

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1983

КОСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Том XXI

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

Анати и др.

"Высоты Барнада"

V6

5

МОСКВА · 1983

21. *Johnsen R., Biondi M. A.* Reactions of ground-state and metastable O^{++} ions with He, O_2 , N_2 and CO_2 at thermal energies.— *J. Chem. Phys.*, 1974, v. 74, N 1, p. 305.
22. *Butler S. E., Heil T. G., Dalgarno A.* Charge transfer of multiply charged ions.— *Astrophys. J.*, 1980, v. 241, N 1, p. 442.
23. *Péquignot D., Aldrovandi S. M. V., Stasinska G.* Charge transfer reactions: A consistent model of planetary nebula NGC 7027.— *Astron. and Astrophys.*, 1978, v. 63, N 3, p. 313.
24. *Aldrovandi S. M. V., Péquignot D.* Radiative and dielectronic recombination for complex ions.— *Astron. and Astrophys.*, 1973, v. 25, N 1, p. 137.
25. *Seaton M. J.* The spectrum of the solar corona.— *Planet. Space Sci.*, 1964, v. 12, N 1, p. 55.
26. *Breig E. L. et al.* Double charged atomic oxygen ions in the thermosphere. 1. Photochemistry.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, N 10, p. 5941.
27. *Howorka F. et al.* Laboratory studies of O^{++} reactions of ionospheric importance.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, N 10, p. 5941.
28. *Butler S. E., Dalgarno A.* Charge transfer of multiply charged ions with hydrogen and helium: Landau — Zener calculations.— *Astrophys. J.*, 1980, v. 241, N 2, p. 838.
29. *Dalgarno A., Butler S. E., Heil T. G.* Charge transfer of doubly charged oxygen ions in helium.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, N 11, p. 6047.
30. *Heelis R. A., Moffett R. J., Windle D. W.* Theoretical vertical profiles of minor ions at the equator.— *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1973, v. 35, N 2, p. 223.
31. *Walker J. C. G.* The density of O^{++} ions in the topside ionosphere.— *Planet. Space Sci.*, 1970, v. 18, N 4, p. 559.
32. *Дёмино М. Г.* Примесные ионы в области F ионосферы.— *Геомагнетизм и аэрномия*, 1974, т. 14, № 4, с. 615.
33. *Solar-Geophys. Data*, 1977, N 402, part 1, p. 130.

Поступила в редакцию
17.II.1982

КИ Т.ХХ1 N 5

УДК 533.951.2

*И. Апати**, *В. Афонин***, *П. Бенце****,
*В. Безружих***, *Т. Сэмэрэй**, *Н. Шютте***

ВЫСОТНЫЕ ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И КОНЦЕНТРАЦИИ ЗАРЯЖЕННЫХ ЧАСТИЦ В СПОКОЙНЫХ УСЛОВИЯХ

Среди многих проблем, относящихся к исследованию взаимосвязей нейтральной атмосферы и ионосферы, до сих пор полностью не выяснена проблема теплового баланса. В ряде случаев [1] оказывается, что в дневное время скорость охлаждения электронного газа превышает скорость его нагрева фотоэлектронами. Поэтому при оценке баланса необходимо либо пересмотреть данные об интенсивности потоков солнечного ультрафиолетового излучения, либо уменьшить имеющиеся оценки скорости охлаждения, либо найти дополнительный источник нагрева.

С целью изучения высотных вариаций притока и потерь тепла к электронному газу в невозмущенных условиях низкой солнечной активности во время запуска геофизической ракеты «Вертикаль-6» (25.X.1977 г. 15^h.15^m местного времени) проводились измерения концентраций и температур заряженных частиц. Ракета достигла высоты ~1500 км, отклонение ее траектории от вертикали не превышало 3°. Геофизическая обстановка в период запуска была следующая: число солнечных пятен $R_z=25$; поток радиоизлучения $F_{10,7}=88 \cdot 10^{-22}$ Вт·м⁻²·Гц⁻¹; $K_p=0$, $\Sigma K_p=8^+$; $D_{st,eq}=-24$ γ.

Описание результатов. На борту ракеты «Вертикаль» была установлена система из пяти плоских электростатических анализаторов. Для получения величин ионных концентраций n_i и температуры на восходящем участке траектории были использованы показания анализатора, ориентированного вверх, на нисходящем участке — анализатора, ориентированного вниз [3–5]. Для измерения концентрации и температуры заряженных частиц на этой же ракете использовались также сферическая ионная ловушка и зонд Ленгмюра [2].

