

УДК 551.510

НАБЛЮДЕНИЕ МЕЗОСФЕРНОГО ОЗОНА НА МИЛЛИМЕТРОВЫХ ВОЛНАХ

С. В. Соломонов, Е. П. Кропоткина, А. И. Семенов¹

Описана методика и приведены некоторые результаты спектральных наблюдений мезосферного озона на миллиметровых радиоволнах над Московским регионом. Для повышения точности определения содержания озона в мезосфере проведены синхронные измерения термодинамической температуры на высотах мезопаузы в том же участке неба по излучению гидроксила в ближней ИК области спектра. Одновременные измерения излучения озона и гидроксила на ММ и ИК волнах, соответственно, проводятся впервые. Полученные результаты согласуются с известными ракетными и спутниковыми данными о содержании озона выше 50 км.

В верхних слоях атмосферы происходят сложные фотохимические и динамические процессы, в которых важную роль играет озон [1]. Озонный слой поглощает вредное УФ-Б излучение Солнца (длины волн 250 – 300 нм). В силу оптических и химических свойств озона эта малая газовая составляющая воздействует на тепловой режим, химию и динамику атмосферы. Новые данные об изменениях содержания озона в атмосфере, происходящих в последние годы, получены наземными методами на миллиметровых (ММ) волнах в ФИАН [2]. Этими методами были обнаружены важные закономерности в изменениях стратосферного озона на высотах 15 – 50 км под влиянием естественных и антропогенных факторов. На ММ волнах с поверхности Земли оказывается возможным также получать уникальную информацию об озоне из еще более высоких труднодоступных слоев атмосферы выше 50 км, из ее мезосферы [2, 3]. Именно на этих высотах в

¹Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН.

соответствии с фотохимической теорией должно происходить значительное увеличение озона при переходе от дня к ночи. Информация о содержании и вариациях этой газовой составляющей крайне важна для понимания процессов в земной атмосфере. В относительно немногочисленных экспериментах по исследованию как дневного, так и ночного озона на этих высотах были использованы ракетные и спутниковые методы измерений [4 – 8]. Новые возможности открывают регулярные наблюдения мезосферного озона с поверхности Земли на миллиметровых радиоволнах на частотах спектральных линий в пределах окон прозрачности атмосферы [2].

Данные о температуре на высотах мезопаузы повышают точность определения содержания озона в мезосфере из измеренных на ММ волнах вращательных спектров излучения этого газа. Наблюдения излучения гидроксида на ИК волнах позволяют получать важные данные о термодинамической температуре в области мезопаузы в слое примерно от 80 до 90 км [9]. Далее приводятся первые результаты совместных одновременных наблюдений излучения верхней атмосферы, выполненные на ММ и ИК волнах в ФИАН и на Звенигородской станции ИФА РАН, соответственно, в 2000-2001 гг., позволившие получить новые данные о содержании озона и о температуре в верхней атмосфере над Московским регионом.

Наблюдения излучения озона выполнялись на частотах спектральной линии, соответствующей вращательному переходу $10_{0,10} - 10_{1,9}$ с центральной частотой 142.175 ГГц (длина волны 2.1 мм), по методике, изложенной в [2]. Ослабление этого излучения в тропосфере измерялось радиоастрономическими методами и затем исключалось введением соответствующих поправок [2]. Соотношение между яркостной температурой T_B теплового радиоизлучения озона на частоте ν и высотным профилем его концентрации $U(h)$ описывается уравнением переноса излучения и после поправки на тропосферное ослабление может быть представлено в следующем виде [2]:

$$T_B(\nu) = \int_0^{\infty} U(h) K(T, \nu, \theta, h) dh, \quad (1)$$

где $K(T, \nu, \theta, h)$ – ядро данного интегрального уравнения Фредгольма 1 рода, T – температура атмосферы, θ – угол наблюдения.

Были произведены расчеты ожидаемых эффектов при наблюдениях озонного слоя с поверхности Земли на частотах указанной выше спектральной линии озона, под зенитным углом 60 градусов для дневных и ночных условий. Эта задача была решена численными методами с использованием многослойной модели атмосферы от 0 до 100 км с заданными средними вертикальными распределениями температуры и давления,

характерными для средних широт [10]. В модели были использованы данные о вертикальном распределении содержания озона в стратосфере и мезосфере из справочной модели озоносферы [11] и данных ракетных и спутниковых измерений [4 – 8]. На рис. 1а и 2а представлены результаты расчета указанной спектральной линии. Причем спектры на рис. 1а и на рис. 2а (верхняя кривая) соответствуют ночному распределению озона, представленному на рис. 1б, а спектр на рис. 2а (нижняя кривая) рассчитан для дневного распределения озона, показанного на рис. 1б.

