтный диапазон от $+15^\circ$ до $+45^\circ$; в — 1992 г., широтный диапазон от $+15^\circ$ до $+45^\circ$. Кривые получены скользящим усреднением по семи ночам. Разрыв соответствует отсутствию спутниковых данных

графиках, включает как погрешность измерения температуры прибором WINDII так и погрешность при усреднении данных. На графиках прослеживается увеличение температуры в периоды от 100 до 130 сут, от 190 до 230 сут и от 300 до 340 сут.

Данное увеличение температуры имеет место как при рассмотрении в широтном диапазоне от $+15$ до -15° , так и при рассмотрении в широтном диапазоне от $+15$ до $+45^\circ$. При анализе температурных особенностей в широтном диапазоне от $+45$ до $+70^\circ$ спутниковых измерений оказалось недостаточно.

Таблица 2. Метеорные потоки за 1993 год

Название потока	Эпоха активности	Скорость, км/с	ZHR*
Квадрантиды	27.12—07.01	35	порядка 100
гамма-Нормиды	25.02—22.03	56	8
Виргиниды	12.03—22.03	30	5
Виргиниды 1	26.03—07.05	31	
Лириды	18.04—24.04	48	18
эта-Аквариды	21.04—12.05	66	60
Сагиттариды	01.06—31.07	30	5
Цефеиды	11.06—21.06	45	
альфа-Каприкориды	10.07—20.08	30	5
дельта-Аквариды	23.07—22.08	42	5
Касиопеиды	17.07—15.08	60	
Пегасиды	18.07—31.07	50	
Персеиды	09.07—17.08	61	порядка 100
Цефеиды (авг.)	10.08—24.08		
Авригиды (авг.)	14.08—31.08	69	
Ориониды	14.10—26.10	66	20
Леониды	08.11—18.11	72	20**
Геминиды	25.11—18.12	35	120
альфа-Дракон. 1	09.12—13.12	60	
Урисиды	22.12—25.12	35	10

* — ZHR (зенитное часовое число метеоров) — количество метеоров потока, приведенное к идеальным условиям наблюдений (количество метеоров, замеченное одним наблюдателем в течение часа с радиантом в зените и видимыми в зените звездами 6.5^m).

** — значение ZHR переменное.

Для проверки отмеченного увеличения температуры были обработаны данные за 1992 г. (рис. 1, в). На рисунке также прослеживается увеличение температуры в указанные выше промежутки времени.

При сравнении полученных результатов с метеорными потоками, наиболее мощные из которых представлены в табл. 2 (включены метеорные потоки со скоростью более 30 км/с и с $ZHR > 5$), оказалось, что это увеличение может быть вызвано такими метеорными потоками как: эта-Аквариды — эпоха активности с 21 апреля по 12 мая, скорость 66 км/с; Персеиды — с 9 июля по 17 августа, скорость 61 км/с; Леониды — с 8 по 18 ноября, которые имеют скорости 72 км/с, и Геминиды, которые хоть и имеют скорости около 35 км/с, но длительность их около одного месяца, а $ZHR = 120$.

Для того чтобы быть уверенным, что это повышение температуры не вызвано особеннос-

тями солнечной и геомагнитной активности, мы рассмотрели значения потока излучения на длине волны 10.7 см (индикатор солнечной активности), и значения K_p -индекса за 1993 г. (рис. 2). Каких-либо всплесков на графиках, которые могли бы объяснить полученный результат, не наблюдается.

