

ИНСТИТУТ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АН ССС МОСКВА
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СЛОВАЦКОЙ АКАДЕМИИ НАУК БРАТИСЛАВА

12/75

СБОРНИК

ТРУДОВ МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО ФИЗИКЕ ИОНОСФЕРЫ И МАГНИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

Том 2

РЕДАКТОРЫ

Г.Л. ГДАЛЕВИЧ (ИКИ АН СССР)

С. ПИНТЕР (ГИ САН)

ГУРБАНОВО, 1977 г.

ИНСТИТУТ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АН СССР МОСКВА
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СЛОВАЦКОЙ АКАДЕМИИ НАУК БРАТИСЛАВА

СБОРНИК

ТРУДОВ МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА
ПО ФИЗИКЕ ИОНОСФЕРЫ И МАГНИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ
И СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

Том 2

РЕДАКТОРЫ

Г.Л. ГДАЛЕВИЧ (ИКИ АН СССР)

С. ПИНТЕР (ГФИ САН)

ГУРВАНОВО, 1977 г.

Н.М.Шотте

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАКЕТ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ

I. Введение

В настоящее время одной из актуальных проблем физики верхней атмосферы является проблема создания теоретической модели ионосферы. В связи с этим весьма актуальным становятся такие вопросы, как применимость лабораторных значений констант рекомбинации для различных химических составляющих атмосферы к реальным условиям, температурные, и следовательно, высотные зависимости этих констант; установление характера и причин взаимозависимости и взаимосвязи основных ионосферных параметров, выявление динамики поведения этих взаимосвязей для различных геофизических условий, связанных с изменениями солнечной активности, магнитными возмущениями, сезонно-временными вариациями и пр.

Знание вертикальных распределений интенсивности ионизирующего излучения и важнейших характеристик верхней атмосферы, измеренных одновременно и проводящихся на протяжении ряда лет, необходимо для уточнения сведений о процессах ионизации и рекомбинации в верхней атмосфере и для проверки и корректировки, создаваемых ионосферных моделей, а также для изучения механизмов передачи тепла электронному газу.

Высотные распределения параметров верхней атмосферы могут быть получены только в результате измерений во время полетов вертикальных ракет, поскольку измерения на спутниках не позволяют получать вертикальные профили из-за горизонтальных градиентов измеряемых параметров.

С 1965 по 1975 гг. в СССР в диапазоне высот ~
~ 80-500 км были проведены несколько экспериментов, в том

числе на ракетах типа "Вертикаль" по программе "Интеркосмос", с комплектом аппаратуры, позволившем получить сведения о потоках ионизирующего ультрафиолетового излучения Солнца, составе и температуре нейтральной атмосферы, электронной температуре, частоте соударений. Сочетание этих измерений позволило определить высотные распределения параметров, характеризующих процесс нагрева ионосферы, а также ионизации, деионизации, с учетом влияния нейтральных ветров [1-18]. Все эксперименты проводились в средних широтах Европейской территории СССР в одном географическом пункте, ранним утром при зенитном расстоянии Солнца $\sim 82^\circ - 70^\circ$. Траектории ракет были весьма близки к вертикальным; во время измерений ракета стабилизирована по трем осям с точностью $\pm 3^\circ$ относительно каждой из осей. Подобные исследования проводились до ~ 180 км Бурдо и др. [19] и до ~ 270 км группой Тимоти и др. [20]. Систематические измерения n_e , T_e , потоков ультрафиолетового излучения, спектра фотоэлектронов и пр. проводятся в Японии. Однако, комплекс экспериментов, позволяющий получить сведения о процессах, протекающих в верхней атмосфере на высотах $\sim 70-450$ км, за исключением СССР нигде не проводились.

Целью данного сообщения является просуммировать основные результаты, полученные во время полета этих ракет [1-18], чтобы проиллюстрировать возможности подобных комплексных ракетных экспериментов для изучения физических процессов верхней атмосферы.

На рис. I приведен общий вид ракеты на стартовой позиции.

Параметры нейтральной компоненты во время полетов ракет определялись по высотным распределениям поглощения различных спектральных участков солнечного ультрафиолетового излучения, которое измерялось неоптическим методом.

Высотные распределения электронной концентрации n_e определялись радиометодом (дисперсионным интерферометром); электронная температура T_e - методом зонда Ленгмюра. Во время некоторых полетов ракет указанные измерения дополнялись другими экспериментами.

Для определения эффективных коэффициентов рекомбинации



Рис. I. Ракета "Вертикаль" на стартовой площадке.

α и β рассматривалось уравнение баланса ионизации и использовались экспериментальные значения N_e и скорости ионообразования Q , определенные по данным об ионизирующем излучении и о нейтральной атмосфере [12,14]. Следует заметить, что для экспериментов 1970-71 гг. при определении α и β [18] использовались также расчеты горизонтальных скоростей ионосферных ветров, любезно выполненных по просьбе авторов экспериментов д-ром Дж.Кингом, по методу Кинга и Кола [22,23]. Влияние плазмосферы на процесс деионизации области F не учитывалось.

При обработке результатов полетов 1965-66 гг., используя стационарное уравнение баланса тепла, были произведены оценки скорости притока тепла к электронному газу на высотах > 180 км [3,4].

При рассмотрении процессов нагрева и охлаждения предполагалось, что основным источником нагрева верхней атмосферы является ультрафиолетовое излучение Солнца.

Влияние на температуру частиц в ионосфере плазмосферы не учитывалось, также как и влияние магнитосмраженной области ионосферы.

2. Определение вертикальных профилей основных параметров верхней атмосферы и ионосферы

2.1. Измерения интенсивности солнечного у.ф.излучения. Определение параметров нейтральной верхней атмосферы.

Определение высотного профиля интенсивности у.ф.излучения производилось посредством измерения фотоэмиссии электронов, эмиттированных под действием солнечного излучения с поверхности платины [8,14], а также на ракетах "Вертикаль-1" и "Вертикаль-2" при помощи фотометров L_α -излучения, разработанных в ИДР. На ракетах "Вертикаль 3 и 4" эти измерения были дополнены фотометром в диапазоне длин волн Шуман-Рунге.

На рис.2 приведены высотные зависимости значений фототоков насыщения, отнесенных к своим максимальным величинам в вершине траектории ракеты, для пяти экспериментов.

