



**Ракетное  
зондирование  
верхней  
атмосферы  
и ионосферы**

СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ВЫСШЕЙ ШКОЛЫ



*Ракетное  
зондирование  
верхней атмосферы  
и ионосферы  
до высоты 1500 км*

*Ответственный редактор  
доктор физико-математических наук  
К. И. Грингауз*

Ростов-на-Дону

Издательство Ростовского университета  
1989

P19  
УДК 551.510:550.380.8;629.79

*Печатается по решению отделения физики  
и атомной энергетики Северо-Кавказского научного центра  
высшей школы*

Рецензенты

доктор физико-математических наук М. Н. Изаков,  
доктор физико-математических наук Е. Г. Фесенко,  
кандидат физико-математических наук Н. В. Кривошеев

Редакционная коллегия:  
*К. И. Грингауз* (отв. редактор),  
*П. Ф. Денисенко, В. Г. Истомин,*  
*Н. Е. Шейдаков, Н. М. Шютте*

Редактор *В. И. Литвиненко*

P  $\frac{1704060000-060}{M175(03)-89}$  24-89

ISBN 5-7507-0208-1

## НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ И ИОНОСФЕРЫ ДО ВЫСОТ 1500 КМ ПРИ ПОМОЩИ РАКЕТЫ «ВЕРТИКАЛЬ»

Н. М. Шютте (СССР)

Для задач физики верхней атмосферы весьма важно не только изучение отдельных параметров, характеризующих ее состояние, но и исследование взаимосвязи этих параметров между собой, получение данных о динамике этих взаимосвязей.

В дневное время заряженные частицы в верхней атмосфере и ионосфере образуются в результате прямой ионизации нейтрального газа ультрафиолетовым излучением Солнца. Процессы ионизации сопровождаются как процессами исчезновения заряженных частиц в результате рекомбинаций, так и совокупностью различного рода взаимодействий, приводящих к дополнительному образованию заряженных частиц (зарядно-обменные реакции, образование и исчезновение возбужденных частиц и т. д.). Все эти процессы, в свою очередь, могут быть прямыми или косвенными источниками атмосферных свечений в ультрафиолетовом и видимом диапазонах длин волн, оказывать влияние на нагрев и охлаждение электронно-ионной ионосферной плазмы.

На рис. 1 представлена схема, иллюстрирующая в упрощенном виде взаимосвязь основных процессов, развивающихся в верхней атмосфере, наглядно свидетельствуя о том, что для самосоглазованного рассмотрения эффектов образования и исчезновения заряженных частиц необходимо располагать одновременной информацией о величинах параметров и констант, определяющих эти процессы.

В свете этих задач комплекс научной аппаратуры подбирался таким образом, чтобы одновременно исследовать распределения по высоте интенсивности ионизирующего излучения Солнца, состава, концентрации и температуры нейтральной атмосферы, концентрации и состава ионосферной плазмы, электронной температуры, частоты соударений электронов с другими частицами, спектра неоднородностей ионосферной плазмы, свечения верхней атмосферы [1—7].

Состав приборов несколько менялся от одной ракеты к другой, однако основные характеристики ионосферы при этом, как правило, измерялись одновременно различными, независимыми друг от друга методами, что повышало надежность измерений и уменьшало их погрешность [5—9].

В настоящей статье приведены основные данные, полученные в результате исследований, осуществленных при помощи упомянутой серии ракет.

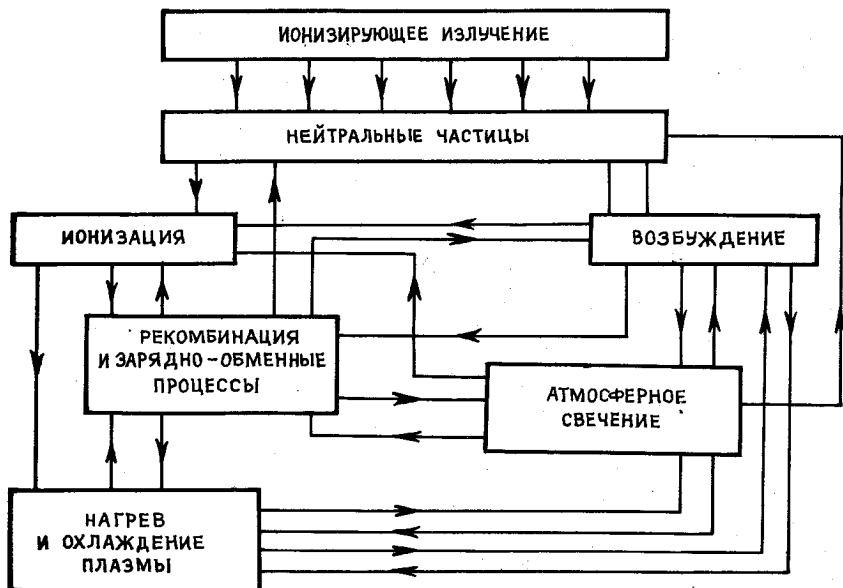


Рис. 1. Схема взаимосвязи основных процессов в верхней атмосфере

Высотный профиль интенсивности ультрафиолетового излучения определялся главным образом посредством измерения фотоэмиссии электронов, эмитированных под действием солнечного излучения с поверхности платинового фотокатода [1—3]. На рис. 2 приведены высотные зависимости плотности фотоэмиссии  $j(h)$ , зарегистрированные в области высот  $\sim 85$ — $450$  км в 1965—1978 гг. В целом характер высотной зависимости существенных изменений от эксперимента к эксперименту не претерпевает, в районе высот  $\sim 110$ — $120$  км почти всегда наблюдается излом  $j(h)$ , а абсолютные значения  $j$  могут различаться более чем вдвое. Обращает на себя внимание значительно больший уровень интенсивности фотоэмиссии 03.11.78, свидетельствующий о возросшей интенсивности солнечного излучения. На высотах  $h < 200$  км наиболее близкие значения  $j$  зарегистрированы в 1965 г., когда уровень солнечной активности был наиболее низким и, соответственно, наблюдалось наименьшее поглощение солнечного излучения по причине более низкой плотности нейтральной атмосферы [3, 10]. Высотные профили фототоков насыщения, отнесенные к своим максимальным величинам в вершине траектории ракеты, в ряде случаев существенно варьируют относительно друг друга (см. рис. 2), что отражает, по-видимому, вариации характеристик поглощающей среды. Высотные измерения спектральных фо-

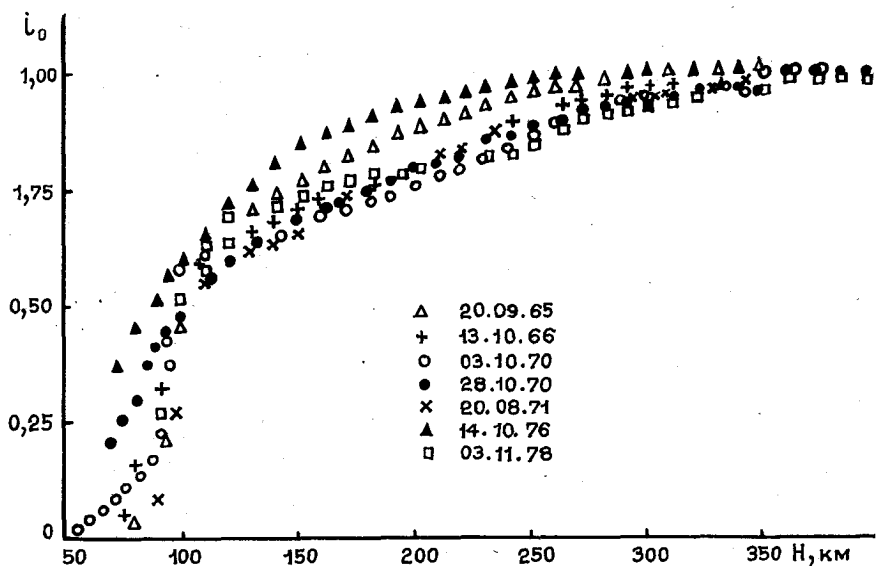


Рис. 2. Высотные профили фототоков насыщения

тотоков показаны на рис. 3. Они свидетельствуют о колебаниях интенсивности солнечного излучения. Следует отметить значительное увеличение ее в диапазоне длин волн  $\lambda > 900 \text{ \AA}$  03.11.78, т. е. в период возрастания солнечной активности в начале ее 21-го цикла.

Концентрация и состав нейтральных частиц  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  и  $\text{O}$  определялись из высотных зависимостей спектральной интенсивности солнечного излучения, зарегистрированного ракетным анализатором фотоэлектронов в шести интервалах длин волн: I —  $\lambda < 600 \text{ \AA}$ ; II — 600—900; III — 900—1100; IV — 1100—1350; V — 1350—1550; VI — 1550  $\text{ \AA}$ . Методика измерений и аппаратура описаны в работе [10].

Один из примеров полученных профилей концентраций  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{O}$  для 14.10.76 приведен на рис. 4. На этом же рисунке для сравнения показаны высотные зависимости концентрации нейтральных частиц по модели Яккия-71 [11].