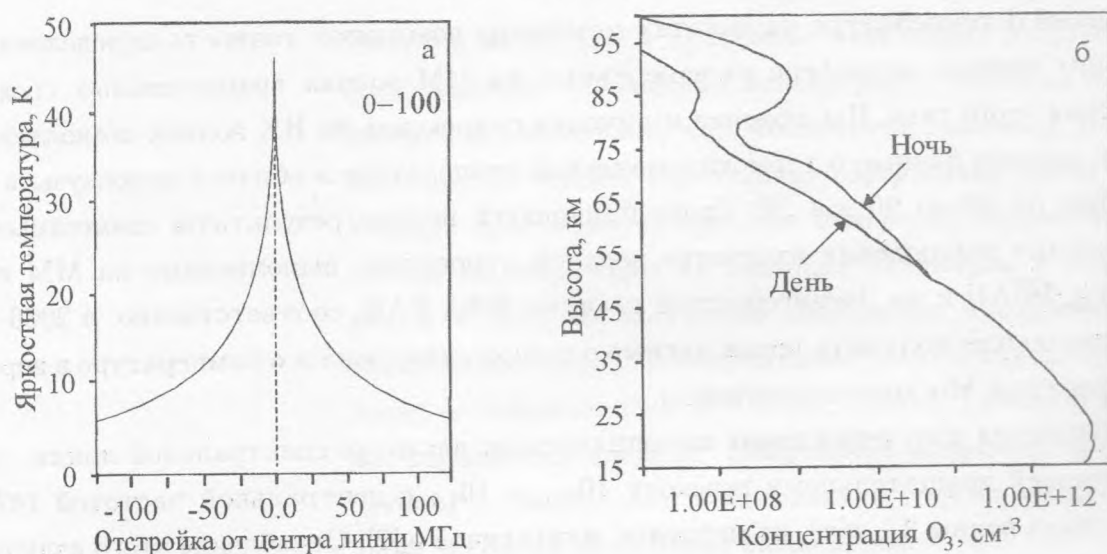


Рис. 1. а) Спектральная линия озона с центром на 142.175 ГГц, формируемая в стратосфере и мезосфере, для случая наземного наблюдения под зенитным углом 60 градусов в ночной период (расчет, ослабление в тропосфере отсутствует). б) Используемые в расчетах вертикальные распределения концентрации молекул озона в стратосфере и мезосфере для дневных и ночных условий.

Увеличение содержания озона в слоях мезосферы после захода Солнца, показанное на рис. 1б, приводит к соответствующему возрастанию излучения в спектральной линии (рис. 2а). На рис. 2б–2г представлены вклады излучения ночного озона соответственно из слоев 80–100 км, 60–80 км и 50–60 км. Излучение ночного озона из всего слоя 50–100 км показано на рис. 2а (верхняя кривая). Как видно из рис. 1а, 2а излучение ночного озона из слоя 50–100 км составляет заметную часть общего излучения озона, формируемого в рассматриваемой линии во всей толще атмосферы. Доля излучения этого слоя в центре линии (рис. 2а) равна примерно четвертой части от всей линии

(см. рис. 1а). Уширение спектральной линии озона до высот около 75 км обусловлено соударениями молекул и зависит от давления, выше 75 км существенно доплеровское уширение. Причем излучение озона выше 80 км вносит наиболее заметный вклад в линию на участке 0–0.2 МГц от ее центра (рис. 2б). Поскольку в высоких слоях атмосферы формируются узкие линии, а в низких более широкие, то вид результирующего спектра зависит от высотного распределения молекул озона. При этом контур спектральной линии чувствителен к вариациям содержания озона вдоль луча зрения и содержит информацию о вертикальном распределении концентрации молекул этого газа, что позволяет решить обратную задачу – восстановить вертикальный профиль концентрации озона из зарегистрированной спектральной линии озона.