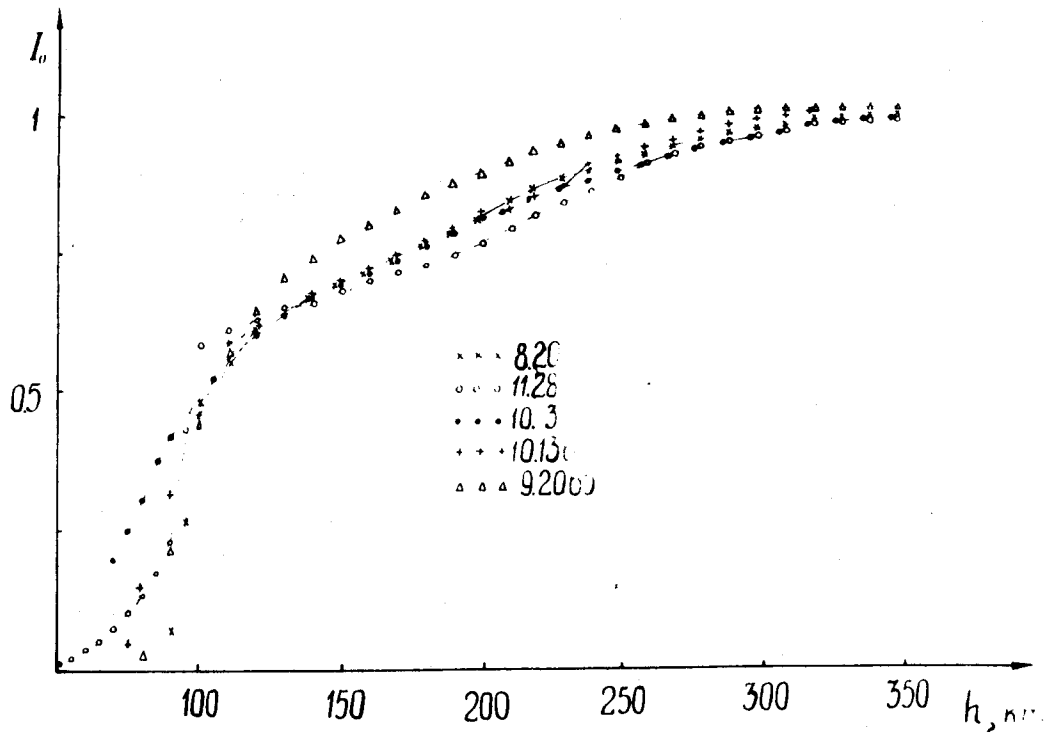


Рис.2. Высотные зависимости интегральных значений фототоков насыщения

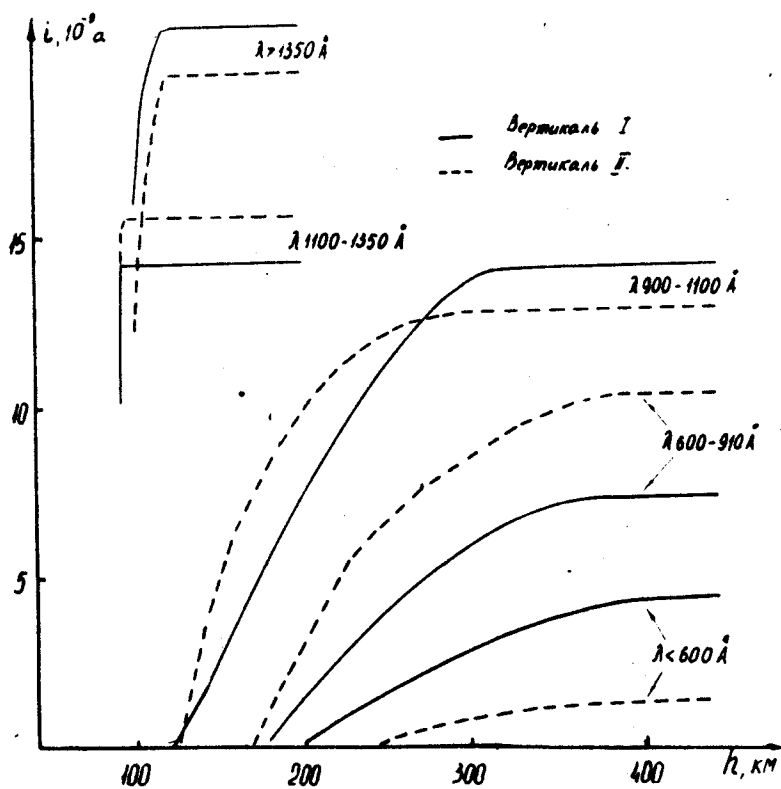


Рис.3. Высотные зависимости фототоков различных спектральных диапазонов

Видно, что характер высотных зависимостей фототоков не оставался постоянным от эксперимента к эксперименту, что свидетельствует об изменениях поглощаемой среды.

Анализ энергии фотоэлектронов методом тормозящего потенциала (этот метод впервые был применен на ракетах Хинтергергером и др. [24]) давал возможность определять высотные изменения интенсивности у.ф. излучения в различных спектральных интервалах.

В результате анализа получены данные об изменениях спектральной интенсивности солнечного излучения для нескольких диапазонов длин волн: I - от мягких рентгеновских лучей до $\sim 600 \text{ \AA}$; II - $600-900 \text{ \AA}$; III - $900-1100 \text{ \AA}$; IV - $1100-1350 \text{ \AA}$; V - $\lambda > 1350 \text{ \AA}$ (от $\sim 1350 \text{ \AA}$ до "красной" границы фотоэммитера).

На фиг.3 показаны высотные зависимости фототоков анализатора, созданных пятью различными спектральными интервалами (при движении ракеты вниз, полет 28.XI.1970 г. и 20.8.71 г.). Из рис.3 видно, что на высотах ≥ 120 км поглощение происходит только в трех из указанных интервалов.

Приведенные на рис.3 данные были использованы для получения информации о высотном ходе концентрации нейтральных частиц n_n .

Для определения n_n использовалась плоская модель ионосферы, в которой изменение отношения высоты над поверхностью Земли к расстоянию по лучу принималось пропорциональным косинусу зенитного расстояния, поскольку ошибка, вносимая таким косинусоидальным приближением, не превышает $3+5\%$ [26] .

К сожалению, в данном случае используемая методика не может обеспечить желаемую абсолютную точность определения $n_n(h)$ в силу имеющейся некоторой неоднозначности используемых для расчетов значений эффективных сечений поглощения, обусловленной как неопределенностью спектральных границ рассматриваемых интервалов длин волн, так и возможными вариациями в распределении спектральной интенсивности солнечного излучения в пределах выделенных $\Delta\lambda$. Однако, поскольку относительная погрешность полученных зависимостей "спек-

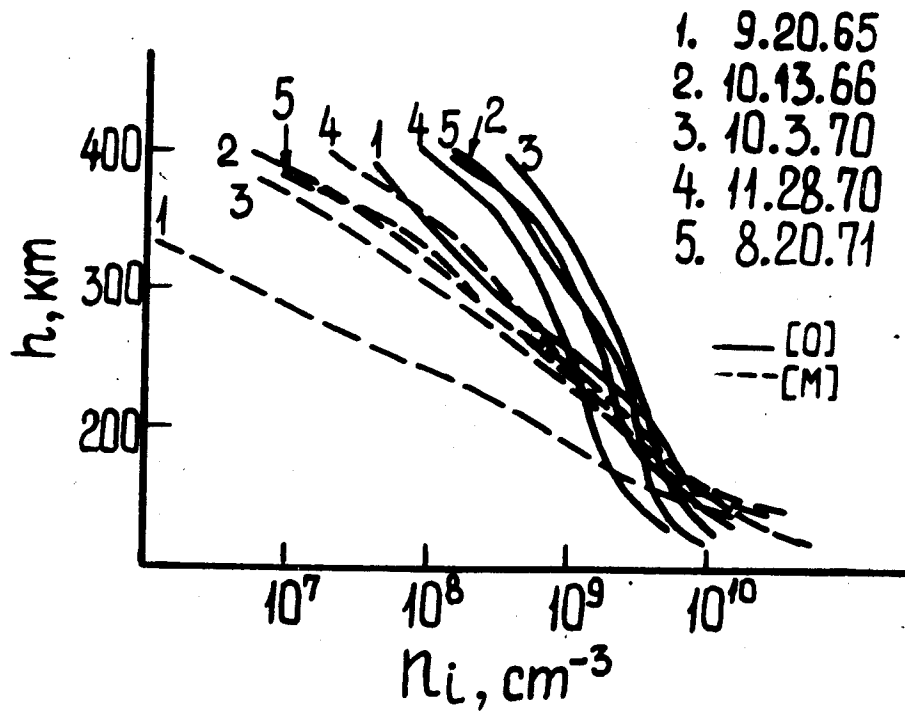


Рис.4. Высотные распределения концентраций атмосферного кислорода и суммарной концентрации молекул кислорода и азота во время пяти полетов ракет

тральных" фототоков $j_n(h)$ не превышает $\pm 15\%$, применение одной и той же методики обработки этих зависимостей позволило проследить вариации $n_n(h)$ от эксперимента к эксперименту достаточно надежно. Кроме того, так как в области $\lambda < 1000 \text{ \AA}$ квантовый выход фотоэмиссии платинового фотокатода практически постоянен, а в интервале $\lambda 1050-1350 \text{ \AA}$ интенсивность линии h_α составляет примерно 90%, то в первом приближении для перечисленных выше спектральных интервалов можно ввести $\sigma_{j, \text{эфф}}^{\text{полн}}(\lambda_1 - \lambda_2, h)$, не принимая во внимание спектральную зависимость чувствительности фотокатода в пределах выделенных $\lambda_1 - \lambda_2$.

Были использованы сечения σ_j различных составляющих верхней атмосферы согласно [27-30]. Максимальная неопределенность в оценке $\sigma_{j, \text{эфф}}(\lambda_1 - \lambda_2)$ может достигать фактора 2 для N_2 и 1,5 - для O_2 ; для атомарного кислорода эта неоднозначность не превышает 10%.

Описываемый метод позволил надежно определить концентрации нейтральных частиц только 2-х групп - к первой относятся атомы кислорода (O), и ко второй - основные молекулярные частицы (O_2 и N_2).

На рис.4 показаны $n_{(O)}(h)$ и $n_{(M)}(h)$ для пяти пусков ракет.

Разработанный в ГДР L_α - фотометр состоял из ионизационной камеры, изготовленной из форстерита, заполненной окисью азота при давлении 17 мм.рт.ст. с ориентированным на Солнце входным окном из MgF_2 толщиной 1,2 мм. Спектральная чувствительность - 1150-1350 \AA с максимумом вблизи линии h_α .

