

экз. N178

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
РАДИОТЕХНИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ

# НАУЧНЫЕ ТРУДЫ

ТОМ  
VII  
ВЫП.  
3

МОСКВА • 1965

## Предисловие

Настоящий выпуск "Научных трудов" целиком посвящен результатам экспериментов, выполненных в ионосфере при помощи спутника "Космос-2". Из четырех помещенных здесь статей три полностью посвящены описанию указанных экспериментов и их результатов, и лишь в одной ("Ионы гелия в ионосфере"), помимо материалов, непосредственно относящихся к опытам на "Космосе-2", приводится довольно обширный обзор других опубликованных теоретических и экспериментальных работ по рассматриваемой проблеме.

Подобная публикация в одной книге полученных одновременно и взаимно дополняющих друг друга экспериментальных результатов весьма удобна, хотя практически трудно осуществима в журналах.

Можно надеяться, что публикуемые в настоящем выпуске материалы представят интерес не только для специалистов, занимающихся космическими исследованиями, но и для специалистов по распространению радиоволн, так как они содержат, в частности, результаты прямых измерений концентраций заряженных частиц до высот  $\sim 1500$  км.

егия

.Минц

а В.Ф.Семенов

ллегии

й

Источниками ошибок при определении  $T_i$  этими методами являются:

- 1) неточность определения угла  $\psi$ ;
- 2) влияние потенциала корпуса спутника на траектории ионов;
- 3) провисание поля антифотоэлектронной сетки ловушки внутрь трубок, приводящее к уменьшению эффективной длины трубок.

Следует отметить, что введением в пространство между антифотоэлектронной сеткой и сотовой насадкой дополнительной сетки, электрически соединенной с последней, третий источник ошибок может быть исключен.

Для определения точности полученного значения  $T_i$  при использовании первого метода необходимо знать ошибку ориентации. При использовании второго метода вследствие неточности определения угла  $\psi$  величина  $T_i$  завышается, а 2-я и 3-я причины приводят к занижению  $T_i$ . Для кривой, показанной на фиг.10, имея в виду указанные ошибки, можно оценить полученное значение ионной температуры как

$$T_i = (1300 \pm 200)^\circ \text{K}.$$

Довольно значительная неопределенность в определении температуры объясняется тем, что ориентация спутника относительно вектора его скорости с достаточной точностью неизвестна. При лучшем знании ориентации температуру положительных ионов можно будет определять с меньшими погрешностями.

#### Л и т е р а т у р а

1. Грингауз К.И., Горожанкин Б.Н., Гдалевич Г.Л., Рыбчинский Р.Е., Шютте Н.М. Настоящий выпуск, стр. 4.
2. Gringauz K.I. XII International Astronautical Congress. Springer Verlag, Wien, p.702, 1963.
3. Прессман А.Я., Яценко С.П. Геомагнетизм и аэрномия, 1, 49 (1961).
4. Грингауз К.И., Горожанкин Б.Н., Шютте Н.М., Гдалевич Г.Л. ДАН СССР, 151, 560 (1963).

Статья поступила в редакцию 29/У 1965 г.

551.510.536

Т.К.Бреус

## И ОНЫ ГЕЛИЯ В ИОНОСФЕРЕ

Делается обзор опубликованных материалов, относящихся к проблеме ионов гелия в верхней атмосфере (включая результаты опытов на ракетах и спутниках).

На основе результатов опытов с ионными ловушками на спутнике "Космос-2" рассчитывается трехкомпонентная модель переходной области от преобладания ионов  $O^+$  к преобладанию легких ионов. Эта модель, согласно которой в апреле 1962 г. над кислородной областью ионосферы на высотах более 600-700 км доминировали ионы гелия, согласуется с результатами других экспериментальных исследований и с тенденциями изменений химического состава ионосферных ионов при изменениях солнечной активности, выявленными на основании анализа всех имеющихся результатов.

**В** настоящей статье рассматривается состояние проблемы гелиевых ионосферных ионов.

До начала шестидесятых годов этой проблемы не существовало, ибо считалось, что ионы гелия в ионосфере практически отсутствуют. Отчасти такому мнению способствовало то, что гелий обладает весьма высоким потенциалом ионизации (24,5 эв).

Источниками ошибок при определении  $T_i$  этими методами являются:

- 1) неточность определения угла  $\psi$ ;
- 2) влияние потенциала корпуса спутника на траектории ионов;
- 3) провисание поля антифотоэлектронной сетки ловушки внутри трубок, приводящее к уменьшению эффективной длины трубок.

Следует отметить, что введением в пространство между антифотоэлектронной сеткой и сотовой насадкой дополнительной сетки, электрически соединенной с последней, третий источник ошибок может быть исключен.

Для определения точности полученного значения  $T_i$  при использовании первого метода необходимо знать ошибку ориентации. При использовании второго метода вследствие неточности определения угла  $\psi$  величина  $T_i$  завышается, а 2-я и 3-я причины приводят к занижению  $T_i$ . Для кривой, показанной на фиг.10, имея в виду указанные ошибки, можно оценить полученное значение ионной температуры как

$$T_i = (1300 \pm 200)^\circ \text{K}.$$

Довольно значительная неопределенность в определении температуры объясняется тем, что ориентация спутника относительно вектора его скорости с достаточной точностью неизвестна. При лучшем знании ориентации температуру положительных ионов можно будет определять с меньшими погрешностями.

#### Л и т е р а т у р а

1. Грингауз К.И., Горожанкин Б.Н., Гдалевич Г.Л., Рыбчинский Р.Е., Шютте Н.М. Настоящий выпуск, стр. 4.
2. Gringauz K.I. XII International Astronautical Congress. Springer Verlag, Wien, p.702, 1963.
3. Прессман А.Я., Яценко С.П. Геомагнетизм и аэронавигация, 1, 49 (1961).
4. Грингауз К.И., Горожанкин Б.Н., Шютте Н.М., Гдалевич Г.Л. ДАН СССР, 151, 560 (1963).

Статья поступила в редакцию 29/У 1965 г.

551.510.536

Т.К.Бреус

## И ОНЫ ГЕЛИЯ В ИОНОСФЕРЕ

Делается обзор опубликованных материалов, относящихся к проблеме ионов гелия в верхней атмосфере (включая результаты опытов на ракетах и спутниках).

На основе результатов опытов с ионными ловушками на спутнике "Космос-2" рассчитывается трехкомпонентная модель переходной области от преобладания ионов  $O^+$  к преобладанию легких ионов. Эта модель, согласно которой в апреле 1962 г. над кислородной областью ионосферы на высотах более 600-700 км доминировали ионы гелия, согласуется с результатами других экспериментальных исследований и с тенденциями изменений химического состава ионосферных ионов при изменениях солнечной активности, выявленными на основании анализа всех имеющихся результатов.

**В** настоящей статье рассматривается состояние проблемы гелиевых ионосферных ионов.

До начала шестидесятых годов этой проблемы не существовало, ибо считалось, что ионы гелия в ионосфере практически отсутствуют. Отчасти такому мнению способствовало то, что гелий обладает весьма высоким потенциалом ионизации (24,5 эв).

Однако, как более подробно указывается далее, в 1961 г. Николе высказал предположение о наличии в верхней области ионосферы значительных количеств ионов гелия [1]; вскоре появились экспериментальные работы, свидетельствующие в пользу существования в ионосфере области преобладания ионов гелия [2, 3]. Такой же вывод был сделан в результате опытов с ионными ловушками на "Космос-2" [4]. Вместе с тем, последние (1964 г.) масс-спектрометрические измерения на спутнике "Электрон-2" [5] показали отсутствие значительных количеств гелия на тех высотах, где они, согласно более ранним публикациям, присутствовали. Это обстоятельство делает существование ионов гелия одной из интереснейших проблем, связанных со структурой ионосферы в настоящее время.

Как показывают теоретические исследования последних лет, вид высотного распределения концентрации заряженных частиц в ионосфере тесно связан с высотными изменениями химического состава ионов и с температурами электронов и ионов [6, 7]. Поэтому в настоящей статье нам придется уделить внимание экспериментальным данным, относящимся к высотным распределениям концентрации заряженных частиц и их температур, а также к их изменениям во времени.

В статье рассматриваются экспериментальные данные, относящиеся к химическому составу ионов, полученные различными авторами, и уделяется особенное внимание результатам опытов на спутнике "Космос-2".

#### Представления о химическом составе ионосферы периода 1958-1961 гг. и некоторые теоретические соотношения

До проведения экспериментов на ракетах и спутниках строение и свойства ионосферы на высотах выше максимума слоя F были практически неизвестны.

Первые прямые измерения ионного состава на таких высотах проводились в 1958 г. на третьем искусственном спутнике Земли [8]. Радиочастотный масс-спектрометр (типа Беннета), установленный на спутнике, позволял разрешать ионы в диапазоне массовых чисел только от 6 до 48, однако совместный анализ результатов масс-спектрометрических измерений с результатами измерений

при помощи сферических ионных ловушек на том же спутнике показал, что до высот 1000 км в период эксперимента не содержалось значительных концентраций легких ионов, и ионосфера состояла из ионов  $O^+$  [8, 9].

Поскольку диффузионное разделение в гравитационном поле Земли должно привести к тому, что самый легкий из ионов  $H^+$  начнет преобладать над остальными ионами на больших высотах, Хэнсон и Ортенбергер предложили кислородно-водородную модель верхней ионосферы.

