



КОСМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
НА УКРАИНЕ

Выпуск

14

1980

Академия наук Украинской ССР
Комиссия космических исследований

КОСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА УКРАИНЕ

Республиканский
межведомственный
сборник

Основан в 1973 г.

Выпуск 14

Киев «Наукова думка» 1980

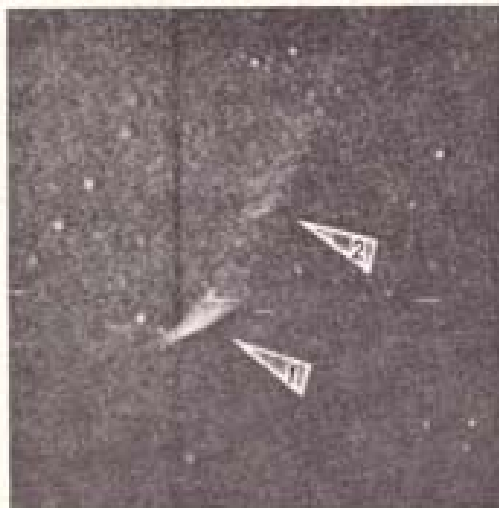


Рис. 2. Снимок, полученный с помощью телевизионной установки, работавшей без объективной призмы, через 172 с после срабатывания ускорителя.

Стрелками отмечены: 1 — струя; 2 — одна из наиболее ярких отошедших страт.

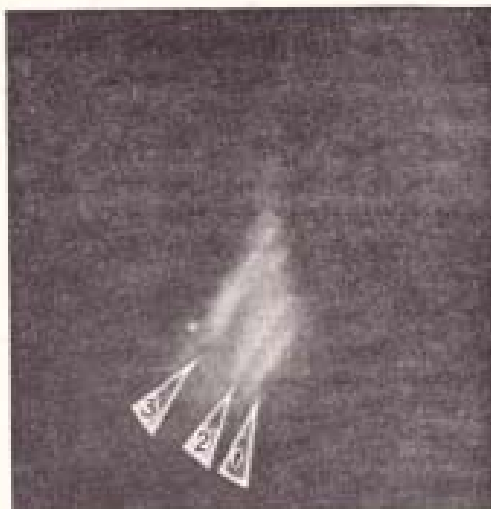


Рис. 3. Спектр бариевого образования через 172 с после срабатывания ускорителя. Над спектром струи можно различить отдельные эмиссии в спектре отошедшей страты, обозначенной стрелкой 2 на рис. 2.

Стрелками обозначен спектр струи: 1 — Ball 4584 Å, 2 — Ball 4934 Å, 3 — Ball 6142 Å и Ball 6497 Å.

Ионизация атомов, выброшенных при срабатывании ускорителя с направленными скоростями до 15 км/с, происходит за счет соударений с молекулами остаточной атмосферы с характерным временем менее 1 с. Наряду с этим процессом происходит фотоионизация солнечным ультрафиолетовым излучением с постоянной времени около 15—30 с (для атомов, выброшенных со скоростями, меньшими 7 км/с).

1. *Drapatz S. W.* The radiative transfer problem in freely expanding gaseous clouds and its application to barium cloud experiments. — *Planet. Space Sci.*, 1972, 20, N 3, p. 663—682.
2. *Зайдель А. Н., Прокофьев В. К., Райский С. М., Шнейдер Е. Я.* Таблицы спектральных линий. — М.: Физматгиз, 1962. — 540 с.
3. *Глава Н. С., Русин Ю. Я.* Кумулятивная инжекция бария на высоте 170 км. Эксперимент «Спалокс». — В кн.: *Динамика космической плазмы*. М.: Наука, 1976, с. 155—164.
4. *CIRA 1972*, (COSPAR Intern. Reference Atmosphere). — Berlin: Akad. Verlag, 1972.
5. *Мойся Р. Н., Коломиец А. Р., Коломиец Г. Н. и др.* Радиолокационные наблюдения в эксперименте «Спалокс». — *Вести. Киев. ун-та. Астрономия*, 1979, вып. 21, с. 80—84.
6. *Ивченко Н. С., Молотай А. А., Ващенко В. Н.* Некоторые характеристики начального расширения искусственного облака бария. — *Косм. исслед. на Украине*, 1979, вып. 13, с. 55—58.

Киев

Поступила в редколлегию
24.07.78

УДК 551.510.535

В. А. МИСЮРА, А. М. ГОКОВ, В. Л. ДОРОХОВ, Л. А. ПИВЕНЬ, В. Г. СОМОВ,
Ю. П. ФЕДОРЕНКО, А. С. ШЕМЕТ

Результаты исследования высокоширотной нижней ионосферы методом частичных отражений

На основании анализа амплитуд частично отраженных сигналов, зарегистрированных зимой и весной 1974 г. в районе пос. Верхнетуломского и летом 1977 г. в районе пос. Туманного Мурманской области, установлен ряд особенностей высокоширотной нижней ионосферы: 1) преобладание отраженной составляющей частично отраженных сигналов над рассеянной составляющей; 2) наиболее вероятные скорости дрейфа мелкомасштабных ис-

однородностей находятся в интервале 40—50 м/с; 3) зимой и весной на высотах 50—60 км существует слой *C* с концентрацией N_{max} примерно 10^8 см^{-3} и впадиной на высотах 75—85 км с концентрацией около 50 см^{-3} ; 4) летом на высотах 80—88 и 90—92 км существуют слои ионизации с концентрацией приблизительно 10^8 см^{-3} ; 5) в 7—16 ч концентрация в среднем повышается от $3 \cdot 10^8 - 4 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ на высоте около 75 км до $4 \cdot 10^8 - 6 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ на высоте примерно 90 км. В 3 и 19 ч концентрация на высоте 90 км составляет около $10^8 - 4 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ и резко возрастает до $3 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$ на высоте примерно 95 км.