На фиг.5 приведены измеренные во время полетов ракет "Вертикаль-1" и "Вертикаль-2" при помощи фотометра высотные распределения интенсивности L_α [11,13]. Сравнение величины интенсивности L_α - излучения вне области поглощения по данным анализатора фотоэлектронов и ионизационных камер показало, что наблюдавшееся расхождение между данными обоих приборов, столь различных по принципу действия, составляет $\sim 10\%$. Такое расхождение можно считать небольшим, так как калибровка приборов проводилась при помощи различ-

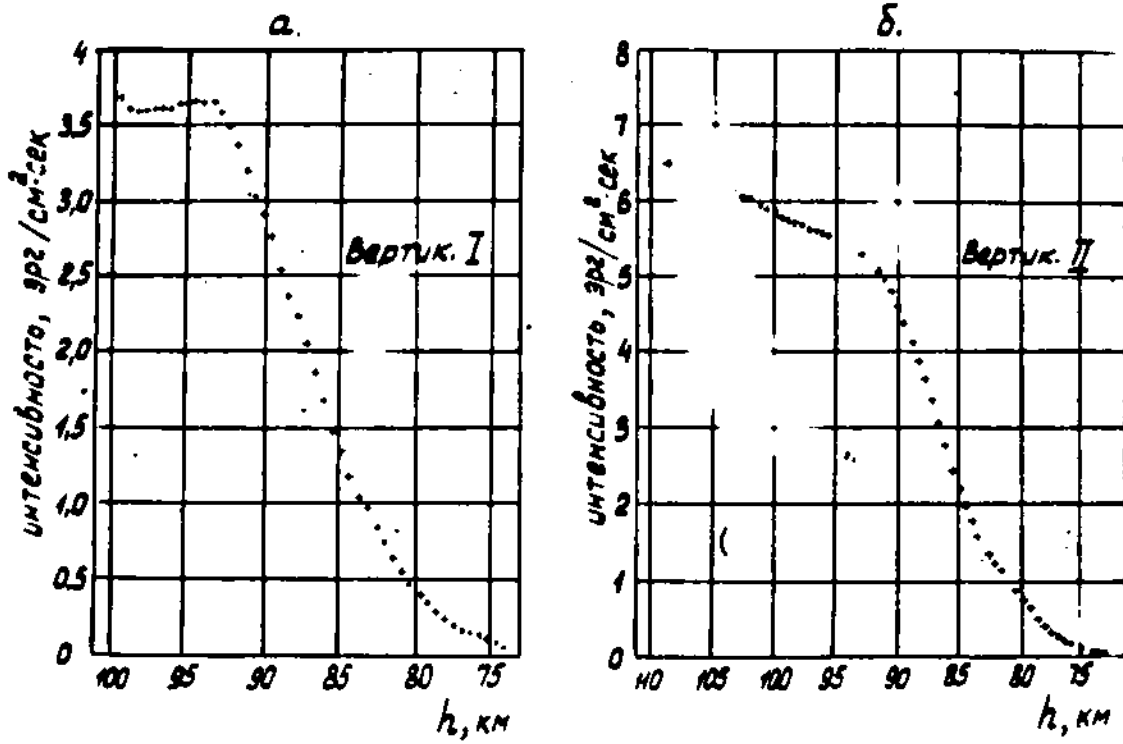


Рис. 5. Высотные распределения интенсивности $h_{\text{из}}$ - излучения во время полетов ракет "Вертикаль" и "Вертикаль-1"

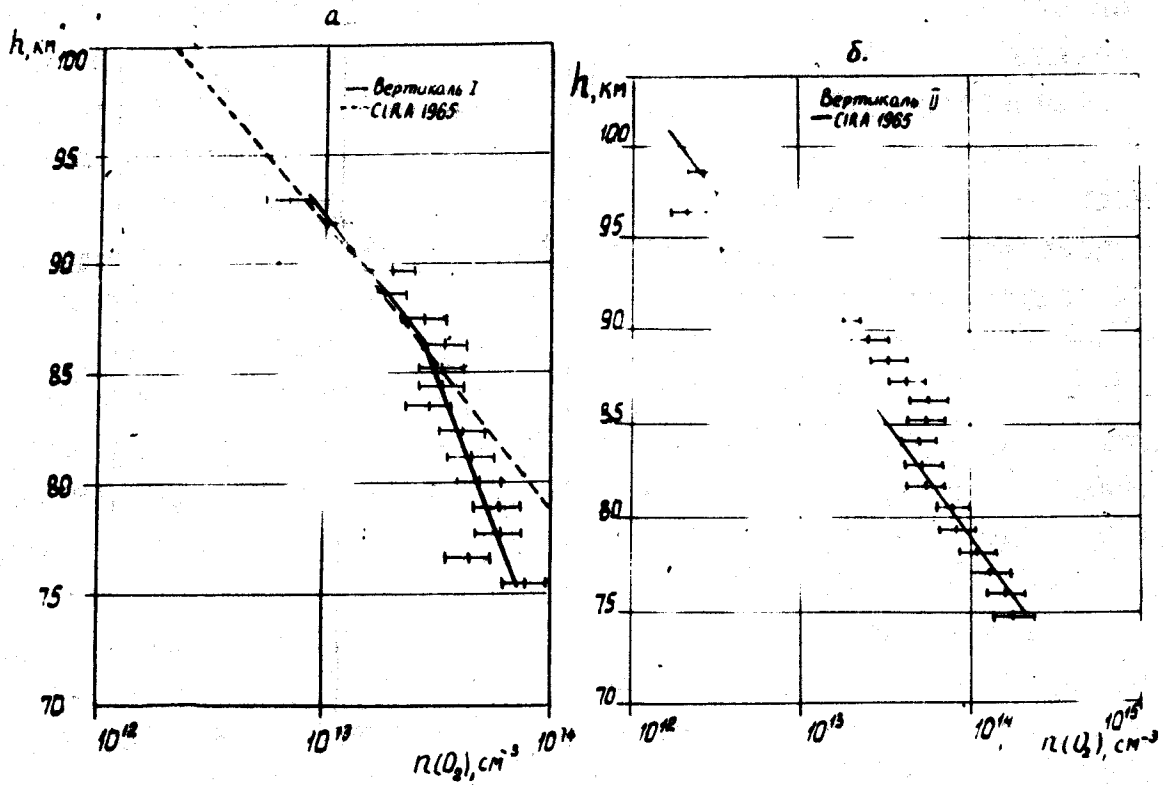


Рис. 6. Высотные распределения концентрации O_2 (до высот 105 км) по данным ракет "Вертикаль" и "Вертикаль-2"

ных лабораторных установок, чем, возможно, и объясняется значительная часть наблюдавшегося различия результатов измерений [9].

Полученные по этим данным высотные распределения O_2 показаны на рис.6.

Определение высотного распределения O_2 , выполненное аналогичным образом по данным поглощения излучения в спектральном интервале 1100–1350 Å, измеренным по парциальным в.а. характеристикам анализатора фотоэлектронов, дало близкие результаты [11] (см.рис.7). Следует отметить заметные отклонения от барометрической зависимости высотных распределений концентрации O_2 на рис.6: на участке ~81–85 км концентрация O_2 практически не менялась, а вблизи ~85 км – наблюдался излом в профиле O_2 . Этот факт является одним из свидетельств, указывающих на возможность существенных различий между моделями нейтральной верхней атмосферы и ее реальными характеристиками. Например, аномалия плотности на высотах 60–180 км может быть объяснена при предположении турбулентности в верхней атмосфере [38].

Аппроксимируя отдельные участки высотного распределения как экспоненциальные, определялся высотный ход шкалы высот. Из величины шкалы высот, по средней массе нейтральных частиц в данном интервале высот определяется температура T_g . Оценка погрешности T_g в [14] дала величину $\pm 100^\circ K$.

Полученные одновременно в одних и тех же условиях на протяжении ряда лет сведения о поведении нейтральной и ионизованной компонентах верхней атмосферы позволяют выявить характер и природу имеющихся между ними связей, а также рассмотреть зависимость этих параметров и их взаимосвязи от солнечной активности и магнитных возмущений.

Из приведенных на рис.4 высотных профилей концентраций нейтральных частиц n_n следует, что от эксперимента к эксперименту наблюдалось как изменение общей концентрации, так и состава. Так сравнительно малые концентрации имели место 20.IX.65 г. на высотах > 250 км. Эксперимент 28.XI.70 г. характеризуется наиболее высокими относительными значениями молекулярных концентраций. В целом для описываемых измерений