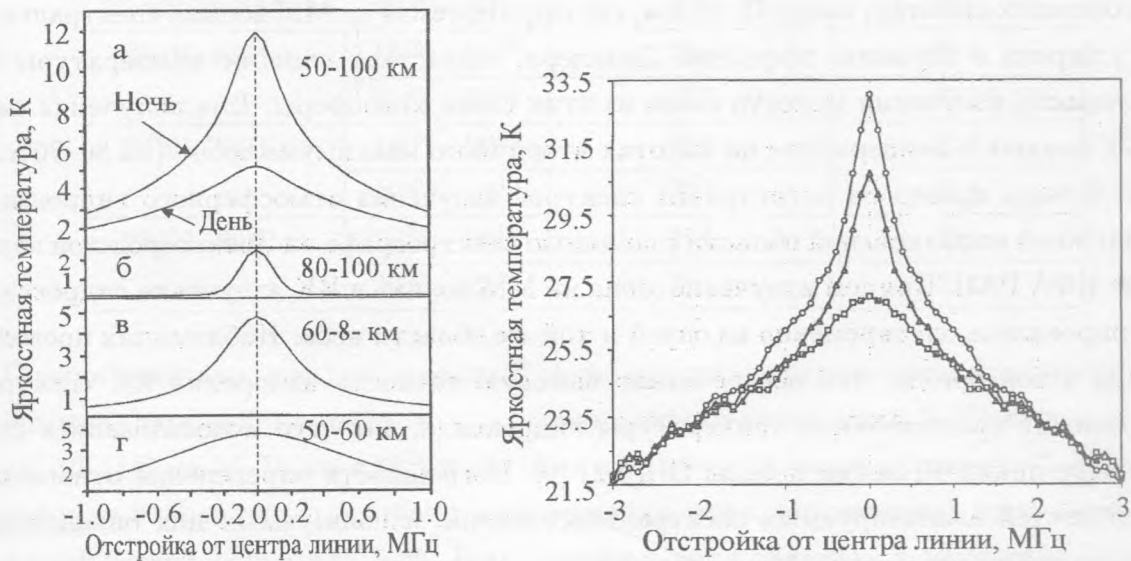


Рис. 2. Вклады в спектральную линию на рис. 1а излучения ночного озона из слоев 50 – 100 км (а), 80 – 100 км (б), 60 – 80 км (в), 50 – 60 км (г). Для сравнения показан также вклад озона из слоев 50 – 100 км в дневных условиях (верхний график).

Рис. 3. Спектры озона с центром на 142.175 ГГц, зарегистрированные с разрешением 100 кГц. □ – днем, 24 ноября 2000 г., Δ – в ночное время 24 – 25 ноября 2000 г., ○ – в ночное время 25 января 2001 г. Введены поправки на поглощение в тропосфере.

Для решения этой обратной задачи использовался итерационный алгоритм [12], в котором на каждом шагу применялся метод Тихонова в форме принципа обобщенной невязки. Для повышения точности решения обратной задачи в области высот выше 75

км была использована априорная информация об ожидаемом высотном распределении озона на этих высотах из известных результатов ракетного и спутникового зондирования [4–8]. В качестве нулевого приближения в указанной выше итерационной процедуре задавался профиль озона, который в соответствии с данными ракетного и спутникового зондирования верхней атмосферы имел вторичный максимум на высоте около 85 км. Данные о вертикальном профиле температуры и давления до высоты 30 км, используемые при решении обратной задачи, были взяты из результатов аэрологического зондирования, любезно предоставленных Гидрометцентром РФ, и для высот 30–75 км дополнены данными из справочной модели атмосферы [10]. Расчеты показали, что на высотах ниже 75 км интенсивность излучения в линии озона в значительной степени определяется концентрацией молекул озона и относительно слабо зависит от температуры. На больших высотах, выше 75–80 км, где формируемая на ММ волнах спектральная линия уширена в основном эффектом Доплера, возрастает влияние температуры на интенсивность излучения молекул озона из этих слоев атмосферы. Для получения синхронных данных о температуре на высотах вторичного максимума озона (на 80–90 км) как раз и была проведена регистрация спектров излучения атмосферного гидроксила ОН в ближней инфракрасной области с помощью спектрографа на Звенигородской научной базе ИФА РАН. Причем излучение озона на ММ волнах и ИК излучение гидроксила регистрировались одновременно из одной и той же области неба. Наблюдения проводились при ясной погоде, что обеспечивало высокую точность измерения ИК спектров и определения вращательной температуры гидроксила, для чего использовались первые четыре линии Р1-ветви полосы ОН(6-2) [9]. Погрешность определения отношений интенсивностей анализируемых спектральных линий, используемых для определения вращательной температуры, была около 1%, а соответствующая точность определения температуры атмосферы на высотах свечения гидроксила (80–90 км) составила около 3 К.