После того как появились экспериментальные данные, свидетельствовавшие о наличии ионов гелия в ионосфере, эту модель пришлось дополнить. Тем не менее целесообразно дать ее краткое описание, поскольку она представляет интерес в методическом отношении, а для годов минимума солнечной активности, как будет видно из дальнейшего, по-видимому, соответствует действительному строению ионосферы.

В работе Хэнсона и Ортенбергера [6] исследуется область высот от 500 до 2000 км. У основания этой области протоны, появляющиеся в результате перезарядки с ионами кислорода в соответствии с реакцией



преодолевают диффузионный барьер, образованный ионами кислорода, и распределяются выше некоторого уровня\* в соответствии с законами гидростатики.

Реакция (1) вследствие близкого соответствия потенциалов ионизации O и H имеет большую скорость и является основным источником протонов в верхней ионосфере.

На распределение заряженных частиц по высоте оказывает влияние электрическое поле. В поле сил тяжести концентрация электронов из-за относительной малости их массы должна была бы уменьшаться с высотой гораздо медленнее, чем концентрация ионов, и возникало бы

\* Диффузионное равновесие для  $H^+$  должно устанавливаться на тех высотах, где ионы водорода, образованные в результате перезарядки H с  $O^+$ , не испытывают больше соударений с O, то есть там, где длина свободного пробега процесса (1) сравнима со шкалой высот атомарного кислорода.

пространственное разделение зарядов. Однако при этом появится вертикальное электрическое поле, которое препятствует разделению зарядов и поддерживает квазинейтральность ионосферы.

Уравнения, описывающие высотное распределение ионов  $n_i$  и электронов  $n_e$ , находящихся в состоянии диффузионного равновесия, тогда имеют вид:

$$\frac{1}{n_i} \frac{dP_i}{dh} = -m_i g + eE, \quad P_i = n_i k T_i; \quad (2)$$

$$\frac{1}{n_e} \frac{dP_e}{dh} = -m_e g - eE, \quad P_e = n_e k T_e,$$

где  $P$  - давление;

$n$  - концентрация;

$m$  - масса;

$E$  - электростатическое поле.

В предположении, что в ионосфере содержатся только однозарядные ионы и что она квазинейтральна ( $\sum n_i = n_e$ ), из этих уравнений получается

$$E = \frac{g m_+}{e} \left( \frac{T_e}{T_e + T_i} \right).$$

Если электроны и ионы находятся в температурном равновесии ( $T_e = T_i$ ), то  $E = \frac{1}{2} \frac{g m_+}{e}$

где  $m_+ = \frac{\sum m_i n_i}{\sum n_i}$  - средняя масса ионов.

Используя эти выражения для  $E$  и уравнения (2), Мендж [7] получил выражение для распределения с высотой  $n_i$  и  $n_e$ :

$$\left. \begin{aligned} n_i(h) &= n_i(h_0) \exp - \int_{h_0}^h \left[ m_i - \frac{m_+ T_e}{(T_e + T_i)} \right] \frac{g}{k T_i} dh, \quad (a) \\ n_e(h) &= n_e(h_0) \exp - \int_{h_0}^h \frac{m_+ g}{k (T_e + T_i)} dh, \quad (b) \end{aligned} \right\} (3)$$

или при  $T_e = T_i = T$

$$\left. \begin{aligned} n_i(h) &= n_i(h_0) \exp - \int_{h_0}^h \left( m_i - \frac{m_+}{2} \right) \cdot \frac{g}{k T} dh, \quad (b) \\ n_e(h) &= n_e(h_0) \exp - \int_{h_0}^h \frac{m_+ g}{2 k T} dh. \quad (a) \end{aligned} \right\} (3).$$

Уравнения (3) позволяют сделать следующие выводы:

а) при диффузионном равновесии концентрация легких ионов ( $H$  или  $He$ ) в присутствии тяжелых ионов (например,  $O^+$ ) должна расти с высотой;

б) величина шкалы высот преобладающих ионов (тяжелых или легких) приближается к удвоенной величине шкалы высот нейтральных компонентов того же сорта,

В модели Хэнсона и Ортенбергера, построенной в соответствии с расчетами Менджа [7], при температуре  $1500^\circ K$  (для максимума солнечной активности) область, в которой ионы водорода начинают преобладать над кислородными ионами, лежит на высотах порядка 1500 км, и на высотах вплоть до 1000 км ионосфера в основном состоит из ионов атомарного кислорода.

Когда по данным о торможении спутников удалось рассчитать распределение плотности атмосферы с высотой и построить экспериментальные модели атмосфер [10-12], оказалось, что в реальной атмосфере плотность на высотах 750-1500 км спадает гораздо медленнее, чем в кислородно-водородной модели, если, конечно, в последней используются разумные значения температур.

Это несоответствие экспериментальных и теоретических данных заставило Николе предположить [1], что медленное уменьшение плотности на высотах 750-1500 км происходит из-за присутствия гелия. Николе рассчитал распределение  $He$  с высотой для различных значений  $T$  [13]. Он также сумел показать, что концентрации  $He$ , полученные по данным о торможении спутников, хорошо согласуются с концентрациями  $He$  по измерениям в нижних слоях атмосферы и что ионы гелия должны играть важную роль во внешней ионосфере.

При исследованиях сумеречного свечения верхней атмосферы, проводившихся ИФА АН СССР в 1960-1961 гг., была обнаружена регулярная эмиссия гелия с  $\lambda=10830\text{Å}$  [14]. Шефову [15] удалось оценить концентрацию нейтральных атомов гелия, ответственных за появление свечения, которая оказалась равной примерно  $10^5 \text{ см}^{-3}$  на высоте 1000 км. Эти значения хорошо согласовались с расчетами Николе (у Николе такие же концентрации He соответствуют  $T \sim 1600^\circ\text{K}$ ). Таким образом, работы Шефова также ставили вопрос о роли ионов гелия в верхней ионосфере.

Результаты экспериментальных определений концентраций ионов гелия, опубликованные в 1962-1964 гг. Опыты на "Космосе-2",

Вскоре после того, как Николе было высказано предположение о присутствии значительных концентраций ионов гелия в ионосфере, появился ряд работ с описанием экспериментальных данных, подтверждающих эти предположения.

Хэнсон [2], используя формулы Менджа, проанализировал результаты, полученные Хейлом в опытах с ионной ловушкой [16], проводившихся в октябре 1960 г. при полете ракеты "Скаут II". Он пришел к заключению, что на высотах 1200-3000 км распределение концентрации положительных ионов с высотой соответствует распределению ионов гелия при температуре  $1600^\circ\text{K}$ \*. Ниже 1200 км экспериментальные точки ложатся на кривую распределения, построенную в предположении диффузионного равновесия при температуре  $1600^\circ\text{K}$  и вполне правдоподобных значений концентрации  $O^+$  на исходном уровне 300 км. Толщина гелиевого слоя у Хэнсона оказалась порядка 2000 км.

\* В случае отсутствия температурного равновесия между ионным и электронным газом из высотных профилей концентрации можно определить только величину  $T_{3\phi} = \frac{T_i + T_e}{2}$  (см. формулу (36 и г)). Эта температура не соответствует действительной температуре ионов, но может служить некоторой характеристикой состояния ионосферы, изменяющейся в зависимости от изменения солнечной активности.

В том же 1960 г. на спутнике "Эксплорер-8" Бордо, Уипплом и др. проводился еще один эксперимент [3], подтверждающий наличие ионов гелия во внешней ионосфере.

В эксперименте использовались двух- и трехэлектродные ловушки заряженных частиц и измерялись температура электронов и концентрации ионов и электронов.

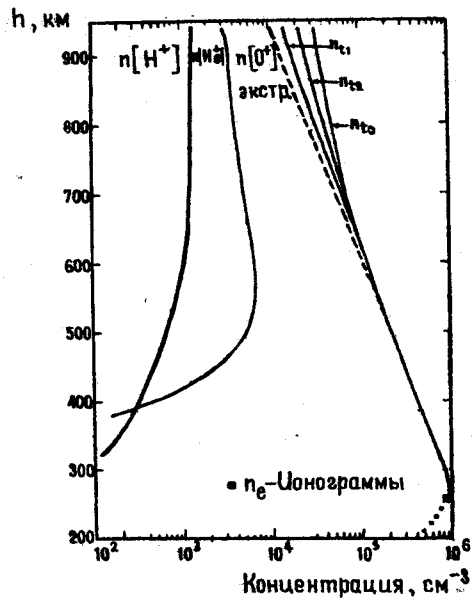
Оказалось, что на высоте 1600 км отношение  $\frac{n(\text{He}^+)}{n(O^+)} \sim 1,3$  при температуре  $T_e = 1750 + 200^\circ\text{K}$  (предполагалось, что  $T_e = T_i$ ).

Анализ данных с высот 1000-1600 км показывает, что ионосфера состоит из гелия и кислорода. Оценки средней массы ионов для высот ниже 1000 км дают значения 16 а.е.м. и отношение легкого к тяжелому компоненту  $\sim 0,1$ , то есть на высотах ниже 1000 км основным компонентом являются ионы  $O^+$ , как и в предыдущем эксперименте 1960 г.