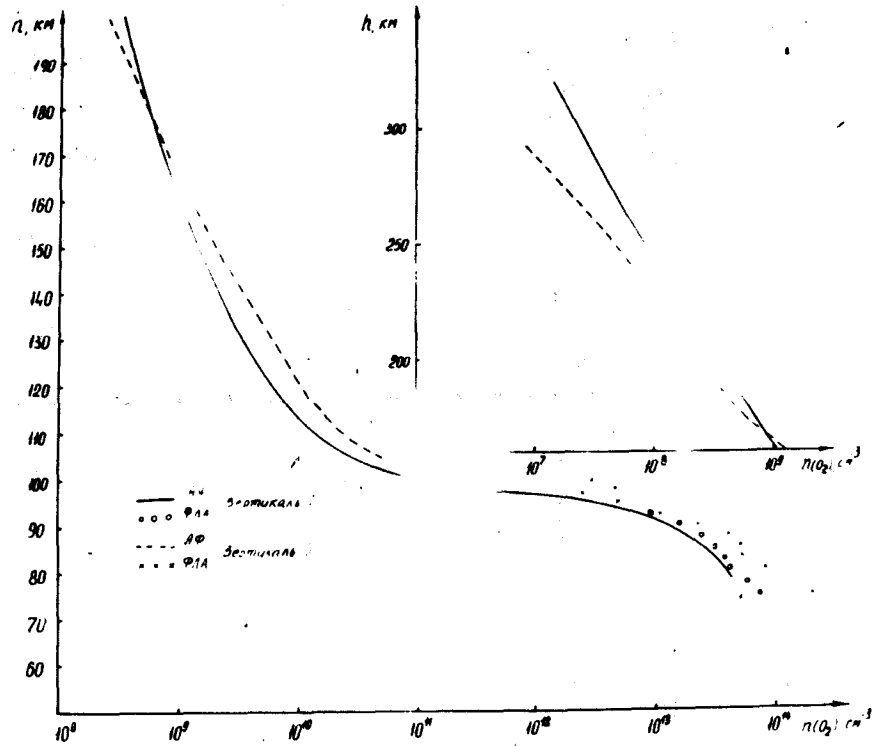


Рис.7. Высотные распределения $[O_2]$ до высот 200 км

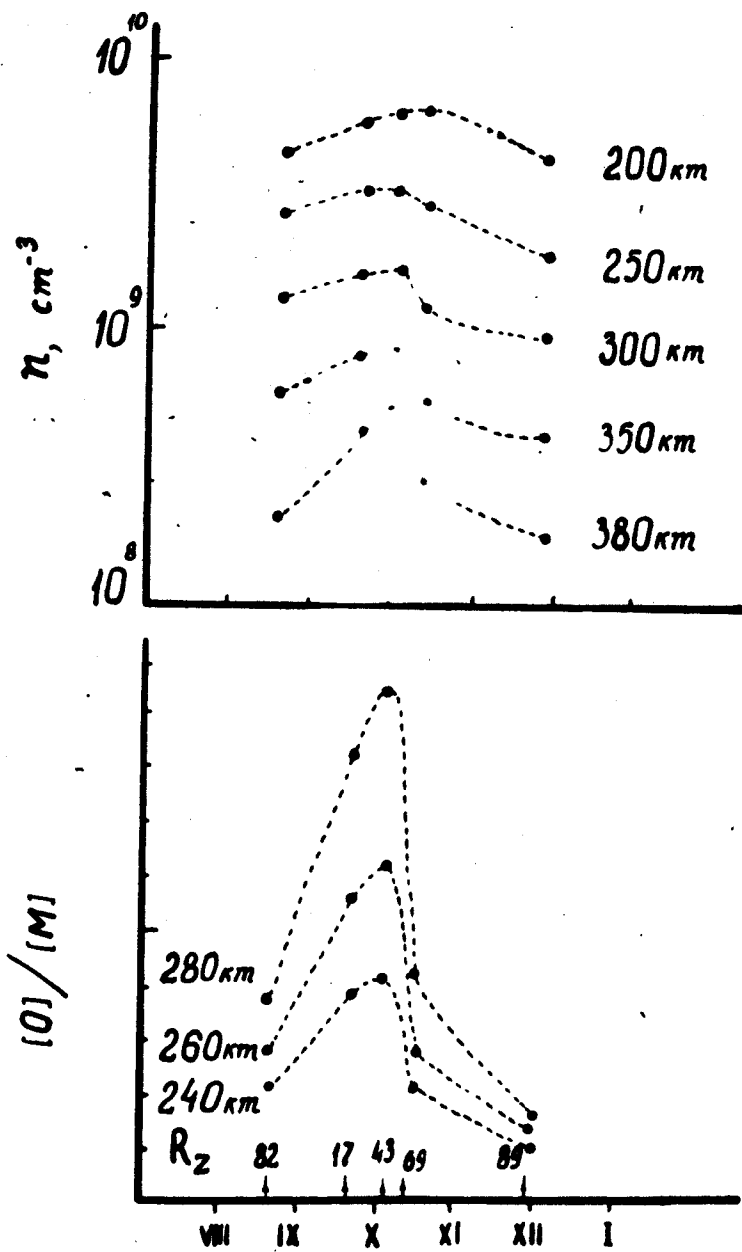


Рис.8. Вариации n_z и отношения $[O]/[M]$ в зависимости от даты эксперимента

на высотах 130-400 км отношение $[O]/[M]$ изменялось от 0,15 до 300.

К сожалению, небольшое число рассматриваемых экспериментов затрудняет выявление возможных причин наблюдаемых вариаций плотности нейтрального газа и его состава.

Проведенное сопоставление полученных результатов с данными о солнечной и геомагнитной активности показало, что однозначной корреляции между динамикой изменений концентрации нейтральных частиц и их состава и солнечно-геомагнитной активности для описываемых экспериментов не наблюдалось. Сравнивая результаты летнего эксперимента 20.УШ.71 г. с остальными, проводившимися в осеннее время, можно также отметить, что эти данные не укладываются и в общепринятые представления о сезонных вариациях нейтрального газа.

На рис.8 полученные данные представлены в зависимости от даты эксперимента (местоположение и время измерений у них были практически одинаковы). Из рисунка видно, довольно четкое увеличение как общей концентрации, так и отношения $[O]/[M]$ в период, близкий к осеннему равноденствию. Известно, что в атмосфере наблюдаются вариации плотности и состава с периодом 6 месяцев и максимальные значения приходятся на весенне-осенние периоды [36].

Не исключено, что наблюдаемые изменения концентрации и состава нейтральных частиц отражают полугодовые вариации структуры верхней атмосферы, которые практически не зависят от солнечной активности [36,37]. Резкое увеличение концентрации и отношения $[O]/[M]$ в конце сентября - начале октября может свидетельствовать в пользу равноденственной гипотезы полугодовых вариаций верхней атмосферы [26].

2.2. Определение T_e и эффективности нагрева электронного газа.

Электронная температура определялась при помощи цилиндрического и плоского зондов Ленгмюра с неизменным по высоте периодом пилообразного напряжения ~ 1 сек [7]. Таким образом разрешающая способность этих измерений по высоте менялась, улучшаясь по мере подъема ракеты.

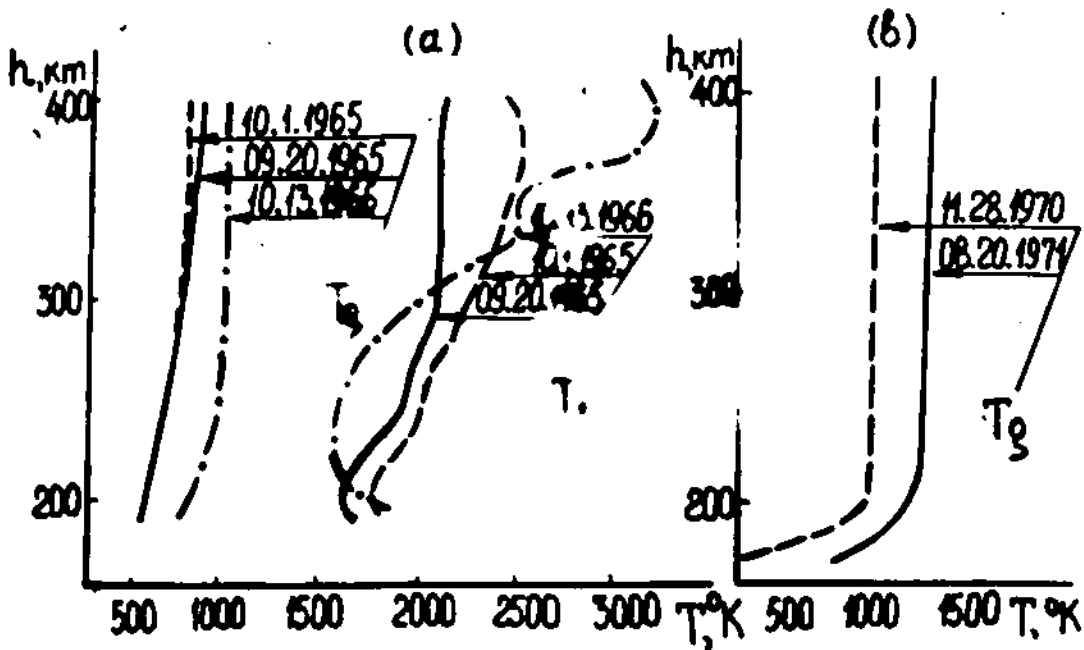


Рис.9. (а) Высотные распределения T_g и T_e 1.10.65 и 20.11.65 и 13.10.66; (б) высотные распределения T_g 28.11.70 и 20.8.71

На рис.9а приведены $T_g(h)$ и $T_e(h)$ для полетов 1965-66 гг. [3,4], а на фиг.9б - $T_g(h)$ для полетов 1971 г. [14].

Следует отметить, что практически для всех экспериментов на высотах 180-400 км $T_e > T_g$, а профили $T_e(h)$ имели немонотонный характер, хотя в целом наблюдается тенденция возрастания T_e до 2000-2500°К на высотах ~400 км. Результаты одновременных измерений T_e , T_g и n_n , а также электронной концентрации позволили сделать оценки притока тепла к электронному газу на высотах >180 км. Для этого использовалось стационарное уравнение баланса тепла.

Для определения скорости передачи тепла Q_e принималось, что основными механизмами потерь энергии электронным газом являются соударения с нейтральными частицами и положительными ионами: упругие соударения с атомарным кислородом, молекулярным азотом и возбуждение уровней молекул N_2 , упругие соударения с ионами O^+ , поскольку на высотах 200-400 км этот ион можно рассматривать как основной, а также процессы возбуждения тонкой структуры электронных уровней атомарного кислорода 3P_y . Теплопроводность электронного газа K_e оценивалась исходя из того, что реальная ионосфера не представляет собой полностью ионизованную среду.

Хотя T_e на рис.9 растет с высотой, наблюдаемые на некоторых участках кривых отклонения от монотонного возрастания T_e не во всех случаях коррелирует с соответствующими вариациями n_e . Расчеты показали, что на высотах 200-300 км в установлении равновесных значений T_e существенную роль играют абсолютные значения n_e и n_n .