Измерения нейтрального состава на ракете «Вертикаль-7» (03.11.78) продемонстрировали наличие существенных вариаций нейтрального состава по сравнению с другими измерениями на ракетах «Вертикаль». При этом измерения в основном касались молекулярных составляющих  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ . Концентрация  $\text{N}_2$  во всем высотном интервале оказалась в 2—4 раза ниже, а  $\text{O}_2$  — в 2—10 раз выше (рис. 5). В результате при общем увеличении плотности нейтральных

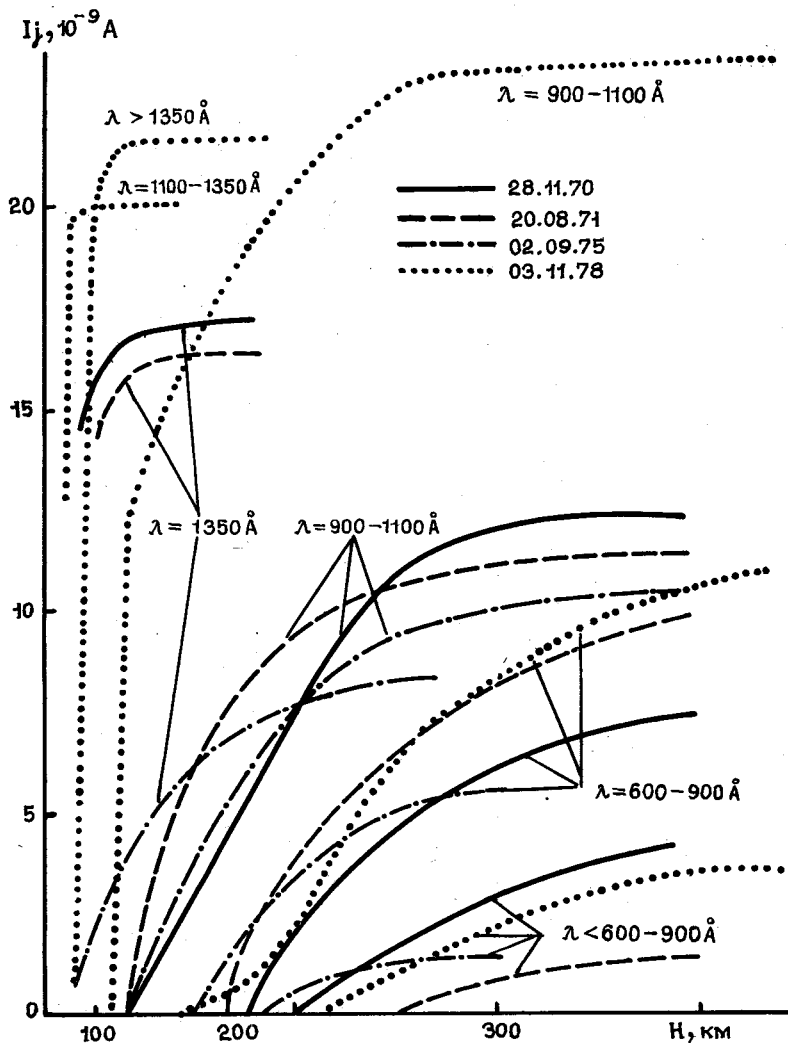


Рис. 3. Высотные измерения спектральных фототоков

частиц наблюдалось уменьшение относительного содержания молекулярных частиц, что сопровождалось соответствующим возрастанием отношения  $[O]/[M]$ .

Измерения плотности и состава на протяжении 20-го цикла солнечной активности 1965—1975 гг. (с учетом результатов, полученных ранее во время пусков вертикальных ракет по советской

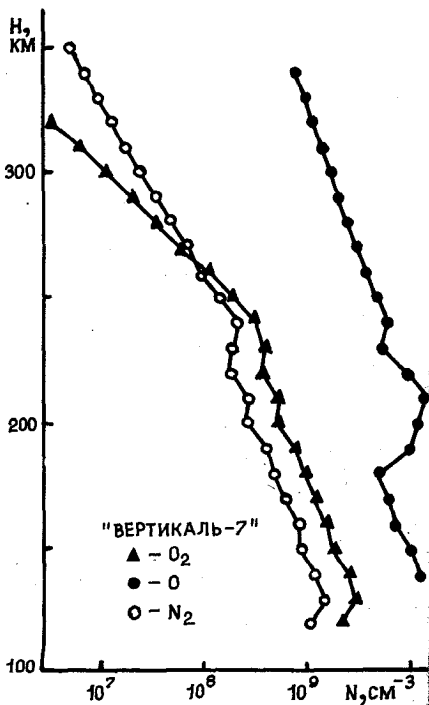
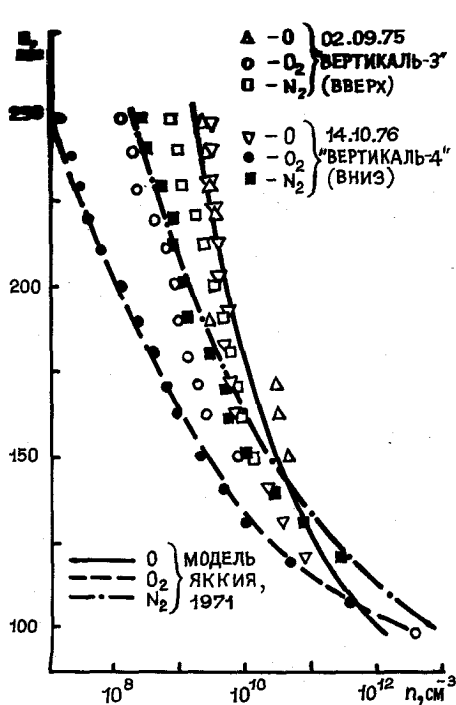


Рис. 4. Распределение нейтральных составляющих верхней атмосферы, полученное на ракетах «Вертикаль-3» и «Вертикаль-4», и модель Яккия 1971 г.

Рис. 5. Результаты измерений нейтрального состава на ракете «Вертикаль-7»

национальной программе), проводившиеся практически в одно и то же местное время, позволили выделить сезонные вариации, интенсивность которых для эксперимента на ракетах «Вертикаль-7» превзошла возможное влияние солнечной активности, когда поток  $F_{10.7}$  примерно вдвое превысил наибольшие значения по сравнению с предыдущими измерениями. Относительные изменения состава оказались существенно более глубокими, отношение  $[O]/[M]$  возросло на порядок по сравнению с ожидаемым для данного времени года в соответствии с сезонными вариациями состава нейтральных частиц. Этот факт может быть свидетельством более значительного влияния возрастающей солнечной активности на состав и динамические характеристики аэрономических процессов верхней атмосферы.

Сравнительные данные о вариациях потоков ультрафиолетового излучения, плотности фотоэмиссии, а также потока радиоизлуче



ния  $F_{10,7}$  и числа солнечных пятен  $R_z$  для периода 1965—1978 гг. показаны на рис. 6. Можно отметить, что в целом имеет место неплохая корреляция этих параметров между собой.

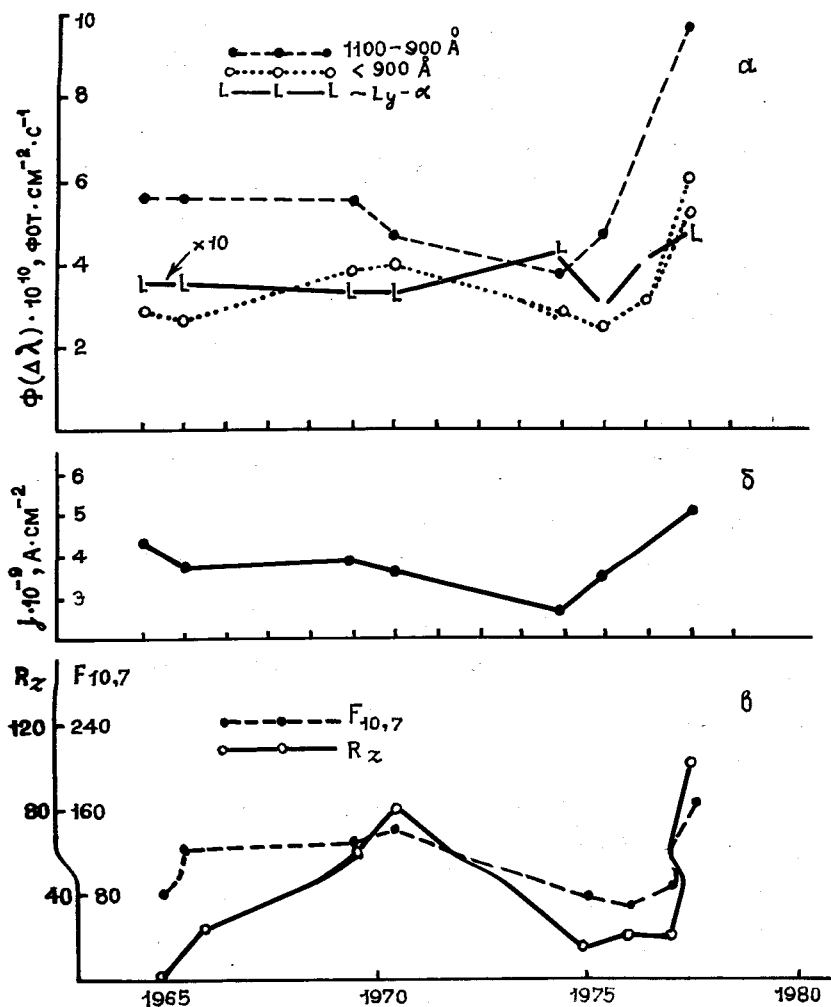


Рис. 6. Вариации потоков ультрафиолетового излучения (а), плотности фотоэмиссии (б), потока радиоизлучения  $F_{10,7}$  и числа солнечных пятен  $R_z$  (в)

Для рассматриваемого временного интервала наибольшие изменения интенсивности имели место для излучения в диапазоне длин

волн  $\lambda = 1100 - 900 \text{ \AA}$ , а наименьшие — вблизи  $L_{y-\alpha} (\lambda \approx 1216 \text{ \AA})$ .

Рассматриваемый период охватывает 20-й и 21-й (начало) циклы солнечной активности. Следует отметить, что 20-й цикл отличается от соседних 19-го и 21-го циклов менее глубокими амплитудными изменениями  $F_{10.7}$  и  $R_z$  (от минимума до максимума). Из рис. 6 следует, что в период фазы возрастания активности 20-го цикла вариации измерявшихся потоков ультрафиолетового излучения были незначительны, в отличие от фазы уменьшения. Для начальной фазы 21-го цикла активности интенсивности этих потоков оказались практически пропорциональными измерениям  $F_{10.7}$  и  $R_z$ . Аналогичные выводы были сделаны и Хинтереггером по систематическим измерениям ионизирующего солнечного излучения на спутнике АЕ-В [12, 13].

Вариации аэрономических параметров за этот период имеют более сложную структуру. В силу довольно ограниченного числа экспериментов трудно однозначно выделить глобальное влияние солнечной активности, на которое может быть наложено одновременное воздействие таких факторов, как сезонные, суточные и другие колебания плотности и состава нейтральных частиц. Ранее было показано [3], что даже в тех случаях, когда от эксперимента и эксперименту не наблюдалось существенных изменений интенсивности и распределения спектральной интенсивности ионизирующего верхнюю атмосферу солнечного излучения (т. е. для периода 1965—1975 гг.), заметные изменения концентрации и состава нейтральных частиц могли иметь место. При этом однозначной корреляции между колебаниями концентрации и состава нейтральных частиц и солнечной и геомагнитной активностями проследить не удалось. Обнаруженные изменения параметров нейтральной атмосферы интерпретировались как полугодовые вариации структуры верхней атмосферы равноденственного характера [3]. Другими словами, по данным проводившихся практически в одно и то же местное время на протяжении всего 20-го цикла солнечной активности (1965—1975 гг.) измерений плотности и состава нейтральных частиц удалось выделить их сезонные вариации, амплитуда которых превзошла возможное влияние солнечной активности.