В 1961 г. Тейлором, Брейсом, Бринтоном и др. [17] были осуществлены прямые масс-спектрометрические измерения  $H^+$  и  $He^+$  с помощью ракеты, поднимавшейся до высот  $\sim 950$  км.

Помимо радиочастотного масс-спектрометра (типа Беннета) на ракете был установлен цилиндрический зонд, позволявший определять концентрацию положительных ионов. Абсолютные значения концентраций  $He^+$  и  $H^+$ , полученные из измерений ионного тока масс-спектрометра, и полная концентрация положительных ионов по зондовым данным представлены на фиг.1. Концентрация ионов  $He^+$  достигает максимальной величины  $7 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$  на высоте 575 км.

Распределение  $n(O^+)$  с высотой, построенное в предположении, что во всей области от 300 до 950 км присутствуют только ионы кислорода, находящиеся в диффузионном равновесии при  $T_{3\phi} \sim 1235 + 40^\circ\text{K}$ , показано на фиг.1 пунктиром. Зондовые данные соответствуют кривой, полученной также в предположении, что присутствуют только ионы  $O^+$ . Обе кривые сливаются вплоть до высот  $\sim 500$  км. Выше существенную роль начинают играть легкие компоненты. Концентрация  $n_{t1}$  соответствует суммарной концентрации  $n(\text{He}^+) + n(H^+) + n(O^+)$ , а  $n_{t2}$  - концентрации, полученной из зондовых данных в предположении, что присутствуют те же три сорта ионов.



Фиг.1. Концентрации  $\text{He}^+$  и  $\text{H}^+$ , полученные по данным измерений с помощью масс-спектрометра, и полная концентрация положительных ионов по зондовым данным [17]

Средняя масса  $m_+$  в эксперименте изменялась от значения 16 а.е.м. на высоте 400 км до 12 а.е.м. на высоте 950 км.

Необходимо отметить, что в поведении легких ионов наблюдалась интересная особенность: ионы гелия не находились в состоянии диффузионного равновесия. Как следует из формул (3), ионы  $\text{He}^+$  должны достигать максимума на высоте, где  $m_+ = 2m_i$  (то есть при  $m_+ = 8$  для  $\text{He}^+$ ).

Переход от измеренных значений ионного тока к абсолютным концентрациям легких ионов сам по себе может быть источником ошибок, отразившихся на результатах, так как для такого перехода необходимо знать величины потенциала, скорости и угла атаки ракеты и эффективности спектрометра. Однако Тейлор и др. полагают, что особенность поведения ионов  $\text{He}^+$  не может быть результатом ошибки интерпретации, а вызвана реальными

условиями в ионосфере, например наличием неоднородностей, расположенных вдоль магнитных силовых линий.

Из проведенного Бауэром [18] анализа высотного хода относительных концентраций  $\frac{n(\text{H}^+)}{n(\text{He}^+)}$ , полученных Тейлором и др. [17], следует, что в 1961 г. внешнюю ионосферу можно было разделить на три области:

1) от 300 до 500 км экспериментальная кривая  $\frac{n(\text{H}^+)}{n(\text{He}^+)}$  следует закону

$$\frac{n(\text{H}^+)}{n(\text{He}^+)} = A_{\text{exp}} \left[ -\frac{h}{H(21)} \right], \quad (4)$$

полученному для условия химического равновесия в том случае, когда ионы  $\text{H}^+$  образуются в соответствии с реакцией (1):

$$n(\text{H}^+) \sim \frac{n(\text{H})n(\text{O}^+)}{n(\text{O})}, \quad (5)$$

а распределение ионов гелия определяется формулой

$$n(\text{He}^+) = \frac{I(\text{He})n(\text{He})}{\kappa n(\text{O}_2)}, \quad (6)$$

где  $\kappa$  - коэффициент скорости перезарядки с  $\text{O}_2$ ;

$I(\text{He})$  - коэффициент скорости фотоионизации  $\text{He}$ ;

$H(21)$  - высота однородной атмосферы для газа со средней массой  $m_+ = 21$  а.е.м.

Температура  $\frac{T_e + T_i}{2}$ , определенная из значений  $H(21)$  для этой области высот, оказалась равной  $1200 \pm 60^\circ \text{K}$ , то есть хорошо согласовывалась с температурой, определенной в эксперименте. Это могло служить подтверждением правильности выбранных законов (5) и (6);

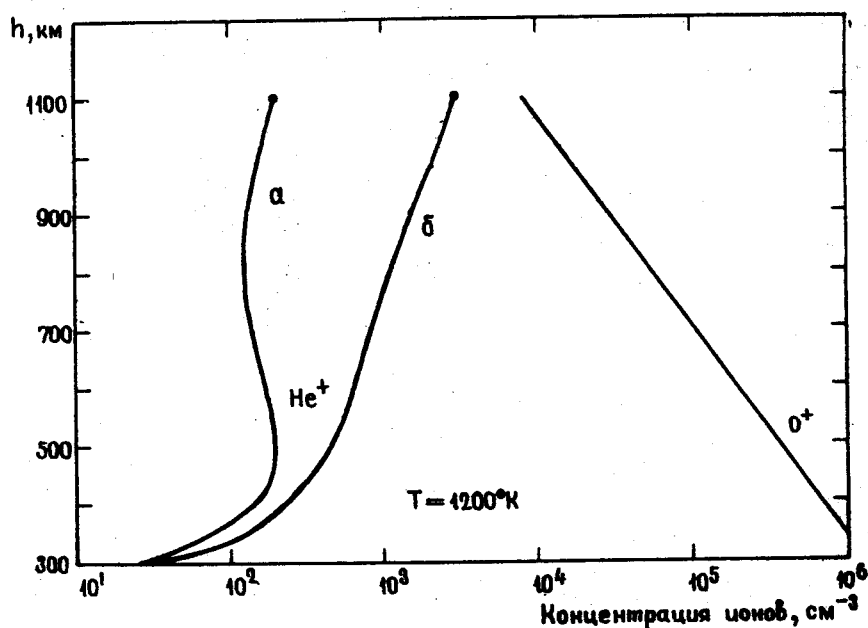
2) область выше 750 км соответствует диффузионному равновесию ионов  $\text{H}^+$  и  $\text{He}^+$  и описывается соотношением

$$\frac{n(\text{H}^+)}{n(\text{He}^+)} = B_{\text{exp}} \left( \frac{h}{H(3)} \right).$$



Температура, вычисленная из значений  $N$  (3), равна  $1300 \pm 60^\circ \text{K}$ , то есть мало отличается от значений, указанных выше, и подтверждает правильность сделанного предположения о диффузионном равновесии компонентов на этих высотах;

3) в области 500–750 км химические процессы и диффузия воздействуют на распределение легких ионов. Отклонение от диффузионного равновесия может быть обусловлено направленными вверх и вниз потоками ионов, и, как показал Хэнсон [19], при некоторых значениях потоков распределение гелия с высотой может так модифицироваться, что возникают даже два максимума (фиг.2),



Фиг.2. Влияние диффузии на распределение ионов гелия в переходной области от химического равновесия к диффузионному [19].

Асимптотические потоки:

- а)  $8,35 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2} \text{ сек}^{-1}$ ;
- б)  $8,05 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2} \text{ сек}^{-1}$

подобно тому, как это намечается на кривых фиг.1. Высотный ход концентрации  $\text{H}^+$  вплоть до 900 км, как следует из работы Хэнсона и др. [20], описывается стационарным распределением, соответствующим скорости реакции (1)  $\sim 3,9 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ сек}^{-1}$  и направленному вверх потоку ионов водорода на высоте 900 км, равному  $1,3 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \text{ сек}^{-1}$ .

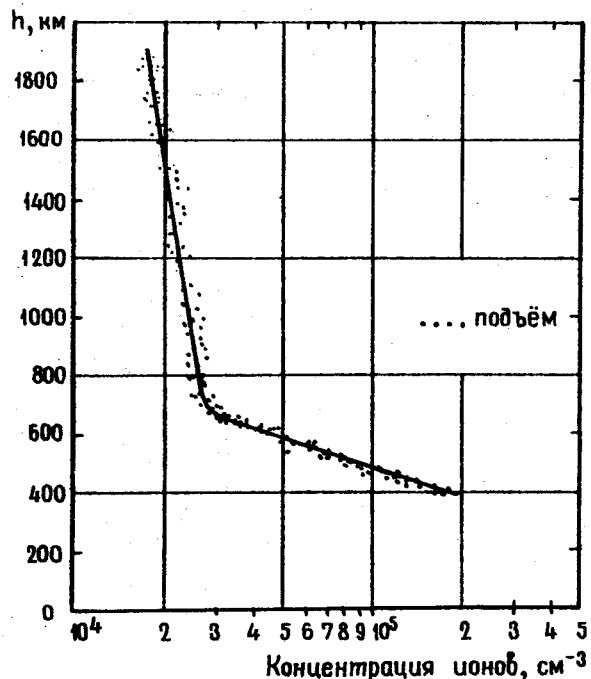
Таким образом, результаты прямых масс-спектрометрических измерений ионного состава хорошо укладываются в рамки тех представлений о законах, описывающих распределение заряженных частиц в верхней атмосфере, на которые опирались все исследователи, не проводившие прямых измерений по ионному составу, а определявшие его из высотных профилей концентрации ионов или электронов. Это свидетельствует в пользу разумности их интерпретации.