Из рассмотренных механизмов охлаждения электронного газа возбуждение атомарного кислорода оказалось наиболее эффективным вплоть до высот ~400 км. Поэтому рост концентрации нейтральных частиц, и особенно атомарного кислорода приводит к увеличению потерь энергии на возбуждение электронных уровней атомарного кислорода, что реализуется в появлении минимумов значений $T_e(h)$ на высотах ~200-300 км.

На основе расчетов скоростей притока и охлаждения электронного газа в [3] и [4] отмечалось, что теплопровод-

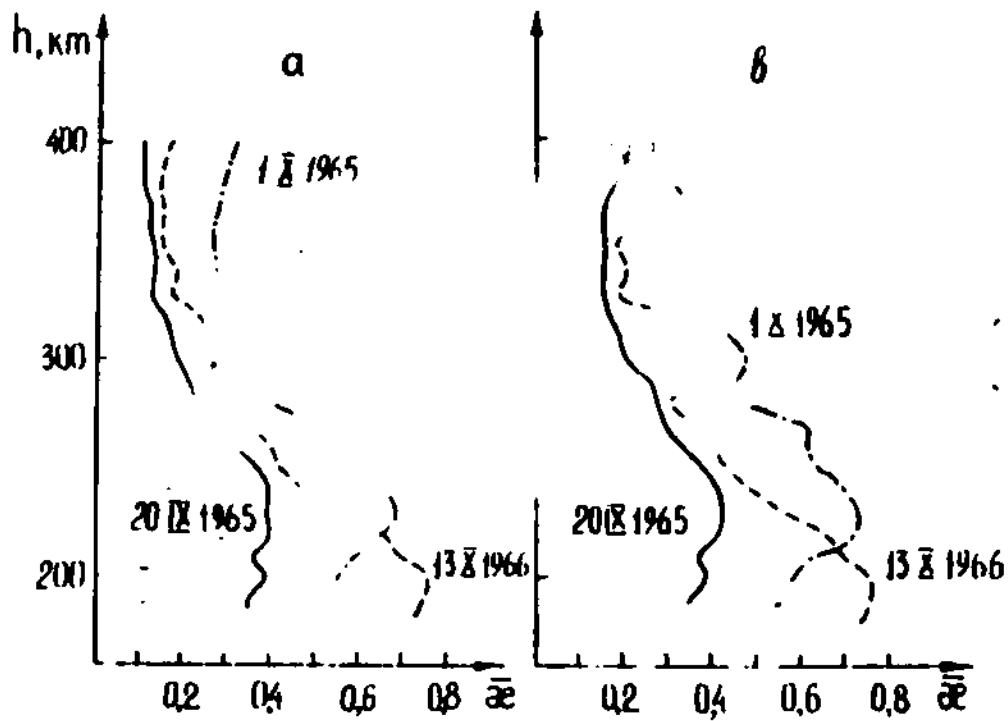


Рис.10. Эффективность нагрева электронного газа $\bar{\alpha}$:
а) без учета теплопроводности; в) с учетом теплопроводности

ность влияет на высотный профиль эффективности нагрева только на высотах >300 км (см. рис. 10).

В [3,4] были получены довольно высокие значения эффективности нагрева $\bar{\alpha}$ ($\sim 70-80\%$) для высот ~ 200 км. Причиной этого может быть неучет дополнительных источников нагрева, электрические поля, магнитогидродинамические волны и пр., а также несколько завышенные значения концентраций атомарного кислорода, для определения которого использовались теоретические значения эффективного сечения поглощения — единственно доступные до 1970 г.

Полученные высотные профили $\bar{\alpha}$ позволили объяснить наблюдаемые особенности высотных зависимостей T_e , и показали, что на высотах 200–300 км процессы взаимодействия электронного газа с нейтральными в значительной степени регулируют равновесную электронную температуру и что эффективность нагрева электронного газа существенно зависит от концентрации нейтральных частиц.

2.3. Определение электронной концентрации N_e и скорости ионообразования q .

Электронная концентрация определялась методом дисперсионного интерферометра [6,15,21]. С борта ракеты изучались когерентные радиоволны с частотами $f_1 = 48$ мГц и $f_2 = 144$ мГц.

Такие измерения систематически проводятся в СССР с 1954 г., методика их подробно изложена в [33]. В последние годы аппаратура УКВ дисперсионного интерферометра была в значительной степени модернизирована [6] по сравнению с применявшейся ранее.

Регистрация на Земле разности фаз принимаемых сигналов позволяла определять N_e от высот $\sim 90-95$ км до высот ~ 450 км с погрешностью $\sim 5-10\%$.

Кроме того, во время этих экспериментов, а также в предшествующие дням запусков и в последующие за ними дни велось зондирование ионосферы с помощью ионосферной станции, расположенной в районе запуска. Эти измерения велись с целью получения сведений о состоянии ионосферы, которые

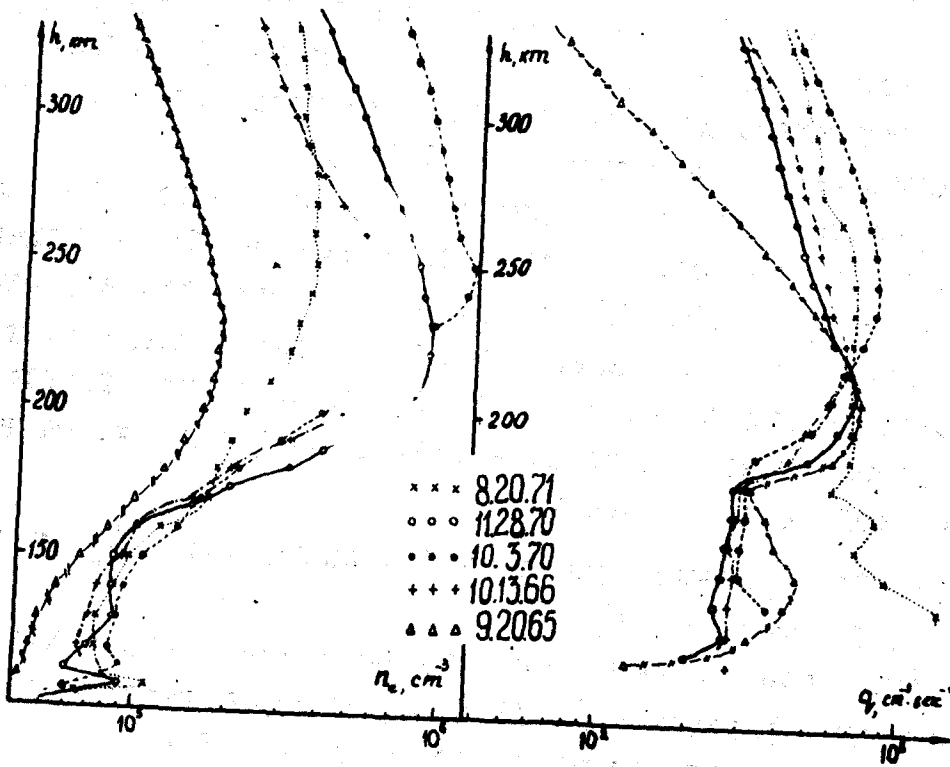


Рис. II. Высотные распределения N_e и q

могли быть полезны при измерениях поглощения радиоволн. Они также давали возможность судить о наличии возмущений в ионосфере и их характере.

По полученным данным об интенсивности потоков солнечного излучения и определенным значениям $n_e(h)$ оценивалась скорость ионообразования $q(h)$.

На рис. II приведены высотные распределения n_e , q для двух полетов 1965 г. и трех полетов 1970-71 гг., соответственно. При определении q не учитывались эффекты вторичной ионизации. Как показали оценки, сделанные в [20], скорость ионообразования в ионосфере за счет вторичной ионизации примерно на порядок меньше, чем за счет прямого солнечного у.ф. излучения, поэтому указанное пренебрежение допустимо. Заметим также, что, как и следовало ожидать, учет незарегистрированного анализатором фотоэлектронов излучения в области $< 400 \text{ \AA}$ изменил вид высотной зависимости q только на высотах $< 200 \text{ км}$, где его вклад в ионизацию верхней атмосферы составляет $\sim 50\%$.

Сравнение приведенных профилей $n_e(h)$ и $q(h)$ свидетельствует об изменении характера высотного профиля коэффициента рекомбинации в области $\sim 150 \text{ км}$. Обращает на себя внимание и тот факт, что от эксперимента к эксперименту наблюдались существенные изменения как в характере высотных профилей $n_e(h)$, так и в значениях $n_{e \max}$ (более, чем на порядок) и $h_{e \max}$. Осенне-зимние эксперименты характеризуются более компактным распределением $n_e(h)$ вблизи максимума F^2 , что соответствует классическим представлениям о сезонных изменениях n_e на средних широтах [41, 42]. Однозначная корреляция с профилями $q(h)$ при этом наблюдается не всегда, равно как не удается объяснить наблюдаемые изменения только за счет вариаций нейтрального состава.

2.4. Эффективная частота соударений электронов в области E ионосферы.

Эффективная частота соударений ν_{eff} , как известно, не может быть измерена прямым способом и является одним из наиболее трудно определяемых характеристик ионосферы.