Высотная зависимость $n_i(h)$, полученная при помощи плоских анализаторов, приведена на рис. 1. Здесь же для сравнения показан профиль $n_i(h)$, измеренный ионной ловушкой [2]. Нетрудно заметить, что на высотах ~500–900 км величины $n_i(h)$, полученные при помощи обоих приборов, практически совпадают, а наблюдае-

* ЦИФИ АН ВНР, Будапешт, ** ИКИ АН СССР, Москва, *** ГТИ АН ВНР, Шопрон.

ное на высотах ниже 500 км различие не превышает 30%. При этом на высотах $h < 500$ км по данным плоских анализаторов систематически превышают n_i , определенное по показаниям ионной ловушки. По данным анализаторов максимум $n_i(h)$ находится на высоте ~ 230 км; на высоте ~ 700 км высотный градиент уменьшается и в высотном профиле $n_i(h)$ наблюдается излом.

Высотный профиль ионной температуры T_i , полученный по данным плоских ана-

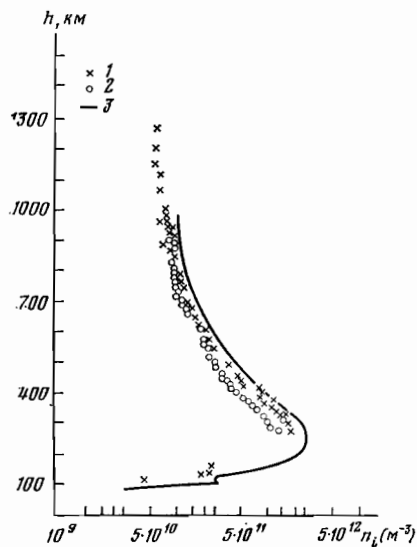


Рис. 1

Рис. 1. Высотная зависимость концентрации $n_i(h)$

1 — ловушки с тормозящим потенциалом, 2 — ионные ловушки, 3 — модель

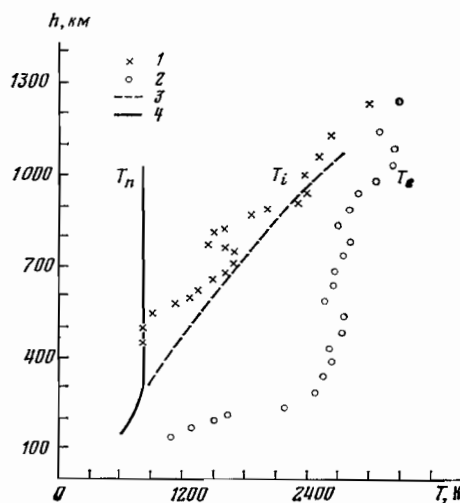


Рис. 2

Рис. 2. Высотные зависимости температуры

1 — ловушки с тормозящим потенциалом, T_i , 2 — зонд Лэнгмюра, T_e , 3 — модель, T_i , 4 — модель, T_n

лизаторов, демонстрирует рис. 2. Видно, что высотный ход $T_i(h)$ носит существенно немонокотный характер: в диапазоне ~ 500 – 800 км прослеживается ряд максимумов и минимумов. Выше 900 км высотный градиент $T_i(h)$ становится более плавным и монокотным.

Обсуждение полученных данных и выводы. В связи с тем, что описываемый эксперимент проводился в исключительно спокойных геофизических условиях, представляло интерес сравнить полученные результаты с данными «Международной модели ионосферы 1978» [6], приведенными для удобства также на рис. 1. Видно, что модельные значения n_i в основном близки к экспериментальным. Максимальное различие имеет место вблизи F_{max} . С ростом высоты это расхождение уменьшается. Однако высотные изменения модельных и экспериментальных значений $n_i(h)$ практически одинаковы, позволяя считать, что данная модель достаточно хорошо описывает распределение заряженных частиц в период низкой солнечной активности в отсутствие возмущений.

Экспериментальные значения T_i сравнивались также как с модельными, так и со значениями температуры нейтральной атмосферы, вычисленными на основе CIRA-1972 [7]. Характерно, что ниже ~ 550 км модельные значения $T_i(h)$ существенно отличаются от экспериментальных, которые на этих высотах хорошо согласуются с величинами $T_n(h)$. Выше 550 км экспериментальные значения $T_i(h)$ начинают довольно резко возрастать, приближаясь к модельным значениям T_i . Однако нарастающее T_i носит существенно немонокотный характер.

Чтобы понять причину наблюдаемого несоответствия модельных и экспериментальных значений $T_i(h)$, целесообразно сопоставить высотные зависимости $T_i(h)$ и $T_e(h)$, используя данные зонда Лэнгмюра [2]. Нетрудно заметить, что резкое повышение $T_e(h)$ начинается выше 200 км и продолжается примерно до 450 км. Изменения $T_i(h)$ в этом высотном интервале хорошо согласуются с изменениями $n_e(h)$.