По регистрациям амплитуд (*A*) частично отраженных (ЧО) сигналов, полученным зимой и весной 1974 г. в районе пос. Верхнетуломского и летом 1977 г. в районе пос. Туманного Мурманской области, исследована природа ЧО, определены скорости дрейфа «замороженных» мелкомасштабных неоднородностей электронной концентрации (*N*), а также установлены особенности высотных профилей *N* (*z*).

В 1974 г. частота зондирующего сигнала изменялась в интервале $f = 1,6 - 3 \text{ МГц}$, длительность импульсов устанавливалась $\tau_p = 50; 25 \text{ мкс}$. В 1977 г. $f = 1,6 - 3,5 \text{ МГц}$, $\tau_p = 25 \text{ мкс}$. В указанные периоды исследований импульсная мощность передатчика оставалась приблизительно постоянной (200—300 кВт), полуширина диаграммы направленности (ДН) антенны (произведение ДН передающей и приемной антенн) по уровню e^{-1} также практически не менялась и составляла около 20° . Шаг временной дискретизации регистраций $A_{\alpha, n}(t)$ (индексы «o» и «n» соответствуют обыкновенной и необыкновенной компонентам ЧО сигналов) в основном был равен 1 с. Длительность регистраций составляла 5—10 мин. Для большинства регистраций изменения *A* на указанных интервалах времени можно полагать стационарными.

О природе частичных отражений. Полагают, что ЧО обусловлены рассеянием волн на мелкомасштабных неоднородностях *N* (с характерным масштабом порядка длины волны λ), отражением от крупномасштабных неоднородностей *N* типа «резкая граница» (с вертикальным масштабом много меньше λ и горизонтальным — порядка и больше первой зоны Френеля) или совокупностью процессов рассеяния и отражения. Соотношение энергий отраженной и рассеянной составляющих ЧО сигналов, по-видимому, может иметь широтные, сезонные и суточные изменения [1]. Поэтому желательно, чтобы только экспериментальные исследования указывали на единственно правильную природу ЧО [2].

В наших исследованиях для каждой регистрации о- и n-компонент ЧО сигналов определялся высотный профиль отношения энергии отраженной составляющей ($\sim |E_{\alpha, n}|^2$) к средней энергии рассеянной составляющей ($\sim |E_{50, n}|^2$) $\beta_{\alpha, n}^2 = |E_{\alpha, n}|^2 / |E_{50, n}|^2$. При этом использовалась методика вычисления $\beta_{\alpha, n}^2$, применяемая при анализе данных вертикального зондирования (ВЗ). Согласно этой методике при рассеянии $R_{\alpha, n} = \overline{A_{\alpha, n}^2} / (\overline{A_{0, n}})^2 = 4/\pi \approx 1,27$, $\beta_{\alpha, n}^2 = 0$. При одновременном существовании процессов рассеяния и отражения $1 < R_{\alpha, n} < 1,27$. В случае значительного преобладания энергии отраженной составляющей $R_{\alpha, n} \rightarrow 1$, $\beta_{\alpha, n}^2 \rightarrow \infty$. Дополнительной проверкой правильности такого анализа является сопоставление гистограмм изменения $A_{\alpha, n}$ с расчетными функциями распределения плотности вероятности Райса. В частном случае $\beta_{\alpha, n}^2 = 0$ такие функции обычно называют функциями Релея. Применяемая методика предполагает, что в рассеивающем объеме отражение происходит от одной высоты *z*.

По-видимому, из-за нарушения этого предположения оказалось, что в ряде случаев $R_{\alpha, n} > 1,27$, гистограммы $A_{\alpha, n}$ имеют несколько минимумов и поэтому не аппроксимируются функциями Райса (или Релея). Второй возможной причиной того, что $R_{\alpha, n} > 1,27$, является недостаточная