В 1961 г. Сагалин и Смиди провели эксперимент на ракете, результаты которого опубликованы в 1964 г. [21]. В этой работе интерпретируются данные, полученные с помощью сферической ионной ловушки в ночные часы на высотах до 1800 км.

На фиг.3 показан высотный ход концентрации положительных ионов, который анализировался в работе [21]. Предполагалось, что выше 300 км в ионосфере все компоненты находятся в диффузионном равновесии и их распределение описывается формулой (3г). На высоте 300 км задавались относительные концентрации  $\text{O}^+$ ,  $\text{He}^+$ ,  $\text{H}^+$ , соответствующие экспериментальному значению  $n(300) = \sum n_i$ , и ряд значений температуры; для различных комбинаций этих условий просчитывался высотный ход концентрации индивидуальных компонентов. Затем из полученных распределений были отобраны те, которые в сумме давали экспериментальную кривую  $n(h)$ .

На фиг.4 представлены эти распределения  $\text{O}^+$ ,  $\text{He}^+$  и  $\text{H}^+$ . Как видно из рисунка, при  $T = 1050^\circ \text{K}$  и относительных концентрациях на высоте 300 км, равных для  $\text{O}^+ - 93,5\%$ ,  $\text{He}^+ - 1,5\%$  и  $\text{H}^+ - 5\%$ , во всей исследуемой области содержится чрезвычайно мало ионов гелия.

Этот результат вызывает сомнение, поскольку при интерпретации данных было сделано предположение, что

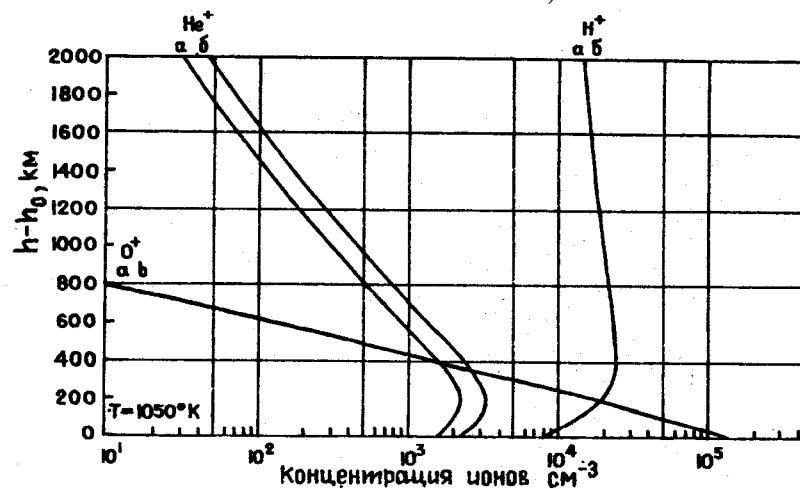


Фиг.3. Высотный ход концентрации положительных ионов (ночь, широта  $28^{\circ}\text{N}$ ), полученный с помощью ракеты Блю Скаут [21]

легкие компоненты выше 300 км находятся в диффузионном равновесии, то есть Сагалин и Смиди пренебрегли элементарными процессами, которые весьма активны в области 300–500 км.

Как уже отмечалось, концентрацию  $\text{H}^+$  выше максимума F в основном определяет реакция перезарядки с атомарным кислородом, которая при  $T = 1050^{\circ}\text{K}$ , соответствующей условиям эксперимента [21], играет решающую роль до высот 700 км (см. работу [7]). На больших высотах распределение  $\text{H}^+$ , как видно из работы [20], не описывается законами диффузионного равновесия.

При температуре  $\sim 1000^{\circ}\text{K}$  на высоте 300–500 км содержатся в значительных концентрациях  $\text{O}_2$  и  $\text{N}_2$ , и разрушение ионов гелия при перезарядке с этими молекулами будет создавать сильное отклонение от диффузионного равновесия. По-видимому, выводы, сделанные в работе [21], есть результат упрощенного подхода к решению задачи.

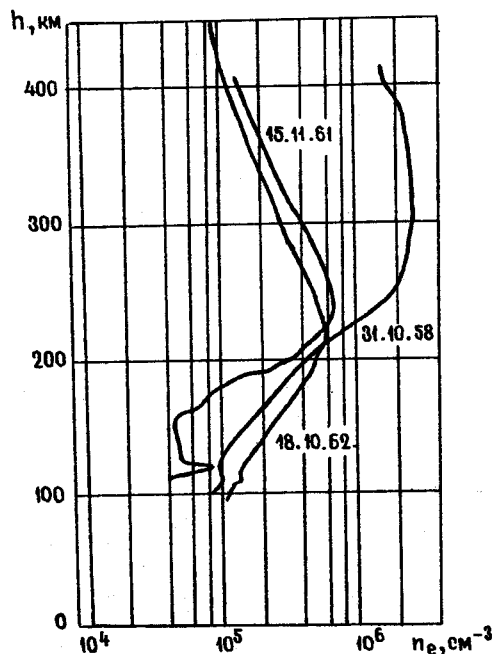


Фиг.4. Распределение  $n(\text{O}^+)$  и  $n(\text{H}^+)$  с высотой и верхний предел значений  $n(\text{He}^+)$  по данным [21]. Ионный состав на исходном уровне  $h_0 = 300$  км, %:  
 а)  $\text{H}^+$  - 5%,  $\text{He}^+$  - 1%,  $\text{O}^+$  - 94%;  
 б)  $\text{H}^+$  - 5%,  $\text{He}^+$  - 1,5%,  $\text{O}^+$  - 93,5%

Проследим теперь, как изменялась высота границы преобладания ионов кислорода с 1958 до 1962 г.

В эксперименте 1958 г. ионосфера оставалась кислородной до 1000 км (выше не было измерений). В 1960 г. ионы гелия стали преобладающими на высотах выше 1200–1400 км, а до 1000 км средняя масса ионов оставалась равной 16 а.е.м. В 1961 г. влияние легких ионов начинало сказываться на высотах  $\sim 700$  км, а на высоте 1000 км средняя масса равна уже не 16, а 12 а.е.м.

Опускание области преобладания тяжелых ионов происходит, очевидно, из-за охлаждения атмосферы с понижением уровня солнечной активности. Эта зависимость отчетливо проявляется в эволюции вида высотных распределений концентрации электронов и полной концентрации ионов с 1958 по 1962 г. (фиг.5).

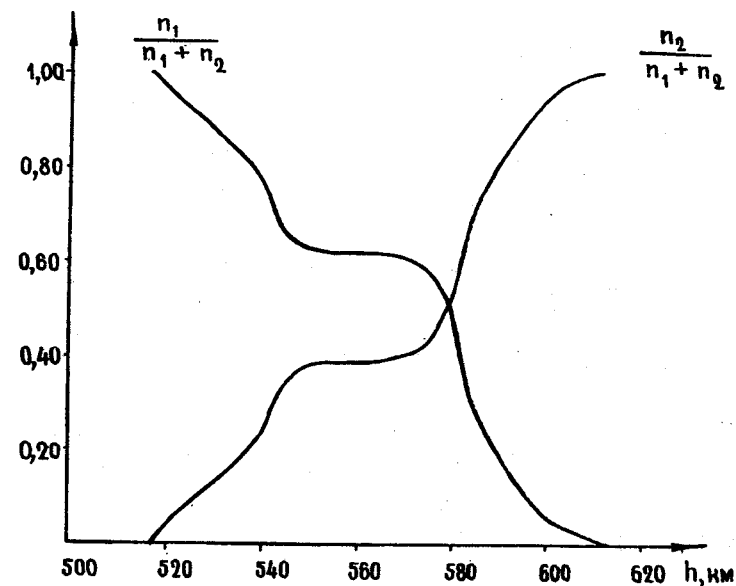


Фиг.5. Зависимость электронной концентрации от высоты по данным, полученным при запусках геофизических ракет АН СССР [22]

Зависимость электронной концентрации от высоты построена по данным ракетных исследований в 1958, 1961 и 1962 гг. [22]. Запуски проводились в одном и том же географическом пункте и примерно в одно и то же время.

Из представленных зависимостей видно, что в 1958 г. электронная концентрация на высотах выше максимума слоя F спадала с высотой гораздо медленнее, чем росла с увеличением высоты ниже главного максимума. В последующие годы эта особенность была менее выражена.

Из графиков изменения концентрации положительных ионов вдоль орбиты спутника "Космос-2" (апрель 1962 г.), построенных в виде функций от высоты (см. фиг.6, приведенную на стр.15 настоящего выпуска), нетрудно видеть, что кривые распределения концентрации в период, близкий к минимуму солнечной активности, почти симметричны



Фиг.6. Гелиево-кислородная модель ионосферы на высотах 500-600 км по данным спутника "Космос-2" [4]

относительно максимума слоя F. На неосвещенных участках орбиты при увеличении высоты в области 500-600 км наклон кривой высотного хода полной концентрации ионов существенным образом меняется, причем в 1958 г. подобное изменение не наблюдалось вплоть до 1000 км [23]. Таким образом, эксперимент на "Космосе-2" выявляет дальнейшее опускание области, занятой тяжелыми ионами.