На высотах 450–900 км на фоне малых высотных изменений $T_e(h)$ меняется градиент уменьшения $n_e(h)$ и наблюдается довольно резкое увеличение $T_i(h)$, приближающееся на уровне ~ 900 км к значениям $T_e(h)$.

Возрастание $T_e(h)$ ниже 500 км, сопровождающееся соответствующим уменьше-

нием $n_e(h)$ и отсутствием каких-либо существенных изменений в значениях $T_i(h)$, обусловлено, по-видимому, уменьшением охлаждения электронного газа за счет кулоновских взаимодействий. Диапазон малых высотных изменений $T_e(h)$ [8], в котором начинает возрастать ионная температура, характеризуется началом нагрева ионного газа окружающими электронами (см. рис. 2). Этот процесс продолжается вплоть до ~ 800 км, где имеет место небольшой максимум в профиле $T_e(h)$, совпадающий с минимумом в зависимости $T_i(h)$, выше которого постепенное приближение ионной температуры к электронной сопровождается лишь небольшими флуктуациями обоих этих параметров.

Область высот 600–900 км, где наблюдаются наибольшие вариации $T_i(h)$, соответствует, как известно [9], тем высотам, на которых распределение заряженных частиц контролируется уже не химическими процессами, а диффузией. Ионный состав в существенной степени определяется зарядно-обменными реакциями



которые также могут оказывать влияние на ионную температуру.

Известно [10], что скорость нагрева ионов водорода окружающими электронами в шестнадцать раз выше, чем кислородных ионов. В то же время охлаждение ионов кислорода за счет упругих соударений с нейтралами примерно в 2–3 раза больше, чем ионов водорода [11]. Это означает, что скорость нагрева и охлаждения ионного газа существенным образом зависит от отношения концентрации ионов кислорода и водорода O^+/H^+ . Поэтому в области высот, где доминирует зарядно-обменная реакция



нагрев ионного газа должен быть более эффективен по сравнению с охлаждением, и наоборот, для тех высот, где преобладает обратная реакция, охлаждение будет преобладать над нагревом. В первом случае потери ионов O^+ превышают их образование, в то время как в последнем превалирует их возникновение.

Для рассматриваемого интервала высот был вычислен профиль $T_i(h)$, на котором также наблюдался локальный минимум вблизи высоты ~ 800 км (при вычислении профиля $T_i(h)$ использовались масс-спектрометрические данные, полученные на той же ракете). Таким образом, можно полагать, что в интервале высот 700–800 км начинает преобладать зарядно-обменная реакция между кислородом и водородом [12], т. е. что эта область высот соответствует переходной зоне между ионами O^+ и H^+ .

Итак, анализ высотных профилей концентрации и температуры заряженных частиц в диапазоне высот ~ 200 –1200 км показал, что нагрев электронно-ионного газа имеет существенно немонотонный характер. Выше максимума области F наблюдаются значительные флуктуации температуры ионного газа, обусловленные, по-видимому, высотными изменениями процессов охлаждения его и нагрева как за счет возбуждения тонкой структуры уровней атомарного кислорода, так и за счет влияния ионно-обменных реакций. Максимальный нагрев ионного газа и приближение температуры ионов T_i и электронов T_e соответствует тем высотам, где начинают преобладать ионы водорода.

Проведенные исследования позволили получить дополнительные сведения, необходимые для уточнения и улучшения имеющихся моделей ионосферы, относящиеся к периоду низкой солнечной активности. Подобные исследования целесообразно продолжать и в дальнейшем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Brace L. N., Hoegy W. R., Mayr H. G. et al. Discrepancy between electron heating and cooling rates derived from Atmosphere Explorer C measurements.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 5421.
2. Serafimov K., Kutiev I., Chapkunov S. et al. Dynamical behaviour of the daytime topside ionosphere inferred from Vertical-6 rocket data.— Space Research XIX, 1979. London: Pergamon Press, p. 291.
3. Knudsen W. C. Evaluation and demonstration of the use of retarding potential analysers for measuring several ionospheric quantities.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, p. 4669.
4. Moss S. J., Hyman E. Minimum variance technique for the analysis of ionospheric data acquired in satellite retarding potential experiments.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 4315.
5. Hanson W. B., Sanatani S., Zuccaro D., Flowerday T. W. Plasma measurements with the retarding potential analyser on OGO-6.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 5483.
6. Rawer K., Ramakrishnan S., Bilitza D. Intern. Ref. Ionosphere, 1978. Intern. Un. Radio Sci. (URSI), Brussels, 1978.
7. CIRA-1972. COSPAR International Reference Atmosphere. Akademie Verlag, Berlin, 1972.
8. Гдалевич Г. Л., Шютте Н. М. Приток тепла к электронному газу на высотах $h > 180$ км.— Геомагн. и аэронавиг., 1972, т. XII, № 2, с. 266.