При высотном анализе полученного изменения температуры оказалось, что данное увели-

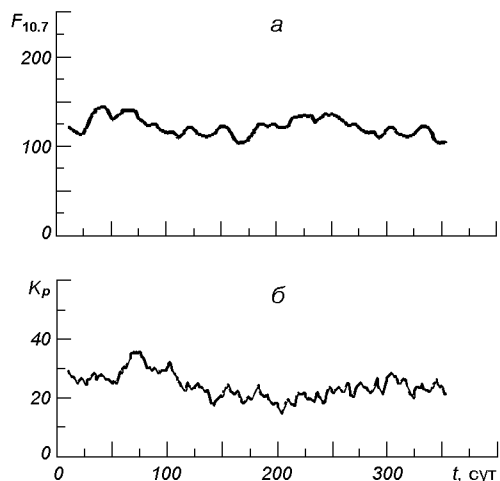


Рис. 2. Значение солнечной и геомагнитной активности за 1993 г.

чения температуры соответствует высотам около 90 км (рис. 3).

Кроме того, был проведен анализ значений температуры для ночных измерений за 1993 г. в высотном диапазоне от 87 до 93 км и в узком широтном диапазоне $\pm 5^\circ$ для зафиксированных ранее областей увеличения температуры (рис. 4). Точки — значения температуры, полученные на спутнике, непрерывная кривая — аппроксимация полиномом 5-й степени. К сожалению, измерений спутника недостаточно, чтобы непрерывно покрыть рассматриваемый диапазон, но на графике прослеживаются максимумы увеличения температуры для эта-Акварид — 125-е сут, для Персеид — 210-е сут, для Леонид и Геминид — 320-е и 348-е сут.

Теоретические оценки возможного увеличения температуры верхней атмосферы Земли на основе данных [12], в предположении, что кинетическая энергия метеоров полностью переходит в тепловую, показали, что несмотря на большую энергетику процесса [18], этой энергии недостаточно для объяснения наблюдаемого увеличения температуры. Поэтому рассмотрим другие механизмы увеличения температуры на высотах 90—100 км, катализатором которых могут быть вторжения метеоров.

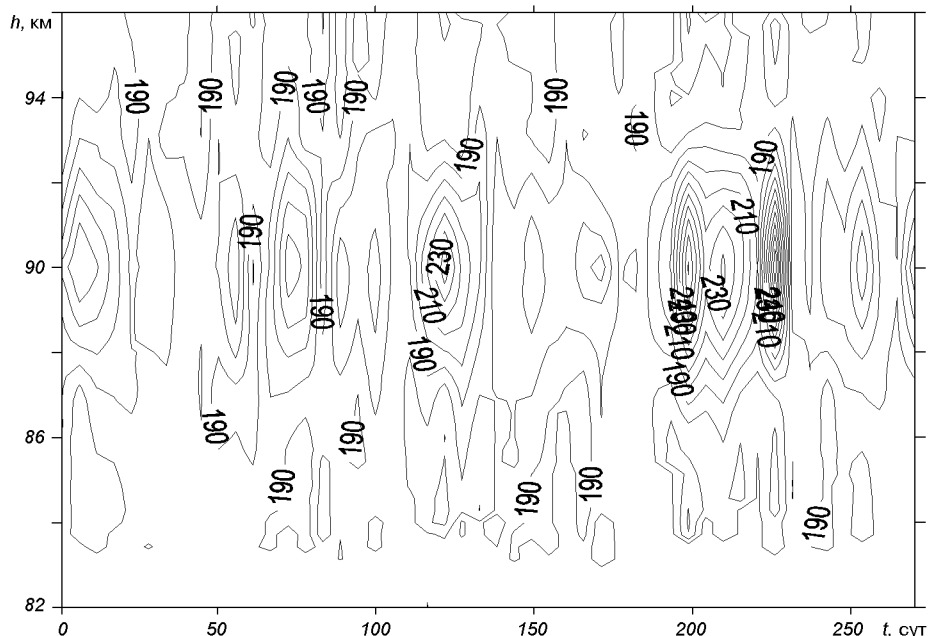
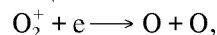


Рис. 3. Высотное распределение значений ночной температуры за 1993 г.