Полеты ракет "Вертикаль-I" и "Вертикаль-II" (21.8.1971) (а также и "Вертикаль 3 и 4") сопровождались многочастотными измерениями поглощения радиоволн, проводимыми вблизи места старта ракет для прецизионного измерения поглощения радиоволн методом импульсного радиозондирования ионосферы (методом А-I). Так как поглощение радиоволн определяется высотными распределениями n_e и эффективной частоты соударений электронов ν_{eff} , то, используя данные измерений поглощения радиоволн и одновременно полученные при помощи ракет $n_e(h)$ профили, авторы [10,17,43] получили профили $\nu_{eff}(h)$, согласно которым ν_{eff} составляет 10^6 сек^{-1} на высоте 80 км и $1,5 + 2 \cdot 10^4 \text{ сек}^{-1}$ на высоте 110 км.

2.5. Эффективный коэффициент рекомбинации.

По данным, полученным при полетах ракет в 1965-66 г., величины α_{eff} (для < 180 км) определялись без учета дрейфов [5]. Полученные величины α_{eff} лежали в пределах от $6 \cdot 10^{-8} \text{ см}^{-3} \text{ сек}^{-1}$ на высоте ~ 100 км до $2 \cdot 10^{-8} \text{ см}^{-3} \text{ сек}^{-1}$ на высоте ~ 180 км.

Результаты определения α_{eff} по данным полетов ракет 1970-71 гг. приведены на рис.12. Как видно из рис.12 на рассматриваемых высотах учет члена движений мало влияет на α_{eff} . Полученные величины и высотное распределение α_{eff} вполне удовлетворительно соответствуют как значениям α_{eff} , рассчитанным с использованием данных лабораторных измерений [29,30], так и данным Тимоти и др. [20]. То обстоятельство, что определенные по данным различных измерений величины α_{eff} близки к оценкам, в которых использованы константы диссоциативной рекомбинации ионов O_2^+ и NO^+ , являющихся основными на рассматриваемых высотах, по-видимому, подтверждает правильность представлений диссоциативной рекомбинации, как об основном процессе, определяющем деионизацию на высотах < 180 км.

Высотные профили эффективного коэффициента рекомбинации β_{eff} для > 180 км приведены на рис.13. Можно отметить, что для всех трех полетов учет диффузии не меняет характера распределений $\beta_{eff}(h)$. Однако, учет ветров существенно из-

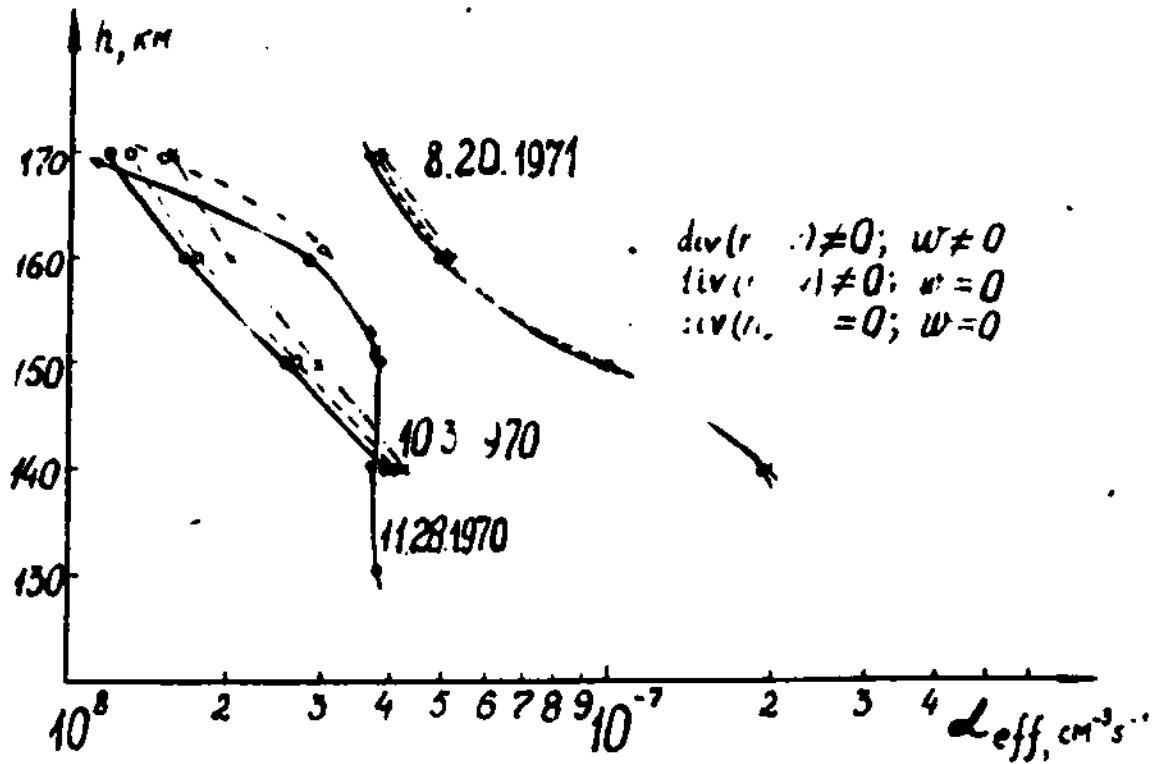


Рис.12. Высотные распределения эффективного коэффициента рекомбинации α_{eff}

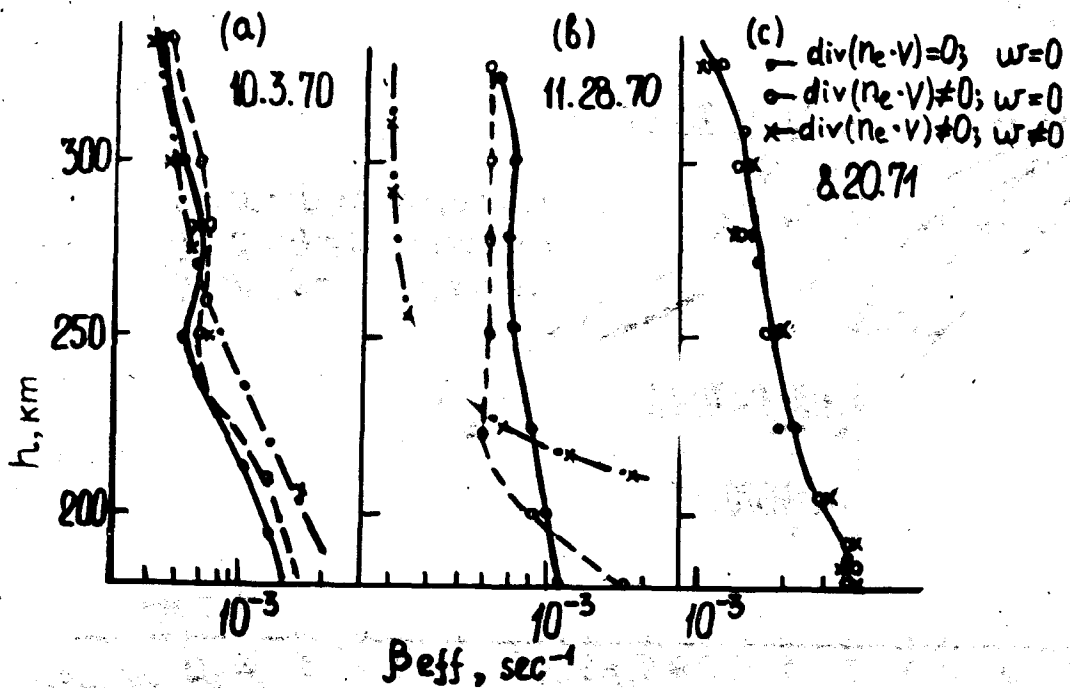


Рис. 13. Высотные распределения эффективного коэффициента рекомбинации β_{eff}

менил вид кривых на фиг. I3a и I3b. Вместо аномального роста на высотах >230 км, величины β_{eff} стали монотонно убывать с высотой. В некоторых случаях (рис. I3b) учет дрейфа ионизации изменил β_{eff} на высотах >250 км примерно вдвое. Отсутствие влияния дрейфа ионизации (рис. I3c) связано с тем, что рассчитанные скорости нейтрального ветра и дрейфа ионизации для летнего дня 8.20.71 г. мала (<10 м/сек [18]). Возрастание этих скоростей оказывает сильнейшее влияние на величину β_{eff} (возможно более сильное, чем изменений нейтрального состава [18]).

На фиг. I4 воспроизведена кривая β_{eff} (с учетом дрейфа ионизации), приводившаяся на фиг. I3a (относящаяся к 3.10.70). Для сравнения здесь же приведено высотное распределение β_{eff} , рассчитанное как $\beta_{eff} = \gamma_1 [N_{O_2}] + \gamma_2 [N_{N_2}]$, где $\gamma_1 = 1,5 \cdot 10^{-11}$ см⁻³ сек⁻¹, $\gamma_2 = 1,7 \cdot 10^{-11}$ см⁻³ сек⁻¹ [30]; сумма концентрации молекул кислорода N_{O_2} и азота N_{N_2} взяты согласно фиг. 4. Сравнение двух кривых $\beta_{eff}(h)$ на фиг. I4 показывает весьма значительные различия между ними. Можно предположить, что наблюдаемое расхождение обусловлено увеличением роли вертикальной диффузии в реальных условиях. Не исключено, однако, особенно на высотах <250 км, где величина q велика по сравнению с эффектом диффузии, что это расхождение связано с несоответствием физических условий, при которых определяются величины γ_1 и γ_2 , с истинными условиями в ионосфере на этих высотах.