9. *Hanson W. B., Ortenburger I. B.* The coupling between the plasmosphere and the plasmosphere.— *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, p. 925.
10. *Dalgarno A., McElroy M. B., Rees M. H., Walker J. G. G.* The effect of oxygen cooling on ionospheric electron temperatures.— *Planet. Space Sci.*, 1968, v. 16, p. 1371.
11. *Banks P. M.* Charged particle temperatures and electron thermal conductivity in the upper atmosphere.— *Ann. Geophys.*, 1966, v. 22, p. 577.
12. *Young E. R., Torr D. G., Richards P. G.* Counterstreaming of O⁺ and H⁺ ions in the normal F — region.— *J. Geophys. Res.*, 1961, v. 66, p. 1425.

Поступила в редакцию
12.III.1982

УДК 523.042:523.42

*Б. Г. Гельман, Л. М. Мухин, Д. Ф. Ненароков,
Б. П. Охотников, В. А. Ротин*

РАЗВИТИЕ МЕТОДА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ХРОМАТОГРАММ АТМОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ, ПОЛУЧЕННЫХ ХРОМАТОГРАФОМ «СИГМА» НА АМС «ВЕНЕРА-12»

Количественная интерпретация хроматограмм атмосферы Венеры, полученных хроматографом «Сигма» на АМС «Венера-12», основывалась на особенностях детектирования примесных компонентов атмосферы.

Ранее сообщалось, что хроматограф «Сигма» был снабжен высокочувствительными ионизационными детекторами, использующими эффект Пеннинга и работающими в режиме тока насыщения [1–3]. Для эксперимента на АМС «Венера-12» в качестве газоносителя был использован неон.

При высокой степени очистки газоносителя характеристики детектора хорошо описываются уравнением Платцмана, которое в этом случае может быть использовано для калибровки детекторов [4]. Однако при загрязнении газоносителя, вызывающем увеличение фонового тока детектора всего на несколько процентов, уравнение Платцмана не выполняется и калибровочная кривая детектора может содержать аномалии, выражающиеся в появлении отрицательных сигналов в припороговой области детектирования.

Такая нелинейность детектирования всегда считалась крайне нежелательной при хроматографическом эксперименте. Однако при расшифровке хроматограммы атмосферы Венеры она была использована нами при решении задач идентификации некоторых компонентов и получении количественных результатов [2, 3].

В частности, было выяснено, что аномалии детектирования характерны для вещества с высокими потенциалами ионизации (H₂, N₂, Ar).

При детектировании кислорода они выражены значительно слабее и могут наблюдаться лишь при повышенных степенях загрязнения газоносителя.

Хроматограмма атмосферы Венеры [3] содержала пик, который относится лишь к сумме аргона и кислорода, так как реактор, поглощающий кислород, сработал неудовлетворительно. Несмотря на это, сравнение величины аномального пика суммы Ar и O₂ с величиной аномалии в пике азота показало, что в атмосфере Венеры аргона должно содержаться по крайней мере в несколько раз больше, чем кислорода.

Явление аномалии детектирования впервые использовалось при количественной интерпретации хроматограмм следующим образом.

Поскольку аномалии детектирования связаны со степенью загрязнения газоносителя, то представилось возможным в последующем калибровочном эксперименте воспроизвести условия, при которых значения аномальных пиков, отнесенные к максимальному значению сигнала детектора, соответствовали бы хроматограмме атмосферы Венеры.

Так достигались идентичные условия работы детекторов на АМС «Венера-12» и последующих калибровочных экспериментах на земле. Влияние природы загрязняющих компонентов на величины аномалий не было достаточно изучено, поэтому был использован наиболее вероятный источник загрязнения газоносителя — колонка с полисорбом, использующаяся в хроматографе «Сигма» для разделения сернистых соединений и воды. Последующее изучение аномалий детектирования при использовании эффекта Пеннинга показало, что количественная интерпретация пика аргона требует уточнения природы основного компонента, загрязнившего неон в хроматографе «Сигма».

Дело в том, что аргон, как и неон, имеет метастабильное состояние и может сам участвовать в эффекте Пеннинга. Если потенциальная ионизация загрязняющего компонента ниже потенциала возбуждения метастабильного уровня аргона (11,6 эВ),