В качестве примера в таблице 1 представлены значения температуры атмосферы в области мезопаузы, полученные из ИК спектров излучения гидроксила для отдельных периодов ночных наблюдений. Там же для сравнения представлены среднемесячные значения температуры для широты Москвы из справочной модели атмосферы [10]. Из таблицы 1 видно, что имеется межсуточный температурный ход, не отраженный в модели, причем отличие измеренных температур в мезосфере от модельных значений может достигать 20 К. Полученные из измерений на ИК волнах значения температуры в мезосфере были использованы для определения содержания озона на тех же высотах

из спектров излучения озона на ММ волнах. Это позволило значительно уменьшить ошибку восстановленных профилей мезосферного озона.

Т а б л и ц а 1

*Температура в области мезопаузы (80 – 90 км),
полученная из наблюдений ИК спектров излучения
атмосферного гидроксила*

Дата	Время наблюдений	Температура, К	
		из ИК измерений	из модели атмосферы [10]
24–25.11.2000 г.	21 ⁰⁰ – 4 ⁰⁰	226	206
23.01.2001 г.	19 ²⁵ – 21 ³⁰	204	214
	21 ³⁰ – 23 ³⁰	197	214
24.01.2001 г.	19 ¹⁵ – 20 ⁴⁵	221	214
	20 ⁴⁵ – 22 ¹⁵	223	214
25.01.2001 г.	18 ⁰⁰ – 20 ⁰⁰	214	214
	20 ⁰⁰ – 22 ⁰⁰	217	214

Оценки показали, что при описанной выше методике погрешности определения (восстановления) высотного профиля содержания озона не превышают 5–7% на высотах 20–50 км, 10–15% на 50–75 км и 20% на 80–95 км. В области высот примерно 75–80 км, где расположен относительный минимум содержания озона, погрешность восстановленных профилей может достигать 50%. Был проведен цикл дневных и ночных наблюдений мезосферного озона и одновременных ночных наблюдений гидроксила в холодные периоды 1999–2000 гг. и 2000–2001 гг. На рис. 3 представлены примеры спектральных линий озона (с поправкой на ослабление в тропосфере), зарегистрированных с разрешением 100 кГц днем 24 ноября 2000 г. и в ночное время 24–25 ноября 2000 г. и 25 января 2001 г. Показана центральная область линий в пределах отстроек ± 3 МГц от центральной частоты линии. Наблюдения проводились при зенитном угле 60 градусов. Видно различие яркостных температур, зарегистрированных при наблюдениях в конце ноября 2000 г. и в конце января 2001 г., а также значительное превышение яркостных температур в центральной области линии в ночное время над дневным спектром. Причиной такого увеличения яркостной температуры является большое (в несколько раз) увеличение концентрации озона в мезосфере после захода Солнца, что соответствует выводам

фотохимической теории о значительном суточном ходе содержания озона в верхней атмосфере (см., например, [1]). Отличие спектров излучения мезосферного озона от ночи к ночи могут быть вызваны упомянутыми выше изменениями физико-химических условий в верхней атмосфере. Отметим, что яркостные температуры в центре линий на рис. 3, зарегистрированных ночью, заметно меньше, чем на рис. 1а. Это отличие связано с тем, что 24, 25 ноября 2000 г. и 25 января 2001 г. содержания озона в более низких слоях, в стратосфере на высотах 20–40 км, было значительно ниже его средних значений, для которых рассчитан спектр на рис. 1а. Такое уменьшение озона в стратосфере по сравнению с его средними значениями было вызвано появлением над Москвой в эти периоды наблюдений воздуха полярного вихря, в котором происходит разрушение озона.

