

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Том VII

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

6

МОСКВА · 1969

УДК 523.42:523.43

*К. Н. Грингауз, Т. К. Бреус***СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИОНОСФЕР ПЛАНЕТ
ЗЕМНОЙ ГРУППЫ — МАРСА, ВЕНЕРЫ И ЗЕМЛИ**

Приводятся обзор сравнительных характеристик ионосфер Марса, Венеры и Земли, включающий методы исследования ионосфер планет, экспериментальные результаты исследований ионосфер Марса и Венеры на аппаратах «Маринер-1», «Венера-4» и «Маринер-5» и обсуждение имеющихся в настоящее время моделей ионосфер этих планет, которые сопоставляются с ионосферой Земли.

Первые попытки исследовать окрестности планет земной группы (Марса и Венеры) при помощи космических аппаратов были сделаны довольно давно («Венера-1», 1961 г.; «Марс-1», 1963 г.; «Маринер-2», 1963 г.).

К числу подлежащих изучению характеристик планет с самого начала были отнесены параметры их ионосфер [1]. Из общих соображений представлялось, что Венера, имеющая плотную атмосферу и расположенная ближе к Солнцу, чем Земля, имеет и ионосферу более интенсивную, чем земная, а Марс, расположенный дальше от Солнца, имеет соответственно и менее интенсивную ионосферу.

Радиоастрономические и радиолокационные исследования Венеры, определения яркостной температуры радионалучения Венеры в области длин волн 0,4—40 см привели к появлению гипотез, в соответствии с которыми электронная концентрация в ионосфере Венеры могла превышать земную в 10^2 раз [2, 3].

Модели ионосферы Марса были сильно противоречивы.

Основной причиной трудностей при построении моделей ионосфер планет являлась, естественно, ограниченность сведений об их нейтральных атмосферах и магнитных полях. В самые последние годы проведены эксперименты, которые позволили впервые осуществить прямые измерения характеристик ионосфер Марса и Венеры.

Настоящая статья является кратким обзором состояния изучения ионосфер планет земной группы и затрагивает следующие вопросы: методы изучения ионосфер планет, имеющиеся экспериментальные результаты и их интерпретацию, сопоставление полученных результатов¹.

**1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ИОНОСФЕР ПЛАНЕТ
ПРИ ПОМОЩИ КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ**

Измерения характеристик ионосфер планет могут проводиться при помощи плазменных зондов, установленных на аппаратах, спускаемых на поверхности планет, и на искусственных спутниках планет, путем радиозондирования ионосфер планет с искусственного спутника — летающей ионосферной станции, а также при помощи исследования распространения радиоволн между Землей и космическим аппаратом в условиях, когда радиоволны проходят через атмосферу и ионосферу планеты, в частности, при затмении космического аппарата планетой.

¹ Для этого обзора использованы данные, опубликованные до июля 1969 г.

Использование для исследования планет ныне широко применяющегося для изучения земной ионосферы метода импульсного зондирования при помощи орбитальной ионосферной станции, доставленной к планете космическим аппаратом на достаточно близкое расстояние, позволит осуществлять систематические наблюдения за пространственными и временными вариациями электронной концентрации в ионосфере планеты, но связано со значительными трудностями: станции должны иметь широкий диапазон длин волн (так как критические частоты изучаемой ионосферы заранее неизвестны), а это означает еще больший вес приемно-передающей аппаратуры, чем у ионосферных станций-спутников Земли и, следовательно, ограничивает возможность проведения других научных экспериментов на том же аппарате.

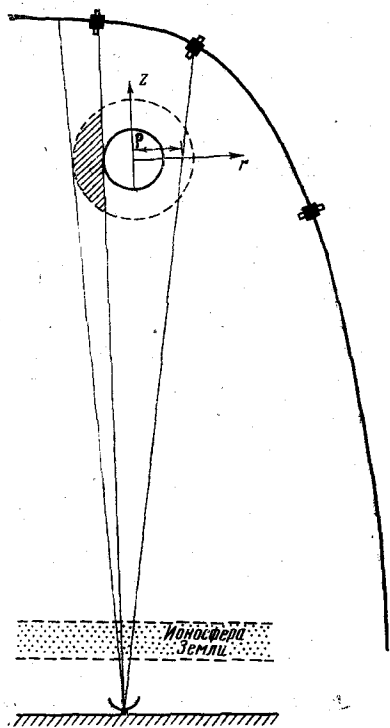


Рис. 1. Схематическое изображение радиозатмения космического аппарата планетой.

Ось z проходит через центр Земли и планеты, ρ — расстояние от оси z до радиолуча

При использовании зондовых методов можно ограничиться незначительным весом аппаратуры, их можно легко сочетать с целым комплексом других физических исследований. Начиная с Третьего искусственного спутника для исследования ионосферы Земли стали широко использоваться зонды и, в частности, ловушки заряженных частиц. В настоящее время число таких приборов, поднятых на космических аппаратах различных стран для экспериментов по исследованию заряженных частиц в ионосфере Земли, исчисляется сотнями. Конструкции ловушек для исследования ионосфер других планет могут быть, в частности, подобны использованным для изучения ионосферы Земли, на спутниках типа «Электрон» [4]. Диапазоны чувствительности ловушек могут быть выбраны в соответствии с предполагаемыми значениями концентраций заряженных частиц в исследуемой ионосфере.

Этот метод требует также установки специальной аппаратуры на космическом аппарате, запускаемом к планете.

Последний из названных выше методов, основанный на исследованиях радиоволн, распространяющихся между космическим аппаратом и Землей и проходящих через атмосферу планеты, наиболее дешевый и легко осуществимый из всех, поскольку в его простейшем варианте не требуется специальной аппаратуры, для него можно использовать радиоволны, излучаемые с космических аппаратов для телеметрической связи или определения траектории.

На рис. 1 схематически представлена картина радиозатмения космического аппарата планетой, из которой легко понять основные принципы этого метода.

Когда радиоволны попадают в атмосферу или ионосферу планеты, изменяется скорость их распространения по сравнению со скоростью в вакууме (и с близкой к последней скоростью распространения в межпланетной среде), так как показатели преломления нейтральной и ионизованной сред отличаются от единицы. Кроме того, высотный градиент показателя преломления в атмосфере и ионосфере создает рефракцию. Эти два явления при соответствующих длинах волн могут вызывать существенное изменение

фазового пути. Определенный вклад в приращение фазового пути вносят изменения во времени показателей преломления в межпланетной среде, тропосфере и ионосфере Земли. Измеряемое во время затмения космического аппарата атмосферой планеты приращение фазового пути, таким образом, обусловлено движением космического аппарата по траектории и изменениями показателя преломления на пути радиоволн.

