

УДК 523.43-852

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРИБЛИЖЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК НОЧНОГО ГИДРОКСИЛА НА МАРСЕ И ВНУТРИГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ

© 2023 г. Д. С. Шапошников^{a, *}, М. Григалашвили^b, А. С. Медведев^b,
Г. Р. Зоннеманн^b, П. Хартог^b

^aМосковский физико-технический институт (НИУ), Москва, Россия

^bИнститут исследований Солнечной системы им. Макса Планка, Гёттинген, Германия

*e-mail: shaposhnikov@phystech.edu

Поступила в редакцию 02.02.2022 г.

После доработки 15.07.2022 г.

Принята к публикации 15.08.2022 г.

Наблюдения за эмиссиями колебательно-возбужденного гидроксидла (ОН*) широко используются для получения информации о динамике и составе атмосферы. Мы представляем несколько аналитических приближений для характеристик гидроксидного слоя в марсианской атмосфере, таких как концентрация ОН* у максимума и высота максимума, а также соотношения для оценки влияния различных факторов на слой ОН* в ночных условиях. Эти характеристики определяются температурой окружающей среды, концентрацией атомарного кислорода и их вертикальными градиентами. Полученные соотношения применены к результатам численного моделирования с помощью модели глобальной циркуляции атмосферы для предсказания сезонного поведения гидроксидного слоя на Марсе. Годовые и внутригодовые вариации концентрации возбужденного гидроксидла и высоты слоя по данным моделирования имеют как некоторые сходства с земными, так и существенные различия. Концентрация и высота максимума в экваториальных, северных и южных средних широтах меняются в зависимости от сезона, при этом максимальные концентрации и наименьшая высота приходятся на первую половину года. Модельные расчеты подтвердили наличие пика концентрации ОН* в полярных широтах зимой на высоте примерно 50 км со значениями объемных плотностей эмиссии 2.1 , 1.4 и 0.6×10^4 фотонов $\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$ для переходов колебательных уровней 1–0, 2–1, 2–0, соответственно. Полученные соотношения могут быть использованы для анализа измерений и интерпретации их вариаций.

Ключевые слова: Марс, атмосфера, возбужденный гидроксил, свечение атмосферы

DOI: 10.31857/S0320930X23010061, **EDN:** HENQZV

ВВЕДЕНИЕ

С середины прошлого века слой возбужденного гидроксидла (ОН*) в области мезопаузы Земли привлекает внимание, поскольку он широко используется для изучения распределений малых газовых составляющих, динамических вариаций и температурного режима атмосферы (Krassovsky, 1963; Shefov, 1969). В частности, наблюдаемые свечения ОН* интенсивно применялись для получения информации о приливах (например, Lopez-Gonzalez и др., 2005; Gavrilova и др., 2009; Xu и др., 2010), планетарных волнах (например, Burti и др., 2005; Lopez-Gonzalez и др., 2009; Reisin и др., 2014) и внутренних гравитационных волнах (например, Gavrilov и др., 2002; Porov и др., 2018; 2020). В эмиссиях ОН* были обнаружены сигналы квазидвухлетних колебаний (Gao и др., 2010). Эти эмиссии использовались для изучения явлений внезапного стратосферного нагревания (Pertsev и др., 2013; Shepherd и др., 2020; Medvede-

va и др., 2019; Medvedeva, Ratovsky, 2020). Наблюдения за свечениями ОН* использовались для восстановления трендов и вариаций температуры, вызванных 11-летним солнечным циклом (например, Pertsev, Perminov, 2008; Ammosov и др., 2014; Dalin и др., 2020; Perminov и др., 2014; 2021). Более того, концентрации некоторых химических составляющих, таких как атомарный кислород и атомарный водород, в районе земной мезопаузы весьма затруднительно измерять прямыми методами, и поэтому используются эмиссионные методы дистанционного зондирования, и, в частности, измерения по эмиссиям колебательно-возбужденного гидроксидла (Russell и др., 2005; Mlyneczek и др., 2013; 2014).

Для Марса и Венеры признанным трейсером динамики является ночное свечение молекулярного кислорода в полосе 1.27 мкм (Bertaux и др., 2012). На Венере, благодаря наблюдениям в эксперименте VIRTIS, свечение позволило просле-

дить солнечно-антисолнечную циркуляцию и даже определить скорости и направления ветров (Gorinov и др., 2018).

Недавно свечения колебательно-возбужденного гидроксиды были обнаружены в атмосфере Венеры (Piccioni и др., 2008; Gérard и др., 2010; Soret и др., 2010) и на Марсе (Clancy и др., 2013). И хотя в настоящий момент на орбите Марса не проводится ни одного эксперимента для измерения свечения гидроксиды с точностью, достаточной для получения хотя бы каких-либо пространственных и временных вариаций, наличие OH^* на этих планетах открывает новые возможности для будущих исследований, и нет сомнений, что эмиссионные методы дистанционного зондирования вскоре найдут свое применение и в марсианской атмосфере. В этом случае встанет вопрос о вариациях слоя гидроксиды на Марсе. Морфология и внутригодовые вариации слоя OH^* являются маркерами процессов, связанных с образованием и разрушением возбужденного гидроксиды, которые, в свою очередь, важны для интерпретации наблюдений. Для изучения морфологии и изменчивости слоя необходимо выбрать некоторые параметры, наилучшим образом характеризующие поведение слоя во времени и пространстве. В случае OH^* естественным выбором являются концентрация OH^* в максимуме (которая прямо пропорциональна объемной эмиссии) и высота этого максимума. В следующем разделе мы аналитически получим несколько приближений для этих параметров, а также для относительных вариаций слоя OH^* в марсианской атмосфере. Эти аналитические приближения, в отличие от полного решения, основываются на меньшем числе неизвестных параметров (концентраций малых химических примесей) и потому более удобны для анализа и, возможно, для будущих экспериментов. В разделе “Расчеты и обсуждение” мы проиллюстрируем применимость полученных формул на примере данных Mars Climate Database (MCD). Выводы приведены в последнем разделе.

ВЫВОД АНАЛИТИЧЕСКИХ ПРИБЛИЖЕНИЙ

Перечень химических реакций, влияющих на формирование возбужденного гидроксиды в ночной марсианской атмосфере, а также реакции столкновительной деактивации (“гашения” или “quenching”) OH^* и спонтанной эмиссии вместе с соответствующими скоростями приведен в таблице. В этот список не включена реакция радикалов гидропероксида (HO_2) с атомарным кислородом, поскольку она представляет собой незначи-

тельный (или даже несуществующий) источник заселения колебательно-возбужденных уровней гидроксиды (Xu и др., 2012; García-Muñoz и др., 2005; Meriwether, Jr., 1989; McDade, Llewellyn, 1987; Llewellyn и др., 1978). Данная реакция была введена как источник колебательно-возбужденного гидроксиды в 1970-х гг. прошлого века Nagy и др. (1976) как гипотеза, выдвинутая из энергетических соображений (энергии этой экзотермической реакции достаточно для того, чтобы получить OH^* до шестого вибрационного уровня, включительно), и была применена несколькими авторами в 1980-х гг. для того, чтобы объяснить расхождения между наблюдаемыми эмиссиями и результатами расчетов (Takahashi, Batista, 1981; Turnbull, Lowe, 1983). На тот момент не существовало достаточно хороших измерений и расчетов коэффициентов гашения молекулярным и атомарным кислородом, коэффициентов спонтанной эмиссии, коэффициентов выхода реакции озона с атомарным водородом. Но уже Llewellyn и др. (1978) отметили, что с рассчитанными ими новыми коэффициентами гашения необходимость в новом источнике OH^* отпадает. Далее, Кауе (1988) по результатам лабораторных измерений показал, что заселение выше третьего колебательного уровня невозможно. Более того, коэффициенты заселения первых трех уровней были предложены (Makhlouf и др., 1995) с помощью общих рассуждений. К настоящему времени не было получено более точных сведений о коэффициентах выхода. Кроме того, при использовании новых рассчитанных и полученных в результате лабораторных измерений коэффициентов гашения, коэффициентов спонтанной эмиссии, коэффициентов выхода для реакции озона и атомарного водорода, применения реакции гидропероксида и атомарного кислорода для получения согласования измерений OH^* эмиссий не требуется (Xu и др., 2012; McDade, Llewellyn, 1987). Хотя некоторые авторы до сих пор применяют эту реакцию, следуя (García-Muñoz и др., 2005), мы сочли возможным ее опустить до появления более веских аргументов в пользу значимости этой реакции, основанных на лабораторных измерениях. Таким образом, отправной точкой нашего рассмотрения является почти полная система реакций для OH^* при ночных условиях.