На "Космосе-2" имелись сферические ловушки, вольт-амперные характеристики которых позволяли определить по точке, соответствующей нулевому потенциалу внешней сетки относительно нейтральной плазмы, полную концентрацию ионов  $n(h) = \sum n_i(h)$ . По крутизне верхнего линейного участка характеристики можно найти сумму отношений парциальных концентраций ионов к соответствующим массовым числам:

$$F(h) = \sum \frac{n_i}{m_i}$$

Если предположить, что в рассмотренной области ионосферы имеются только два сорта ионов, то решение системы, состоящей из уравнений

$$\left. \begin{aligned} \frac{n_1}{m_1} + \frac{n_2}{m_2} &= F(h); \\ n_1 + n_2 &= n(h), \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

дает возможность найти распределение концентраций обоих компонентов  $n_1$  и  $n_2$ .

Были рассмотрены две двухкомпонентные модели ионосферы, представлявшие наиболее вероятными для изучаемых высот 520–610 км (7.1У–62 г.г. 01–08<sup>h</sup>, местного времени, географическая широта  $10^{\circ}N - 10^{\circ}S$ ).

Решение системы (7) в предположении, что имеются только ионы кислорода и водорода, указывает на чрезвычайно медленное изменение средней массы  $m_+$  (от 16 до 4 а.е.м.) в интервале высот 520–610 км. Наличие же двух сильно различающихся наклонов на кривой распределения полной концентрации ионов в этой области свидетельствовало о значительно более резком изменении шкалы высот  $H = \frac{2kT}{m_+g}$ , следовательно, и  $m_+$  (температура на интервале высот  $\sim 100$  км не могла сильно меняться ночью).

Далее была рассмотрена другая двухкомпонентная модель – кислородно–гелиевая. Решение системы уравнений (7) в предположении  $m_1 = 16$ ,  $m_2 = 4$  привело к распределению относительных концентраций  $\frac{n_1}{n_1+n_2}$  и  $\frac{n_2}{n_1+n_2}$  в переходной области (фиг.6) [4].

Согласно этой модели, средняя масса ионов изменяется от 16 а.е.м. на высоте 520 км до 4 а.е.м. на высоте 610 км. Такое быстрое изменение средней массы ионов качественно соответствовало быстрому изменению крутизны высотного хода концентрации ионов, показанному на фиг.6 и приведенных на стр.15 настоящего выпуска, поэтому представленная на фиг.6 модель была принята при публикации предварительных данных [4] для области, в которой имеет место переход от преобладания тяжелых ионов к преобладанию легких ионов.

Однако объяснение распределения концентраций ионов  $O^+$  и  $He^+$  в модели, принятой в работе [4], сталкивается с трудностями, если считать, что в рассматриваемой области существует гидростатическое равновесие; вместе с тем нет оснований предполагать, что такое равновесие отсутствует, по крайней мере для тяжелого компонента.

Так, в соответствии с кривыми фиг.6 и данными о полной концентрации положительных ионов  $n(O^+)$  на интервале высот 90 км падает в 14 раз, в то время как при температурах 500–1000°К шкала высот для ионов кислорода, то есть расстояние, на котором концентрация уменьшается всего лишь в  $e$  раз, равна 50–100 км.

Помимо этого, экспериментальные данные показали, что на высотах более 610 км кислородно–гелиевая модель вообще не удовлетворяла полученным результатам. Из экспериментальных данных можно было получить величину

$$\bar{m} = \frac{\sum n_i}{\sum n_i/m_i},$$

названную в работе [4] приведенной средней массой. Можно показать, что средняя приведенная

масса всегда меньше, чем  $m_+ = \frac{\sum m_i n_i}{\sum n_i}$  – средняя масса, и только в однокомпонентном случае равна ей.

Для исследуемого интервала высот средняя приведенная масса ионов  $\bar{m}$  изменялась от 16 а.е.м. на высоте 520 км до 4 на высоте 610 км. Из фиг.6 видно, что на высоте 610 км относительная концентрация ионов гелия в гелиево–кислородной модели равнялась 100%, то есть и средняя масса  $m_+$  тоже равна 4. Но с дальнейшим ростом высоты экспериментальная приведенная средняя масса становилась равной 2,5 уже на высоте 650 км, что при принятых условиях (100% ионов гелия на  $h = 610$  км) могло быть только в случае, если выше 610 км имеются в значительном количестве более легкие ионы, чем  $He^+$ , а именно  $H^+$ . Но если ионы водорода присутствуют в заметных количествах на высотах более 610 км, то естественнее предположить, что они существуют и влияют на распределение ионов  $He^+$  и  $O^+$  и на меньших высотах. Трехкомпонентная модель ( $O^+$ ,  $He^+$  и  $H^+$ ) могла бы, по-видимому, лучше описать ионный состав в области перехода от тяжелых ионов к легким, чем принятая в работе [4] двухкомпонентная модель.

По данным эксперимента со сферическими ионными ловушками на "Космосе-2" с привлечением уравнения (36)

были рассчитаны средние массы ионов на интервале высот 530–650 км, которые и использовались в качестве третьего недостающего уравнения в системе (7) для расчета трехкомпонентной модели. В формулу (36) входят еще две неизвестные величины  $T_e$  и  $T_i$ .

Как указано в работе [24], измерения  $T_e$  и  $T_i$  на "Космосе-2" проводились только на участках орбиты спутника, имевших непосредственную радиосвязь с приемными пунктами на территории СССР, и поэтому не охватывают экваториальных широт. Тем не менее некоторые оценки температуры можно сделать из экспериментальных данных о полной концентрации ионов.

В экваториальной ионосфере в ночные часы можно считать  $T_e \approx T_i \approx T$  [25–27].

Как уже отмечалось, из масс-спектрометрических измерений, относящихся к периоду максимума солнечной активности, следовало, что ионосфера выше максимума слоя F вплоть до 800 км состояла из ионов O<sup>+</sup> [8]. В период, близкий к минимуму солнечной активности (1962 г.), средняя масса ионов  $m_+$  на высотах 300–500 км тем более должна быть не больше 16 а.е.м.

Но тогда, воспользовавшись формулой (36) и считая  $m_+$  равной 16 а.е.м., по высотному ходу полной концентрации ионов можно определить  $T$ . С теми оговорками, которые были сделаны на стр. 62 настоящего выпуска, температура использовалась при дальнейших расчетах.

Для интервала высот 450–500 км, примыкающего к рассматриваемой в трехкомпонентной модели области, температура оказалась равной 490°K. Изменение принятого значения  $m_+$  на 1 а.е.м. приведет к изменению значения  $T$  на 6%, а ошибка в определенной из экспериментальных данных величине шкалы высот на 10 км изменит соответственно температуру на 16%. Как показывает анализ, ошибки могли привести к занижению температуры, определенной таким образом.

Можно считать, что температура 500°K является для периода эксперимента нижним пределом значений  $T$  на высоте 500 км.

В апреле 1962 г., вскоре после запуска "Космоса-2" был запущен англо-американский ионосферный спутник "Ариэль-1" [28], на котором, в частности, измерялись температуры  $T_e$  на высотах 400–1200 км и изучался их

широтный, суточный и высотный ход. Так как результаты, полученные на "Ариэле", относятся к периоду, близкому к периоду измерений на "Космосе-2", то их можно использовать в качестве дополнительных сведений о температуре.

В экваториальных широтах (4°N – 13°S – геомагнитной широты) температура на высоте ~1000 км по измерениям на "Ариэле-1" равнялась 800–850°K, однако для высот 1000–1200 км наблюдался высотный градиент температур ~0,5°/км. Для более низких высот и ночных часов данные в работе [28] отсутствуют, на широте же 40°N средний градиент температуры на высотах 400–600 км был равен 1°/км, а на высотах 600–1000 км тоже 0,5°/км. Если считать, что в экваториальных широтах градиент температуры не зависит от высоты и равен ~0,5°/км, то температура на высоте ~600 км равнялась ~600–700°K, а если предположить, что градиент растет с уменьшением высоты так же, как и в высоких широтах, то на высотах ниже 600 км температура должна быть ~500°K, что согласуется с оценками по данным "Космоса-2".

Температуру 700°K, по-видимому, можно было считать верхним предельным значением  $T$  на высотах 500–600 км.

Трехкомпонентная модель по данным "Космоса-2" рассчитывалась для двух указанных предельных значений температур – 500 и 700°K в предположении изотермичности ионосферы. Последнее предположение использовалось при расчете потому, что работа [28] не позволяет получить однозначные данные о высотном градиенте температуры в низких широтах (так же, как и какие-либо иные работы) и оценить надежность полученных в ней значений градиентов и для более высоких широт.

В неизотермической ионосфере с высотным градиентом ~0,5 – 1°/км будет справедлива промежуточная модель, совпадающая на высотах 500 и 650 км с предельными моделями, рассчитанными для  $T = 500$  и 700°K.