Последующие измерения (1975—1978 гг.) этим выводам не противоречили, за исключением эксперимента на ракете «Вертикаль-7» (ноябрь 1978 г.). В этом случае, как видно из рис. 6, поток  $F_{10.7}$  примерно вдвое превышал свои наибольшие значения во время всех предыдущих экспериментов, интенсивность коротковолнового излучения также возросла. В структуре нейтральной атмосферы тоже наблюдались довольно существенные изменения. А именно: на фоне общего увеличения плотности нейтрального газа имело место уменьшение относительного содержания его молекулярной компоненты. На рис. 7 приведены высотные зависимости концентраций атомар-

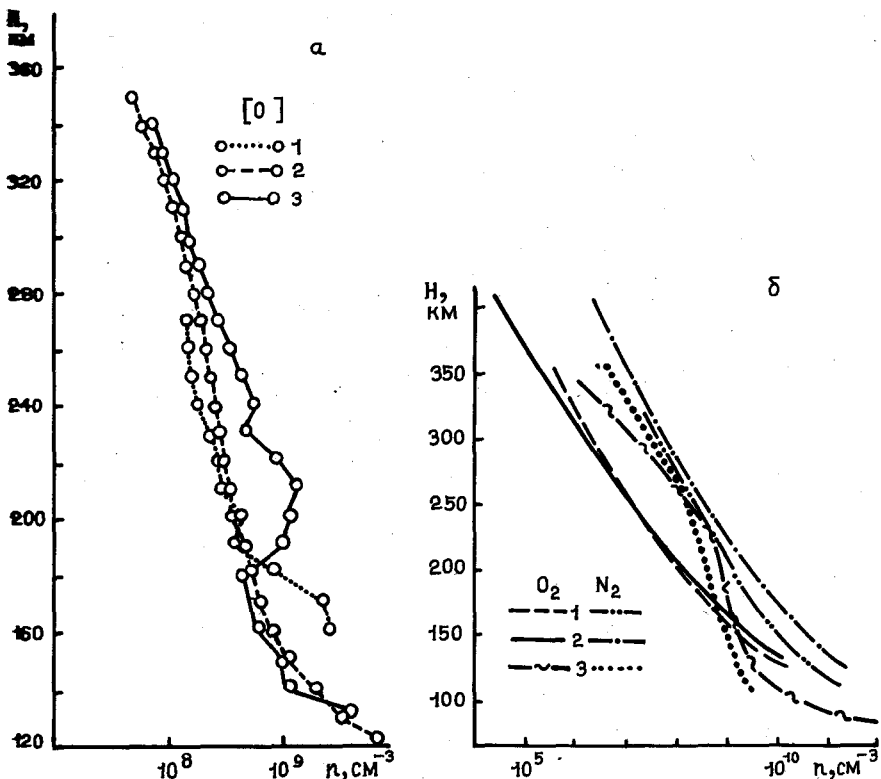


Рис. 7. Высотные распределения: а — атомарного кислорода (1—«Вертикаль-3», 2—«Вертикаль-4», 3—«Вертикаль-7»); б—молекулярных частиц (1—«Вертикаль-4», 2—«Вертикаль-6», 3—«Вертикаль-7»)

ного кислорода  $[O]$  (рис. 7,а) и молекулярных частиц  $O_2$  и  $N_2$  (рис. 7,б) для трех экспериментов: на ракетах «Вертикаль-4» (октябрь 1976 г.), «Вертикаль-6» (октябрь 1977 г.) и «Вертикаль-7» (ноябрь 1978 г.). Видно, что в последнем случае плотность  $[O_2]$  была необычно высока, особенно на высотах 190—320 км, тогда как значения  $[N_2]$  оказались в несколько раз ниже. Величины  $[O]$  немного превзошли наблюдавшиеся ранее, за исключением небольшого максимума в диапазоне высот  $\sim 170$ —230 км, свидетельствуя о значительном отклонении высотного распределения  $[O]$  от барометрической зависимости, причину которого объяснить довольно затруднительно. Пока нет оснований для вывода о том, в какой мере наблюдаемые в эксперименте на ракете «Вертикаль-7» изменения состава нейтральной атмосферы типичны для имевшего место уровня солнечной активности.

Очевидно лишь, что относительные изменения состава оказались существенно более глубокими, чем во всех предыдущих экспериментах, проводившихся во время предыдущего, 20-го цикла солнечной активности. Отношение концентраций атомарного кислорода и молекулярных частиц  $[O]/([O_2] + [N_2])$  возросло на порядок по сравнению с ожидаемым для данного времени года [3]. Не исключено, что довольно резкий рост солнечной активности явился причиной качественных изменений динамических характеристик аэрономических процессов верхней атмосферы, вследствие которых имели место наблюдаемые изменения структуры нейтральной атмосферы. Рассмотрение этого вопроса требует комплексного анализа данных одновременных измерений как нейтральных, так и заряженных частиц, учета дрейфа, ионизации, влияния неоднородностей, нагрева и пр.

Поскольку концентрация и состав нейтральных частиц оказывают существенное влияние на протекание аэродинамических процессов и распределение заряженных частиц, существенный интерес представляет получение надежных экспериментальных значений этих величин.

Во время запуска ракеты «Вертикаль-4» аппаратура, установленная на отделяемом от ракеты контейнере, позволила получать информацию о нейтральном составе двумя различными методами: масс-спектрометрическим (при помощи радиочастотного масс-спектрометра РМСУ-1 [14]) и сорбционным, по измерению поглощения различных спектральных участков солнечного ультрафиолетового излучения при помощи анализатора фотоэлектронов [1, 3] (рис. 8). Были уточнены высотные зависимости эффективных сечений поглощения солнечного излучения основными атмосферными газами и фактор абсолютной калибровки масс-спектрометра. Впервые был определен коэффициент потерь атомарного кислорода на стенках масс-спектрометра ( $\eta = 10,3 \pm 15\%$ ). В итоге были получены высотные профили концентраций нейтральных частиц (O, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) с точностью  $\pm 15\%$ .

Данные о концентрации и температуре заряженных частиц получались при использовании зондовых методов [1, 7], ионных ловушек и анализаторов [6, 7] и ракетного дисперсионного радиоинтерферометра [1, 4, 5]. На рис. 9 приведены результаты измерений концентрации электронов и ионов, полученные как посредством зондовых приборов [7], так и радиоинтерферометром [5], при запуске ракеты «Вертикаль-4» (нисходящая часть траектории). Сравнение показаний зонда Ленгмюра и радиоинтерферометра свидетельствует о том, что максимальное различие между ними не превышает 20%. Следует отметить, что во время запуска ракеты «Вертикаль-4» работал также и наземный импульсный радиозонд, раздельно регистрировавший «O» и «X»-компоненты ионограмм

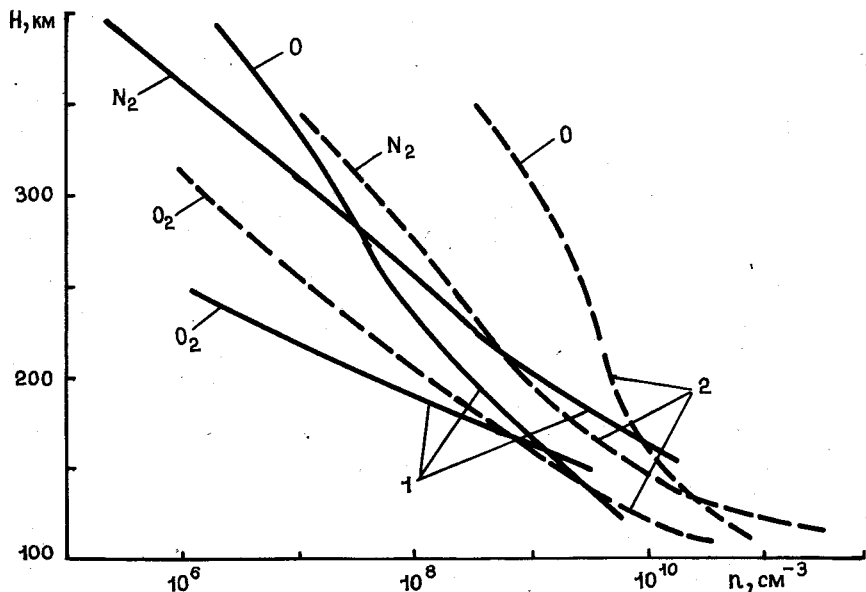


Рис. 8. Сравнение результатов измерений различными методами нейтрального состава на ракете «Вертикаль-4»: 1—масс-спектрометрический метод; 2—анализатор фотоэлектронов

[4, 5, 15] для высоты максимума электронной концентрации (т. е. до 360 км). Максимальное расхождение между наземными данными и радиоинтерферометром, абсолютная точность показаний которого не превышает 10% [4, 5], составляло примерно 10% [5]. По-видимому, причиной такого расхождения может быть влияние горизонтальных градиентов  $n_e$ . Во всяком случае, согласие результатов таких различных методов и приборов свидетельствует о высокой надежности и достоверности этих данных, позволяя использовать их для изучения взаимосвязей основных ионосферных параметров.

В качестве еще одного примера согласия показаний различных приборов на рис. 10 показаны высотные зависимости концентрации ионов  $n_i(h)$ , соответствующие показаниям сферической [7] и плоской [6] ионных ловушек с тормозящими потенциалами, относящиеся к эксперименту на ракете «Вертикаль-6», который проводился в очень спокойных геомагнитных условиях.

Сравнительные данные о результатах измерений концентрации электронов (зонд Ленгмюра, темные кружки) и ионов (ионные ловушки, светлые кружки) на восходящей и нисходящей ветвях траектории ракеты «Вертикаль-4» приведены на рис. 11.