Далее мы предполагаем, что возбужденный гидроксил находится в фотохимическом равновесии ночью (García-Muñoz и др., 2005). Это позволяет явно выразить концентрацию гидроксиды на всех уровнях возбуждения $[\text{OH}_v]$ в виде:

$$[\text{OH}_v] \approx \frac{\left(f_v r_1 [\text{H}][\text{O}_3] + \sum_{v'=v+1}^9 A_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{CO}_2] + \sum_{v'=v+1}^9 G_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{N}_2] + \right.}{\left(\sum_{v''=0}^{v-1} A_{vv''} [\text{CO}_2] + \sum_{v''=0}^{v-1} G_{vv''} [\text{N}_2] + \sum_{v''=0}^{v-1} B_{vv''} [\text{O}_2] + \right.} \left. + \sum_{v'=v+1}^9 B_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{O}_2] + \sum_{v'=v+1}^9 D_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{O}] + \sum_{v'=v+1}^9 E_{v'v} [\text{OH}_{v'}] \right), \quad \left(\begin{matrix} v < v' \\ v'' < v \end{matrix} \right), \quad (1)$$

где v — колебательное число; f_v — выход первой реакции для различных колебательных уровней, r — скорости реакций, A , B , G и D — коэффициенты гашения углекислым газом, молекулярным кислородом, молекулярным азотом и атомарным кислородом, соответственно. Здесь и далее квадратные скобки обозначают концентрацию кон-

кретного химического компонента. Соотношение (1) можно упростить, если рассматривать только основные процессы образования и радиационной релаксации, а именно реакцию озона с атомарным водородом, гашение углекислым газом, молекулярным кислородом и молекулярным азотом:

$$[\text{OH}_v] \approx \frac{\left(f_v r_1 [\text{H}][\text{O}_3] + \sum_{v'=v+1}^9 A_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{CO}_2] + \right.}{\left(\sum_{v''=0}^{v-1} A_{vv''} [\text{CO}_2] + \sum_{v''=0}^{v-1} B_{vv''} [\text{O}_2] + \sum_{v''=0}^{v-1} G_{vv''} [\text{N}_2] \right)} \left. + \sum_{v'=v+1}^9 B_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{O}_2] + \sum_{v'=v+1}^9 G_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{N}_2] \right), \quad \left(\begin{matrix} v < v' \\ v'' < v \end{matrix} \right). \quad (2)$$

В (2) мы пренебрегли спонтанной эмиссией и гашением атомарным кислородом, поскольку на Марсе эти процессы выражены слабо. Например, коэффициенты полной спонтанной эмиссии для $\text{OH}_v = 9$ и $\text{OH}_v = 1$ составляют $E_9 = 199.2495 \text{ с}^{-1}$ и $E_1 = 17.62 \text{ с}^{-1}$, соответственно (Ху и др., 2012). С другой стороны, $[\text{CO}_2] \geq 10^{15} \text{ см}^{-3}$ на 50 км (например, Krasnopolsky, Lefèvre, 2013; Nair и др., 1994), скорости гашения в результате столкновений с углекислым газом составляют $A_9 = 9.1 \times 10^{-11} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ и $A_1 = 2.9 \times 10^{-13} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ (Krasnopolsky, 2013; García-Muñoz и др., 2005; Dodd и др., 1991; Chalamala, Copeland, 1993; Soret и др., 2012). Перемножая концентрацию CO_2 на скорость гашения, получаем значения первого члена в знаменателе (1) больше $9 \times 10^4 \text{ с}^{-1}$ и $2.9 \times 10^2 \text{ с}^{-1}$ для соответствующих колебательных уровней, что значительно превосходит величину соответствующего члена для спонтанной эмиссии ($E_9 = 199.2495 \text{ с}^{-1}$ и $E_1 = 17.62 \text{ с}^{-1}$, см. выше). Концентрации атомарного кислорода на высоте 50–60 км составляют около 10^9 – 10^{11} см^{-3} (например, Krasnopolsky, Lefèvre, 2013; Krasnopolsky, 2010; 2006). Caridade и др. (2013)

получили для реактивного ($\text{O} + \text{OH}_v \rightarrow \text{O}_2 + \text{H}$) и неактивного ($\text{O} + \text{OH}_v \rightarrow \text{OH}_{v < v'} + \text{O}$) гашения атомарным кислородом скорости $7.7 \times 10^{-11} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ и $6 \times 10^{-11} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ для $v = 9$ и $v = 1$, соответственно (при температуре $T = 160 \text{ K}$). Следовательно, соответствующие потери при столкновениях с атомарным кислородом составляют менее 8–6 с^{-1} для всех колебательных уровней, и ими можно пренебречь по сравнению с уже упомянутой деактивацией в результате столкновений с CO_2 .

Аналогично работе García-Muñoz и др. (2005) мы предполагаем, что озон тоже находится в фотохимическом равновесии вблизи ночного слоя OH^* . Тогда уравнение баланса озона можно представить в виде:

$$r_2 [\text{O}][\text{O}_2][\text{CO}_2] = r_1 [\text{O}_3][\text{H}] + r_3 [\text{O}][\text{O}_3]. \quad (3)$$

В данном соотношении мы пренебрегли вкладом молекулярного азота и молекулярного кислорода в реакции трех тел (в левой части), потому что суммарная концентрация этих примесей составляет менее 3% от концентрации окружающей атмосферы, тогда как концентрация углекислого газа ~96%.

Список реакций, скорости реакций, коэффициенты гашения и коэффициенты спонтанного излучения, использованные в статье

	Реакции	Коэффициенты	Ссылки
1	$\text{H} + \text{O}_3 \xrightarrow{f_v r_1} \text{OH}_{v=5,\dots,9} + \text{O}_2$	$r_1 = 1.4 \times 10^{-10} \exp\left(\frac{-470}{T}\right)$ $f_{v=9,\dots,5} = 0.47, 0.34, 0.15, 0.03, 0.01$	Burkholder и др. (2020), Adler-Golden (1997)
2	$\text{O} + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_3 + \text{CO}_2$	$r_2 = 6.1 \times 10^{-34} (298/T)^{2.4}$	Burkholder и др. (2020)
3	$\text{O} + \text{O}_3 \rightarrow 2\text{O}_2$	$r_3 = 8 \times 10^{-12} \exp\left(\frac{-2060}{T}\right)$	Burkholder и др. (2020)
4	$\text{O} + \text{OH}_{v=1,\dots,9} \rightarrow \text{O}_2 + \text{H}$	$r_4 (v = 9, \dots, 1) = (5.42, 4.8, 4.42, 4, 3.77, 4.43, 3.74, 3, 3.15) \times 10^{-11}$	Caridade и др. (2013)
5	$\text{OH}_v + \text{CO}_2, \text{O}_2, \text{N}_2, \text{O} \rightarrow \text{OH}_{v' < v} + \text{CO}_2, \text{O}_2, \text{N}_2, \text{O}$	$A_{vv'}, B_{vv'}, G_{vv'}, D_{vv'}$. См. текст	Adler-Golden (1997), Makhlof и др. (1995), Krasnopolsky (2013), Caridade и др. (2013)
6	$\text{OH}_v \rightarrow \text{OH}_{v' < v} + h\nu$	$E_{vv'}$	Xu и др. (2012)

Доля реакции озона с атомарным кислородом в общих потерях озона невелика, так как для типичных температур на высоте 50–60 км (~ 150 К) скорость реакции r_3 ($\sim 8.7 \times 10^{-18} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$) примерно в 10^6 раз меньше r_1 ($\sim 6.1 \times 10^{-12} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$), но концентрация атомарного водорода меньше концентрации атомарного кислорода не более чем в

$\sim 10^2$ – 10^3 раз в этой области (Nair и др., 1994; García-Muñoz и др., 2005; Krasnopolsky, 2006; Krasnopolsky, Lefèvre, 2013). Поэтому вторым слагаемым в правой части (3) можно пренебречь:

$$r_2 [\text{O}][\text{O}_2][\text{CO}_2] \approx r_1 [\text{O}_3][\text{H}]. \quad (4)$$

Подстановка (4) в первый член числителя (2) дает:

$$[\text{OH}_v] \approx \frac{\left(f_v r_2 [\text{O}][\text{O}_2][\text{CO}_2] + \sum_{v'=v+1}^9 A_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{CO}_2] + \sum_{v'=v+1}^9 B_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{O}_2] + \sum_{v'=v+1}^9 G_{v'v} [\text{OH}_{v'}][\text{N}_2] \right)}{\sum_{v''=0}^{v-1} A_{vv''} [\text{CO}_2] + \sum_{v''=0}^{v-1} B_{vv''} [\text{O}_2] + \sum_{v''=0}^{v-1} G_{vv''} [\text{N}_2]}, \quad \left(\begin{matrix} v < v' \\ v'' < v \end{matrix} \right). \quad (5)$$

Концентрации молекулярного кислорода и молекулярного азота линейно пропорциональны концентрации углекислого газа ($[\text{O}_2] = \alpha [\text{CO}_2] = \beta M$, $[\text{N}_2] = \chi [\text{CO}_2]$, где M – концентрация воздуха, и α, β, χ – коэффициенты пропорциональности) на высотах слоя OH^* (например, Krasnopolsky, 2010; Krasnopolsky, Lefèvre, 2013). Это позволяет исключить зависимости от концентраций $[\text{O}_2]$ и $[\text{N}_2]$, и представить (5) в виде:

$$[\text{OH}_v] \approx \frac{\beta f_v r_2 [\text{O}] M + [\text{OH}_{v'}] \sum_{v'=v+1}^9 C_{v'v}}{\sum_{v''=0}^{v-1} C_{vv''}}, \quad \left(\begin{matrix} v < v' \\ v'' < v \end{matrix} \right), \quad (6)$$

$$\text{где } \sum_{v'=v+1}^9 C_{v'v} = \sum_{v'=v+1}^9 A_{v'v} + \alpha \sum_{v'=v+1}^9 B_{v'v} + \chi \sum_{v'=v+1}^9 G_{v'v} \quad \text{и} \quad \sum_{v''=0}^{v-1} C_{vv''} = \sum_{v''=0}^{v-1} A_{vv''} + \alpha \sum_{v''=0}^{v-1} B_{vv''} + \chi \sum_{v''=0}^{v-1} G_{vv''}.$$