Если из измеренного на Земле полного приращения фазы принятых радиоволн исключить вклад, вносимый изменением расстояния между космическим аппаратом и наземным приемным пунктом (который получался бы, если показатель преломления вдоль всего пути был бы равен 1), и вклад, связанный с изменениями показателя преломления на участках пути радиоволн, лежащих вне атмосферы планеты, включая ионосферу Земли и межпланетное пространство, то по результатам эксперимента можно при определенных предположениях найти высотный профиль показателя преломления в атмосфере планеты. Затем, в той области высот, в которой показатель преломления меньше 1, можно построить высотный ход электронной концентрации. В нижней части атмосферы планеты показатель преломления оказывается больше 1; этот участок профиля используется для определения характеристик нейтральной атмосферы планеты. Так, например, при известном относительном содержании компонент нейтральной атмосферы из полученного профиля показателя преломления на этом участке можно рассчитать высотный профиль концентрации нейтральных частиц (поскольку показатель преломления для смеси газов обладает аддитивностью и для каждой компоненты пропорционален его концентрации), а затем, используя шкалу высот профиля концентрации, построить высотные профили давления и температуры в нижней атмосфере.

Эксперимент с радиозатмением космического аппарата планетой можно осуществить в различных модификациях: можно использовать радиоволны одной частоты или двух и более частот.

В варианте с одной частотой не удается однозначно разделить компенсирующие друг друга вклады нейтральных и заряженных частиц в измеряемое изменение фазового пути, и приходится предполагать, что нижняя атмосфера планеты не содержит значительных концентраций заряженных частиц, способных существенно изменить величину определяемого показателя преломления. В самом деле, полное приращение фазового пути в атмосфере и ионосфере планеты можно записать в виде, примененном в [5] (пользуясь указанной на рис. 1 цилиндрической системой координат с началом в центре планеты, с осью z , направленной вдоль линии Земля — планета, и считая, что за пределами ионосферы планеты $\mu = 1$):

$$\Delta\varphi(\rho, f) = \frac{1}{\lambda} \int_{-\infty}^{\infty} (\mu_n - 1) dz + \frac{1}{\lambda} \int_{-\infty}^{\infty} (\mu - 1) dz, \quad (1)$$

где λ — длина волны в вакууме, μ_n — показатель преломления в нейтральной атмосфере, μ — показатель преломления в ионосфере, который при условии, что частота f [гц] значительно больше циклотронной и плазменной частоты электронов, а также частоты соударений с нейтральными частицами, равен $\mu = 1 - (4.03 \cdot 10^7 n_e) / f^2$. В нижней атмосфере предполагается, что $\mu = 1$ и определяется высотный профиль $\mu_n(h)$, а в верхней атмосфере предполагается, что $\mu_n = 1$ из-за малой плотности атмосферы, и определяется высотный профиль $\mu(h)$, а следовательно, $n_e(h)$. В тех случаях, когда можно считать, что $(4.03 \cdot 10^7 n_e) / f^2 \ll 1$, рефракцией пренебрегают.

Высотный профиль показателя преломления может быть получен из интегрального уравнения (1), либо подбором профиля, удовлетворяющего измеренному приращению фазового пути, либо приближенным преобразова-

¹ Допустимость последнего предположения следует из приводимых в разделе 3 экспериментальных данных (см. также рис. 3, а).

нием, в котором интегральное приращение фазового пути в ионосфере заменяется суммой приращений фазового пути в некотором конечном числе слоев ионосферы, или нейтральной атмосферы, каждый из которых характеризуется постоянным показателем преломления. В обоих способах предполагается, что ионосфера и атмосфера сферически симметричны, но второй способ позволяет получать менее сглаженный профиль показателя преломления и, следовательно, некоторое представление о тонкой структуре атмосферы.

В эксперименте с использованием двух частот неоднозначность, связанная с одновременным влиянием на показатель преломления радиоволн нейтральных и заряженных частиц, исключается, поскольку благодаря эффекту дисперсии легко выделить вклад ионосферы в измеряемое приращение фазы. Для высокой частоты, которая обычно подбирается кратной низкой частоте (mf) приращение фазового пути равно [5]:

$$\Delta\varphi(\rho, mf) = \frac{m}{\lambda} \int_{-\infty}^{\infty} (\mu_n - 1) dz - \frac{4,03 \cdot 10^7}{mf} \int_{-\infty}^{\infty} n_e dz. \quad (2)$$

Очевидно, что система двух уравнений (1) и (2) с двумя неизвестными принципиально позволяет определять как μ_n , так и n_e .

Такого рода эксперименты могут осуществляться двумя способами — либо путем излучения радиоволн, генерируемых на борту космического аппарата, либо путем переизлучения радиоволн, принимаемых на космическом аппарате с Земли (с возможным преобразованием их частоты). Во втором случае частота радиоволн стабильнее, так как она определяется наземным стандартом частоты, и это повышает точность фазовых измерений.

2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИОНОСФЕРЫ МАРСА И ВЕНЕРЫ

В июле 1965 г. был проведен эксперимент по наблюдению затмения американского космического аппарата «Маринер-4» пла-

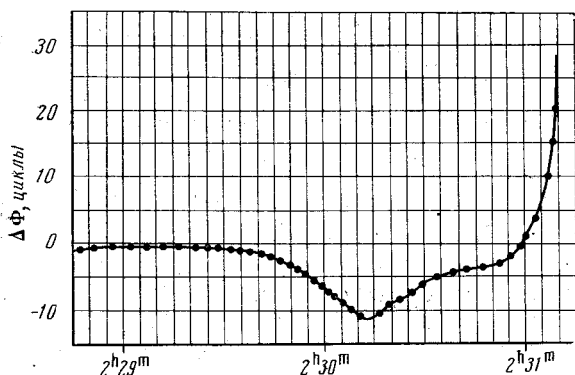


Рис. 2. Зависимость полного изменения фазы от времени при прохождении радиоволн с частотой 2100 МГц через атмосферу Марса [6]

нетой Марс и впервые получены характеристики ее ионосферы [6, 7]. Использовались радиоволны одной частоты — 2100 МГц с переизлучением радиоволн, принимаемых с Земли, на космическом аппарате. На рис. 2 показано измеренное в эксперименте полное изменение фазы во время прохождения радиоволн через ионосферу (отрицательные значения $\Delta\varphi$, равные в максимуме, примерно 10 циклам¹) и через нижнюю атмосферу планеты (максимальное положительное значение $\Delta\varphi$ равно ~ 30 циклам). На рис. 3, а и б показан высотный ход величин $N = (\mu - 1) \cdot 10^6$, определенных во время захода (день) и восхода (ночь) аппарата путем преобразования с заменой интегрирования суммированием по конечному числу слоев. На рис. 3, а показаны профили N , полученные до начала затмения для того, чтобы проиллюстрировать степень отклонений показателя преломления от единицы при распространении радиоволн между Землей и космическим аппаратом до встречи с атмосферой планеты.