Решением системы

$$\frac{m_1 n_1 + m_2 n_2 + m_3 n_3}{n_1 + n_2 + n_3} = m_+;$$

$$n + n_2 + n_3 = n(h);$$

$$\frac{n_1}{m_1} + \frac{n_2}{m_2} + \frac{n_3}{m_3} = F(h)$$

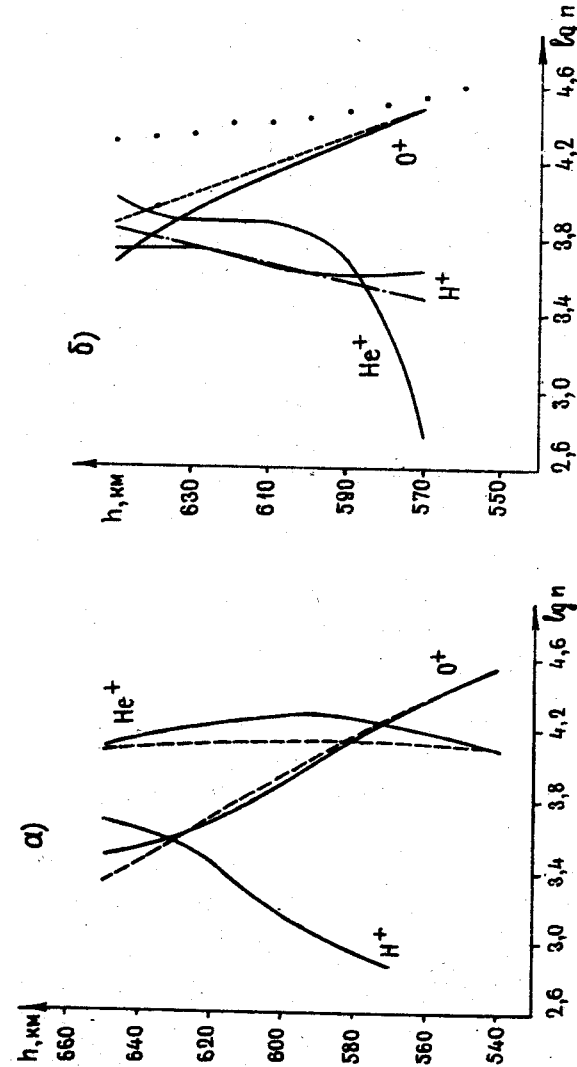
для интервала высот 500–650 км было найдено высотное распределение  $n(O^+)$ ,  $n(He)$  и  $n(H)$ . Результаты представлены на фиг.7. Расчетные концентрации  $H^+$  определяются по реакции (1), поскольку для  $T = 700^\circ K$  и эффективного поперечного сечения перезарядки, равного  $2 \cdot 10^{-15} \text{ см}^2$  [29],  $H^+$  должен находиться в диффузионном равновесии только выше 700 км.

Сравнение полученных кривых, а также значений  $m_+$ , использованных для их расчета, показывает, что для  $T = 500^\circ K$  излом на кривой высотного хода полной концентрации ионов на высоте  $\sim 570$  км соответствует переходу в химическом составе ионосферы от кислорода к легким ионам, в то время как для  $T = 700^\circ K$  эта высота соответствует скорее переходу от более тяжелых, чем кислород, ионов к кислороду. В самом деле, для  $T = 700^\circ K$  средняя масса ионов  $m_+$  на высоте 530 км равняется 23 а.е.м. Это предполагает наличие на этой высоте таких тяжелых ионов, как  $NO^+$  с массой 30 а.е.м. и концентрацией, равной концентрации  $O^+$  (для  $T = 600^\circ K$   $m_+ = 23$  а.е.м. на высоте 510 км). Такая ситуация, безусловно, маловероятна, и если исходное предположение о существовании диффузионного равновесия в вертикальном столбе ионизации на высотах больше 400 км справедливо, то можно заключить, что на высотах 500–600 км распределение ионов соответствует представленному на фиг.7, а.

Следует подчеркнуть то обстоятельство, что до 1964 г. все модели высотного распределения заряженных частиц не учитывали влияния магнитного поля Земли.

В действительности, на высотах  $\sim 500$  км длина свободного пробега заряженных частиц значительно превышает ларморовский радиус (для электронов  $\lambda \sim 5$  км, а  $r_L \sim 4$  м при  $n_e = 10^4 \text{ см}^{-3}$ ), поэтому диффузия частиц в поперечном к полю направлении заторможена.

В экваториальных широтах вертикальное распределение соответствует случаю установления диффузионного равно -



Фиг.7. Трехкомпонентная модель ионосферы на высотах 580–850 км по данным "Космоса-2" [4].

а) для температуры  $500^\circ K$ ;

б) для температуры  $700^\circ K$ .

Пунктиром показаны кривые, построенные в предположении, что кислород и гелий находятся в диффузионном равновесии. Пунктиром с точками показана расчетная кривая для  $H^+$

веса в объеме, в котором диффузия происходит в поперечном к магнитному полю направлении, и поэтому может дать значения температуры, существенно отличающиеся от продольной, определяемой для распределения вдоль магнитного поля.

Для "Космоса-2" такое продольное распределение не было построено за недостатком данных. Оценки же, которые удалось сделать, свидетельствуют, что продольная температура на высоте 500 км равнялась  $\sim 700-800^\circ\text{K}$ . Этот результат не должен значительно изменить качественную картину строения ионосферы.

Для случая диффузионного равновесия в объеме, связанном с магнитной силовой трубкой, расчеты Ангерамы и Томаса [30], опубликованные в 1964 г., показали, что для  $T = 700-800^\circ\text{K}$  высота уровня, на котором  $n(\text{He}^+) = n(\text{O}^+)$ , равна  $\sim 700$  км, а высота уровня  $n(\text{He}^+) = n(\text{H}^+)$  равна  $\sim 1200$  км.

С описанными выше результатами хорошо согласуются данные "Ариэля-1", на котором, помимо температурных, проводились также масс-спектрометрические измерения [28].

В качестве масс-спектрометра использовалась сферическая ионная ловушка, вольт-амперная характеристика которой дважды дифференцировалась. На кривой второй производной получались пики, соответствующие ионам разной массы, а именно  $\text{O}^+$ ,  $\text{He}^+$  и  $\text{H}^+$ . Прибор не обладал большой разрешающей способностью, но указанные ионы могли быть разрешены вполне надежно.

По данным работы [28], для ночных часов и геомагнитных широт  $10^\circ\text{S} - 10^\circ\text{N}$  на высотах выше 600 км преобладали ионы  $\text{He}^+$ , а ионы  $\text{H}^+$  начинали только фиксироваться прибором на высотах около 1200 км.

Таким образом, можно считать, что экспериментальные работы выявили определенную зависимость состава ионосферы от уровня солнечной активности, причем ионы гелия на протяжении четверти цикла солнечной активности вели себя таким образом, что в период максимума образовывали слой значительной толщины на высотах больше 1000 км, который затем опускался и толщина которого уменьшалась.

### Некоторые теоретические модели химической структуры ионосферы

После появления первых же результатов экспериментов, подтверждающих наличие гелия, были опубликованы теоретические работы, в которых приводились модели атмосферы, построенные в соответствии с экспериментальными данными.

В 1962 г. Бейтс и Петерсон [31] рассчитали высотное распределение ионов гелия, кислорода и водорода путем решения для стационарных условий дифференциальных уравнений, описывающих изменение потока ионов с высотой. Они предполагали, что ионы  $\text{He}^+$  появляются вследствие фотоионизации  $\text{He}$  и разрушаются перезарядкой с  $\text{O}_2$ ,

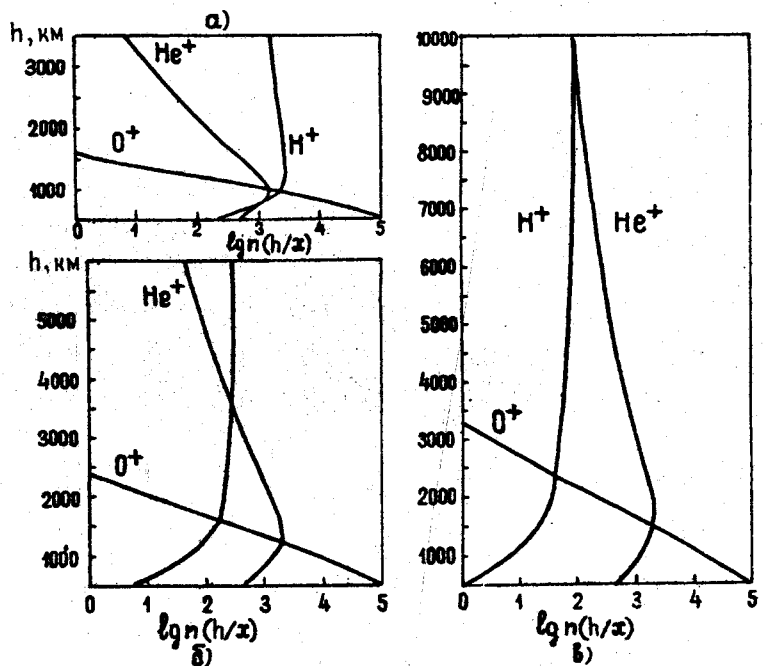
причем изменение потока ионов с высотой объясняется различной зависимостью от высоты скоростей этих реакций. Оказалось, что на высотах  $\sim 600$  км стационарное распределение, полученное Бейтсом и Петерсоном, очень близко к диффузионному распределению в электростатическом поле, только концентрация несколько медленнее спадает с ростом высоты, чем при диффузионном равновесии.