3. Некоторые данные о взаимосвязи основных параметров верхней атмосферы

Полученные в экспериментах данные об ионизованной и нейтральной компонентах были приведены в виде зависимостей электронной концентрации и скорости ионообразования. Из рис. II видно, что выше максимума слоя F2 значения $q(h)$, пропорциональные абсолютной концентрации всех нейтральных частиц, отличались друг от друга незначительно, тогда как различие в значениях N_e достигало фактора 3. При этом характерно, что приведенные выше данные о структуре нейтральной атмосферы не позволяют объяснить наблюдаемое различие в

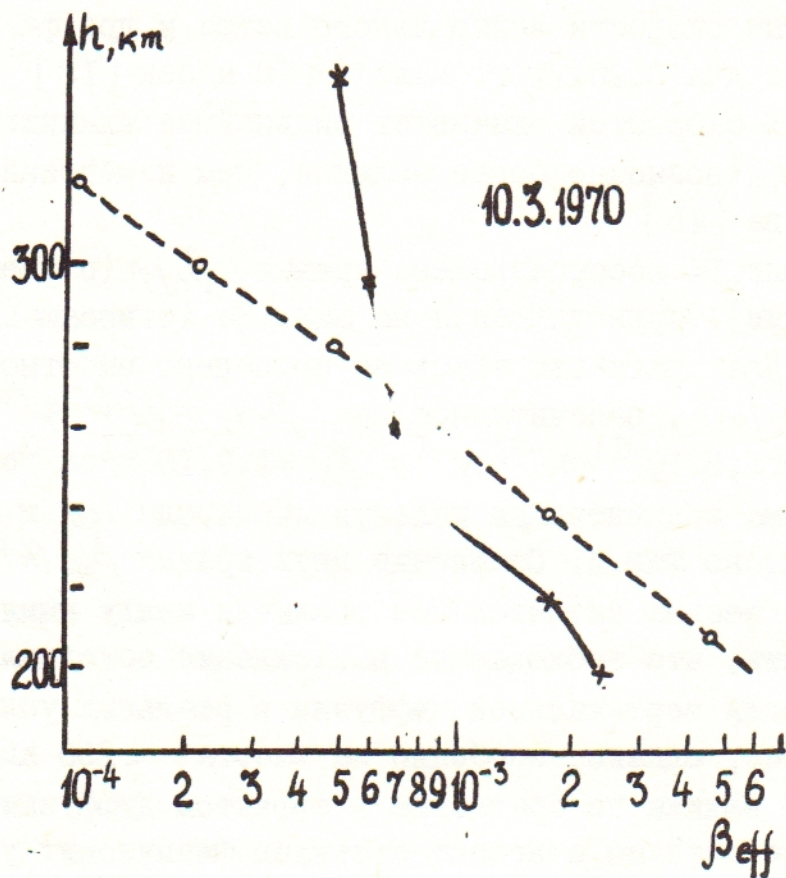


Рис.14. Высотные распределения β_{eff} для полета 3.Х.70 г. по ракетным данным и по расчетным - с использованием лабораторных констант скоростей деионизации

профилях $n_e(h)$ вблизи максимума области F .

Эти обстоятельства видимо указывают на то, что наблюдаемые в ионосфере профили $n_e(h)$ не во всех случаях могут быть объяснены только фотохимическими процессами, т.е. что использование для описания рекомбинационных процессов в области F_2 общепринятого выражения эффективного коэффициента рекомбинации [29,30] как $\beta_{\text{эфф}} = \gamma_1[O_2] + \gamma_2[N_2]$, не дает полного представления о протекающих на этих высотах процессах.

Ранее было отмечено, что в целом ряде случаев дрейф заряженных частиц оказывает существенное влияние на состояние ионосферы на высотах 180-400 км.

Проведенные расчеты вертикальных распределений скорости нейтральных ветров и дрейфа ионизации для ряда рассматриваемых экспериментов показали, что во всех случаях на высотах 180-400 км осенью горизонтальные скорости нейтрального ветра были выше, чем летом (см. рис. I5 и I6). При этом наибольшая компонента скорости всегда была направлена на запад, что характерно для среднеширотной области F . Большие значения вертикальной скорости дрейфа ионосферной плазмы тоже соответственно наблюдались в осеннее время.

С учетом направлений и скоростей дрейфа заряженных частиц, полученные $n_e(h)$ - профили хорошо согласуются с профилями $q(h)$. Наблюдалась довольно четкая корреляция формы слоя F_2 с величиной дрейфа ионизации, направленного на высотах < 400 км всегда вниз.

Оказалось, что имеет место отрицательная зависимость абсолютных значений $\beta_{\text{эфф}}$ от скорости дрейфа: чем выше скорость, тем меньше $\beta_{\text{эфф}}$. Когда скорость дрейфа не превышала 10 м/сек 20.УШ.71 г. дрейфовые движения практически не влияли на $\beta_{\text{эфф}}$. Характерно, что в интервале ~250-350 км, независимо от величины дрейфа ионизации, $\beta_{\text{эфф}}$ изменяется менее, чем вдвое, что существенным образом отличается от высотных профилей $\beta_{\text{эфф}}$, вычисленных теоретически [30]. При этом такое изменение $\beta_{\text{эфф}}$ с высотой практически не зависит от величины дрейфа ионизации. Это позволяет предположить, что для высот больших F_2_{max} может быть следует более

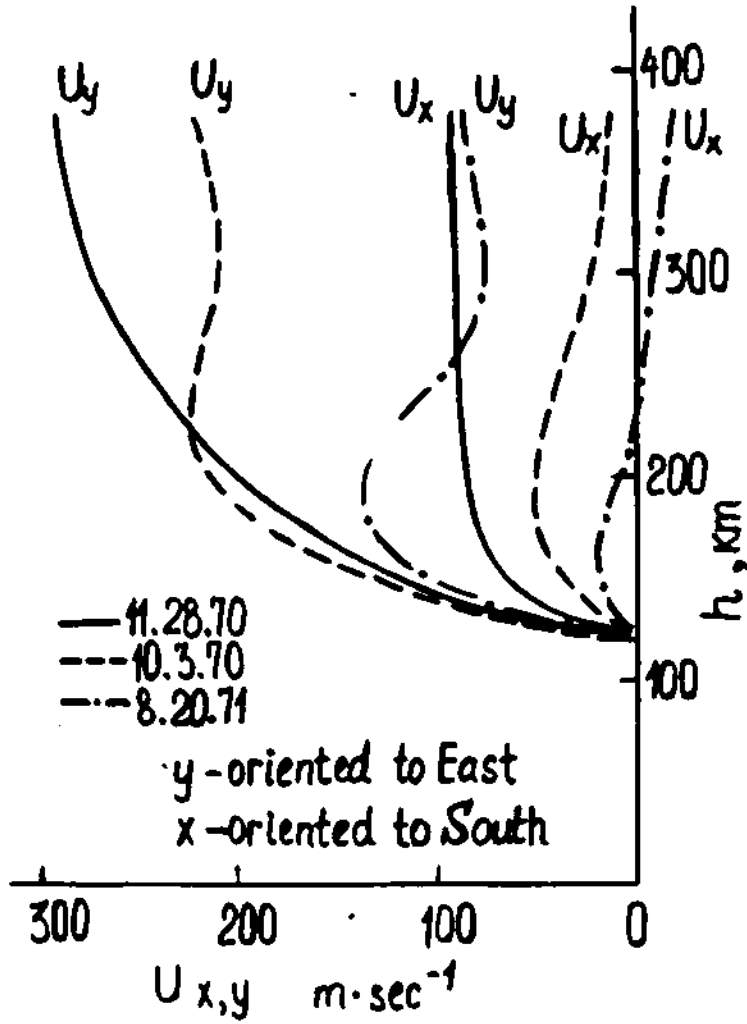


Рис.15. Компоненты горизонтальных скоростей нейтральных ветров, рассчитанные Дж.Кингом

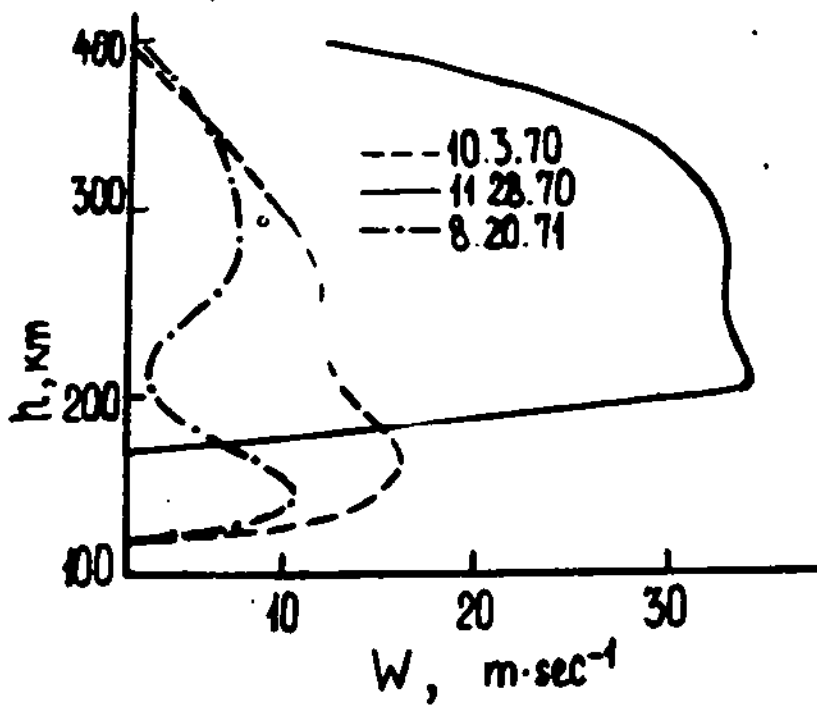


Рис. 16. Вертикальные компоненты скоростей моноферных дрейфов.