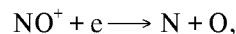
АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ

Связь между температурой и концентрацией электронов. Рассмотрим ситуацию на уровне нижней термосферы. Основные ионы в данной области — молекулярные ионы O_2^+ и NO^+ , которые исчезают в процессах диссоци-

тивной рекомбинации:



$$\alpha_1 = 2.2 \cdot 10^{-7} (300/T_e) \text{ см}^3/\text{с} \quad (1)$$



$$\alpha_2 = 4.52 \cdot 10^{-7} (300/T_e), \text{ см}^3/\text{с}$$

где T_e — электронная температура, которая на указанных высотах изменяется вместе с изменением температуры нейтрального газа T .

Как видно из выражений (1), коэффициенты скорости данных реакций (α_1 и α_2) связаны с температурой атмосферы обратной пропорциональной зависимостью.

Значение электронной концентрации связано с эффективным коэффициентом рекомбинации также обратной зависимостью

$$N_e \propto (1/\alpha_{\text{эф}})^{1/2}, \quad (2)$$

где

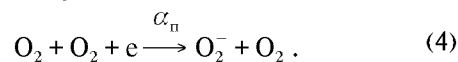
$$\alpha_{\text{эф}} \approx \frac{\alpha_1 [O_2^+] + \alpha_2 [NO^+]}{[O_2^+] + [NO^+]} \quad (3)$$

— эффективный коэффициент рекомбинации; $[O_2^+]$ и $[NO^+]$ — концентрации упомянутых ионов.

Из выражений (1)—(3) следует, что увеличение концентрации электронов непосредственно связано с увеличением температуры на высотах около 90 км.

При учете ионов-вязок (кластеров) данный эффект изменения температуры будет усиливаться.

Связь динамики отрицательных ионов в верхней мезосфере и на мезопаузе с температурой и концентрацией электронов. Отрицательные ионы образуются на высотах D-слоя ионосферы в результате реакции



Продуктивность данного процесса определяется как $q = \alpha_n [O_2]^2 N_e, \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$. Поскольку q связано с концентрацией $[O_2]$ квадратичным законом, тогда концентрация отрицательных ионов очень сильно уменьшается с высотой. Ионы O_2^- в сложной и малоизученной последовательности химических реакций трансформируются в отрицательные ионы других молекул, вплоть до таких ионов-кластеров, как $O_2^-(H_2O)_n, CO_3^-H_2O,$

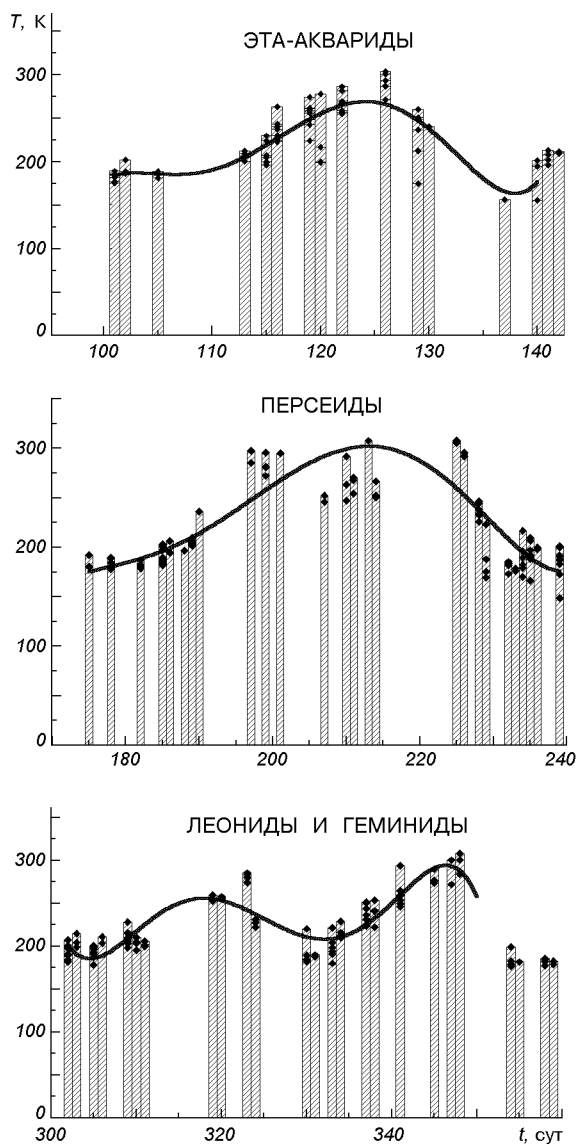
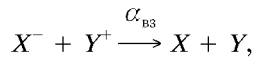