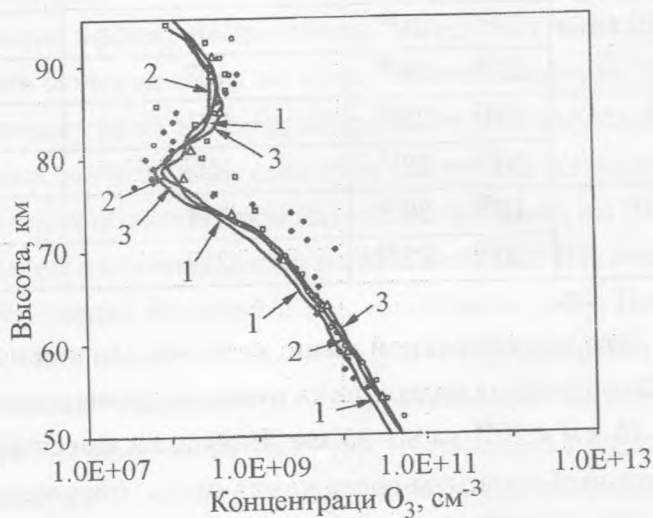


Рис. 4. Вертикальные распределения озона, полученные из спектральных наблюдений на ММ волнах в ночные периоды: 1 — 24–25 ноября 2000 г., 2 — 24 января 2001 г., 3 — 25 января 2001 г. Для сравнения представлены результаты ракетных измерений озона: □, ◇ — из работы [4]; ○ — [5]; △ — спутниковые данные [6].

Примеры восстановленных ночных профилей озона выше 50 км представлены на рис. 4. Здесь же для сравнения показаны также вертикальные профили концентрации озона, полученные на основании данных ракетного и спутникового зондирования в ночных условиях [4–6]. Видно неплохое согласие приведенных данных ниже 65 км. Вместе с тем данные из работ [4–6], полученные в разное время и над разными регионами,

имеют значительный разброс выше 65 км, отражающий временную и пространственную изменчивость содержания озона в верхней атмосфере. На этих высотах полученные на ММ волнах профили озона наиболее хорошо согласуются со спутниковыми данными из работы [6].

Сопоставление полученных разными методами данных на рис. 4 показывает, что спектральные методы наблюдений верхних слоев озоносферы на миллиметровых волнах дают разумные результаты, которые вполне соответствуют имеющимся представлениям о содержании озона выше 50 км. Мониторинг озона в верхней атмосфере методами ММ волн осуществлен существенно более простыми средствами, чем в случае экспериментов с дорогостоящими ракетными и спутниковыми методами. Одновременные наблюдения озона на ММ волнах и гидроксила в ближнем ИК диапазоне выполнены впервые. Планируются дальнейшие исследования вариаций озона и гидроксила различного периода в верхних слоях атмосферы, что важно для изучения изменений состояния атмосферы и вызывающих эти изменения динамических и фотохимических процессов.

Авторы выражают глубокую благодарность члену-корреспонденту РАН И. И. Собельману и проф. Р. Л. Сороченко за поддержку данной работы, В. И. Перминову, С. Б. Розанову, А. Н. Лукину и В. Н. Леонову за участие в наблюдениях и обработке информации. Работа была поддержана грантами РФФИ NN 99-02-18132, 00-05-64976 и 00-15-96586.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л., Гидрометиздат, 1987.
- [2] Solomonov S. V., Rozanov S. B., Kropotkina E. P., and Lukin A. N. Proc. SPIE, **3406**, 135 (1998).
- [3] Wilson W. J., Schwarz P. R. J. Geophys. Res., **86**, 7385 (1981).
- [4] Grossmann K. U. Adv. Space Res., **7**, no. 9, 95 (1987).
- [5] Vaughan G. Nature, **296**, 133 (1982).
- [6] Bevilaqua R. M., Kriebel D. L., Pauls T. A. et al. GRL, **23**, no. 17, 2317 (1996).
- [7] Fussen D., Vanhellemont F., Bingen C., Chabrillat S. Geophys. Res. Lett., **27**, no. 21, 3449 (2000).
- [8] Allen M., Lunine J., Yung Y. JGR, **89**, N D3, 4841 (1984).

- [9] Семенов А. И., Шефов Н. Н. Геомагнетизм и аэрономия, **36**, N 46, 68 (1996).
- [10] COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II: Middle Atmosphere Models, Pergamon Press, Oxford, 1990.
- [11] Keating G. M., Chiou L. S., Hsu N. S. Adv. Space Res., **18**, N 9/10, 11 (1996).
- [12] Гайкович К. П., Кротопкина Е. П., Соломонов С. В. Известия Ан. Физика атмосферы и океана. **35**, N 1, 86 (1999).

Поступила в редакцию 12 сентября 2001 г.