Записывая числовое значение скорости реакции r_2 в явном виде и преобразуя (6), получаем:

$$[\text{OH}_v] \approx \varepsilon \gamma_v [\text{O}] T^{-2.4} M, \quad (7)$$

$$\text{где } \varepsilon = 6.1 \times 10^{-24} \times 298^{2.4} \beta \quad \text{и} \quad \gamma_v = \frac{f_v + \sum_{v'=v+1}^9 \gamma_{v'} C_{v'v}}{\sum_{v''=0}^{v-1} C_{vv''}}, \quad (f_{v>9 \cup v<5} = 0, v < v', v'' < v).$$

Отметим, что коэффициент ε зависит от r_2 и, сле-

довательно, может меняться. Например, Krasnopolsky (2013), García-Muñoz и др. (2005) использовали $r_2 = 1.2 \times 10^{-27}$, следуя работе Lindner (1988). Другие значения r_2 , использованные в предыдущих исследованиях, включают $2.7 \times 10^{-34} \times 300^{2.4}$ (Krasnopolsky, 2006), $1.4 \times 10^{-34} \times 300^{2.4}$ (Krasnopolsky, Lefèvre, 2013) и $1.5 \times 10^{-34} \times 300^{2.4}$ (Lefèvre и др., 2004). Несмотря на различия, все исследователи пришли к единому мнению, что $r_2 \sim T^{-2.4}$.

Максимальная концентрация гидроксильного слоя и его высота

Теперь мы можем вывести выражения для максимальной концентрации гидроксильного слоя ОН^* и высоты этого максимума. Для этого исключим концентрацию воздуха M (в основном состоящего из углекислого газа) из (7) по закону идеального газа:

$$[\text{ОН}_v] \approx \vartheta_v T^{-3.4} [\text{O}] p, \quad (8)$$

где k_b — постоянная Больцмана, p — давление, а также используется обозначение $\vartheta_v = \epsilon \gamma_v / k_b$. Строго говоря, величина ϑ_v температурно зависима, поскольку все коэффициенты гашения, а также выход реакции f_v имеют температурную зависимость, однако на данный момент такие зависимости плохо изучены, кроме того эти зависимости, по мнению многих исследователей, весьма слабы в диапазоне вариаций температуры в средней атмосфере Марса и составляют величины на порядок меньше квадратичной зависимости (к примеру, Caridade и др. (2013) и ссылки в данной статье). Поэтому в нашей работе, как и в работах других авторов, посвященных эмиссиям колебательно-возбужденного гидроксидов в земной и марсианской атмосферах, мы принимаем эти коэффициенты, и следовательно, ϑ_v константами. Дифференцируя (8) по давлению и приравнявая результат к нулю, получаем для давления в локальном максимуме концентрации ОН^* :

$$p_{\max} \approx \frac{1}{3.4 \frac{\partial \ln T}{\partial p} - \frac{\partial \ln [\text{O}]}{\partial p}} \approx 1 / \left(\frac{\partial}{\partial p} \left(\ln \left(\frac{T^{3.4}}{[\text{O}]} \right) \right) \right). \quad (9)$$

Подставив (9) в (8), получим значение максимальной концентрации возбужденного гидроксидов:

$$[\text{ОН}_v]_{\max} \approx \frac{\vartheta_v T^{-3.4} [\text{O}]}{3.4 \frac{\partial \ln T}{\partial p} - \frac{\partial \ln [\text{O}]}{\partial p}} \approx \frac{\vartheta_v T^{-3.4} [\text{O}]}{\frac{\partial}{\partial p} \left(\ln \left(\frac{T^{3.4}}{[\text{O}]} \right) \right)}. \quad (10)$$

Из (9) и (10) видно, что пиковая концентрация ОН^* и высота этого максимума в явном виде определяются вертикальными профилями температуры, концентрации атомарного кислорода и

коэффициента ϑ_v , включающего различные константы. Следует обратить внимание, что приведенные выше формулы справедливы только в окрестности слоя ОН^* , потому что были использованы несколько допущений, которые выполняются только в данной области.

Вариации гидроксильного слоя

Для получения связи между относительными вариациями концентраций колебательно-возбужденного гидроксидов (а, следовательно, наблюдаемой объемной эмиссии) и параметрами, определяющими вариации концентрации слоя ОН^* , разложим плотность атомарного кислорода, температуру и плотность воздуха на средние ($\bar{[\text{O}]}$, $\bar{T}$, $\bar{M}$) и отклонения ($[\text{O}]'$, T' , M'), где черта означает соответствующее (пространственное, временное или то и другое) усреднение, и подставим их в (7):

$$[\text{ОН}_v] = \epsilon \gamma_v (\bar{[\text{O}]} + [\text{O}]') (\bar{T} + T')^{-2.4} (\bar{[M]} + [M]'). \quad (11)$$

Колебания относительной температуры $T'/\bar{T}$ в районе максимума ОН^* на Марсе невелики. Это позволяет применить разложение в ряд Тейлора по температуре в (11). Перемножение всех выражений в (11) дает:

$$\begin{aligned} [\text{ОН}_v] \approx & \epsilon \gamma_v \bar{[\text{O}]} \bar{T}^{-2.4} \bar{[M]} + \epsilon \gamma_v \bar{[\text{O}]} \bar{T}^{-2.4} [M]' + \\ & + \epsilon \gamma_v [\text{O}]' \bar{T}^{-2.4} \bar{[M]} - 2.4 \epsilon \gamma_v \bar{[\text{O}]} T' \bar{T}^{-3.4} \bar{[M]} + \\ & + \epsilon \gamma_v [\text{O}]' \bar{T}^{-2.4} [M]' - 2.4 \epsilon \gamma_v \bar{[\text{O}]} T' \bar{T}^{-3.4} [M]' - \\ & - 2.4 \epsilon \gamma_v [\text{O}]' T' \bar{T}^{-3.4} \bar{[M]} - 2.4 \epsilon \gamma_v [\text{O}]' T' \bar{T}^{-3.4} [M]'. \end{aligned} \quad (12)$$

Концентрация возбужденного гидроксидов для конкретного колебательного числа может быть записана в более компактной форме:

$$[\text{ОН}_v] \approx \bar{[\text{ОН}_v]} + [\text{ОН}_v]'_M + [\text{ОН}_v]'_O + [\text{ОН}_v]'_T + [\text{ОН}_v]''_{OM} + [\text{ОН}_v]''_{TM} + [\text{ОН}_v]''_{TO} + \dots, \quad (13)$$

где используются следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \bar{[\text{ОН}_v]} &= \epsilon \gamma_v \bar{T}^{-2.4} \bar{[\text{O}]} \bar{[M]}, \\ [\text{ОН}_v]'_M &= \epsilon \gamma_v \bar{T}^{-2.4} \bar{[\text{O}]} [M]', \\ [\text{ОН}_v]'_O &= \epsilon \gamma_v \bar{T}^{-2.4} [\text{O}]' \bar{[M]}, \\ [\text{ОН}_v]'_T &= -2.4 \epsilon \gamma_v T' \bar{T}^{-3.4} \bar{[\text{O}]} \bar{[M]}, \\ [\text{ОН}_v]''_{OM} &= \epsilon \gamma_v \bar{T}^{-2.4} [\text{O}]' [M]', \\ [\text{ОН}_v]''_{TM} &= -2.4 \epsilon \gamma_v T' \bar{T}^{-3.4} \bar{[\text{O}]} [M]', \\ [\text{ОН}_v]''_{TO} &= -2.4 \epsilon \gamma_v T' \bar{T}^{-3.4} [\text{O}]' \bar{[M]}. \end{aligned}$$

Следовательно, линейные части (RV' от relative variation) относительных вариаций концентрации

ОН* могут быть выражены через относительные вариации температуры, атомарного кислорода и концентрации воздуха:

$$\begin{aligned} RV'_T &\equiv \frac{[OH_v]_T'}{[OH_v]} = -2.4 \frac{T'}{T}, \\ RV'_O &\equiv \frac{[OH_v]_O'}{[OH_v]} = \frac{[O]'}{[O]}, \\ RV'_M &\equiv \frac{[OH_v]_M'}{[OH_v]} = \frac{[M]'}{[M]}. \end{aligned} \quad (14)$$

Вторые моменты (RV'') относительных вариаций концентраций равны:

$$\begin{aligned} RV''_{TM} &\equiv \frac{[OH_v]''_{TM}}{[OH_v]} = -2.4 \frac{T'[M]'}{T[M]}, \\ RV''_{OM} &\equiv \frac{[OH_v]''_{OM}}{[OH_v]} = \frac{[O]'}{[O]} \frac{[M]'}{[M]}, \\ RV''_{TO} &\equiv \frac{[OH_v]''_{TO}}{[OH_v]} = -2.4 \frac{T'[O]'}{T[O]}. \end{aligned} \quad (15)$$

При выводе формул (14) и (15), а именно при манипуляциях с плотностью частиц воздуха, неявно предполагалось, что вариации высоты слоя ОН* не превышают высоты однородной атмосферы. Поэтому полученные уравнения справедливы только тогда, когда смещения слоя ОН* от средней высоты не превышают высоты однородной атмосферы. В земной атмосфере это условие выполняется для суточных и внутрисезонных вариаций, вызванных гравитационными волнами, а также для годовых циклов на широтах, где отклонения высоты слоя ОН* относительно невелики. Аналогичную осторожность следует соблюдать, когда (14) и (15) применяются для условий на Марсе.

РАСЧЕТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В этом разделе мы проверяем применимость полученных формул. Они содержат фотохимические параметры в самом общем виде. В частности, они предполагают мультиквантовую релаксацию для процессов гашения и спонтанной эмиссии, когда происходят переходы со всех колебательных уровней выше на все уровни ниже. На сегодняшний день известны не все мультиквантовые коэффициенты гашения углекислым газом и молекулярным азотом. В литературе приводятся только скорости так называемого столкновительного каскадного гашения (McDade, Llewellyn, 1987), когда происходят переходы только на один уровень ниже. Самое последнее обновление этих коэффициентов было представле-

но Krasnopolsky (2013) и Makhoul и др. (1995) для гашения углекислым газом и молекулярным азотом, соответственно. Мы приняли эти значения в наших расчетах. А именно, мы используем диагональную матрицу для $A_{vv'}$ и $G_{vv'}$ для переходов $v \rightarrow v-1$ со значениями из работ Krasnopolsky (2013) и Makhoul и др. (1995) и приравниваем нулю недиагональные члены для других переходов.

Исходные профили концентраций были взяты из MCD, основанной на численных экспериментах с моделью общей циркуляции Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD-GCM) (Forget и др., 1999; Millour и др., 2018). MCD содержит распределения примесных газов в марсианской атмосфере, в том числе озона (Lefèvre и др., 2008), непосредственно участвующего в образовании ОН*, водяного пара (Navarro и др., 2014), являющегося основным источником нечетных водородов (H, OH, HO₂), и вариации других долгоживущих газов (углекислый газ и молекулярный азот), участвующих в процессах гашения (Forget и др., 1998; 2008). Мы использовали для расчетов данные MCD v5.3, сценарий 30-го марсианского года.

На рис. 1а–1б представлены входные профили ночных концентраций O, O₃, H, O₂, CO₂ и температуры T из MCD, усредненные зонально между 70° и 90° с.ш., а также по интервалу солнечной долготы $L_s = 265^\circ - 320^\circ$. Такое усреднение и формат отображения были выбраны для возможности сравнения с наблюдениями Clancy и др. (2013). Результаты расчетов $[OH^*]$ по общей формуле (1) и аппроксимации формулы (7) для $OH_v = 1, \dots, 9$ показаны на рис. 1в черными и серыми линиями, соответственно.

Видно хорошее соответствие между концентрациями ОН* и высотами максимумов, рассчитанными по полной модели (1) и по упрощенной формуле (7). Наилучшее совпадение наблюдается вблизи пиков на ~48–53 км. Различия ниже и выше максимумов можно частично объяснить отклонениями озона от фотохимического равновесия в области полярной ночи, где время жизни озона удлиняется в условиях постоянной ночи и переноса атомарного кислорода вниз (например, Shaposhnikov и др. (2019)).

Вертикальное разделение гидроксильного слоя в зависимости от колебательных уровней хорошо известно в атмосфере Земли (например, Adler-Golden, 1997; Swenson, Gardner, 1998). Также оно было предсказано для Марса в работе García-Muñoz и др. (2005). Его нельзя объяснить из формулы (9), поскольку v не зависит от давления p .

Этот результат возникает вследствие исключения процессов гашения атомарным кислородом в учете потерь возбужденного гидроксила. Учет соответствующего слагаемого дает слабое верти-

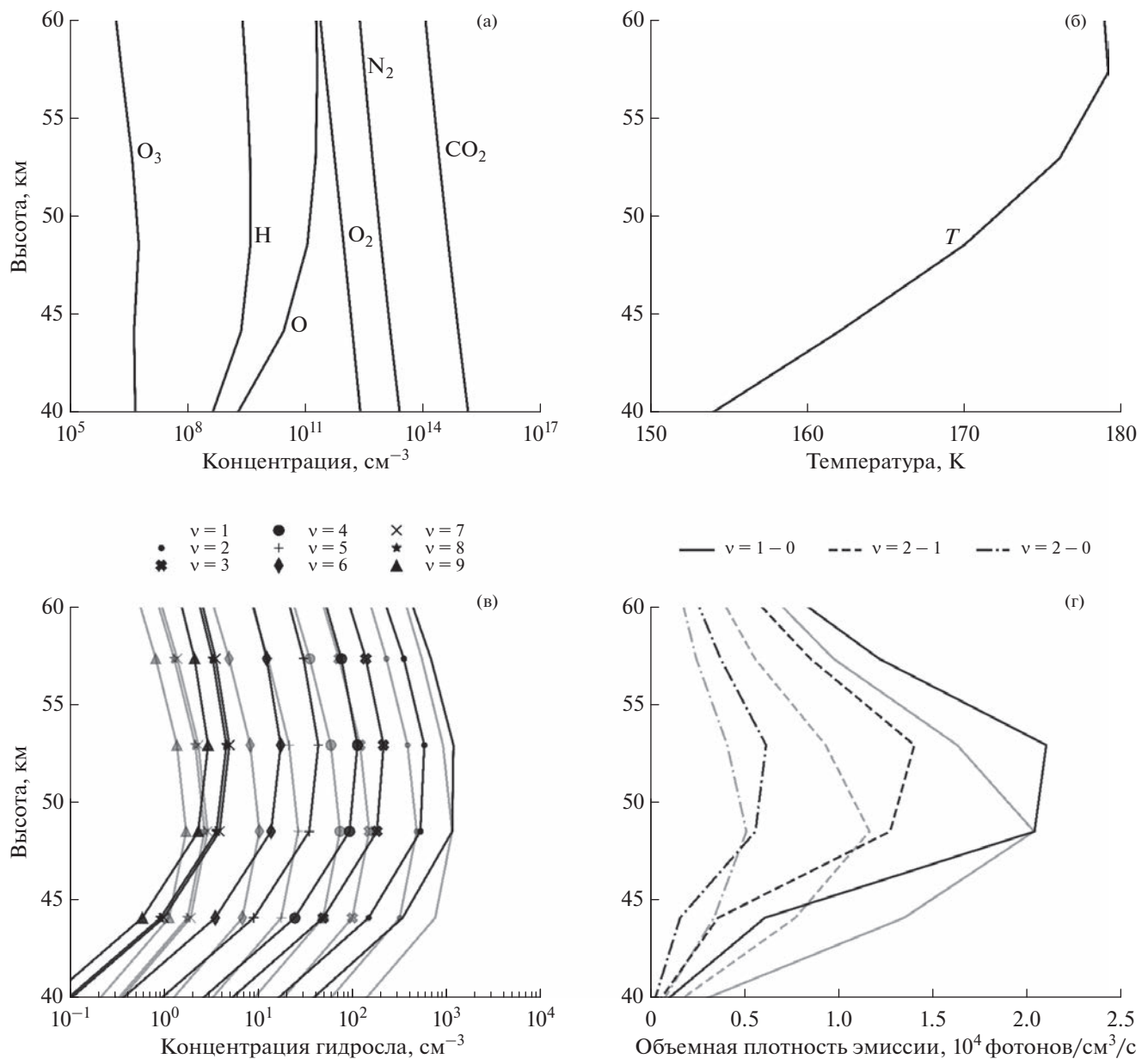


Рис. 1. Ночные значения величин, зонально усредненных между 70° и 90° с.ш. и за период солнечных долгот $L_s = 265^\circ - 320^\circ$: (а) O , O_3 , H , O_2 , CO_2 и (б) T из MCD, (в) $\text{OH}_v = 1, \dots, 9$, рассчитанные по формуле (1) (черные линии) и оцененные через формулу (7) (серые линии), (г) объемная плотность эмиссии по формулам (1) и (7) (черные и серые линии, соответственно) для колебательных переходов 1–0 (сплошные линии), 2–1 (штриховые), и 2–0 (штрих-пунктирные), которые соответствуют длинам волн 2.81, 2.94 и 1.42 мкм.

кальное разделение по колебательным уровням (сплошные линии). Резонно ожидать, что вертикальный сдвиг между слоями, соответствующими разным колебательным уровням, на Марсе будет меньше, чем на Земле, как это было обнаружено Clancy и др. (2013). Это связано с тем, что гашение атомарным кислородом, ответственное за сдвиг, сравнимо с гашением молекулярным кислородом вблизи земной мезопаузы, но пренебрежимо мало по сравнению с гашением CO_2 в марсианской атмосфере.