Рис. 4. Значение температуры на высоте 83—90 км (широтный диапазон $\pm 5^\circ$) в период действия метеорных потоков эта-Акварид, Персеид, Леонид и Геминид. Кривая — аппроксимация полиномом 5-й степени

NO_2^- (HNO_2), CO_4^- (H_2O), NO_2^- (HNO_2) H_2O и других, которые хорошо регистрируются в масспектрометрических космических экспериментах.

Наличие отрицательных ионов в нижней ионосфере приводит к увеличению эффективного коэффициента рекомбинации за счет быстрых реакций взаимной нейтрализации



которые имеют высокий коэффициент скорости $\alpha_{\text{вс}} \sim 10^{-7} \text{ см}^3/\text{с}$.

Пусть $\lambda = \sum_i X_i^- / N_e$, где X_i^- — отрицательный ион сорта i , тогда эффективный коэффициент рекомбинации при наличии условия фотохимического равновесия равен

$$\alpha_{\text{эф}} = (1 + \lambda)(\alpha_{\text{д}} + \lambda\alpha_{\text{вс}}),$$

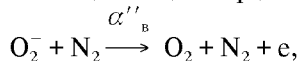
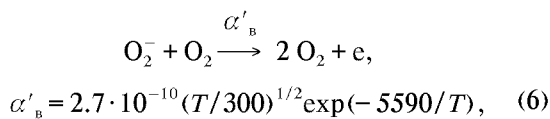
где $\alpha_{\text{д}}$ определяется только реакциями диссоциативной рекомбинации NO^+ , O_2^+ .

По современным данным днем в невозмущенной ионосфере $\lambda \sim 1$ на высоте 75 км, а уже на $h \approx 80$ км $\lambda \ll 1$ [9]. Ночью $\lambda \sim 1$ на $h \approx 80$ км и тоже быстро уменьшается с высотой. В некоторых ракетных экспериментах зарегистрированы слои отрицательных ионов на высоте $h \sim 90$ км. Химический состав отрицательных ионов существенно отличается по данным разных экспериментов.

Для разработки адекватной модели динамики отрицательных ионов в слое D ионосферы данных не достаточно. Поэтому рассмотрим упрощенный вариант на уровне первичных ионов O_2^- , которые образуются в реакции (4). Коэффициент скорости этой реакции при $195 \text{ K} < T < 600 \text{ K}$ [15, 16]:

$$\alpha_{\text{п}} \approx 1.4 \cdot 10^{-29} (300/T) \exp(-600/T), \text{ см}^6/\text{с}. \quad (5)$$

Процесс отлипания, будем предполагать, происходит при столкновении с основными нейтральными молекулами:



$$\alpha''_{\text{в}} = 1.9 \cdot 10^{-12} (T/300)^{3/2} \exp(-4990/T). \quad (7)$$

Коэффициенты скорости этих реакций определены экспериментально и описываются зависимостями (6), (7) в интервале температур $375 \text{ K} < T < 600 \text{ K}$ [16]. Кроме того, в работе [16] все же считается, что возможна их экстраполяция на более низкие температуры.