¹ 1 цикл соответствует $\Delta\varphi = 2\pi$.

Рассмотрим несколько подробнее, как определялся показатель преломления из измерений фазы. Измеренные $\Delta\varphi$ во время прохождения через атмосферу планеты, как уже отмечалось, содержат вклад, обусловленный геометрическим приращением пути космического аппарата, вариациями земной ионосферы и межпланетной среды, а также влиянием радиосистемы (фазовыми уходами опорного сигнала и др.). Траектория аппарата до начала его затмения атмосферой рассчитывалась по доплеровским смещениям. Далее, когда началось затмение, траектория экстраполировалась с высокой

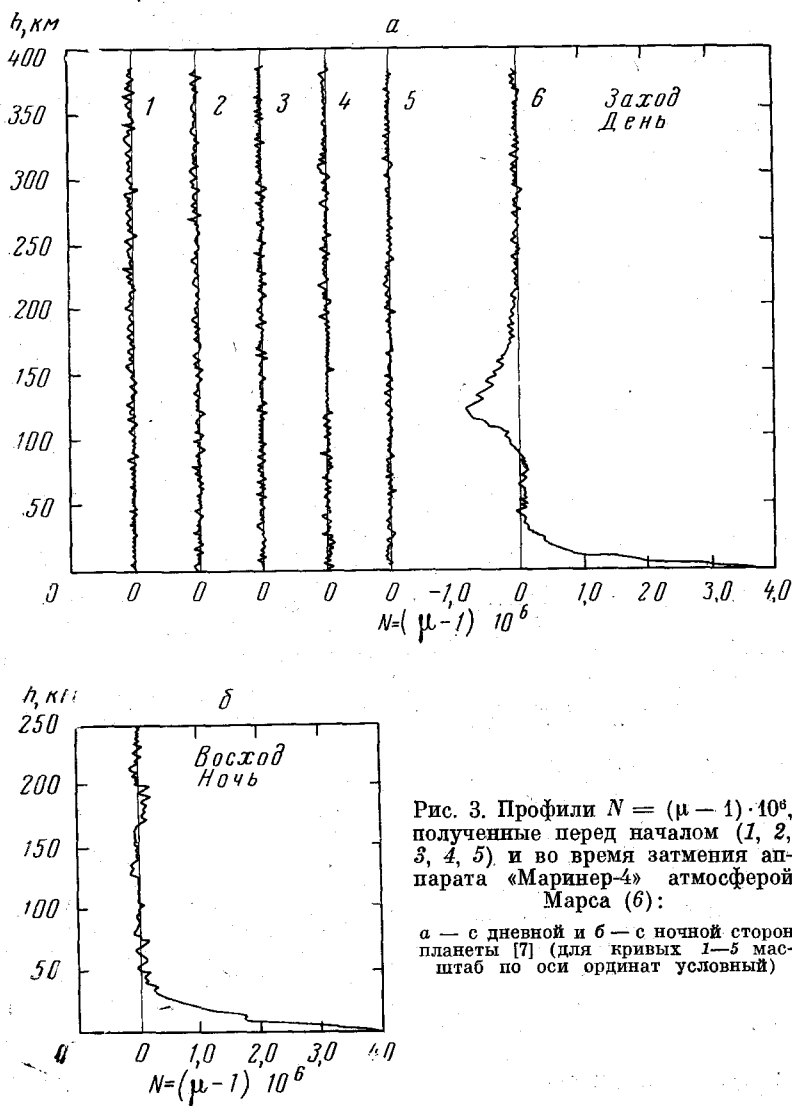


Рис. 3. Профили $N = (\mu - 1) \cdot 10^6$, полученные перед началом (1, 2, 3, 4, 5) и во время затмения аппарата «Маринер-4» атмосферой Марса (6):

а — с дневной и б — с ночной сторон планеты [7] (для кривых 1—5 масштаб по оси ординат условный)

точностью (так как космический аппарат движется баллистически) и вычислялось приращение фазы, обусловленное геометрическим приращением пути аппарата, определяемого этой экстраполированной траекторией, в предположении, что движение происходит в вакууме.

Для того, чтобы учесть влияние вариаций земной ионосферы, межпланетной среды и нестабильности радиосистемы на измеряемое приращение фазы радиоволн при затмении космического аппарата планетой, делалось следующее. Длительность атмосферного затмения составила $\sim 1,5$ мин (см. рис. 2). Были рассмотрены вариации фазы принимаемых радиоволн

на протяжении ряда таких же интервалов времени до начала прохождения радиоволн через атмосферу планеты (см. рис. 3, а, кривые 1, 2, 3, 4 и 5). Очевидно, что эти вариации много меньше эффектов, создаваемых атмосферой Марса. Вариации, соответствующие интервалу времени, непосредственно предшествующему затмению, были усреднены и вычитались из измеренных во время затмения изменений фазы. То, что эффекты земной

ионосферы и межпланетной среды много меньше эффектов, создаваемых атмосферой изучаемой планеты, становится вполне понятным, если учесть, что за время затмения поворот луча (т. е. направления Земля — пла-

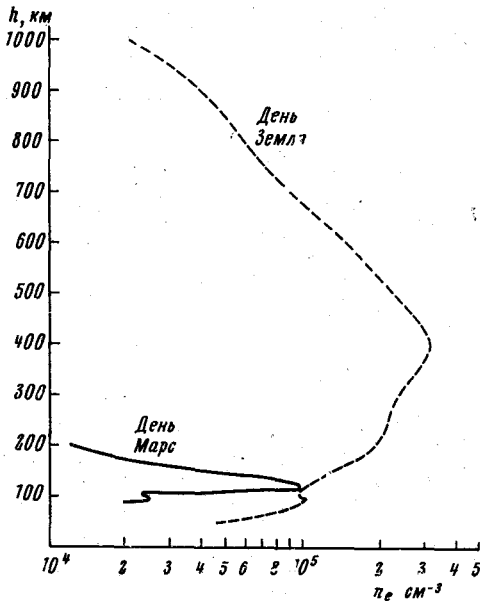


Рис. 4

Рис. 4. Высотные распределения электронной концентрации в ионосферах Марса (сплошная кривая) и Земли (штриховая).