Объемная эмиссия является измеримой величиной, которая пропорциональна концентрации OH^* . Мы рассчитали ее по полной формуле (1), аппроксимировали с помощью (7) и нанесли на рис. 1г черными и серыми линиями, соответственно. Типы линий обозначают основные колебательные переходы: 1–0 (сплошные линии), 2–1 (штриховые) и 2–0 (штрих-пунктирные), которые соответствуют длинам волн 2.81, 2.94 и 1.42 мкм. На рисунке видно, что расположение пиков (~ 48 – 53 км) и соответствующие объемные

эмиссии хорошо согласуются с наблюдениями Clancy и др. (2013) с точки зрения формы и величины.

Уравнения, полученные в предыдущем разделе, дают некоторые прогнозы и могут быть применены для анализа в будущем, что мы проиллюстрируем ниже. Свечение атмосферы в слое OH^* на Земле демонстрирует годовые и полугодовые вариации (Marsh и др., 2006; Liu и др., 2008; Gao и др., 2010; Xu и др., 2010). В результате первых наземных наблюдений были обнаружены полугодовые вариации с максимумами интенсивности в эмиссиях OH^* на низких и экваториальных широтах вблизи равноденствий, которые смещались к зимнему и летнему сезонам через средние широты и переходили в годовой цикл с большей интенсивностью эмиссий зимой на высоких широтах (Barbier, 1961; Weill, 1967; Shefov, 1969; Harrison и др., 1971; Wiens, Weill, 1973; Fukuyama, 1977). После наступления спутниковой эры данное поведение было подтверждено наблюдениями SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) и WINDII (Wind Imaging Interferometer) (Marsh и др., 2006; Liu и др., 2008; Gao и др., 2010). Моделирование с помощью TIME-GCM (Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere Electrodynamics General Circulation Model), модели ROSE и CTM-IAP (Chemistry-Transport Model of Leibniz-Institute of Atmospheric Physics) хорошо воспроизводят вышеуказанные вариации (Marsh и др., 2006; Liu и др., 2008; Gao и др., 2010; Sonnemann и др., 2015). При анализе спутниковых наблюдений и модельных расчетов было установлено, что годовой цикл глобальной циркуляции и соответствующие потоки атомарного кислорода определяют годовые вариации слоя OH^* в высоких широтах. Полугодовые вариации на экваторе были связаны с термическими приливами и соответствующими вариациями концентрации атомарного кислорода. Аналогичные вариации можно ожидать от марсианского OH^* из-за сильно выраженных сезонных изменений концентрации атомарного кислорода, концентрации воздуха и температуры.

На рис. 2 представлены временные ряды месячных скользящих средних для ночных значений концентрации $[\text{OH}_{v=2}]$ и кислорода, высоты пика концентрации $[\text{OH}_{v=2}]$ и температуры. Все значения приведены у пика слоя $\text{OH}_{v=2}$ на 5 различных широтах от 60° ю.ш. до 60° с.ш. Обнаруженные по данным модельных расчетов годовые и внутригодовые вариации концентрации $[\text{OH}_{v=2}]$ и высоты слоя имеют как некоторые сходства с земными вариациями, так и существенные различия. Видно, что концентрация и высота максимума в экваториальных, северных и южных средних широтах меняются в зависимости от сезона, при этом максимальные концентрации и наименьшая высота

приходятся на первую половину года ($L_s \approx 0^\circ - 180^\circ$ — северное лето). Усиление свечения к полюсам в зимний период, видимо, связано с особенностями циркуляции в атмосфере Марса. В частности, свечение гидроксила было детектировано именно в ночных полярных областях, где оно максимально, благодаря нисходящей ветви ячейки Хедли, несущей обогащенный кислородом поток газа. Здесь необходимо отметить несколько существенных различий с земными вариациями гидроксильного слоя.

Во-первых, в земных условиях на северных средних и высоких широтах наблюдается и подтверждается модельными расчетами более низкая концентрация гидроксила (а, следовательно, объемная эмиссия/интенсивность) при большей высоте слоя летом и наоборот зимой (Grygalashvily и др., (2014), и многочисленные ссылки в указанной работе). Это противоположно тому, что мы видим из модельных расчетов для Марса. Расчеты показывают, что в условиях марсианской атмосферы концентрация возбужденного гидроксила во втором полугодии ($L_s \approx 180^\circ - 360^\circ$) всегда ниже, а высота слоя всегда выше, чем в первом полугодии ($L_s \approx 0^\circ - 180^\circ$).

Во-вторых, в отличие от вариаций концентрации OH^* в земной мезопаузе, на Марсе существенная полугодовая вариация существует только на высоких широтах, причем ее пики смещены к сезонам равноденствия. На экваторе и средних широтах доминирует годовой цикл. Это противоположно тому, что наблюдается в мезопаузе Земли (Marsh и др., 2006; Liu и др., 2008; Gao и др., 2010; Sonnemann и др., 2015).

В-третьих, на всех широтах отмечается отсутствие корреляции между концентрациями атомарного кислорода и возбужденного гидроксила (желтая и синяя линии, соответственно) на временных масштабах года. Существуют только слабые корреляции внутри сезона, как например между $L_s \sim 210^\circ$ и 340° на 40° с.ш., где максимум концентрации $[\text{OH}^*]$ совпадает с максимумом концентрации $[\text{O}]$. При изучении рис. 2 может показаться, что существует антикорреляция концентраций атомарного кислорода и возбужденного гидроксила, если рассматривать годовой ход (к примеру рис. 2г), однако это не так. Такое поведение слоя гидроксила обусловлено антикорреляцией пика слоя и высоты пика, которая доминирует над корреляцией гидроксил/атомарный кислород, поскольку амплитуда годового хода высот на Марсе составляет более 20 км, что в несколько раз превышает аналогичные значения вблизи земной мезопаузы ($\sim 5-10$ км).

Существуют и некоторые сходства с концентрацией OH^* в земной мезопаузе. На всех рисунках видна четкая антикорреляция между концентрацией $[\text{OH}_{v=2}]$ и высотой пика, что также сле-

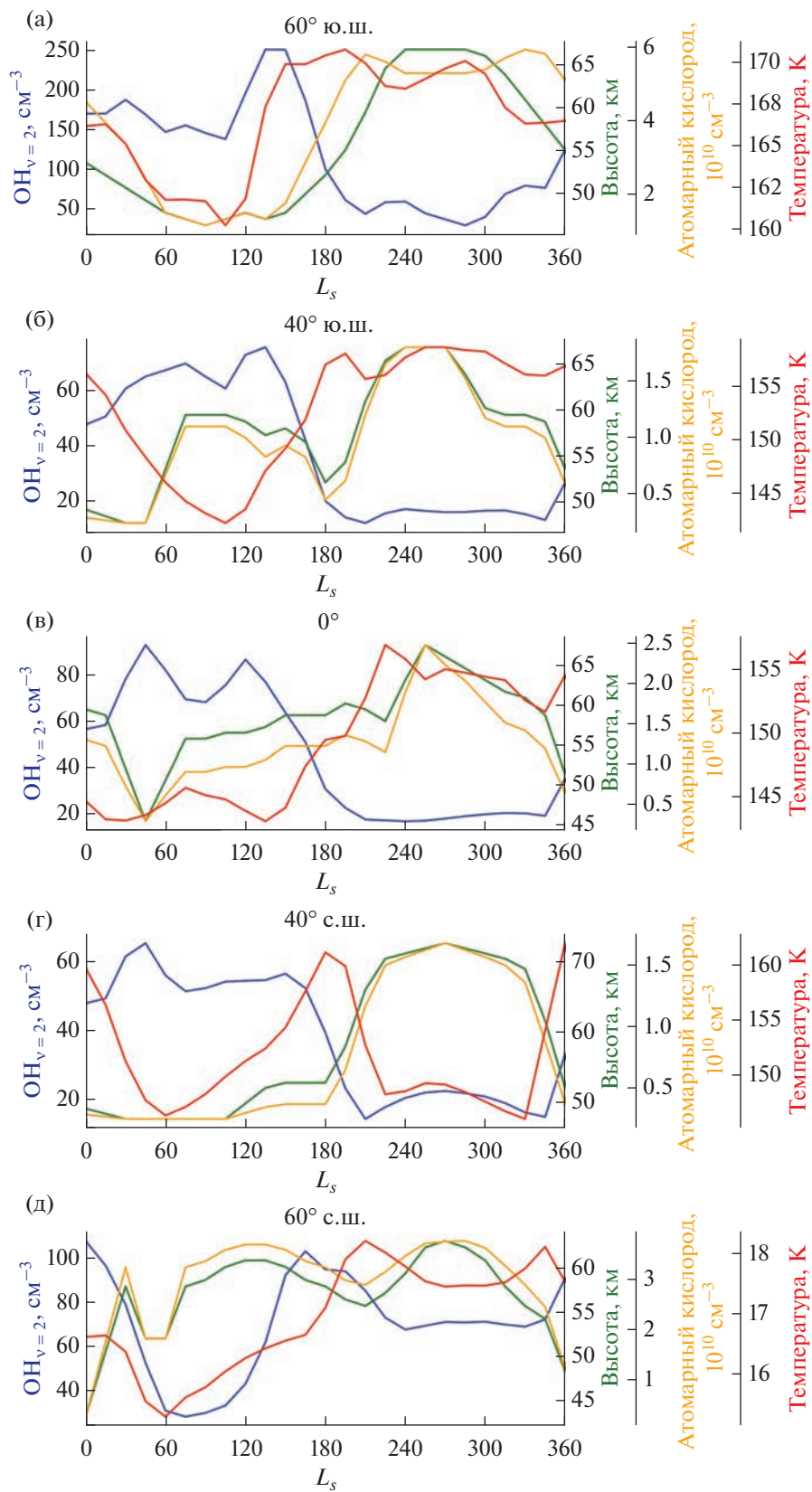


Рис. 2. Среднемесячные скользящие средние ночных значений концентрации $[OH_{v=2}]$ (синяя линия), высоты пика (зеленая линия), концентрации атомарного кислорода (желтая линия) и температуры (красная линия) у пика слоя $OH_{v=2}$, рассчитанных из (1) на 60° ю.ш., 40° ю.ш., 0°, 40° с.ш., и 60° с.ш. (а, б, в, г, д, соответственно)'.