С понижением температуры толщина слоя гелия уменьшается и при  $T \geq 1000^\circ\text{K}$  слой пропадает совсем (фиг.8). При  $T \geq 1500^\circ\text{K}$  слой гелия - устойчивое образование, так как время жизни ионов  $\text{He}^+$ , уничтожающихся при перезарядке с  $\text{O}_2$ , на высоте 600 км

$$\tau = \frac{1}{kn(\text{O}_2)} > 10^3 \text{ сек}$$

( $k$  - скорость перезарядки). Концентрация  $n(\text{He}^+)$  при этом  $\sim 10^2 - 10^4 \text{ см}^{-3}$  [30].

Бауэр [32] изучал влияние изменения температуры атмосферы на высоты уровней равной концентрации  $\text{He}^+$  и  $\text{O}^+$  и  $\text{He}^+$  и  $\text{H}^+$  (фиг.9). Из фиг.9 видно, что с ростом температуры толщина слоя растет. При  $600^\circ < T < 1000^\circ\text{K}$  она должна быть порядка 200-600 км, причем  $\tau < n(\text{He}^+)$ , и выявить слой трудно. С ростом температуры от 600 до  $1600^\circ\text{K}$  граница  $n(\text{He}^+) = n(\text{O}^+)$  поднимается с высоты 650 км до высоты 1250 км. Очевидно, эти данные соответ-

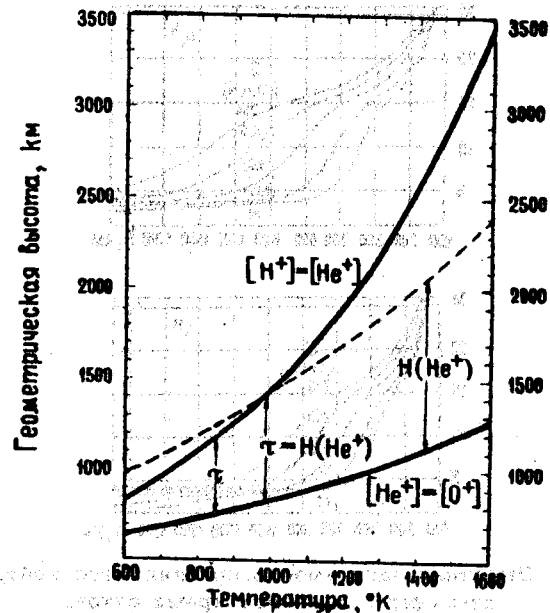


Фиг.8. Стационарное распределение ионов  $\text{H}^+$ ,  $\text{He}^+$ ,  $\text{O}^+$  в верхней ионосфере, рассчитанное в работе [31]:  
 а) -  $T(\infty) = 1000^\circ\text{K}$ ;  
 б) -  $T(\infty) = 1500^\circ\text{K}$ ;  
 в) -  $T(\infty) = 2000^\circ\text{K}$

ствуют экспериментальным высотам границы  $n(\text{He}^+) = n(\text{O}^+)$ , полученным в работах [2, 3, 4, 16, 28], при соответствующих температурах.

Поскольку источником ионов  $\text{He}^+$  является фотоионизация, представляет интерес рассмотреть некоторые модели нейтрального состава атмосферы.

В 1961 г. Харрисом и Пристером [33] была рассчитана модель нейтральной атмосферы с учетом суточных изменений атмосферных параметров. Они искали численное решение уравнения теплового баланса в атмосфере, состоящей из  $\text{H}$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{O}$ ,  $\text{N}_2$  и  $\text{O}_2$ . Их модель соответствовала экспериментальной модели Кинг-Хили и Мартина и Невелинга (по данным орбитального движения многих спутников) [10, 11].

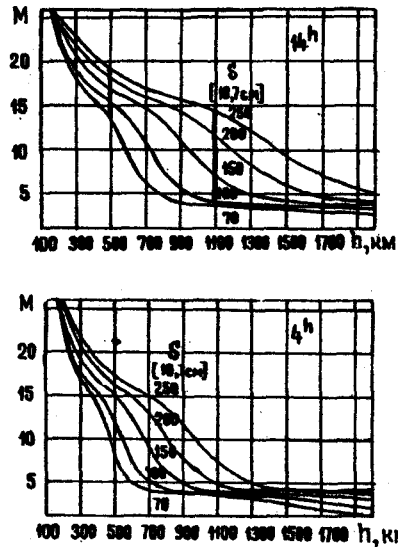


Фиг.9. Зависимость высот уровней равной концентрации  $n(\text{He})$  и  $n(\text{O}^+)$ ,  $n(\text{He})$  и  $n(\text{H}^+)$  от температуры [32].  
 $\tau$  - толщина слоя ионов  $\text{He}^+$ ; величина шкалы высот для  $\text{He}$  ( $\text{H}(\text{He})$ ) показана расстоянием пунктирной кривой от уровня  $n(\text{He}) = n(\text{O}^+)$

Поскольку временные изменения интенсивности тепловых источников, нагревающих атмосферу (ультрафиолетового и корпускулярного излучения), еще неизвестны, но изменение атмосферных параметров хорошо коррелируется с изменением радиационного с  $\lambda = 10,7$  см (являющегося индексом интенсивности ультрафиолетового излучения) и с магнитной активностью, Харрис и Пристер, изменив величину интенсивности тепловых источников пропорционально изменению мощностей потока радиационного  $\lambda = 10,7$  см, рассчитали в 1962 г. модели атмосферы для различных уровней солнечной активности [34].

На фиг.10 показано распределение средних молекулярных весов с высотой, полученное в работе [34]. Как



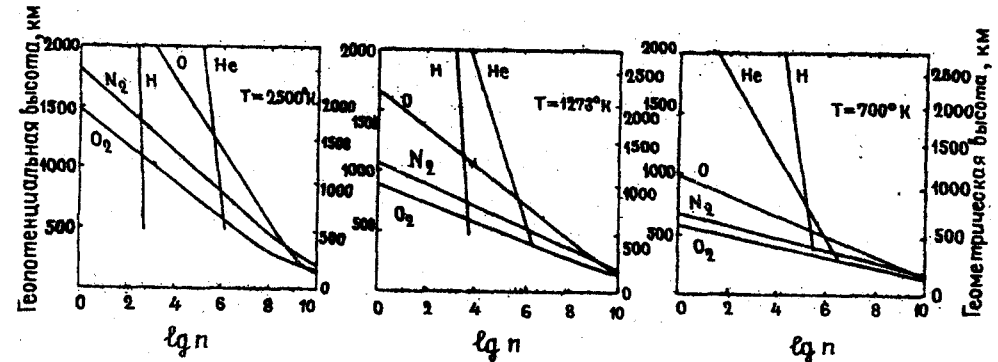


Фиг.10. Высота зависимость средних масс нейтральной атмосферы в разное время суток.  $S$  - величина потока радионизлучения с длиной волны 10,7 см (в  $10^{-22}$  Вт/м<sup>2</sup>), являющегося индексом солнечной активности [34]

видно из фигуры, атомы гелия становятся основным компонентом атмосферы в годы минимума в ночные часы на высоте 600 км и в дневные часы - на высоте 800-900 км. В годы максимума гелий начинает преобладать над другими компонентами ночью на высоте > 1300 км, а днем на высоте > 2000 км.

Масс-спектрометрические измерения нейтрального состава атмосферы с помощью спутника "Эксплорер-17" (апрель 1963 г.) действительно показали, что на высотах больше 600 км атмосфера состояла в основном из гелия.

В 1964 г. опубликована работа Яккия [35], в которой приводятся модели нейтральной атмосферы для различных температур (фиг.11). Отчетливо видно, что при температуре 700 К гелиевая и водородная области почти перекрываются (область, в которой гелий является основным компонентом, занимает всего ~ 200 км).



Фиг.11. Концентрация атмосферных компонентов как функция высоты для трех значений температуры верхней ионосферы [35]

Таким образом, можно считать, что теоретические и экспериментальные работы в основном одинаково описывают картину изменения ионного состава с изменением уровня солнечной активности. Некоторое расхождение с общим направлением, внесенное работой [21], возможно, является результатом отмеченных выше особенностей интерпретации авторами своих данных.

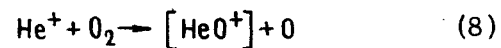
Результаты Тейлора, Бринтона и Брейса [17] не противоречат общей тенденции поведения границы перехода от тяжелых компонентов к легким с изменением солнечной активности, а также установленному в большинстве экспериментальных и теоретических работ соотношению между концентрациями  $He^+$  и  $H^+$  в верхней атмосфере.

Относительно причин отклонения высотного хода  $n(He^+)$  от предписываемого диффузионным равновесием трудно сказать что-либо определенное, поскольку ни теоретическое рассмотрение, ни лабораторные эксперименты не могут

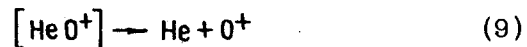
пока еще однозначно решить вопрос о механизме разрушения ионов  $\text{He}^+$ , что очень важно для решения задачи о высотном распределении  $\text{He}^+$ .