На рис. 12 показаны распределения  $n_e(h)$  для условий ионо-

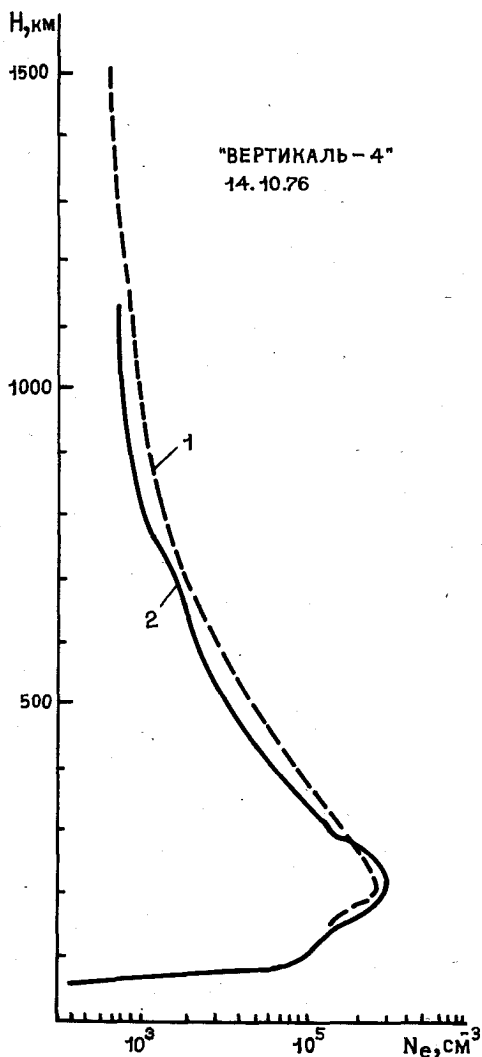


Рис. 9. Высотные зависимости электронной концентрации, полученные для нисходящей части траектории ракеты «Вертикаль-4»: 1—цилиндрический зонд Ленгмюра; 2—радиоинтерферометр

сферных возмущений («Вертикаль-10»). Наблюдаемые различия профилей  $n_e(h)$  при подъеме и спуске ракеты, особенно на высотах 700—1100 км, по-видимому, свидетельствуют о вариациях концентрации плазмы вследствие неустойчивостей.

Высотные профили ионной и электронной температуры продемонстрированы на рис. 13. Видно, что высотный ход  $T_i(h)$  25.10.77 носит существенно немонотонный характер. На высотах 500—900 км прослеживается ряд максимумов и минимумов. Выше 900 км вы-

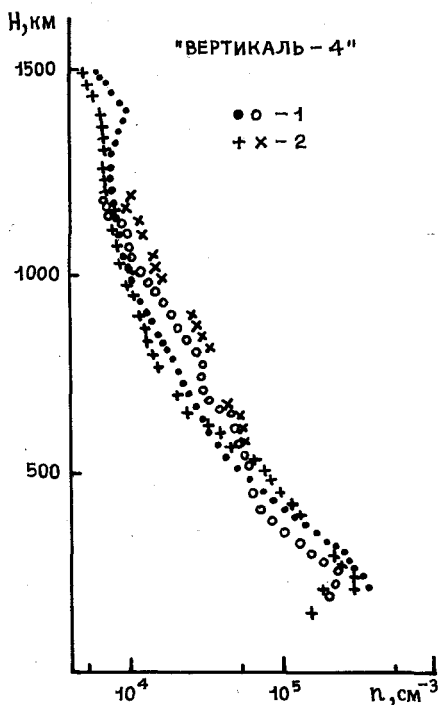
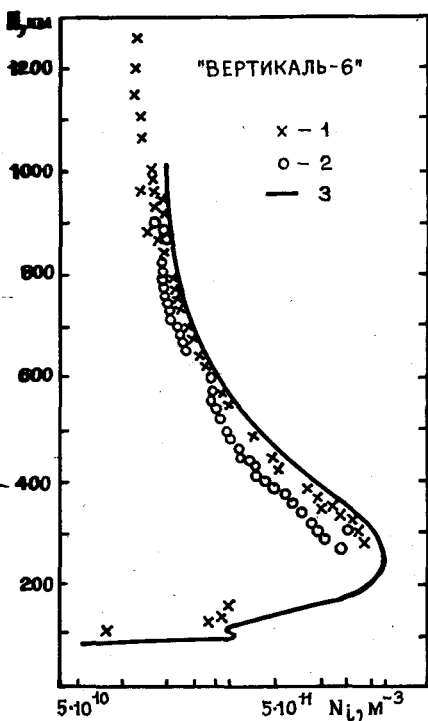


Рис. 10. Сравнение результатов определения концентрации ионов на ракете «Вертикаль-6» с моделью IRI-78; 1—плоская ионная ловушка; 2—сферическая ионная ловушка; 3—модель IRI-78

Рис. 11. Высотные зависимости концентрации электронов и ионов на восходящей (1) и нисходящей (2) частях траектории ракеты «Вертикаль-4»

сотный градиент  $T_i(h)$  становится более плавным и монотонным. Характер изменения  $T_e(h)$  при спуске и подъеме ракеты одинаков, несмотря на волнообразный высотный ход  $T_e$ .

Профили  $T_e$  для возмущенных условий приведены на рис. 14. Наибольшие флуктуации  $T_e$  имели место на высотах 700—1000 км.

Экспериментальные значения  $T_i$  сравнивались также как с модельными, так и со значениями температуры нейтральной атмосферы, вычисленными на основе модели нейтральной атмосферы CIRA-72. Характерно, что ниже 550 км расчетные значения  $T_i(h)$  существенно отличаются от экспериментальных, которые на этих высотах хорошо согласуются с величинами  $T_i(h)$ .

Выше 550 км экспериментальные значения  $T_i(h)$  начинают довольно резко возрастать, приближаясь к модельным значениям  $T_i$ . Однако нарастание  $T_i$  носит существенно немонотонный характер.

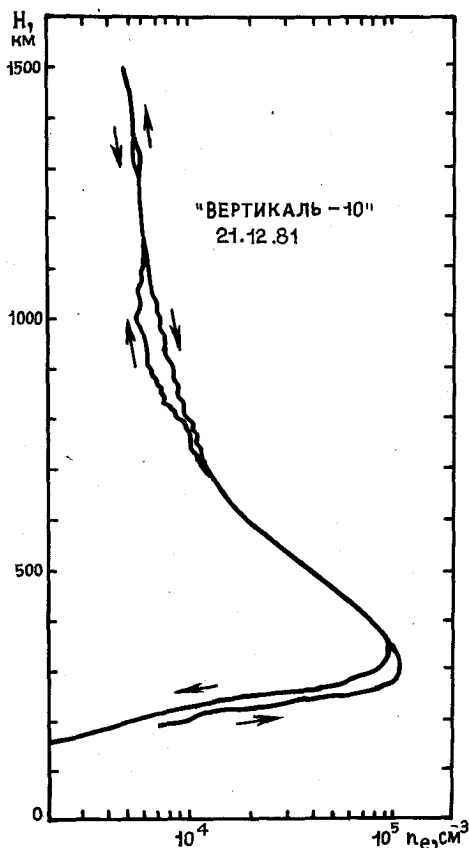


Рис. 12. Распределение концентрации электронов на высоте, измеренное на ракете «Вертикаль-10» 21.12.81

Чтобы понять причину наблюдаемого несоответствия модельных и экспериментальных значений  $T_i(h)$ , целесообразно сопоставить высотные зависимости  $T_i(h)$  и  $T_e(h)$ , используя данные зонда Ленгмюра [7]. Нетрудно заметить, что резкое повышение  $T_e(h)$  начинается выше 220 км и продолжается примерно до 450 км. Изменения  $T_e(h)$  в этом высотном интервале хорошо коррелируют с изменениями  $n_e(h)$ .

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

Возрастание  $T_e(h)$  ниже 500 км, сопровождающееся пропорциональными уменьшениями  $n_e(h)$  и отсутствием каких-либо существенных изменений в значениях  $T_i(h)$ , обусловлено, по-видимому, уменьшением охлаждения электронного газа за счет куло-



НАГРЕВ И ОХЛАЖДЕНИЕ, эВ·см<sup>-3</sup>·с<sup>-1</sup>  
1 3 5 10

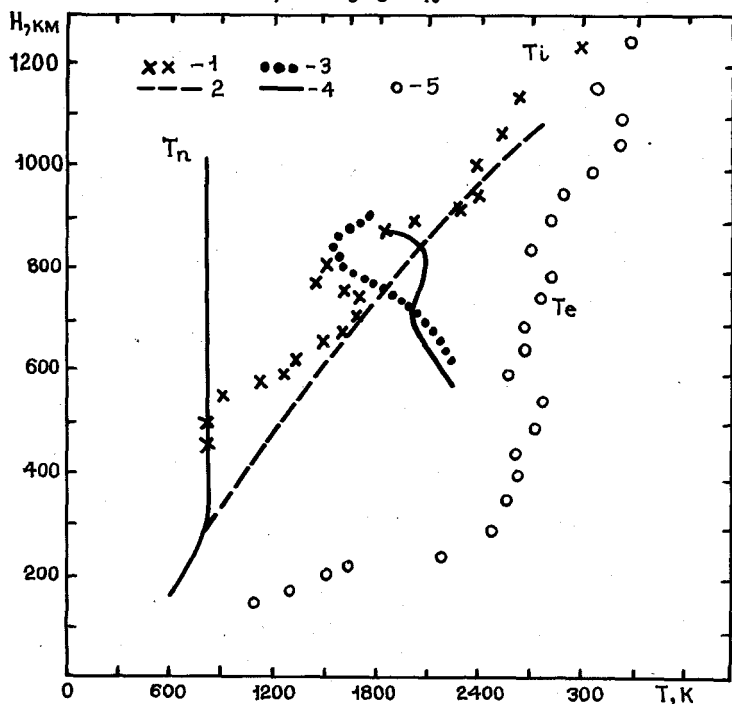


Рис. 13. Высотные профили ионной и электронной температур, измеренные 25.10.77: 1—ловушка с тормозящим потенциалом,  $T_i$ ; 2—модель,  $T_i$ ; 3—скорость охлаждения; 4—скорость нагрева; 5—температура электронов

новских взаимодействий. Диапазон малых высотных изменений  $T_e(h)$ , в котором начинает возрастать ионная температура, характеризуется началом нагрева ионного газа электронами (см. рис. 13). Этот процесс продолжается вплоть до высоты 800 км, где имеет место небольшой максимум в профиле  $T_e(h)$ , совпадающий с минимумом в зависимости  $T_i(h)$ , выше которого постепенное приближение ионной температуры к электронной сопровождается небольшими флуктуациями обоих этих параметров.