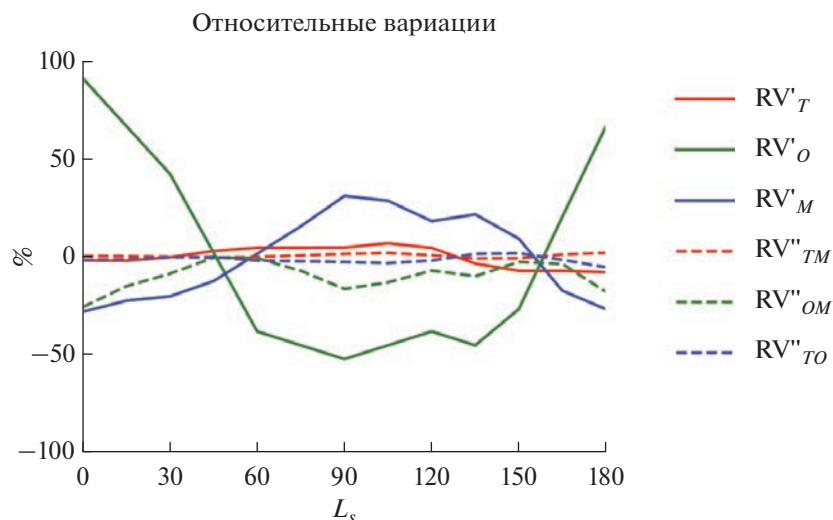


Рис. 3. Относительные вариации, рассчитанные за первую половину марсианского года по формулам (14) (сплошные линии) и (15) (штриховые линии) на 60° ю.ш.

дует из (8). Поскольку объемная эмиссия прямо пропорциональна концентрации гидроксидов, это указывает на антикорреляцию между эмиссией и высотой слоя. Аналогичная антикорреляция наблюдается и на Земле (например, Liu, Shepherd, 2006; Mulligan и др., 2009; Gao и др., 2010).

Корреляция между концентрацией окружающего воздуха и высотой максимума еще более устойчива, потому что амплитуда сезонных изменений плотности воздуха больше, чем у атомарного кислорода. Воздействия атомарного кислорода и концентрации окружающего воздуха на слой OH^* противоположны. Летом, когда слой OH^* расположен низко, концентрация воздуха велика, а концентрация атомарного кислорода мала. Зимой слой OH^* смещается выше, концентрация воздуха уменьшается, но увеличивается концентрация атомарного кислорода. В мезосфере Земли на высоких и средних широтах поведение слоя OH^* противоположно: большая высота и низкая эмиссия летом, но более низкая высота и более сильная эмиссия зимой. Это связано с тем, что основным фактором, влияющим на слой OH^* на Земле, является атомарный кислород, который зимой переносится вниз, а летом вверх. На Марсе поведение слоя дополнительно определяется вариациями концентрации окружающего воздуха. Сезонные изменения температуры играют незначительную роль в годовом цикле для OH^* , так как за год она изменяется всего на примерно 15 К.

Для того, чтобы проиллюстрировать возможность оценки чувствительности слоя OH^* к входным параметрам, рассчитывались отдельно вклады относительных вариаций концентрации атомарного кислорода, температуры и плотности

воздуха в вариации концентрации $[\text{OH}^*]$ или в объемную скорость эмиссии. Полный анализ всех вариаций на всех широтах не входит в цель данной работы и представляет задачу для будущих исследований. Мы рассматриваем в иллюстративных целях только первую половину года ($L_s = 0^\circ - 180^\circ$) на 60° ю.ш., в течение которой смещения высоты слоя не превышают высоты шкалы плотности воздуха (~ 10 км). Таким образом, черта сверху в (14) и (15) обозначает полугодичное усреднение, а штрихи — отклонения от полугодичного среднего. Как и на рис. 2, мы рассматриваем только ночные значения, которые сглажены с помощью скользящего среднего за один месяц.

Результаты представлены на рис. 3, вклады, рассчитанные по формулам (14) и (15), показаны линиями с разной штриховкой. Рисунок иллюстрирует наше представление о том, что температура (красные линии) играет незначительную роль в изменчивости гидроксильного слоя. Основной вклад вносят вариации концентрации атомарного кислорода и концентрации окружающего воздуха, действующие в противофазе. Минимум $[\text{OH}^*]$ на $L_s \sim 60^\circ$ (рис. 2а) определяется суперпозицией изменяющихся в противоположном направлении концентраций окружающего воздуха и атомарного кислорода и достигается при суммарном минимальном значении их относительных вариаций. Пик $[\text{OH}^*]$ в районе $L_s \sim 150^\circ$ обусловлен в основном увеличением концентрации атомарного кислорода (зеленая линия), тогда как уменьшение плотности воздуха и повышение температуры действуют в противоположном направлении. Вариации, обусловленные вторыми моментами (штриховые линии), значительно слабее (не превышают 10%).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Мы представили вывод упрощенных формул, связывающих высоту максимума гидроксильного слоя и пиковую концентрацию (которая пропорциональна объемной эмиссии) со значениями, которые можно наблюдать в марсианской атмосфере в ночное время. Предположения, использованные при выводе и относящиеся к условиям Марса, включают: 1) фотохимическое равновесие озона вблизи пика слоя и 2) превышение суммарной столкновительной деактивации (гашения) углекислым газом, молекулярным кислородом и молекулярным азотом над гашением атомарным кислородом и спонтанной эмиссией. Данные формулы основываются на меньшем числе параметров (концентраций малых химических примесей), которые нам не известны, нежели полное решение, и следовательно, более удобны для анализа и расчетов.

Используя эти приближения, мы получаем, что ночная концентрация OH^* вблизи пика оказывается прямо пропорциональна концентрации атомарного кислорода и концентрации окружающего воздуха и обратно пропорциональна степени 2.4 температуры. Поскольку концентрация окружающего воздуха падает с высотой, эмиссия гидроксила, основная часть которой производится вблизи пика, антикоррелирует с высотой слоя OH^* .

Расчеты с использованием исходных параметров, взятых из базы данных Mars Climate Database, показывают наличие годовых вариаций слоя OH^* на средних и экваториальных широтах и полугодовых вариаций на высоких, обусловленных сезонным ходом температуры, плотности воздуха и атомарного кислорода. Мы показали, как относительные изменения каждой из этих величин напрямую влияют на относительные изменения концентрации гидроксильного слоя.

Представленный подход и упрощенные формулы могут быть применены для анализа и интерпретации будущих наблюдений эмиссии гидроксила на Марсе. В сочетании с наблюдениями за поведением температуры и атомарного кислорода (или озона) измерения свечения атмосферы могут дать дополнительную информацию о динамике и составе марсианской атмосферы.

Авторы признательны рецензентам за весьма полезные и конструктивные комментарии по улучшению данной работы.

Данные MCD доступны на сайте <http://www.mars.lmd.jussieu.fr/>. Результаты расчетов опубликованы и доступны на <https://doi.org/10.5281/zenodo.5941499>.