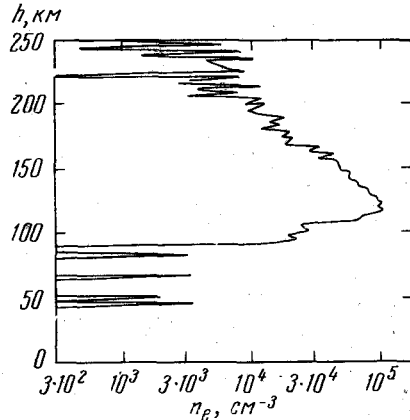


Рис. 5

Профиль концентрации в ионосфере Марса получен по данным, представленным на рис. 2

Рис. 5. Высотный профиль электронной концентрации в ионосфере Марса, полученный по данным, представленным на рис. 3 [7]

нета) в земной ионосфере весьма мал (см. рис. 1) и на фазе радиоволн практически сказываются лишь временные вариации интегральной электронной концентрации в земной ионосфере. За тот же интервал времени изменение электронной концентрации вдоль луча, связанное с ионосферой планеты, меняется от нуля до более чем удвоенной интегральной электронной концентрации в ионосфере планеты (см. рис. 1). Как видно из рис. 3, б, в ночной ионосфере Марса, по-видимому, концентрация заряженных частиц соответствует более низкому уровню, чем уровень чувствительности эксперимента.

На рис. 4 показан высотный профиль электронной концентрации, построенный по данным о профиле показателя преломления, полученным в первых публикациях результатов [6] (рис. 2) путем подбора модели, а на рис. 5 по данным, представленным на рис. 3, а [7]. На рис. 6 показан высотный профиль электронной температуры, рассчитанной по шкале высот профиля электронной концентрации, изображенного на рис. 5. При построении профиля температуры считалось, что $T_e = T_{\text{нейтр}}$, что в ионосфере преобладает амбиполярная диффузия, и что значение массы ионов и значение температуры на начальном уровне интегрирования известны.

Во время захода аппарата за лимб планеты марсианская широта равнялась 50°S , зенитный угол Солнца составлял $\sim 67^\circ$ и время года соответствовало концу зимы. На основании результатов, представленных на рис. 3—5, можно сделать следующие выводы.

1. Максимум электронной концентрации в дневной ионосфере Марса на средних широтах находится на высоте ~ 125 км и равен $9 \cdot 10^4 - 10^5$ см $^{-3}$.
2. Шкалу высот электронов над максимумом можно считать, примерно, постоянной и равной 20—25 км.
3. Наблюдается небольшой вторичный максимум на высоте, примерно, на 20—25 км ниже главного максимума.
4. Электронная концентрация в ночной ионосфере Марса не превышает 10^4 см $^{-3}$.

Показанные на рис. 4 и 5 высотные профили электронной концентрации получены одночастотным методом, т. е., как уже отмечалось ранее, методом,

не позволяющим однозначно разделить в нижней атмосфере вклады в определяемую величину показателя преломления нейтральной и заряженной компонент. В работе [8], в частности, было показано, что если вблизи

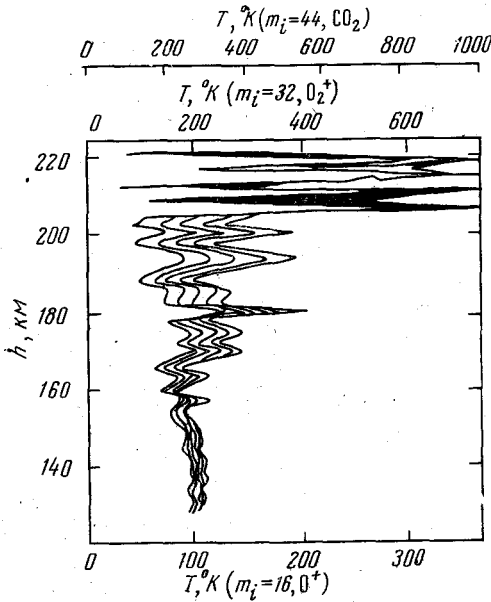


Рис. 6. Высотные профили температуры в атмосфере Марса, рассчитанные по шкале высот профили электронной концентрации, показанного на рис. 5, для различных значений температуры на начальном уровне интегрирования [7]

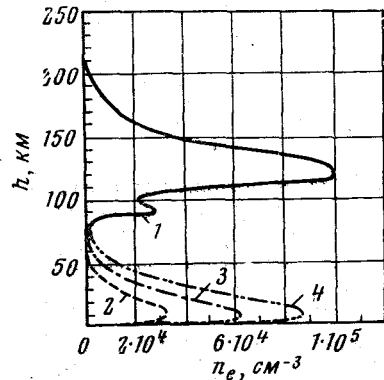


Рис. 7. Высотные профили электронной концентрации в ионосфере Марса, соответствующие следующим значениям шкалы высот нейтральной атмосферы:
1—9 км; 2—11 км; 3—13 км и 4—15 км [8]

поверхности планеты (на высоте ~ 15 км) имеется область с концентрацией заряженных частиц такой же или на порядок меньшей, чем в обнаруженном максимуме ионосферы (см. рис. 4), то можно существенно изменить определяемую шкалу высот нижней части атмосферы Марса (варьируя ее в пределах от 9 до 15 км), удовлетворяя, однако, измеренному высотному профилю показателя преломления. На рис. 7 показаны профили электронной концентрации для разных значений $N_{\text{нейтр}}$.

Возможность существования области с повышенной концентрацией электронов у поверхности Марса не исключена, поскольку у Марса нет собственного магнитного поля, и, следовательно, есть вероятность, что частицы солнечного ветра (по-видимому, возмущенного взаимодействием с планетной ионосферой) могут достигать достаточно плотных слоев атмосферы и ионизовать их. Второй причиной может быть отсутствие в атмосфере Марса значительных количеств O_3 и O_2 , первый из которых мог бы поглощать коротковолновое излучение Солнца, а второй обладает высоким сродством к электронам и мог бы уменьшать концентрацию свободных электронов в нижней атмосфере из-за их прилипания.