Область высот 600—900 км, где наблюдаются наибольшие вариации  $T_i(h)$ , соответствующие, как известно, тем высотам, на которых распределение заряженных частиц контролируется уже не химическими процессами, а диффузией. Ионный состав в существенной степени определяется зарядно-обменными реакциями, которые также могут оказывать влияние на ионную температуру. Поскольку

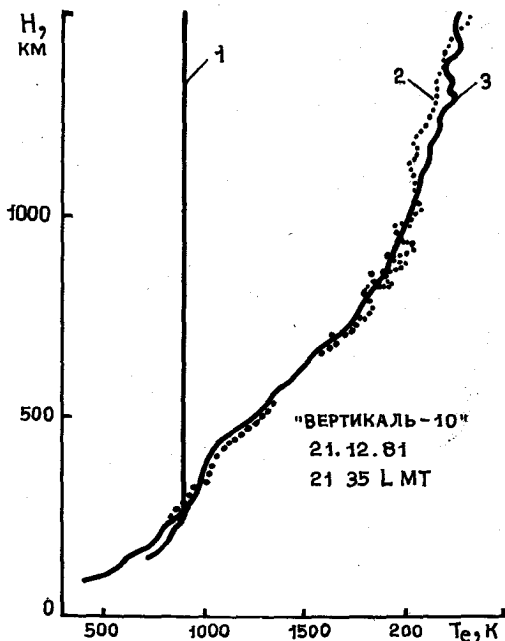


Рис. 14. Профили электронной температуры для возмущенных условий: 1— $T_n$ ; 2—подъем; 3—спуск

скорость нагрева ионов водорода окружающими электронами в 16 раз выше, чем кислородных ионов, а охлаждение ионов кислорода за счет упругих соударений с нейтралами примерно в 2—3 раза больше, чем ионов водорода, то очевидно, что скорость нагрева и охлаждения ионного газа существенным образом зависит от отношения концентрации ионов кислорода и водорода  $O^+/H^+$ . Поэтому в области высот, где доминирует зарядно-обменная реакция, в результате которой потери ионов  $O^+$  превышают их образование, нагрев ионного газа должен быть более эффективным по сравнению с охлаждением. Для рассматриваемого интервала высот на рис. 13 приведены вычисленные значения скоростей нагрева и охлаждения ионного газа. Тот факт, что в интервале от 700 до 800 км нагрев существенно превышает охлаждение, позволяет предположить, что на этих высотах начинает преобладать зарядно-обменная реакция превращения ионов  $O^+$ , т. е. что эта область высот соответствует переходной зоне между ионами  $O^+$  и  $H^+$ .

Итак, анализ профилей концентрации и температуры заряженных частиц в диапазоне высот 200—1200 км показал, что нагрев электроно-ионного газа имеет немонотонный характер. Выше максимума области F наблюдаются существенные флуктуации температуры ионного газа, обусловленные, по-видимому, высотными изменениями процессов охлаждения его и нагрева как за счет возбуждения тонкой

структуры уровня атомарного кислорода, так и за счет влияния ионно-обменных реакций [6, 16]. Максимальный нагрев ионного газа и приближение температуры ионов  $T_i$  к температуре электронов  $T_e$  соответствует тем высотам, где начинают преобладать ионы водорода. Полученные сведения необходимы для уточнения и улучшения имеющихся моделей ионосферы.

На рис. 15 приведены распределения ионов кислорода  $O^+$  и суммарной концентрации легких ионов  $[H^+ - He^+]$ , полученные во время полета ракеты «Вертикаль-10». Здесь же приведены и зна-

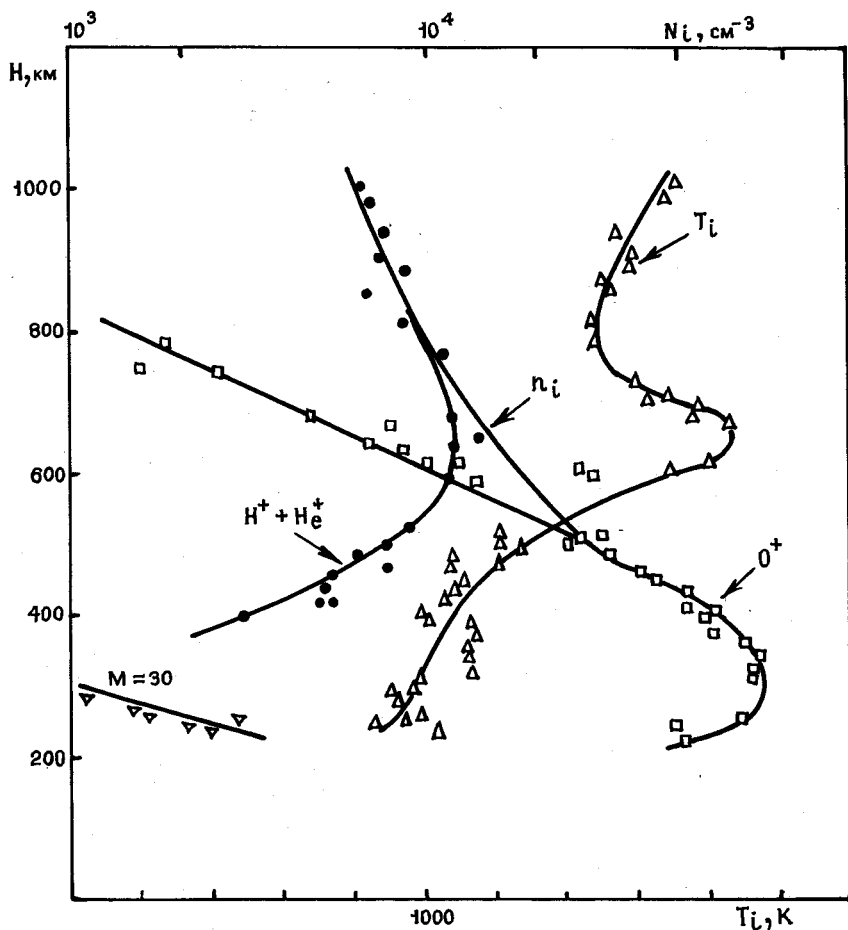


Рис. 15. Высотные распределения концентрации ионов и ионной температуры («Вертикаль-10»)

чения ионной температуры  $T_i$ . Видно, что переходная область от ионов  $O^+$  к легким ионам находится на высотах 600—900 км, где наблюдается и максимум в высотном ходе  $T_i$ . Такой характер распределения ионов и их температуры соответствует отмеченным ранее особенностям профилей  $n_e$  и  $T_e$ . Можно предположить, что градиент средней массы по высоте одновременно с появлением дрейфовой скорости ионов (из-за электрического поля) является причиной возникновения градиентно-дрейфовой неустойчивости, приводящей к возмущениям ионосферной плазмы.

Профили частоты соударений электронов  $\nu_e(h)$  определялись по данным наземных измерений частотной зависимости поглощения радиоволн  $L(f)$  и ракетному  $n_e(h)$ -профилю [4, 5].

Полеты ракеты «Вертикаль» сопровождалась регистрацией поглощения радиоволн вблизи старта ракет при помощи установки для прецизионного измерения поглощения радиоволн методом импульсного радиозондирования ионосферы (А1) [8]. Так, в опыте 14.10.76  $L(f)$  измерялись с разделением поляризационных компонент на восьми частотах в диапазоне  $\omega \sim 2,0—4,25$  МГц, а амплитуды принимаемых импульсов усреднялись в этой полосе частот [17]. Это позволило сократить период усреднения сигналов до 15 мин и уменьшить максимальную погрешность  $\nu_e(h)$ -профиля до 20%. Профиль  $\nu_e(h)$  с пределами ошибок изображен на рис. 16.

Следует отметить, что эффективная частота соударений не может быть измерена прямым способом и является наиболее трудноопределяемой характеристикой ионосферы, сильно влияющей на поглощение достаточно длинных радиоволн. Полученные зависимости  $\nu_e$  являются первыми в мире экспериментальными профилями  $\nu_e(h)$ , которые простираются до высот 250 км и используются в настоящее время при создании международной модели ионосферы.

Экспериментальные данные о распределениях нейтральных частиц и концентрации  $n_e(h)$  были применены для газокинетических расчетов профиля частоты соударений  $\nu_e(h)$  [18, 19], что должно было повысить точность расчетных значений  $\nu_e$ . Для высот, больших, чем 160 км, экспериментальные значения  $\nu_e$  оказались значительно выше найденных из газокинетических расчетов, что не нашло пока полного объяснения.

Комплекс экспериментов на ракетах серии «Вертикаль» включал в себя, как было отмечено ранее, и высотные измерения скорости излучения красной кислородной линии 6300 Å, имеющие существенное значение для исследований процессов возбуждения и передачи энергии в верхней атмосфере. Для измерений использовался двухканальный оптический электрофотометр ЭМО-Р2 [20].

Зенитная интенсивность излучения  $\lambda = 6300$  Å в дневное время во время запусков ракет «Вертикаль-6» и «Вертикаль-7» показана на рис. 17. Производит впечатление большая зенитная интенсив-

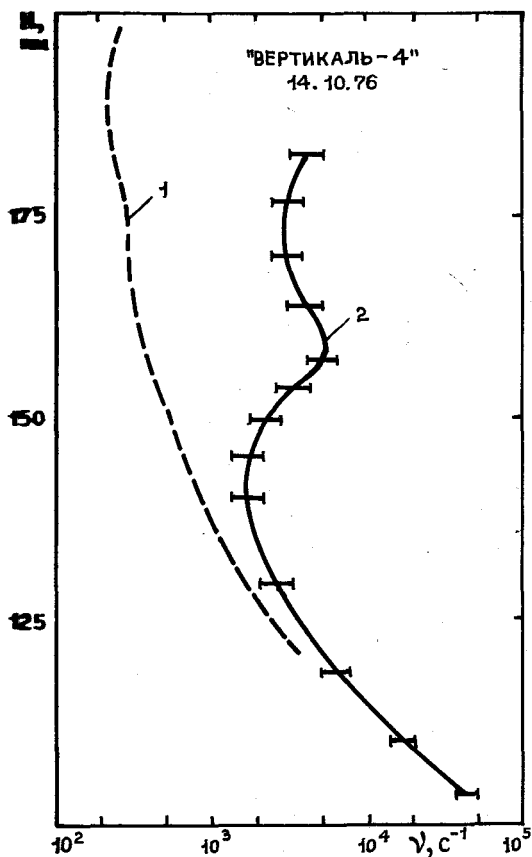


Рис. 16. Экспериментальный и теоретический профили эффективной частоты соударений электронов: 1—газокинетические расчеты; 2—поглощение радиоволн

ность — 1,8 kR для эксперимента на ракете «Вертикаль-7», что можно интерпретировать необычными изменениями в составе нейтральных частиц.