В самом деле, для того чтобы атмосфера гелия находилась в стационарном состоянии, для которого только и справедлива барометрическая формула (36), скорость появления гелия и скорость его диссипации из атмосферы должны быть равны. Поскольку все предполагавшиеся до сих пор механизмы диссипации  $\text{He}$  (термодиффузия, соударения второго рода с атомами, возбужденными ультрафиолетовым излучением, например, с  $\text{He}^2\text{S}$ ) не могут дать существенного вклада в величину потока  $\text{He}$ , покидающего атмосферу, рассчитанную на основании известного содержания  $\text{He}$  в атмосфере и скорости его появления, Николе [1], а затем Бейтс и Петерсон [31] предположили, что ионы  $\text{He}^+$  могут сыграть решающую роль в этой проблеме.

Реакция перезарядки  $\text{He}^+$  с  $\text{O}_2$ :



и последующая диссоциация



освобождает атомы гелия, обладающие кинетической энергией, большей, чем 2,4 эв, вполне достаточной для диссипации из атмосферы Земли.

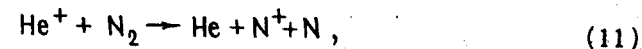
Правда,  $\text{O}_2$  в атмосфере значительно меньше, чем  $\text{N}_2$ , с которым также, возможно, происходит реакция



Хэнсон [2] полагал даже, что эта реакция более вероятна. Однако Бейтс и Петерсон показали, что эта реакция энергетически невыгодна [31]. Файт, Стебингс и др. [36] экспериментально подтвердили их предположения, установив, что скорость разрушения  $\text{He}^+$  в разрядной трубке оказалась на порядок медленнее в  $\text{N}_2$ , чем в  $\text{O}_2$ .

Совершенно недавно тоже в лабораторных экспериментах было показано [37, 38], что наиболее вероятной реакцией

разрушения ионов  $\text{He}^+$  является реакция



причем скорость этой реакции несколько превосходит

скорость аналогичной реакции с  $\text{O}_2$   $\left(\frac{k_{\text{N}_2}}{k_{\text{O}_2}} = 1,2 \pm 0,3\right)$ .

Если результаты работ [37, 38] более надежны, чем полученные Файтом, Стебингсом и др. [36], то может оказаться, что концентрация ионов гелия падает гораздо быстрее ниже 500 км, чем в случае, когда она определяется реакцией (8), так как  $\text{N}_2$  более распространен в атмосфере на этих высотах, чем  $\text{O}_2$ . Кроме того, это может привести к пересмотру проблемы состояния гелиевой атмосферы. В результате реакции (11)  $\text{He}$  освобождается с энергией  $\sim 0,3$  эв, которой уже недостаточно для диссипации.

Поскольку другого механизма потерь для гелия пока еще не найдено, может оказаться, что атмосфера гелия не стационарна, и этим объясняются те особенности, которые были выявлены в экспериментах 1961 г.

Новые экспериментальные данные в период, соответствующий обратному ходу в цикле активности — от минимума к максимуму, — помогут прояснить эти противоречия и приблизят к лучшему пониманию распределения легких ионов в верхней атмосфере.

## Выводы

Изложенные в предыдущих разделах экспериментальные данные и соображения позволяют резюмировать современное состояние проблемы ионов гелия в ионосфере следующим образом.

1. В годы максимума солнечной активности (1958-1960 гг.) до высот  $\sim 1000$  км ионы гелия отсутствовали (данные, полученные на третьем советском спутнике [8, 9]). На высотах более 1200 км начинается заметное влияние ионов гелия, концентрация ионов  $\text{He}^+$  достигает концентрации  $\text{O}^+$  на высоте  $\sim 1400$  км (данные, полученные на "Эксплорере-8" [3]).

2. В 1961 г. согласно масс-спектрометрическим измерениям, проведенным до высоты 1000 км,

концентрация  $\text{He}^+$  превышала концентрацию  $\text{H}^+$  (при общем преобладании на этих высотах ионов  $\text{O}^+$ ) [17].

3. В 1962 г. граница слоя, в котором преобладают ионы гелия, была расположена ночью на высотах  $\leq 600$  км, а днем на высотах  $\sim 1000$  км ("Космос-2" [4], "Ариэль" [28]).

4. Согласно теоретическим соображениям [33, 34], по мере охлаждения верхней атмосферы с уменьшением солнечной активности слой нейтрального гелия должен опускаться и становиться тоньше. Масс-спектрометрические измерения состава нейтральной атмосферы показали, что в 1963 г. слой, в котором преобладают атомы гелия, был расположен на высотах более 600 км. Теоретические работы показывают, что подобным образом по мере уменьшения солнечной активности должен вести себя и слой ионов гелия [31].

5. Эволюция слоя ионов гелия в связи с понижением солнечной активности может привести в минимуме активности к полному исчезновению этого слоя (см. фиг.9). Можно предполагать, что именно этим объясняются результаты, полученные в 1964 г. при измерениях с ионным масс-спектрометром на "Электроне-2", когда над областью преобладания ионов  $\text{O}^+$  (то есть выше 500-600 км) наблюдалась сразу область преобладания ионов  $\text{H}^+$ .

Автор выражает глубокую благодарность К.И.Грингаузу и Г.Л.Гдалевичу за обсуждение и ценные советы.

#### Литература

1. Nicolet M. J.Geophys.Res., 66, 7, 2263 (1961).
2. Hanson W.B. J.Geophys.Res., 67, 1, 183, (1962).
3. Bourdeau R.E., Whipple E.C., Donley I.L. and Bauer S.I. J.Geophys.Res., 67, 2, 467, (1962).
4. Грингауз К.И., Горожанкин Б.Н., Шютте Н.М., Гдалевич Г.Л. ДАН СССР, 151, 3, 560 (1963).

5. Истомин В.Г. Тезисы докладов, представленных на Всесоюзную конференцию по космическим исследованиям, 1965.
6. Hanson W.B., Ortenburger I.B. J.Geophys.Res., 66, 5, 1425, (1961).
7. Mange P. J.Geophys.Res., 65, 11, 3833-3834, (1960).
8. Истомин В.Г. Сб."Искусственные спутники Земли", вып.6, 1961, стр.127.
9. Грингауз К.И., Безруких В.В., Озеров В.Д. Сб."Искусственные спутники Земли", вып.6, 1961, стр.101.
10. King-Hele D.G., Walner D.M.C. Space Res., II, Florence, p.902, 1961.
11. Martin H.A., Neveling W., Priester W., Roemer M. Space Res. II, Florence, p.918, 1961.
12. Paetzold H.K., Zshorner H. Space Res. II, Florence, p.958, 1961.
13. Николе М. Аэрономия, изд-во "Мир", 1964.
14. Шефов Н.Н. Астр.циркуляр № 22, 11-12 (1961).
15. Шефов Н.Н. Сб."Полярные сияния и свечения ночного неба". №8, АН СССР, 1962.
16. Hale L.C. J.Geophys.Res., 66, 1554, (1961).
17. Taylor H.A., Brace L.H., Brinton M.C., Smith C.R. J.Geophys.Res., 68, 19, 5339, (1963).
18. Bauer S.I. J.Geophys.Res., 69, 3, 553, (1964).

19. Hanson W.B. Dynamic diffusion in the exosphere. April 1963, presented at the Nato Advanced Study Institute on "Electron density profiles in the ionosphere and exosphere".
20. Hanson W.B., Patterson T.N.L., Degaoncar S.S. J.Geophys.Res., 69, 9, 1809 (1964).
21. Sagalin R.C. and Smidy M. J.Geophys.Res, 69, 9, 1809 (1964).
22. Рудаков В.А. Сб."Космические исследования", 2, 6, 946 (1964).
23. Грингауз К.И., Курт В.Г., Мороз В.И., Шкловский И.С. ДАН СССР, 132, 5, 716 (1960).
24. Gringauz K.I., Gorozhankin B.N., Gdalevich G.L., Afonin V.V., Rybchinsky R.Ye., Shutte N.M. Space Res. V, Florence, 1964, p.713.
25. Bowles K. XIV General Assembly of URSI, Tokyo, September, 1963.
26. Evans I.V. J.Geophys.Res., 67, 12, 4914 (1962).
27. Bourdeau R.E. Space Res. V, Florence, 1964, p.77.
28. Bowen P.I., Boid R.L.F., Henderson C.L., Raitt W.I., and Willmore A.P. Proc.Roy.Soc., 281, 504, 1964.
29. Ortenburger I.B., Rapp J.Chem.Phys., 33, 1230-1233 (1960).
30. Angerami I.I., Thomas I.O. J.Geophys.Res., 69, 21, 4537, (1964).
31. Bates D.R. and Patterson T.N.L. Planet. and Space Sci., 9, 549 (1962).
32. Bauer S.I. Nature, 197, 4862, 36 (1963).
33. Harris I., Priester W. Technical note D 1443 NASA, 1962, Washington.
34. Harris I. and Pricster W. Space Res.III, Washington, 1962.
35. Jaccia L.G. Planet. and Space Sci., 12, May, (1964).
36. Fite W.H., Smith A.C., Stebbings R.F., Rutherford J.A. J.Geophys.Res., 68, 10, 3225 (1963).
37. Ferguson E.S., Fehsenfeld F.S., Dunkin D.B., Schmeltekopf A.L., Schiff H.I. Planet. and Space Sci., 12, 12, 1169 (1964).
38. Smith D., Copsey I.I., Sayers I. Technical report University of Birmingham, Dept.of Electr. Phys., 1963.

Статья поступила в редакцию 29/У 1965 г.