Наконец, профили электронной концентрации получены в предположении сферической симметрии, которой может и не быть в реальной атмо-

сфере. Все отмеченные выше ограничения метода приводят к тому, что профиль электронной концентрации, полученный в данном эксперименте, следует рассматривать как некоторую усредненную картину распределения электронов в ионосфере Марса, и не исключено, что локальные измерения дадут отличающиеся от этих результаты.

Рассмотрим теперь характеристики ионосферы Венеры, которые были определены из результатов эксперимента по радиозатмению американского

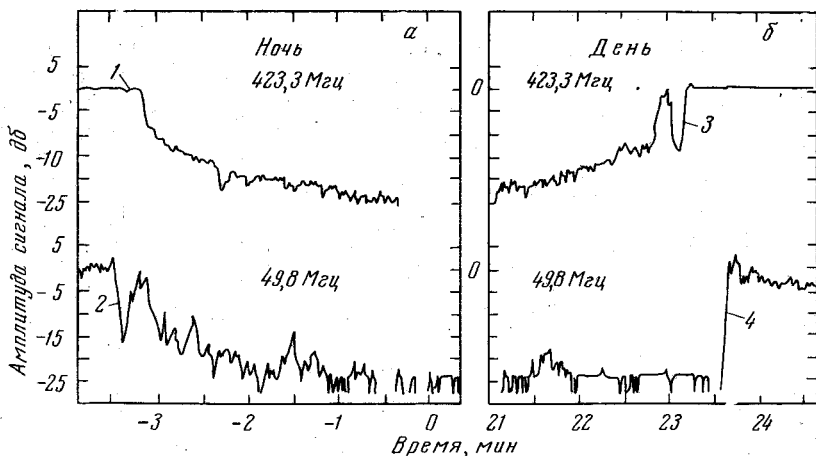


Рис. 8. Амплитуды сигналов с частотой 49,8 и 423,3 МГц во время их прохождения через ночную (а) и дневную (б) атмосферы Венеры при наблюдении радиозатмения «Маринера-5».

Моменты прохождения через ионосферу показаны цифрами 1, 2, 3, 4 [9]

космического аппарата «Маринер-5» Венерой 19 октября 1967 г. [9, 10] и по измерениям при помощи ловушек заряженных частиц, установленных на советском космическом аппарате «Венера-4», на котором были осуществлены локальные измерения в атмосфере планеты 18 октября 1967 г. [11].

В одном из экспериментов с «Маринером-5», проводившемся группой Стэнфордского Университета (США), использовались радиоволны двух частот — 49,8 и 423,3 МГц [9]. Как уже говорилось эксперимент на двух частотах теоретически позволяет однозначно определить μ_n и n_e . Однако авторы этого эксперимента отмечают, что проводившийся одновременно одночастотный эксперимент с применением радиоволн (с частотой ~ 2298 МГц) [10] позволил получить лучшие результаты по нижней атмосфере.

На рис. 8, а и б показаны изменения амплитуды сигнала на двух частотах во время затмения «Маринера-5» атмосферой планеты. Время отсчитывается от момента наибольшего сближения аппарата с планетой. Плотная нейтральная атмосфера вызвала общий медленный спад амплитуды. На рис. 9 представлены высотные профили электронной концентрации в дневной и ночной ионосфере Венеры, полученные Стэнфордской группой. Штриховой кривой на дневном профиле показаны те его участки, которые построены на основании приближенных расчетов по данным регистрации амплитуд с использованием модели. Пунктирная кривая представляет собой экстраполяцию в той области высот, где из-за наличия каустик не было связи. Широта, на которой начинается затмение, составляла 37° N, зенитный угол Солнца был 142° . Широта, на которой аппарат вышел из-за лимба планеты — 32° S, зенитный угол Солнца 33° .

Высотный профиль электронной концентрации в дневной ионосфере так же, как и показатель преломления в тропосфере Венеры, был определен по данным упоминавшегося выше эксперимента на частоте 2298 МГц

стояниях всего ~ 6570 км, а выше тепловая плазма не обнаружена. Если предположить, что горизонтальный перенос заряженных частиц с дневной стороны на ночную поддерживает верхнюю ночную ионосферу, то

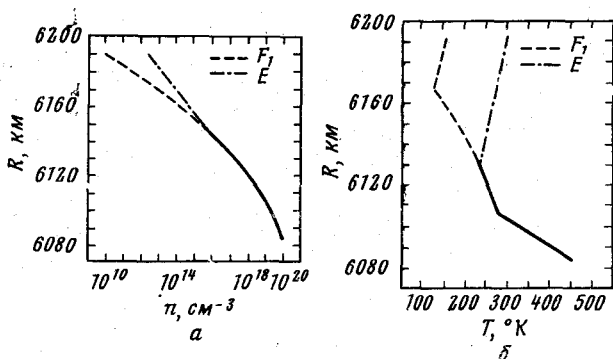


Рис. 13. Модели дневной нейтральной атмосферы Венеры, соответствующие моделям ионосферы типа земных слоев F_2 и E [10]

очевидно, что действие этого источника не могло бы распространяться до высот 3000 км, где на дневной стороне нет тепловой плазмы. Возможно, что более точный учет приращения фазового пути, создаваемого, например, отклонением формы ионосферы от сферически симметричной изменил бы наклон профиля настолько, что его можно было бы описать распределением ионов H^+ в диффузионном равновесии при $T \sim 1000^\circ K$. Поскольку различие величин n_e в днев-

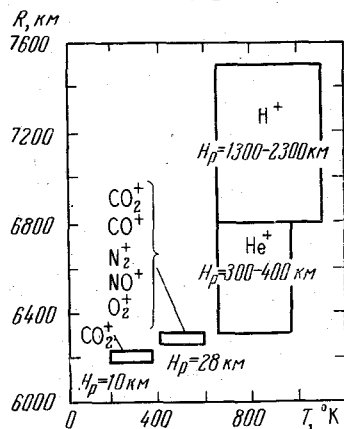


Рис. 14

Вероятный состав и температура ночной ионосферы Венеры.

Оценки в трех верхних прямоугольниках сделаны по шкале высот H_p для ночного профиля электронной концентрации, показанного на рис. 9; в нижнем прямоугольнике шкала высот определена по совпадению измеренных вариаций амплитуд сигналов в двухчастотном эксперименте на «Маринере-5» с рассчитанными для различных моделей вариациями амплитуд этих сигналов [9]

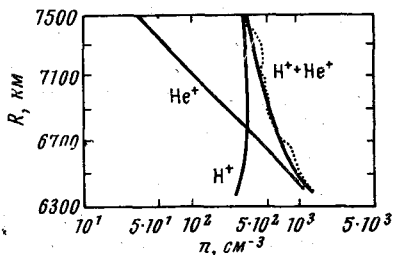


Рис. 15

Модель ночной ионосферы Венеры, состоящей из ионов H^+ и He^+ , находящаяся в диффузионном равновесии.