Вычисленные по этим данным профили объемной скорости эмиссии  $\lambda = 6300 \text{ \AA}$  продемонстрированы на рис. 18.

Анализ полученных данных показывает, что на высотах  $h < 190 \text{ км}$  основным механизмом генерации излучения  $\lambda = 6300 \text{ \AA}$  в дневное время является диссоциативная рекомбинация и фотоэлектронное возбуждение.

Полученные данные были использованы для вычисления полного потока фотоэлектронов на высотах 180—400 км. Максимальные потоки фотоэлектронов во время эксперимента на ракете «Вертикаль-7» примерно на порядок были выше, чем при полете ракеты «Вертикаль-6». Соответственно изменялась и высота, на которой

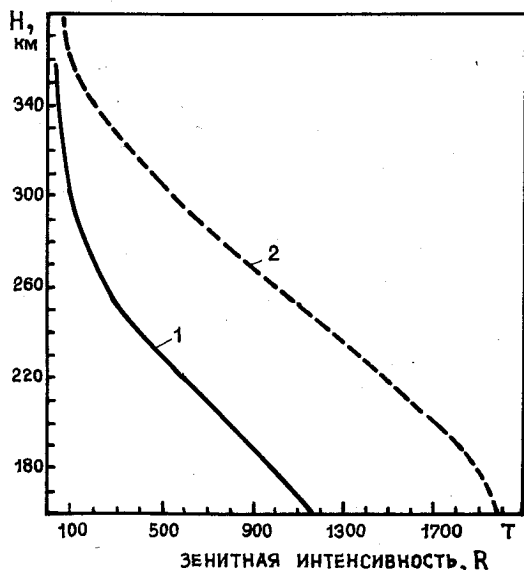


Рис. 17. Зенитная интенсивность излучения  $\lambda=6300 \text{ \AA}$  в дневное время, измеренная ракетами: 1—«Вертикаль-6», 2—«Вертикаль-7»

был максимум в высотной зависимости интенсивности этих потоков:  $\sim 260$  км для ракеты «Вертикаль-6» и  $\sim 360$  км — для ракеты «Вертикаль-7».

Во время полета ракеты «Вертикаль-10» проводились фотометрические измерения ночных оптических эмиссий в спектральных диапазонах  $\lambda=6300$  и  $5577 \text{ \AA}$  (прибор ЭМО-Р2-04). Измеренные зенитные интенсивности эмиссий были сопоставлены с аналогичными одновременными измерениями на спутнике «Болгария-1300». Полученные результаты хорошо согласуются между собой. Зенитная интенсивность эмиссии  $\lambda=6300 \text{ \AA}$  составляла 50—60 R, а для эмиссии  $\lambda=5577 \text{ \AA}$  — 100—150 R. Следует отметить, что интенсивность дневных эмиссий  $\lambda=6300 \text{ \AA}$  в максимальном слое была по крайней мере в 10—15 раз выше, чем в ночное время. На высотах, больших 350 км, это различие несколько меньше.

Комплекс экспериментов на ракете «Вертикаль-10» включал в себя и измерения неоднородностей ионосферной плазмы (прибор АСИН—ПНР, СССР). Аппаратура АСИН позволила определить плотность потока ионосферной плазмы, потенциал корпуса объекта и гармонические компоненты спектра ионосферных неоднородностей с интенсивностью  $\Delta n_e/n_e \geq 0,01\%$ . В качестве примера на рис. 19 приведен спектр, зарегистрированный на высоте 1426 км.

Используя одновременные ракетно-наземные данные, характеризующие состояние ионизированной и нейтральной компонент верхней атмосферы, мы проанализировали фотохимические про-

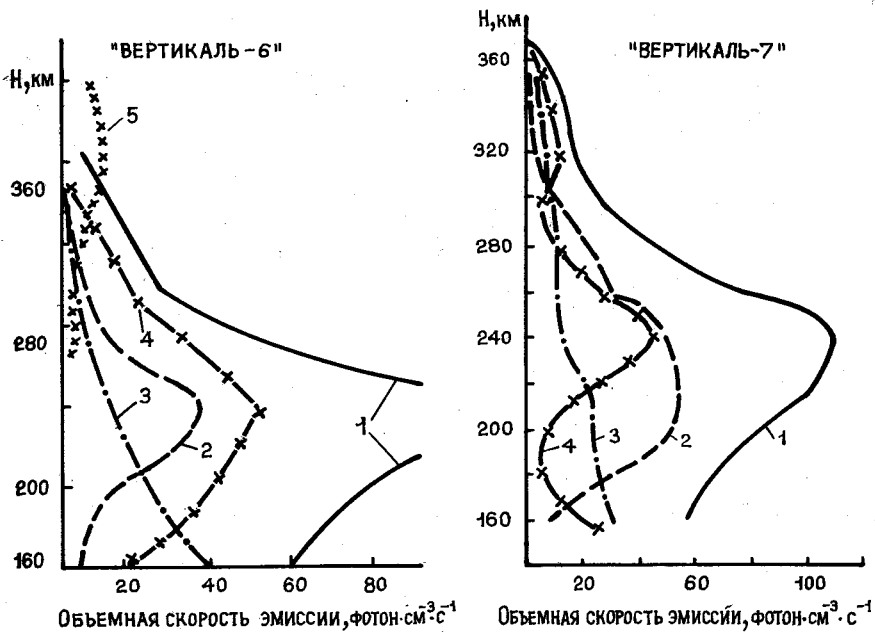


Рис. 18. Профили объемной скорости эмиссии  $\lambda=6300 \text{ \AA}$ , рассчитанные для эксперимента «Вертикаль-6» и «Вертикаль-7»: 1—эксперимент; 2—диссоциативная рекомбинация; 3—фотодиссоциация; 4—фотоэлектронный удар; 5—удар термальных электронов

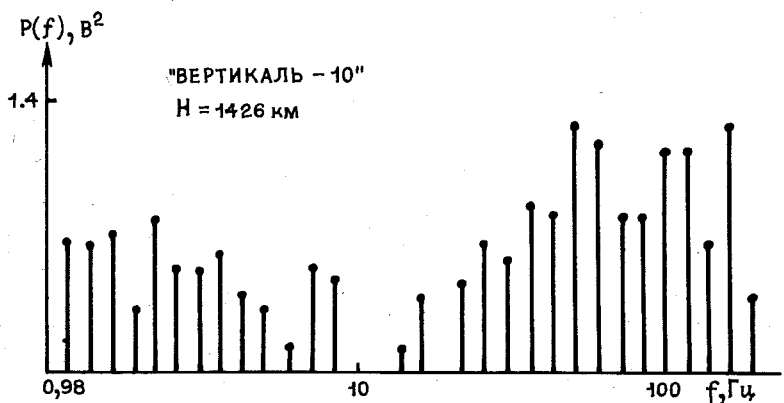


Рис. 19. Спектр ионосферных неоднородностей с интенсивностью  $\Delta n_e/n_e \geq 0.01\%$

цессы, ответственные за формирование нижней области F [5]. В качестве критерия оценки применимости используемых аэрономических реакций [21—31] (таблица) служило совпадение  $n_e(h)$ -профилей, полученных из прямых измерений и в результате аэрономических расчетов.

**Формулы фотохимических реакций,  
формирующих нижнюю часть области F**

№ п/п	Реакция	Коэффициент скорости реакции*	Ссылка
1.	$O + hv \rightarrow O^+ (^2P) + e$	$0,2q_O$	[21]
2.	$O + hv \rightarrow O^+ (^2D) + e$	$0,4q_O$	[21]
3.	$O + hv \rightarrow O^+ (^4S) + e$	$0,4q_O$	[21]
4.	$O_2 + hv \rightarrow O_2^+ + e$	$q_{O_2}$	[22]
5.	$N_2 + hv \rightarrow N_2^+ + e$	$q_{N_2}$	[22]
6.	$N_2 + hv \rightarrow N^+ + N + e$	$0,1q_{N_2}$	[23]
7.	$N + hv \rightarrow N^+ + e$	$q_N$	[23]
8.	$O^+ (^2P) \rightarrow O^+ (^2D) + hv$	$0,318 \text{ с}^{-1}$	[24]
9.	$O^+ (^2D) + e \rightarrow O^+ (^4S) + e$	$3 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$	[25]
10.	$O^+ (^4S) + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$2 \cdot 10^{-11} \varphi_1(T_n)$	[26]
11.	$O^+ (^4S) + N_2 \rightarrow NO^+ + N$	$\varphi_2(T_n, T_n)$	[27]
12.	$O^+ (^2D) + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$2 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$	[28]
13.	$O^+ (^2D) + N_2 \rightarrow N_2^+ + O$	$1 \cdot 10^{-9} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$	[29]
14.	$O^+ (^2P) + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$2 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$	[28]
15.	$O^+ (^2P) + N_2 \rightarrow N_2^+ + O$	$1 \cdot 10^{-9} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$	[29]
16.	$O_2^+ + N \rightarrow O^+ + O$	$1,8 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$	[30]
17.	$O_2^+ + NO \rightarrow O^+ + O_2$	$4,5 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$	[26]
18.	$N_2^+ + O \rightarrow NO^+ + N$	$1,3 \cdot 10^{-10} \varphi_3(T_n)$	[31]
19.	$N_2^+ + O \rightarrow O^+ + N_2$	$1 \cdot 10^{-11} \varphi_4(T_n)$	[31]
20.	$N_2^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + N_2$	$4,2 \cdot 10^{-11} \varphi_5(T_n)$	[26]
21.	$N^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + N$	$3,6 \cdot 10^{-10} \varphi_6(T_n)$	[26]
22.	$N^+ + O_2 \rightarrow NO^+ + O$	$2,4 \cdot 10^{-10} \varphi_7(T_n)$	[26]
23.	$NO^+ + e \rightarrow N + O$	$4,5 \cdot 10^{-7} (300/T_e)$	[23]
24.	$O_2^+ + e \rightarrow O + O$	$2,2 \cdot 10^{-7} (300/T_e)$	[23]
25.	$N_2^+ + e \rightarrow N + N$	$2,7 \cdot 10^{-7} (300/T_e)^{0,7}$	[23]

\*  $q$  — скорость ионообразования;  $T_n$  — температура нейтрального газа;  $T_v$  — колебательная температура;  $T_e$  — температура электронов.