Работа частично поддержана грантом Российского научного фонда № 20-72-00110.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Adler-Golden S.* Kinetic parameters for OH nightglow modeling consistent with recent laboratory measurements // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 19969–19976. <https://doi.org/10.1029/97JA01622>
- Ammosov P., Gavril'yeva G., Ammosova A., Koltovskoi I.* Response of the mesopause temperatures to solar activity over Yakutia in 1999–2013 // *Adv. Space Res.* 2014. V. 54. P. 2518–2524. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.06.007>
- Barbier D.* L'émission de la raie rouge du ciel nocturne en Afrique // *Ann. Geophys.* 1961. V. 17. P. 305–318.
- Bertaux J.L., Gondet B., Lefèvre F., Bibring J.P., Montmessin F.* First detection of O_2 1.27 μm nightglow emission at Mars with OMEGA/MEX and comparison with general circulation model predictions // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. E00J04. <https://doi.org/10.1029/2011JE003890>
- Buriti R.A., Takahashi H., Lima L.M., Medeiros A.F.* Equatorial planetary waves in the mesosphere observed by airglow periodic oscillations // *Adv. Space Res.* 2005. V. 35. P. 2031–2036. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.07.012>
- Burkholder J.B., Sander S.P., Abbatt J., Barker J.R., Cappa C., Crounse J.D., Dibble T.S., Huie R.E., Kolb C.E., Kurylo M.J., and 4 co-authors.* Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Atmospheric Studies // Evaluation No. 19, JPL Publication 19-5, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, 2020. <http://jpldataeval.jpl.nasa.gov>.
- Caridade P.J.S.B., Horta J.-Z.J., Varandas A.J.C.* Implications of the $\text{O} + \text{OH}$ reaction in hydroxyl nightglow modeling // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 1–13. <https://doi.org/10.5194/acp-13-1-2013>
- Chalamala B.R., Copeland R.A.* Collision dynamics of OH ($X^2\Pi$, $v = 9$) // *J. Chem. Phys.* 1993. V. 99. P. 5807–5811. <https://doi.org/10.1063/1.465932>
- Clancy R.T., Sandor B.J., García-Muñoz A., Lefèvre F., Smith M.D., Wolff M.J., Montmessin F., Murchie S.L., Nair H.* First detection of Mars atmospheric hydroxyl: CRISM Near-IR measurement versus LMD GCM simulation of OH Meinel band emission in the Mars polar winter atmosphere // *Icarus*. 2013. V. 226. P. 272–281. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.05.035>
- Dalín P., Perminov V., Pertsev N., Romejko V.* Updated long-term trends in mesopause temperature, airglow emissions, and noctilucent clouds // *J. Geophys. Res.* 2020. V. 125. P. e2019JD030814. <https://doi.org/10.1029/2019JD030814>
- Dodd J.A., Lipson S.J., Blumberg W.A.M.* Formation and vibrational relaxation of OH($X^2\Pi_1$, v) by O_2 and CO_2 // *J. Chem. Phys.* 1991. V. 95. P. 5752–5762. <https://doi.org/10.1063/1.461597>
- Forget F., Hourdin F., Talagrand O.* CO_2 snowfall on Mars: Simulation with a general circulation model // *Icarus*. 1998. V. 131. P. 302–316. <https://doi.org/10.1006/icar.1997.5874>
- Forget F., Hourdin F., Fournier R., Hourdin C., Talagrand O., Collins M., Lewis S.R., Read P.L., Huot J.-P.* Improved general circulation models of the Martian atmosphere

- from the surface to above 80 km // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 24155–24176.
<https://doi.org/10.1029/1999JE001025>
- Forget F., Millour E., Montabone L., Lefèvre F.* Non condensable gas enrichment and depletion in the Martian polar regions // *Mars Atmosphere: Modeling and Observations*. 2008. V. 1447. P. 9106. Bibcode:2008LPI-Co1447.9106F
- Fukuyama K.* Airglow variations and dynamics in the lower thermosphere and upper mesosphere – II. Seasonal and long-term variations // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1977. V. 39. P. 1–14.
- Gao H., Xu J., Wu Q.* Seasonal and QBO variations in the OH nightglow emission observed by TIMED/SABER // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. A06313.
<https://doi.org/10.1029/2009JA014641>
- García-Muñoz A., McConnell J.C., McDade I.C., Melo S.M.L.* Airglow on Mars: Some model expectations for the OH Meinel bands and the O₂ IR atmospheric band // *Icarus*. 2005. V. 176. P. 75–95.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.01.006>
- Gavrilov N.M., Shiokawa K., Ogawa T.* Seasonal variations of medium-scale gravity wave parameters in the lower thermosphere obtained from SATI observations at Shigaraki, Japan // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D24. P. 4755.
<https://doi.org/10.1029/2001JD001469>
- Gavril'yeva G.A., Ammosov P.P., Koltovskoi I.I.* Semidiurnal thermal tide in the mesopause region over Yakutia // *Geomagn. and Aeron.* 2009. V. 49. № 1. P. 110–114.
<https://doi.org/10.1134/S0016793209010150>
- Gérard J.-C., Soret L., Saglam A., Piccioni G., Drossart P.* The distributions of the OH Meinel and O₂ (a¹Δ–X³Σ) nightglow emissions in the Venus mesosphere based on VIRTIS observations // *Adv. Space. Res.* 2010. V. 45. P. 1268–1275.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.01.022>
- Gorinov D.A., Khatuntsev I.V., Zasova L.V., Turin A.V., Piccioni G.* Circulation of Venusian atmosphere at 90–110 km based on apparent motions of the O₂ 1.27 μm nightglow from VIRTIS-M (Venus Express) data // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 2554–2562.
<https://doi.org/10.1002/2017GL076380>
- Grygalashvyly M., Sonnemann G.R., Lübken F.-J., Hartogh P., Berger U.* Hydroxyl layer: Mean state and trends at midlatitudes // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 12391–12419.
<https://doi.org/10.1002/2014JD022094>
- Harrison A.W., Evans W.F.J., Llewellyn E.J.* Study of the (4–1) and (5–2) hydroxyl bands in the night airglow // *Can. J. Phys.* 1971. V. 49. P. 2509–2517.
- Kaye J.A.* On the possible role of the reaction O + HO₂ → OH + O₂ in OH airglow // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 285–288.
<https://doi.org/10.1029/JA093iA01p00285>
- Krasnopolsky V.A.* Photochemistry of the Martian atmosphere: Seasonal, latitudinal, and diurnal variations // *Icarus*. 2006. V. 185. P. 153–170.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2006.06.003>
- Krasnopolsky V.A.* Solar activity variations of thermospheric temperatures on Mars and a problem of CO in the lower atmosphere // *Icarus*. 2010. V. 207. P. 638–647.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.12.036>
- Krasnopolsky V.A.* Nighttime photochemical model and night airglow on Venus // *Planet. and Space Sci.* 2013. V. 85. P. 78–88.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.05.022>
- Krasnopolsky V.A., Lefèvre F.* Chemistry of the atmospheres of Mars, Venus, and Titan // *Comparative Climatology of Terrestrial Planets* / Eds Mackwell S.J., et al. Tucson: Univ. Arizona, 2013. P. 231–275.
https://doi.org/10.2458/azu_uapress_9780816530595-ch11
- Krassovsky V.I.* Chemistry of the upper atmosphere // *Space Res.* 1963. V. 3. P. 96–116.
- Lefèvre F., Lebonnois S., Montmessin F., Forget F.* Three-dimensional modeling of ozone on Mars // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. E07004.
<https://doi.org/10.1029/2004JE002268>
- Lefèvre F., Bertaux J.-L., Clancy R.T., Encrenaz T., Fast K., Forget F., Lebonnois S., Montmessin F., Perrier S.* Heterogeneous chemistry in the atmosphere of Mars // *Nature*. 2008. V. 454. P. 971–975.
<https://doi.org/10.1038/nature07116>
- Lindner B.L.* Ozone on Mars: the effects of clouds and airborne dust // *Planet. and Space Sci.* 1988. V. 36. P. 125–144.
[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(88\)90049-9](https://doi.org/10.1016/0032-0633(88)90049-9)
- Liu G., Shepherd G.G.* An empirical model for the altitude of the OH nightglow emission // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L09805.
<https://doi.org/10.1029/2005GL025297>
- Liu G., Shepherd G.G., Roble R.G.* Seasonal variations of the nighttime O(¹S) and OH airglow emission rates at mid-to-high latitudes in the context of the large-scale circulation // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. A06302.
<https://doi.org/10.1029/2007JA012854>
- Llewellyn E.J., Long B.H., Solheim B.H.* The quenching of OH* in the atmosphere // *Planet. and Space Sci.* 1978. V. 26. P. 525–531.
[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(78\)90043-0](https://doi.org/10.1016/0032-0633(78)90043-0)
- Lopez-Gonzalez M.J., Rodríguez E., Shepherd G.G., Sargoytchev S., Shepherd M.G., Aushev V.M., Brown S., García-Comas M., Wiens R.H.* Tidal variations of O₂ Atmospheric and OH(6–2) airglow and temperature at mid-latitudes from SATI observations // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. P. 3579–3590.
<https://doi.org/10.5194/angeo-23-3579-2005>
- Lopez-Gonzalez M.J., Rodríguez E., García-Comas M., Costa V., Shepherd M.G., Shepherd G.G., Aushev V.M., Sargoytchev S.* Climatology of planetary wave type oscillations with periods of 2–20 days derived from O₂ atmospheric and OH(6–2) airglow observations at mid-latitude with SATI // *Ann. Geophys.* 2009. V. 27. P. 3645–3662.
<https://doi.org/10.5194/angeo-27-3645-2009>
- Makhlof U.B., Picard R.H., Winick J.R.* Photochemical-dynamical modeling of the measured response of airglow to gravity waves. 1. Basic model for OH airglow // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 1128911311.
<https://doi.org/10.1029/94JD03327>
- Marsh D.R., Smith A.K., Mlynarczyk M.G., Russell III J.M.* SABER observations of the OH Meinel airglow variability near the mesopause // *J. Geophys. Res.* 2006.