Модель соответствует ночному профилю электронной концентрации, показанному пунктирной кривой (часть профиля, показанного на рис. 9) [24]

ной и ночной ионосферах в области максимума составляет, примерно, порядок величины, то отсутствие сферической симметрии представляется очевидным. Избыточное же содержание заряженных частиц во внешних областях ночной ионосферы Венеры можно объяснить действием такого дополнительного источника ионизации, как потоки заряженных частиц [25]. Такое объяснение более пригодно для внешней области ночной ионосферы Венеры, чем для ее максимума, поскольку эта область примыкает к зоне возмущения плазмы, образующейся при обтекании плане-

ты солнечным ветром [11], которая и может быть источником потоков заряженных частиц, ионизирующих ночную атмосферу на этих высотах [25].

В области высот 6800—7500 км форма ночного профиля электронной концентрации приблизительно может быть описана распределением H^+ при температуре $(T_e + T_i) / 2 = 600 \div 1100^\circ \text{K}$. В области 6300—6800 км наиболее подходящим по составу ионом может быть He^+ при температуре 620—970° K, а на меньших высотах — тяжелые ионы [9, 24]. На рис. 14 показано приблизительное распределение состава ионов и шкалы высот профиля электронной концентрации в ночной ионосфере Венеры в соответствии с описанными выше оценками [9]. Модели ночной верхней ионосферы на расстояниях от 6400 до 7500 км, состоящей из ионов He^+ и H^+ или из H^+ и H_2^+ , находящихся в диффузионном равновесии, неплохо согласуются с экспериментальным профилем электронной концентрации. На рис. 15 показана одна из таких моделей [24]. Ионы He^+ могут образовываться при фотоионизации атомов He в дневной атмосфере и переноситься на ночную сторону ветрами, как отмечалось выше. При этом содержание гелия в атмосфере Венеры должно намного превышать его содержание в атмосфере Земли, что вполне вероятно, даже при скорости образования He, сравнимой с земной: у Венеры из-за отсутствия магнитного поля нет такого источника потерь гелия как предполагаемый источник потерь ионов гелия у Земли — «полярный ветер» — убегание легких ионов через незамкнутые силовые линии хвоста магнитосферы в межпланетное пространство [26].

Как и в случае с ионосферой Марса, окончательное выяснение закономерностей образования ионосферы Венеры, по-видимому, откладывается до получения более достоверных сведений о нейтральной верхней атмосфере планеты.

Сопоставим теперь дневные высотные профили электронной концентрации в ионосфере Марса и Венеры с дневными профилями электронной концентрации земной ионосферы, соответствующими той же фазе солнечной активности. Для построения профилей земной ионосферы (см. рис. 4 — штриховая кривая и рис. 9) использованы в области нижней ионосферы (до главного максимума) результаты наземного зондирования, проведенного в дни наблюдения планетных ионосфер [27, 28], а в периферийной части ионосферы на высотах 14000—20000 км использованы результаты измерений концентрации ионов при помощи ловушек заряженных частиц, проведенных на спутниках «Электрон» в 1964 г. [29].

Из рис. 4 и 9 очевидно, что Земля обладает более мощной и протяженной ионосферой, чем Марс и Венера, хотя она и занимает промежуточное положение между этими планетами в смысле расстояния от Солнца, и, следовательно, интенсивности поступающего в атмосферу ионизирующего излучения. Высоты максимумов в ионосферах планет лежат значительно ниже высоты главного максимума ионизации в земной ионосфере. Следует отметить, что максимальные дневная и ночная температуры в земной ионосфере намного больше, чем соответствующие температуры в ионосфере Венеры и на порядок больше температуры в дневной ионосфере Марса.

Основная причина такого различия заключается в том, что плотности, химический состав и температуры нейтральных атмосфер разных планет, из которых образуются ионосферы, существенно отличаются друг от друга.

На рис. 16 для наглядности приведены имеющиеся экспериментальные и модельные высотные распределения концентраций нейтральных и заряженных частиц, и на рис. 17 — температур в атмосферах Марса и Венеры, и для сопоставления показаны также температуры и концентрации нейтральных частиц в атмосфере Земли. Напомним, что модели верхней атмосферы Марса рассчитывались в соответствии с полученным в экс-

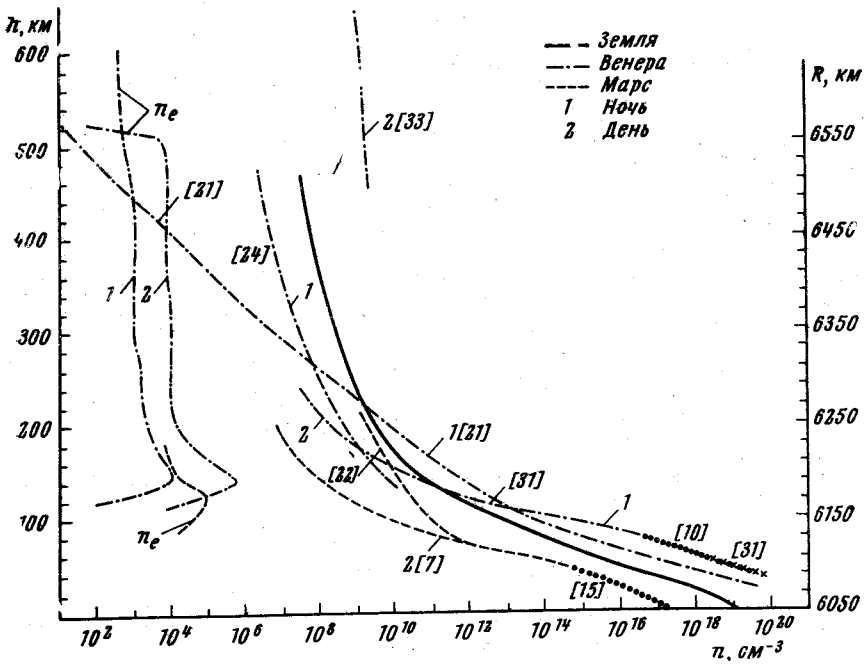


Рис. 16. Модельные и экспериментальные профили концентрации нейтральных и заряженных частиц в атмосферах Марса и Венеры.