Учитывая (4)—(7), получим

$$\frac{\partial [\text{O}_2^-]}{\partial t} = \alpha_{\text{п}} [\text{O}_2]^2 N_e - \alpha'_{\text{в}} [\text{O}_2^-] [\text{O}_2] - \alpha''_{\text{в}} [\text{O}_2^-] [\text{N}_2],$$

а при наличии условия фотохимического равновесия ($[\text{O}_2^-] = \text{const}$) получим:

$$[\text{O}_2^-] = \frac{\alpha_{\text{п}} [\text{O}_2]^2 N_e}{\alpha'_{\text{в}} [\text{O}_2] + \alpha''_{\text{в}} [\text{N}_2]}, \quad (8)$$

Внесем в выражение (8) значения $\alpha_{\text{п}}$, $\alpha'_{\text{в}}$ и $\alpha''_{\text{в}}$ в их эмпирическом виде (5)—(7):

$$[\text{O}_2^-] = \frac{0.52 \cdot 10^{-19} [\text{O}_2] N_e (300/T)^{3/2} \exp(4390/T)}{\exp(-600/T) + 0.007 (T/300) [\text{N}_2] / [\text{O}_2]}.$$

Отсюда следует уменьшение концентрации отрицательных ионов $[\text{O}_2^-]$ при увеличении температуры атмосферы, или уменьшение λ , а вместе с ним и эффективного коэффициента рекомбинации. Электронная концентрация увеличивается, таким образом, не только за счет интенсификации процессов отлипания, а и за счет уменьшения темпа рекомбинации.

Динамические процессы. Даже небольшое увеличение температуры атмосферы в результате перехода кинетической энергии метеоров в тепловую, и неравномерное локальное распределение составляющих (в данном случае электронов) может вызвать диффузионные процессы, и как следствие — интенсификацию турбулентности на высотах мезопаузы. Изменение турбулентности на данных высотах также приводит к увеличению температуры на высотах около 90 км [5, 6].

ВЫВОДЫ

Подводя итоги проведенных исследований, можно отметить следующие изменения температуры верхней атмосферы:

— увеличение температуры для ночных измерений в периоды от 100-х до 130-х сут, от 190-х до 230-х сут, от 300-х до 340-х сут;

- увеличение температуры можно отождествить с такими мощными метеорными потоками: эта-Аквариды (скорость 66 км/с); Персеиды (скорость 61 км/с); Леониды (скорость 72 км/с) и Геминиды (скорость 35 км/с, длительность с 25 ноября по 18 декабря);
- увеличение температуры характерно для высот около 90 км.

Мощные метеорные потоки в данном случае выступают как возможные катализаторы фотохимических и динамических процессов в нижней термосфере.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта CRDF UKP2-2644-KV-05.