- V. 111. P. A10S05.
<https://doi.org/10.1029/2005JA011451>
- McDade I.C., Llewellyn E.J. Kinetic parameters related to sources and sinks of vibrationally excited OH in the nightglow // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 7643–7650.
<https://doi.org/10.1029/JA092iA07p07643>
- Medvedeva I.V., Semenov A.I., Pogoreltsev A.I., Tatarnikova A.V. Influence of sudden stratospheric warming on the mesosphere/lower thermosphere from the hydroxyl emission observations and numerical simulations // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2019. V. 187. P. 22–32.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.02.005>
- Medvedeva I.V., Ratovsky K.G. Manifestation of wave activity in the upper atmosphere during winter sudden stratospheric warmings // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. V. 17(6). P. 159–166.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-6-159-166>
- Meriwether J.W., Jr. A review of the photochemistry of selected nightglow emissions from the mesopause // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 14629–14646.
<https://doi.org/10.1029/JD094iD12p14629>
- Millour E., Forget F., Spiga A., Vals M., Zakharov V., Montabone L., Lefèvre F., Montmessin F., Chaufray J.-Y., López-Valverde M.A., and 5 co-authors. The Mars Climate Database (Version 5.3) // *Scientific Workshop: “From Mars Express to ExoMars”*, 2018. https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2018fmee.confE.68M/PUB_PDF
- Mlynczak M.G., Hunt L.A., Mast J.C., Marshall B.T., Russell III J.M., Smith A.K., Siskind D.E., Yee J.-H., Mertens C.J., Martín-Torres F.J., and 3 co-authors. Atomic oxygen in the mesosphere and lower thermosphere derived from SABER: Algorithm theoretical basis and measurement uncertainty // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 5724–5735.
<https://doi.org/10.1002/jgrd.50401>
- Mlynczak M.G., Hunt L.A., Marshall B.T., Mertens C.J., Marsh D.R., Smith A.K., Russell J.M., Siskind D.E., Gordley L.L. Atomic hydrogen in the mesopause region derived from SABER: Algorithm theoretical basis, measurement uncertainty, and results // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 3516–3526.
<https://doi.org/10.1002/2013JD021263>
- Mulligan F.G., Dyrland M.E., Sigernes F., Deehr C.S. Inferring hydroxyl layer peak heights from ground-based measurements of OH (6–2) band integrated emission rate at Longyearbyen (78° N, 16° E) // *Ann. Geophys.* 2009. V. 27. P. 4197–4205.
<https://doi.org/10.5194/angeo-27-4197-2009>
- Nagy A.F., Lui S.C., Baker D.J. Vibrationally-excited hydroxyl molecules in the lower atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1976. V. 3. P. 731–734.
<https://doi.org/10.1029/GL003i012p00731>
- Nair H., Allen M., Anbar A.D., Yung Y.L., Clancy R.T. A Photochemical model of the Martian atmosphere // *Icarus*. 1994. V. 111. P. 124–150.
<https://doi.org/10.1006/icar.1994.1137>
- Navarro T., Madeleine J.-B., Forget F., Spiga A., Millour E., Montmessin F., Määttänen A. Global climate modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and radiatively active water ice clouds // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 1479–1495.
<https://doi.org/10.1002/2013JE004550>
- Perminov V.I., Semenov A.I., Medvedeva I.N., Pertsev N.N. Temperature variability in the mesopause region according to hydroxyl-emission observations at midlatitudes // *Geomagn. Aeron.* 2014. V. 54. № 2. P. 230–239.
<https://doi.org/10.1134/S0016793214020157>
- Perminov V.I., Pertsev N.N., Dalin P.A., Zheleznov Yu.A., Sukhodoev V.A., Orekhov M.D. Seasonal and long-term changes in the intensity of O₂(b¹Σ) and OH(X²Π) airglow in the mesopause region // *Geomagn. and Aeron.* 2021. V. 61. P. 589–599.
<https://doi.org/10.1134/S0016793221040113>
- Pertsev N., Perminov V. Response of the mesopause airglow to solar activity inferred from measurements at Zvenigorod, Russia // *Ann. Geophys.* 2008. V. 26. P. 1049–1056.
<https://doi.org/10.5194/angeo-26-1049-2008>
- Pertsev N.N., Andreyev A.B., Merzlyakov E.G., Perminov V.I. Mesosphere-thermosphere manifestations of stratospheric warmings: joint use of satellite and ground-based measurements // *Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space*. 2013. V. 10. № 1. P. 93–100. <http://jr.rse.cosmos.ru/article.aspx?id=1154&lang=eng>
- Piccioni G., Drossart P., Zasova L., Migliorini A., Gérard J.-C., Mills F.P., Shakun A., García Muñoz A., Ignatiev N., Grassi D., and 3 co-authors. The VIRTIS-Venus Express Technical Team. First detection of hydroxyl in the atmosphere of Venus // *Astron. and Astrophys.* 2008. V. 483. P. L29–L33.
<https://doi.org/10.1051/0004-6361/200809761>
- Popov A.A., Gavrilov N.M., Andreev A.B., Pogoreltsev A.I. Interannual dynamics in intensity of mesoscale hydroxyl nightglow variations over Almaty // *Solar-Terr. Phys.* 2018. V. 4. № 2. P. 63–68.
<https://doi.org/10.12737/stp-42201810>
- Popov A.A., Gavrilov N.M., Perminov V.I., Pertsev N.N., Medvedeva I.V. Multi-year observations of mesoscale variances of hydroxyl nightglow near the mesopause at Tory and Zvenigorod // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2020. V. 205. P. 1–8.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105311>
- Reisin E., Scheer J., Dyrland M.E., Sigernes F., Deehr C.S., Schmidt C., Höppner K., Bittner M., Ammosov P.P., Gavrilova G.A., and 17 co-authors. Traveling planetary wave activity from mesopause region airglow temperatures determined by the Network for the Detection of Mesospheric Change (NDMC) // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2014. V. 119. P. 71–82.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2014.07.002>
- Russell J.P., Ward W.E., Lowe R.P., Roble R.G., Shepherd G.G., Solheim B. Atomic oxygen profiles (80 to 115 km) derived from Wind Imaging Interferometer/Upper Atmospheric Research Satellite measurements of the hydroxyl and greenline airglow: Local time–latitude dependence // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. D15305.
<https://doi.org/10.1029/2004JD005570>
- Shaposhnikov D.S., Medvedev A.S., Rodin A.V., Hartog P. Seasonal water “pump” in the atmosphere of Mars: Vertical transport to the thermosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 4161–4169.
<https://doi.org/10.1029/2019GL082839>

- Shefov N.N.* Hydroxyl emission of the upper atmosphere. I // *Planet. and Space Sci.* 1969. V. 17. P. 797–813.
[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(69\)90089-0](https://doi.org/10.1016/0032-0633(69)90089-0)
- Shepherd M.G., Meek C.E., Hocking W.K., Hall C.M., Par-
tamies N., Sigernes F., Manson A.H., Ward W.E.* Multi-
instrument study of the mesosphere-lower thermo-
sphere dynamics at 80° N during the major SSW in Jan-
uary 2019 // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2020. V. 210.
P. 105427.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105427>
- Sonnemann G.R., Hartogh P., Berger U., Grygalashvyly M.*
Hydroxyl layer: trend of number density and intra-annual
variability // *Ann. Geophys.* 2015. V. 33. P. 749–767.
<https://doi.org/10.5194/angeo-33-749-2015>
- Soret L., Gérard J.-C., Piccioni G., Drossart P.* Venus OH
nightglow distribution based on VIRTIS limb observa-
tions from Venus Express // *Geophys. Res. Lett.* 2010.
V. 37. P. L06805.
<https://doi.org/10.1029/2010GL042377>
- Soret L., Gérard J.-C., Piccioni G., Drossart P.* The OH Ve-
nus nightglow spectrum: intensity and vibrational com-
position from VIRTIS Venus Express observations // *Planet. and Space Sci.* 2012. V. 73. P. 387–396.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2012.07.027>
- Swenson G.R., Gardner C.S.* Analytical models for the res-
ponses of the mesospheric OH* and Na layers to atmo-
spheric gravity waves // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103.
P. 6271–6294.
<https://doi.org/10.1029/97JD02985>
- Takahashi H., Batista P.P.* Simultaneous measurements of
OH (9.4), (8.3), (7.2), 6.2), and (5.1) bands in the air-
glow // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 5632–5642.
<https://doi.org/10.1029/JA086iA07p05632>
- Turnbull D.N., Lowe R.P.* Vibrational population distribu-
tion in the hydroxyl night airglow // *Can. J. Phys.* 1983.
V. 61. P. 244–250.
<https://doi.org/10.1139/p83-033>
- Wiens R.H., Weill G.M.* Diurnal, annual and solar cycle
variations of hydroxyl and sodium nightglow intensities
in the Europe-Africa sector // *Planet. and Space Sci.*
1973. V. 21. P. 1011–1027.
- Xu J., Smith A.K., Jiang G., Gao H., Wei Y., Mlynchak M.G.,
Russell III J.M.* Strong longitudinal variations in the
OH nightglow // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37.
P. L21801.
<https://doi.org/10.1029/2010GL043972>
- Xu J., Gao H., Smith A.K., Zhu Y.* Using TIMED/SABER
nightglow observations to investigate hydroxyl emission
mechanisms in the mesopause region // *J. Geophys.
Res.* 2012. V. 117. P. D02301.
<https://doi.org/10.1029/2011JD016342>