Значения концентраций нейтральных частиц, полученные по данным измерений на «Венере-4», показаны крестиками, по измерениям на «Маринере-4» и «Маринере-5» — точками. Для сравнения показаны концентрации нейтральных частиц в атмосфере Земли

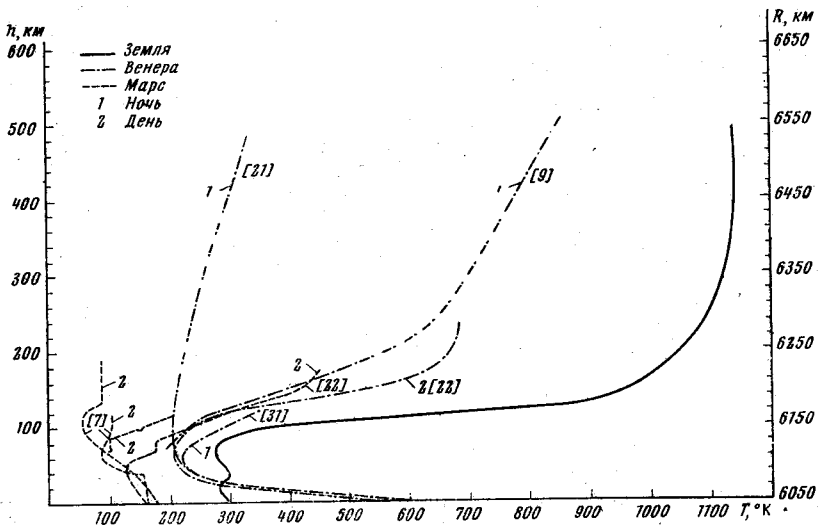


Рис. 17. Высотные распределения температур в атмосферах Марса, Венеры и Земли по данным различных моделей и разной интерпретации данных экспериментов

перименте на «Маринере-4» профилем электронной концентрации [7]. Для ночной верхней атмосферы Венеры имеется модель атмосферы на высотах от 100 до 500 км, состоящей из атомарного кислорода [21], построенная на основе данных «Венеры-4» [21, 30, 31], и имеются модели, в которых, начиная с высот ~ 350 км, атмосфера состоит из He и H, а на меньших высотах, в основном, из CO_2 , построенные по данным измерений на «Маринере-5» и расчетам теплового баланса в верхней атмосфере

[22, 24]. Для дневной атмосферы Венеры в области высот до 200 км модели атмосферы, состоящей из CO_2 , построены экстраполяцией данных измерений на «Маринере-5», «Венере-4» и по затмению Регула с учетом теплового баланса в верхней атмосфере [22, 32], а на высотах больше 400 км оценки содержания основных компонентов Н и H_2 в дневной атмосфере сделаны по измерениям излучения L_α на «Маринере-5» [33]. Заметим здесь сразу же, что в кислородной модели [21] ночная верхняя атмосфера Венеры оказывается сильно разреженной и холодной, а на высотах ~ 500 км концентрация нейтральных частиц в ней примерно на порядок меньше концентрации заряженных частиц. В рамках такой модели трудно объяснить наблюдаемое постоянство электронной концентрации в ночной ионосфере, поскольку в соответствии с изложенными выше представлениями об ионизации нейтральной ночной атмосферы на больших высотах возмущенными потоками солнечного ветра в кислородной модели атмосферы заведомо не хватило бы исходного материала.

Если сопоставить характеристики атмосфер Марса и Венеры с земными, то оказывается, что

1) Атмосфера Марса разреженнее на всех исследованных высотах (концентрация частиц у поверхности составляет примерно 0,1—0,8% концентрации частиц в земной атмосфере [6]) и холоднее земной ($T_{\text{нейтр}}$ у поверхности $\sim 180^\circ \text{K}$, а в районе главного максимума ионизации $T_{\text{нейтр}}$ не превышает 400—500° K [7], в то время как в ионосфере Земли на уровне главного максимума ионизации $T_{\text{нейтр}} \sim 800\text{—}1200^\circ \text{K}$ [13]). Атмосфера Марса состоит в основном из тяжелого газа CO_2 [15].

2) Атмосфера Венеры в области главного максимума ионизации, по-видимому, плотнее (примерно на порядок) [31, 13], но холоднее земной ($T_{\text{нейтр}} \sim 300^\circ \text{K}$ [31]) и тоже состоит в основном из CO_2 .

Атмосферы планет, следовательно, обладают меньшей шкалой высот по сравнению с атмосферой Земли (в районе главного максимума ионизации на Марсе $H_{\text{нейтр}} \approx 9$ км [8, 15], на Венере 6 ÷ 10 км [31], а на Земле 25—30 км) и поэтому максимумы ионизации в них находятся ниже, чем в земной атмосфере. Различная эволюция атмосфер планет, обусловленная различным положением их относительно Солнца, приведшая к различному содержанию в них углекислого газа и воды [14], сыграла важную роль и в формировании ионосфер.

Другой особенностью, также отразившейся на характеристиках ионосфер, является отсутствие собственного магнитного поля у Марса и Венеры. Граница тепловой плазменной оболочки Земли — «колени» в высотном распределении концентрации (см. рис. 9), как уже отмечалось выше, находится на расстоянии ~ 20000 км, изменяющемся с изменением магнитной активности и отделяет часть магнитосферной плазмы, вращающейся вместе с Землей, от плазмы, совершающей крупномасштабные конвективные движения во внешней части магнитосферы [34].

В дневном профиле электронной концентрации в ионосфере Венеры, как уже отмечалось, «колени» наблюдается на расстоянии ~ 500 км от поверхности планеты (см. рис. 9). Планета не имеет собственного магнитного поля, поэтому роль препятствия, останавливающего солнечный ветер, в данном случае играет ионосфера, обладающая высокой электропроводностью и не позволяющая магнитному полю солнечного ветра быстро диффундировать к поверхности планеты. Создающееся здесь таким образом возмущение магнитного поля можно рассматривать по аналогии с земной магнитосферой как магнитопаузу, но только она по причинам, указанным выше, лежит в области высот всего 500—600 км от поверхности на освещенной стороне планеты.

На ночной стороне планеты область «колени» в высотном профиле электронной концентрации так же, по-видимому, примыкает к зоне возмущенных планетой потоков солнечной плазмы, удаленной с ночной стороны соответственно на большие расстояния.