1. Альперович Л. С., Гохберг М. Б., Сорокин В. М., Федорович Г. В. О генерации геомагнитных вариаций акустическими колебаниями во время землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли.—1979.—№ 3.—С. 58.
2. Антонова Л. А., Иванов-Холодный Г. С. Солнечная активность и ионосфера. — М.: Наука, 1989.—168 с.
3. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988.—528 с.
4. Волощук Ю. И., Кашеев Б. Л., Кручиненко В. Г. Метеоры и метеорное вещество. — Киев: Наук. думка, 1989.—294 с.
5. Гордиец Б. Ф., Куликов Ю. Н. О роли турбулентности и инфракрасного излучения в тепловом балансе нижней термосферы // Инфракрасная спектроскопия космического вещества и свойства среды в космосе / Под ред. Н. Г. Басова. — М.: Наука, 1982.—С. 29—47.—(Тр. ФИАН, Т. 130).
6. Гордиец Б. Ф., Куликов Ю. Н., Марков М. Н., Маров М. Я. Численное моделирование нагрева и охлаждения газа в околоземном космическом пространстве // Инфракрасная спектроскопия космического вещества и свойства среды в космосе / Под ред. Н. Г. Басова. — М.: Наука, 1982.—С. 3—28.—(Тр. ФИАН, Т. 130).
7. Гохберг М. Б., Шалимов С. Л. Литосферно-ионосферная связь и ее моделирование // Российский журн. наук о Земле.—2000.—2, № 1.
8. Гримальский В. В., Ивченко В. Н., Лизунов Г. В. Спутниковые наблюдения ионосферных предвестников землетрясений // Космічна наука і технологія.—2000.—6, № 2/3.—С. 21—30.
9. Данилов А. Д., Власов М. Н. Фотохимия ионизованных и возбужденных частиц в нижней ионосфере. — Л.: Гидрометеиздат, 1973.—176 с.
10. Катаев Л. А. Исследования метеоров в атмосфере Земли фотографическим методом. — Л.: Гидрометеиздат, 1966.—334 с.
11. Крамер Е. Н., Шестака И. С. Метеорная материя в атмосфере Земли и околосолнечном космическом пространстве // Результаты исследований по МГП. — М.: Наука, 1983.—184 с.
12. Кручиненко В. Г. Приток космических тел на Землю в широком интервале масс // Кинематика и физика небес. тел.—2002.—18, № 2.—С. 114—127.
13. Ларкина В. И., Наливайко А. В., Гершензон Н. И. и др. Наблюдения на спутнике «Интеркосмос-19» ОНЧ-излучений, связанных с сейсмической активностью // Геомагнетизм и аэронавигация.—1983.—23, № 5.—С. 842.
14. Липеровский В. А., Похотелов О. А., Шалимов С. Л. Ионосферные предвестники землетрясений. — М.: Наука, 1992.—304 с.
15. Мак-Ивен М., Филлипс Л. Химия атмосферы. — М.: Мир, 1978.—376 с.
16. Фелпс А. В. Лабораторные исследования аэрономических процессов прилипания и отщипывания электронов // Лабораторные исследования аэрономических реакций. — Л.: Гидрометеиздат, 1970.—С. 39—57.
17. Фишкова Л. М., Торшелидзе Т. И. Отображение сейсмической активности в вариациях свечения ночного неба // Полярные сияния и свечение ночного неба.—1989.—№ 33.—С. 17—23.
18. Черногор Л. Ф. Энергетика процессов на Земле, в атмосфере и околоземном космосе в свете проекта «Попередження» // Космічна наука і технологія.—1999.—5, № 1.—С. 38—47.
19. Evans W. F. J., Laframboise L. R., Shepherd G. G. Mesospheric temperatures from Rayleigh scattering measurements by the WINDII instrument on UARS // Adv. Space Res.—1994.—14, N 9.—P. 285—288.
20. Reber C. A., Trevathan C. E., McNeal R. J., et al. The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) Mission // J. Geophys. Res.—1993.—98D, N 6.—P. 10643—10647.
21. Shepherd G., Dudhia A., Lopez-Puertas M., et al. Upper mesosphere temperatures in summer: WINDII observations and comparisons // Geophys. Res. Lett.—1997.—24, N 4.—P. 357—360.
22. Shepherd G., Thuillier G., Gault W. A., et al. WINDII — The Wind Imaging Interferometer on the Upper Atmosphere Research Satellite // J. Geophys. Res.—1993.—98D, N 6.—P. 10725—10750.

VARIATIONS OF NIGHT MEASUREMENTS OF THE UPPER EARTH'S ATMOSPHERE TEMPERATURE OVER THE COURSE OF A YEAR

L. V. Kozak, A. I. Salivonov

The temperature values for the upper Earth's atmosphere during 1992 and 1993 obtained with the device WINDII installed onboard the satellite UARS were analysed. The measurements made in daytime and at night were processed separately. To avoid the latitudinal variations, the data sample was separated into subsamples within narrow latitudinal ranges. Our analysis of the night measurements showed some increase of the temperature at an altitude of around 90 km in the periods near 100—130, 190—230 and 300—340 days during the year. The obtained temperature changes cannot be explained by solar or geomagnetic activity features. The temperature variations detected may be caused by powerful meteor showers which can produce some changes in photo-chemical and dynamical processes in lower thermosphere during their activity.