При рассмотрении аэрономических процессов ниже  $F_{max}$  было принято, что основным источником ионов  $N_2^+$ ,  $N^+$ ,  $O_2^+$  и  $O^+$  является прямая ионизация нейтрального газа солнечным УФ излучением. При проведении вычислений колебательная температура принималась равной температуре нейтрального газа [32—34]; концентрации  $N$  и  $NO$ , которые в данных экспериментах не определялись, брались из работы [35]; процессы переноса не учитывались; предполагались равновесные условия, поскольку известно, что в



дневное время на рассматриваемых высотах вклад переноса за счет диффузии много меньше вклада прямых ионизационно-рекомбинационных процессов.

Значения скорости ионообразования были оценены при использовании полученных данных о нейтральном составе и интенсивности УФ излучения для  $\lambda > 400 \text{ \AA}$ . Для  $\lambda < 400 \text{ \AA}$  использовались данные Хинтереггера и др. для низкой солнечной активности [36].

В этих приближениях были получены уравнения для ионных концентраций, учитывающие и возбужденные состояния ионов кислорода, которые совместно с условием квазинейтральности образуют систему нелинейных алгебраических уравнений.

На рис. 20 приведены как экспериментальные, так и расчетные профили для 14.10.76 и 02.09.75. Видно, что для 02.09.75 в интервале высот 130—220 км имеет место хорошее согласие расчетных и экспериментальных данных (расхождение не более 15%). Для высот

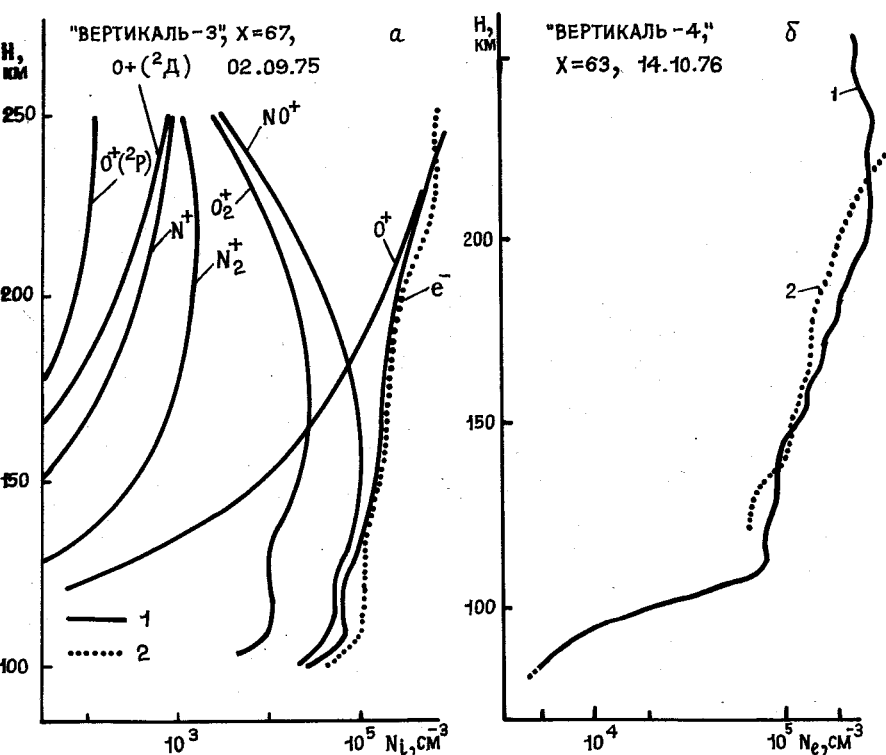


Рис. 20. Сравнение результатов эксперимента и теоретических расчетов ионного (а) и электронного (б) содержания: 1—расчет; 2—эксперимент

$h < 130$  км расхождение несколько больше и может быть объяснено неточностью принятых концентраций малых составляющих N и NO.

Для эксперимента 14.10.76 («Вертикаль-4») в интервале высот 130—240 км расхождение между рассчитанными и измеренными концентрациями электронов не превышает 10%, а ниже 130 км достигает 35%, что может быть также обусловлено неточностью принятых концентраций малых компонент.

Таким образом, очевидно, что дневная атмосфера ниже максимума области F может быть удовлетворительно описана принятой фотохимической моделью и что для высот  $h < 130$  км значения концентрации  $n_e$ , получаемые из фотохимических расчетов, существенно зависят от температурных коэффициентов основных аэрономических процессов [23, 25, 27, 31].

Сочетание данных о характеристиках нейтральной и ионизированной атмосферы позволило дополнительно определить высотные распределения параметров, описывающих процессы ионизации и деионизации.

Для оценки эффективного коэффициента рекомбинации [2]\* использовалось уравнение баланса ионизации и предполагалось, что движение ионизации, описываемое членом  $\text{div}(n_e v)$ , определяется только вертикальной диффузией [37], дрейф заряженных частиц под действием ионосферных ветров не учитывался.

В 1965—1977 гг. в многочисленных статьях, опубликованных Дж. Кингом с сотрудниками, рассматривались вопросы, связанные с дрейфом ионизации в области F под действием атмосферных ветров. В работах [38—39] была описана методика детального вычисления скорости ионосферного дрейфа  $w$  в интервале высот 100—700 км, позволяющая оценивать  $w$  для любого конкретного дня с учетом географической широты и местного времени.

По просьбе автора этой статьи Дж. Кинг рассчитывал вертикальные профили дрейфа ионизации для конкретных условий запуска вертикальных ракет 03.10.70, 28.11.70, 20.08.71. Результаты этих расчетов были использованы при решении уравнений баланса ионизации с учетом ионосферного дрейфа. Были определены эффективные коэффициенты рекомбинации вплоть до высоты 400 км и проведено сравнение полученных высотных распределений  $\beta_{\text{эфф}}(h)$ , с профилями коэффициентов рекомбинаций, полученными без учета дрейфа, с целью изучения влияния последнего на процессы рекомбинации в области F ионосферы.

Высотный профиль эффективного коэффициента рекомбинации вычислялся из уравнения баланса ионизации

$$\frac{dn_e}{dt} = q - \beta_{\text{эфф}} n_e + D \left[ \frac{\partial^2 n_e}{\partial h^2} + 3 \frac{\partial n_e}{\partial h} \right] +$$

\* Опубликовано в J. Atmos. Terr. Phys. 1974. 34. 11. 2073.

$$+ n_e / (2H^2)] + w (\partial n_e / \partial h), \quad (1)$$

где  $q$  — скорость ионизации;  $D$  — коэффициент вертикальной диффузии;  $w$  — скорость вертикального дрейфа ионизации.

Использовавшиеся значения  $n_e$ ,  $q$  представлены в статье [40] настоящего сборника. Отметим, что значения  $n_e$  определялись по данным радиоизмерений, а  $q$  — исходя из параметров атмосферы и интенсивности ионизирующего солнечного излучения на основе измерений с помощью анализатора фотоэлектронов [1, 3].

Рассчитанные Дж. Кингом компоненты скоростей нейтрального ветра приведены на рис. 21,а. При проведении вычислений предполагалось, что обусловленный градиентами давления нейтральный ветер контролируется главным образом кориолисовой силой, силой вязкости, инерциальными силами и ионным торможением при соударении с ионами нейтральных частиц. Для вычисления коэффициента кинематической вязкости использовались расчеты Матууры и Нагаты [41]. Оценки ионного торможения проводились по данным монограмм и соответствующих моделей F-области. Предполагалось, что частота соударений нейтральной частицы со всеми ионами много меньше ионной гирочастоты и что массы ионов и нейтральных частиц равны. Параметр  $\partial n_e / \partial t$  принимался равным  $7 \cdot 10^{-10} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$  согласно оценкам Далгарно [42], сделанным в предположении, что на всех высотах области F можно принимать во внимание только соударения между  $O^+$  и O.

При вычислении  $\Delta \rho / \rho$ , так называемой «движущей силы», использовались атмосферные данные Яккиа [43] для условий средней солнечной активности и равноденствия.

Если предположить, что перемещения ионов вызываются только нейтральными ветрами (это означает, что влиянием сил ионного давления и электрических полей можно пренебречь), тогда величина скорости дрейфа ионизации будет определяться проекцией вектора скорости нейтрального ветра на силовую линию. На рис. 21,б показаны значения вертикальной компоненты скорости ионосферного дрейфа, вычисленные для перечисленных ранее экспериментов. Можно отметить, что вертикальная компонента скорости нейтрального ветра мала, а компонента  $U_y$ , направленная с запада на восток, во всех случаях значительно превышает компоненту  $U_x$ . На высотах  $h < 400$  км ионосферный дрейф (см. рис. 21,б) направлен вниз и достигает своих максимальных значений 28.11.70. Приведенные на рис. 21,б значения скоростей дрейфа хорошо согласуются с результатами Эванса [44], полученными методом некогерентного рассеяния радиоволн. Согласно этим измерениям, в дневное время потоки частиц на высотах  $h < 400$  км направлены вниз, а на высотах  $h > 400$  км — вверх.