Для дневной ионосферы Марса по данным «Маринера-5» удалось построить высотный профиль электронной концентрации только до высот ~ 250 км. Однако поскольку Марс, как и Венера, не обладает собственным магнитным полем, а имеет ионосферу, сравнимую по концентрации заряженных частиц с венерианской, то, по-видимому, можно утверждать, что взаимодействие планеты с солнечным ветром должно создавать аналогичную с Венерой ситуацию в окрестности планеты, и граница тепловой плазмы на Марсе должна находиться также значительно ниже, чем на Земле. Упомянутые выше особенности физических процессов в земной ионосфере, связанные с существованием геомагнитного поля и влияющие на глобальное распределение земной ионосферной плазмы, из-за отсутствия магнитных полей Марса и Венеры в их ионосферах также должны отсутствовать.

ВЫВОДЫ

1. Исследования при помощи космических аппаратов позволили получить высотные распределения концентраций заряженных частиц на освещенной и ночной сторонах планеты Венеры и в дневной ионосфере Марса.

2. Оказалось, что ионосферы Венеры и Марса менее интенсивны и протяженны, чем земная ионосфера, и максимумы ионизации в них располагаются гораздо ниже, чем в земной ионосфере.

3. Внешняя граница тепловой плазмы в ионосфере Венеры находится гораздо ниже, чем в земной (на высоте $\sim 500-600$ км от поверхности с дневной стороны планеты, в то время, как в земной ионосфере она находится на высоте ~ 20000 км), что связано, главным образом, с отсутствием у Венеры собственного магнитного поля.

4. Наличие магнитного поля Земли создает ряд существенных особенностей строения земной ионосферы, которые должны отсутствовать в ионосферах Марса и Венеры.

5. Окончательный выбор между моделями типа слоев F_2 и F_1 или E для описания ионосфер Марса и Венеры по аналогии с земной ионосферой в настоящее время сделать трудно, поскольку нет измерений параметров нейтральных верхних атмосфер планет, дающих однозначные сведения об их составе и температурах.

Дата поступления
8 июля 1969 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. К. И. Грингауз. XII Internat. Astronautical Congr., Washington, D. C. Academic Press New York — London, 1961.
2. D. E. Jones. Planet. Space Sci., 5, 166, 1961.
3. А. Д. Данилов, С. П. Яценко. Космич. исслед., 2, № 2, 276, 1964; Докл. АН СССР, 162, 774, 1965.
4. В. В. Безруких, К. И. Грингауз. Сб. «Исследования космического пространства». «Наука», 1965, стр. 177.
5. G. Fjeldbo, V. R. Eshleman, O. K. Gariott, F. L. Smith. J. Geophys. Res., 70, No. 15, 3701, 1965.
6. A. Kliore, D. L. Cain, G. S. Levy, V. R. Eshleman, G. Fjeldbo, F. D. Drake. Science, 149, No. 3689, 1234, 1965.
7. G. Fjeldbo, V. R. Eshleman. Planet. Space Sci., 16, No. 8, 1035, 1968.
8. J. V. Harrington, M. D. Grossi, B. M. Langworthy. J. Geophys. Res., 73, No. 9, 3039, 1968.
9. Mariner Stanford Group. Science, 158, 1678, 1967.
10. A. Kliore, G. S. Levy, D. L. Cain, G. Fjeldbo, S. I. Rasool. Science, 158, 1683, 1967.
11. К. И. Грингауз, В. В. Безруких, Л. С. Мусатов, Т. К. Бреус. Космич. исслед., 6, № 2, 11, 1968.
12. Т. К. Бреус, К. И. Грингауз. Плазма вблизи Венеры. Сопоставление результатов, полученных при помощи «Венеры-4» и «Маринера-5». Докл. на симпозиуме по Луне и планетам, Киев, октябрь 1968.

13. В. М. Поляков, Л. А. Щепкин, Э. С. Казимировский, В. Д. Кокоуров. Ионосферные процессы. «Наука», 1968.
14. В. И. Мороз. Физика планет. «Наука», 1967.
15. G. Fjeldbo, W. C. Fjeldbo, V. R. Eshleman. J. Geophys. Res., 71, No. 9, 2307, 1966.
16. F. S. Johnson. Science, 150, 1445, 1965.
17. F. S. Johnson. Report Presented at the COSPAR VII Internat. Space Science Symposium in Vienna, Austria, May, 1966.
18. F. S. Fehsenfeld, E. E. Ferguson, A. L. Schmeltekopf. J. Chem. Phys., 44, 3022, 1966.
19. J. W. Chamberlain, M. B. McElroy. Science, 152, 21, 1966.
20. А. П. Виноградов, Ю. А. Сурков, К. П. Флоренский, В. М. Андрейчиков. Докл. АН СССР, 179, № 1, 37, 1968.
21. В. И. Мороз, В. Г. Курт. Космич. исслед., 6, № 4, 576, 1968.
22. М. В. McElroy. J. Geophys. Res., 74, No. 1, 29, 1969.
23. T. M. Donahue. The Upper Atmosphere of Mars. 1966.
24. M. B. McElroy, D. F. Strobel. J. Geophys. Res., 74, No. 5, 1118, 1969.
25. G. Fjeldbo, V. R. Eshleman. «The Atmosphere of Venus as studied with the Mariner-5 Dual Radio-frequency Occultation Experiment», Final Report Stanford Electronics Laboratories, Stanford Univ., No. 69-003, January 1969.
26. W. I. Axford. J. Geophys. Res., 73, 6855, 1968.
27. Ionospheric Data in Japan for July 1965, 17, No. 7. The Radio Research Laboratories Ministry of Posts and Telecommunications.
28. Ionospheric Data in Japan for October 1967, 19, No. 10. The Radio Research Laboratories Ministry of Posts and Telecommunications.
29. В. В. Безруких. Докл. на Междунар. симпозиуме по физике магнитосферы, Вашингтон, сентябрь 1968. Космич. исслед., 1970 (в печати).
30. В. В. Михневич, В. А. Соколов. Космич. исслед., 7, № 2, 220, 1969.
31. В. С. Авдурский, М. Я. Маров, М. К. Рождественский. Космич. исслед., 7, № 2, 233, 1969.
32. M. B. McElroy. J. Geophys. Res., 73, No. 5, 1513, 1968.
33. C. A. Barth, L. Wallace, J. B. Pearce. J. Geophys. Res., 73, No. 7, 2541, 1968.
34. W. I. Axford. Rev. Geophys., 7, No. 1-2, 421, 1969.