критически отнестись к общепринятому механизму исчезновения заряженных частиц. Максимально возможный диапазон изменений составляет $\sim (3 \pm 0,3) \cdot 10^{-3} \text{сек}^{-1}$. Если скорость дрейфа превышает 10 м/сек, это приводит к соответствующему пропорциональному уменьшению абсолютных значений β_{eff} .

Итак, проведенная серия однотипных экспериментов свидетельствует в пользу того, что для периодов низкой и средней солнечной активности в среднеширотной невозмущенной области F^1 наблюдаемые изменения плотности и состава нейтрального газа наилучшим образом объясняются в предположении наличия полугодовых вариаций. На высотах < 350 км в осенне-зимний период профили $n_e(h)$ в значительной степени определялись дрейфом ионизации, который, по-видимому, способствует уменьшению абсолютных значений β_{eff} в 2-3 раза выше максимума области F^1 . Отсутствие корреляции между изменениями нейтрального состава и электронной концентрации свидетельствует вероятно о различной природе полугодовых и сезонных вариаций верхней атмосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В приведенном выше обзоре работ по определению высотных зависимостей различных характеристик нейтральной верхней атмосферы и ионосферы до высот $\sim 400-420$ км, с использованием данных измерений на вертикально запускаемых ракетах, что, имея одновременно измеренные величины интенсивности солнечного у.ф.излучения, в ряде спектральных участков электронной концентрации и электронной температуры, можно определить такие важные для построения и проверки ионосферных моделей величины, как скорость ионообразования, эффективные коэффициенты рекомбинации, эффективность нагрева электронного газа.

Полученные результаты, в частности, свидетельствуют в пользу того, что эффективный коэффициент рекомбинации $\alpha_{eff} \text{см}^{-3} \text{сек}^{-1}$, рассчитанный на основе представлений о диссоциативной рекомбинации O_2^+ и NO^+ , как основном процессе деионизации на высотах < 180 км, в основном, удовлетворительно описывает реальные физические явления на этих высотах. Вместе с тем, имеются сомнения в том, что рассчитанные в со-

ответствии с лабораторными измерениями констант σ_1 и σ_2 величины β_{eff} хорошо описывают процесс деионизации на высотах >200 км.

Состав приборов, применяемых в координированных ионосферных исследованиях при помощи вертикальных ракет, желательно дополнить фотометрами, измеряющими интенсивность солнечного у.ф.излучения на нескольких фиксированных длинах волн (монохроматическими приборами или с узкими спектральными интервалами), чувствительным манометром и масс-спектрометрами нейтральных частиц и ионов. При такой дополненной программе точность измерений и, соответственно, доказательность выводов повысятся.

Очевидно, что проведение исследований такого типа необходимо для создания ионосферных моделей и их проверки, для понимания ионосферных процессов. Систематичность таких исследований - единственная возможность установления ионосферно-магнитосферных связей ионизационно-рекомбинационных процессов.

Литература

1. К.И.Грингауз, Г.Л.Гдалевич, В.А.Рудаков, Н.М.Шютте, Геоман. и аэрон., 8, 2, 224, 1968.
2. N.M.Shutte, I.A.Knerin, Space Res., IX, 274, 1969
3. G.L.Gdalevich, N.M.Shutte, Space Res. XI, 1118, 1971.
4. Г.Л.Гдалевич, Н.М.Шютте, Геоман. и аэрон., XII, 2, 267, 1972.
5. К.И.Грингауз, Г.Л.Гдалевич, В.А.Рудаков, Н.М.Шютте "Ионосферные исследования", № 20, 43, М., Наука, 1972.
6. В.А.Рудаков, И.А.Кнорин "Ионосферные исследования", № 20, 34, М., Наука, 1972.
7. Г.Л.Гдалевич, В.Ф.Губский "Ионосферные исследования", № 20, 30, М., Наука, 1972.
8. Н.М.Шютте "Ионосферные исследования", № 20, 36, М., Наука, 1972.
9. Л.Мартини, Н.М.Шютте, К.И.Грингауз, Б.Штарк, Космич.исслед., 10, 2, 225, 1972.
10. К.Бишофф, К.И.Грингауз, Г.Кобер, Г.Кляйн, И.А.Кнорин, В.А.Рудаков, Космич.исслед., 10, 2, 228, 1972
11. Л.Мартини, Н.М.Шютте, Космич.исслед., XI, 5, 718, 1973.
12. К.И.Грингауз, Н.М.Шютте. Сб."Интеркосмос. Некоторые результаты научных экспериментов на ракетах "Вертикаль I и 2" и на спутниках "Интеркосмос 2 и 5", стр.7, изд. АН ГДР, 1974.
13. Л.Мартини, Г.Хунзальц. Сб."Интеркосмос", 21, изд.АН ГДР, 1974.
14. Н.М.Шютте. Сб."Интеркосмос", стр.72, изд.АН ГДР, 1974.
15. И.А.Кнорин, В.А.Рудаков. Сб."Интеркосмос", 12, изд.АН ГДР, 1974.
16. Г.Л.Гдалевич. Сб."Интеркосмос", 140, изд.АН ГДР, 1974.
17. К.Бишофф, Г.Кляйн. Сб."Интеркосмос", 100, изд.АН ГДР, 1974.
18. K.I.Gringaus, N.M.Shutte, Journ.Atm.Phys., 36, 2016, 1974.
19. R.E.Bourdeau, A.C.Aikin, J.L.Donley, J.Geophys.Res., 71, 727, 1966

20. A.F.Timothy, J.C.Timothy, A.P.Willmore, J.H.Wager, *J.Atm.Terr.Phys.*, 34, 969, 1972.
21. К.И.Грингауз. Докл. АН СССР, 6, 1234, 1958.
22. J.W.King, H.Kene, *Nature, Lond.* 206, 699, 1965.
23. J.W.King, D.Elles, H.Kene, *Journ.Atm.Terr.Phys.*, 33, 1067.
24. H.E.Hinteregger, K.Damon, L.Hall, *Journ.Geoph.Res.*, 64, 961, 1959.
25. R.B.Cairus, J.A.R.Sanson, *J.Opt.Soc.Am.*, 56, 1568, 1966.
26. Z.H.Weeks, Z.G.Smith, *J.Geophys.Res.*, 73, 15, 4835, 1968.
27. J.A.R.Sanson, R.B.Cairus, *J.Geophys.Res.*, 1964, 69, 4583.
28. H.E.Hinteregger, L.A.Hall, G.Schmidtke, *Space Res.*, 5, 1175.
29. А.Д.Данилов. ХИМИЯ ИОНОСФЕРЫ. Гидрометиздат, Л., 1967.
30. Г.И.Иванов-Холодный, Г.М.Никольский. Солнце и ионосфера, М., Наука, 1969.
31. G.R.Cook, P.H.Metzger, *G.Chem. Phys.*, 41, 321, 1964.
32. H.E.Hinteregger. *Am.Geophys.*, 26, 547, 1970.
33. К.И.Грингауз, В.А.Рудаков. Сб. "Иск.сп.Земли", вып.6, изд. АН СССР, 1961, стр.48.
34. W.J.Swider, *Planet.Space Sci.*, 12, 761, 1964.
35. L.Heroux, M.Cohen, J.E.Higgins, *J.Geophys.Res.*, 79, 5237, 1974.
36. Г.С.Иванов-Холодный, *Геомагн.и аэрон.*, XIII, 969, 1973.
37. С.Е.Сок. *Planet.Space Sci.*, 18, 387, 1970.
38. C.H.Tohen, *Space Res.*, XI, Berlin, 899, 1971.
39. H.Carru, M.Petit, P.Waldenfel, *J.Atm.Terr.Phys.*, 29, 351, 1967.
40. H.E.Hinteregger, *Ann.Geophys.*, 26, 547, 1970.
41. D.F.Strebel, M.B.McElroy. *Planet.Space Sci.*, 18, 1181, 1970.
42. M.E.Fatkullin, *J.Atm.Terr.Phys.*, 32, 1989, 1970.