Для рассматриваемых экспериментов полученные зависимости

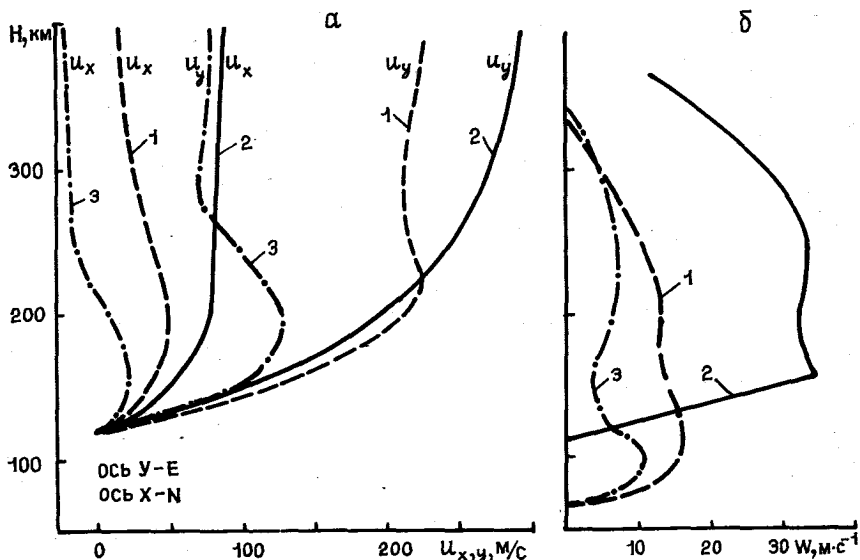


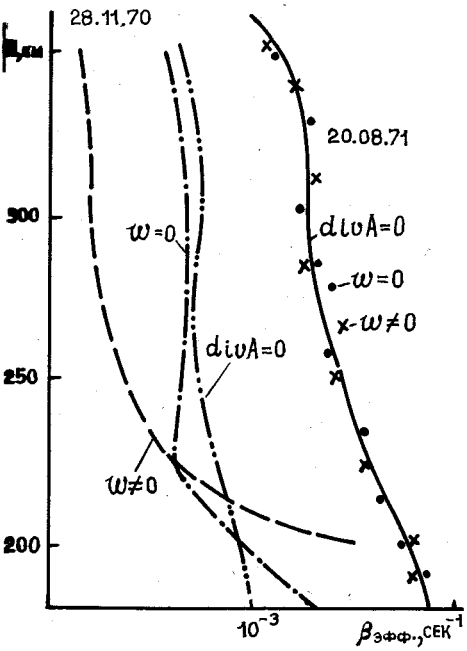
Рис. 21. Горизонтальные составляющие скорости нейтрального ветра (расчет проведен J. W. King) (а) и вертикальные составляющие скорости ионосферного дрейфа (б): 1—03.10.70; 2—28.11.70; 3—20.08.71

$q(h)$  и  $p_e(h)$  на высотах 200 км в целом неплохо коррелировали между собой. Абсолютные значения  $p_e(h)$  от эксперимента к эксперименту различались не более чем вдвое. Кроме того, относительные концентрации молекул были наибольшими 28.11.70. Это означает, что именно 28.11.70 значения  $p_e(h)$  должны были быть минимальными в силу минимальных значений  $q(h)$  и отношения  $[O]/[M]$ . Однако на самом деле 28.11.70 значения  $p_e(h)$  были значительно больше, чем, например, 20.08.71. Это означает, что с позиций только фотохимических процессов объяснить профили  $p_e(h)$  на высотах  $h \geq 200$  км нельзя. Чтобы проанализировать влияние члена движения в уравнении на характер рекомбинационных процессов, это уравнение решалось для трех случаев:

- член движения не учитывался;
- в члене движения учитывалась только вертикальная диффузия;
- в члене движения учитывалась вертикальная диффузия и дрейф ионизации под действием вертикальных ветров (влияние электрических полей не учитывалось).

Результаты вычислений представлены на рис. 22. Они позволяют сделать следующие выводы: абсолютные значения коэффициента рекомбинации и высотные  $\beta_{\text{эф}}(h)$ -зависимости незначительно варьируются под влиянием только вертикальной диффузии. Учет дрейфа

Рис. 22. Высотное распределение эффективного коэффициента рекомбинации



заряженных частиц значительно изменил профили  $\beta_{эфф}(h)$  для 03.10.70 и 28.11.70. Вместо аномального увеличения значения коэффициента рекомбинации на высотах  $h > 200$  км наблюдается их монотонное уменьшение. Кроме того, в некоторых случаях (28.11.70) абсолютные значения  $\beta_{эфф}$  изменились вдвое. Направленный вниз дрейф ионизации 28.11.70 послужил причиной наименьших значений максимума высоты слоя F2 для этого эксперимента. В летнее время (20.08.71) скорость дрейфа не превышала 10 м/с, что очень незначительно влияло на величину  $\beta_{эфф}$ .

Сравнение абсолютных значений коэффициента свидетельствует о том, что с ростом скорости ветра  $\beta_{эфф}$  уменьшается. Это означает, что вариации нейтрального состава на этих высотах и соответственно вклад аэрономических реакций должны оказывать меньшее воздействие на величины эффективного коэффициента рекомбинации, чем дрейф ионизации. Более того, типичные сезонные вариации нейтрального состава не нашли отражения в зависимости  $\beta_{эфф}(h)$ . Дрейфовые движения заряженных частиц могут значительно влиять на характер высотного распределения эффективного коэффициента рекомбинации на ионосферных высотах и его абсолютные значения. Наибольшее влияние меридиональных ветров имело место зимой. Если скорость ионосферного дрейфа превышает 10 м/с, дрейф за-

ряженных частиц оказывает большее воздействие на скорость потерь ионизации, чем нейтральный состав.

Таким образом, комплексные измерения ряда ионосферных и атмосферных параметров, проводимые во время вертикальных запусков ракет, позволили получить не только в чистом виде вертикальные профили измеряемых параметров, но и данные о взаимосвязи между потоками ионизирующего излучения и параметрами верхней атмосферы, о протекающих там наиболее важных фотохимических и энергетических процессах, имеющих существенное значение для изучения физики верхней атмосферы и ионосферы, а также сведения о константах основных аэрономических реакций в естественных условиях.

Проведенные эксперименты показали, что истинное представление о распределении ионизации в нижней области F нельзя получить без учета влияния возбужденных частиц [5] для оценок нагрева и охлаждения электронного газа, соотношение которых определяет высотные профили  $T_e(h)$  и  $T_i(h)$ ; на высотах, меньших 1000 км, необходимо принимать во внимание реальные высотные распределения тяжелых  $O^+$  и легких  $H^+$  ионов [6] и учитывать эффекты возбуждения ионной структуры уровней атомарного кислорода [15]; на высотах, больших максимума области F, дрейф ионизации оказывает существенное влияние на профиль заряженных частиц и соответственно на высотные изменения значений эффективного коэффициента рекомбинации [2].

Выполненная программа исследований, дающая информацию о физических характеристиках верхней атмосферы и ионосферы, в частности о характеристиках ионизации и деионизации, определяющих физические условия в ионосфере, не имеет аналогов в западных странах и является уникальной.

#### Литература

1. Грингауз К. И., Гдалевич Г. Л., Рудаков В. А., Шютте Н. М. // Геомагнетизм и аэронавигация. 1968. 8. 224.
2. Gringauz K. I., Shütte N. M. // J. Atmos. Terr. Phys. 1974. 36. 2013.
3. Shutte N. M. // Space Res. 1976. 16. 361.
4. Biryukov A. V., Danilkin N. P., Denisenko P. F. et al. // Space Res. 1977. 47.
5. Бирюков А. В., Данилкин Н. П., Денисенко П. Ф. и др. // Космические исследования. 1980. 18. 748.
6. Veneze P., Kovacs K., Apathy I. et al. // Space Res. Budapest, 1980. 23.
7. Serafimov K., Kutiev I., Charukov S. // Space Res. 1979. 19. 291.
8. Бишофф К., Грингауз К. И., Кляйн Г. и др. // Космические исследования. 1972. 10. 2. 228—238.
9. Кочнев В. А., Шютте Н. М. // Геомагнетизм и аэронавигация. 1981. 21. 476.
10. Мартини Л., Шютте Н. М. // Космические исследования. 1973. 11. 718.
11. Jacchia L. S. // SAC Space Res. 1971. 332.
12. Hinteregger H. E. // J. Geophys. Res. 1979. 84. 1933.

13. Heroux L., Hinteregger H. E.//J. Geophys. Res. 1978. 83. 5305.
14. Кочнев В. А., Базилевич Ю. П. и др. Препринт ИКИ АН СССР. М., 77. П.-332.
15. Danilkin N. P. et al.//Phys. Solar Terr. 1977. 4. 101.
16. Гдалевич Г. Л., Шютте Н. М.//Геомагнетизм и аэрономия. 1972. 12. 267.
17. Данилкин Н. П.//Труды Всесоюзной конференции по физике ионосферы. 1976. Ч. I. С. 11.
18. Грингауз В. Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. М., 1967.
19. Mantas G. P.//J. Atmos. Terr. Phys., 1974. 36. 1587.
20. Серафимов К. Космические исследования в Болгарии. София, 1979. 14—307.
21. Stolreki R. S., Johnson N. P.//J. Atmos. Terr. Phys. 1972. 34. 1691.
22. Иванов-Холодный Г. С., Власов М. Н. Фотохимия ионизированных возбужденных частиц в нижней ионосфере. М., 1973.
23. Данилов А. Д., Власов М. Н. Фотохимия ионизированных и возбужденных частиц в нижней ионосфере. М., 1973.
24. Nicholls R. W.//Annals. Geophys. 1964. 20. 144.
25. Dalgarno A., McElkoy B., Moffett R. J.//Planet. Space Sci. 1963. 1. 463.
26. Lindinger W., Feshenfeld F. C., Schmeltekopf A. L. et al.//Geophys. Res. 1974. 79. 4753.
27. Vanzandt T. E., OHalley T. P.//J. Geophys. Res. 1973. 76. 28. 6818.
28. Stebbings R. F., Turner B. B., Rutherford J. A.//J. Geophys. Res. 1966. 71. 771.
29. Rutherford J. A., Vroom D. A.//J. Chem. Phys. 1971. 55. 5622.
30. Ferguson E. E.//Atom. Data Nucl. Data Tables. 1973. 12. 159.
31. McFarland M. et al.//J. Geophys. Res. 1974. 79. 2925.
32. Breig E. L., Brennan M. E., Mcneal R. J.//J. Geophys. Res. 1973. 77. 1225.
33. Jamashidi E., Fisher E. R., Kummier R. H.//J. Geophys. Res., 1973. 78. 6151.
34. ONeil R. R. et al.//J. Geophys. Res. 1974. 79. 1942.
35. Strobel D. E.//J. Geophys. Res. 1971. 76. 2441.
36. Hinteregger H. E.//J. Atmos. Terr. Phys., 1976. 38. 791.
37. Shutte N. M., Knorin I. A.//Space Res. 1969. 9. 267.
38. King J. W., Kohl H.//Nature. Lond. 1965. 206. 699.
39. King J. W., Kohl H., Pratt R.//J. Atmos. Terr. Phys. 1967. 29. 1045.
40. Грингауз К. И., Серафимов К., Шмеловски К. и др.//См. на-  
стоящий сб. С. 7—13.
41. Matuura N., Nagata T. Res. Ionosph. Space. Res. Japan. 16. 185.
42. Dalgarno A.//J. Atmos. Terr. Phys. 1964. 27. 939.
43. Jaccia L. G.//Space Res. V. Amsterdam, 1965. P. 1135.
44. Evans J. V.//Radio. Sci. 1971. 6. 843.