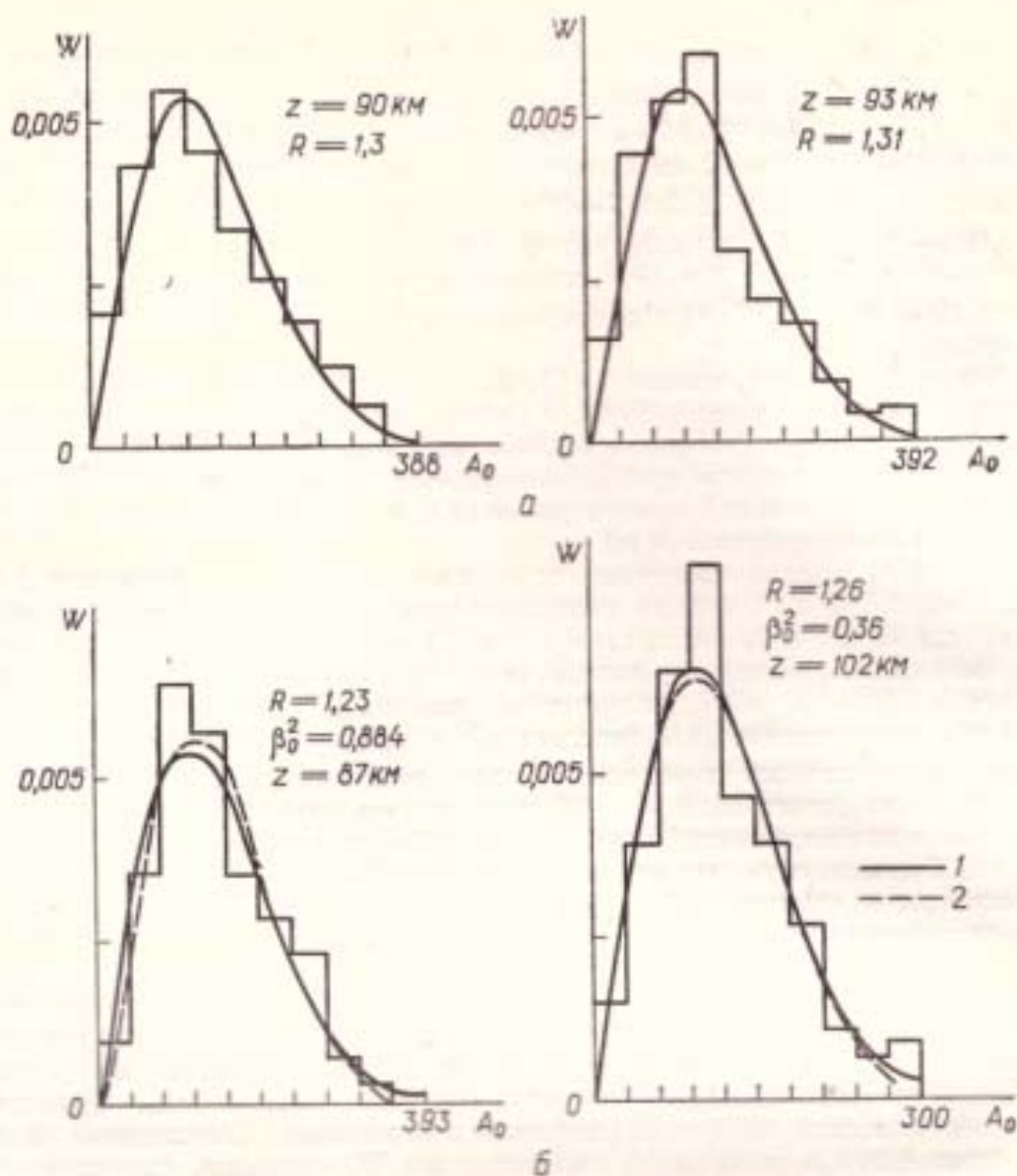


Рис. 1. Гистограммы амплитуд частично отраженных сигналов (A_0):

а — пос. Туманский, 02.07.1977 г., $15^{\text{h}}36^{\text{m}}$, $f = 3.427$ МГц, $\tau_n = 25$ мкс; б — пос. Туманский, 02.07.1977 г., $15^{\text{h}}36^{\text{m}}$, $f = 3.427$ МГц, $\tau_n = 25$ мкс; 1 — функция Релея, 2 — функция Райса.

точность определения R , которая ограничивалась длительностями интервалов усреднения (регистрацией $A_{0,n}$).

Первое предположение подтверждает эксперимент, выполненный в районе пос. Верхнетуломский 11.02.1974 г. в $22^{\text{h}}30^{\text{m}}$. В этом эксперименте были выполнены последовательные регистрации для $f = 3,07$ МГц при $\tau_n = 25$ мкс и $\tau_n = 50$ мкс. Оказалось, что при $\tau_n = 25$ мкс для большинства z значения $R_{0,n}$ находились в интервале 1—1,27, гистограммы $A_{0,n}$ хорошо аппроксимировались функциями Райса, однако при $\tau_n = 50$ мкс в основном для всех z величина $R_{0,n} > 1,27$, гистограммы имели два и больше максимумов. Причина этого может состоять в том, что при $\tau_n = 50$ мкс вертикальный масштаб рассеивающего объема в два раза больше, чем при $\tau_n = 25$ мкс, поэтому вероятность попадания в рассеивающий объем двух или больше отражающих слоев возрастает.

Второе предположение подтверждается тем обстоятельством, что при $R_{0,n} \geq 1,3$ гистограммы изменений $A_{0,n}$ удовлетворительно аппроксимируются функциями Релея. На рис. 1,а приведены характерные зависимости для такого случая.

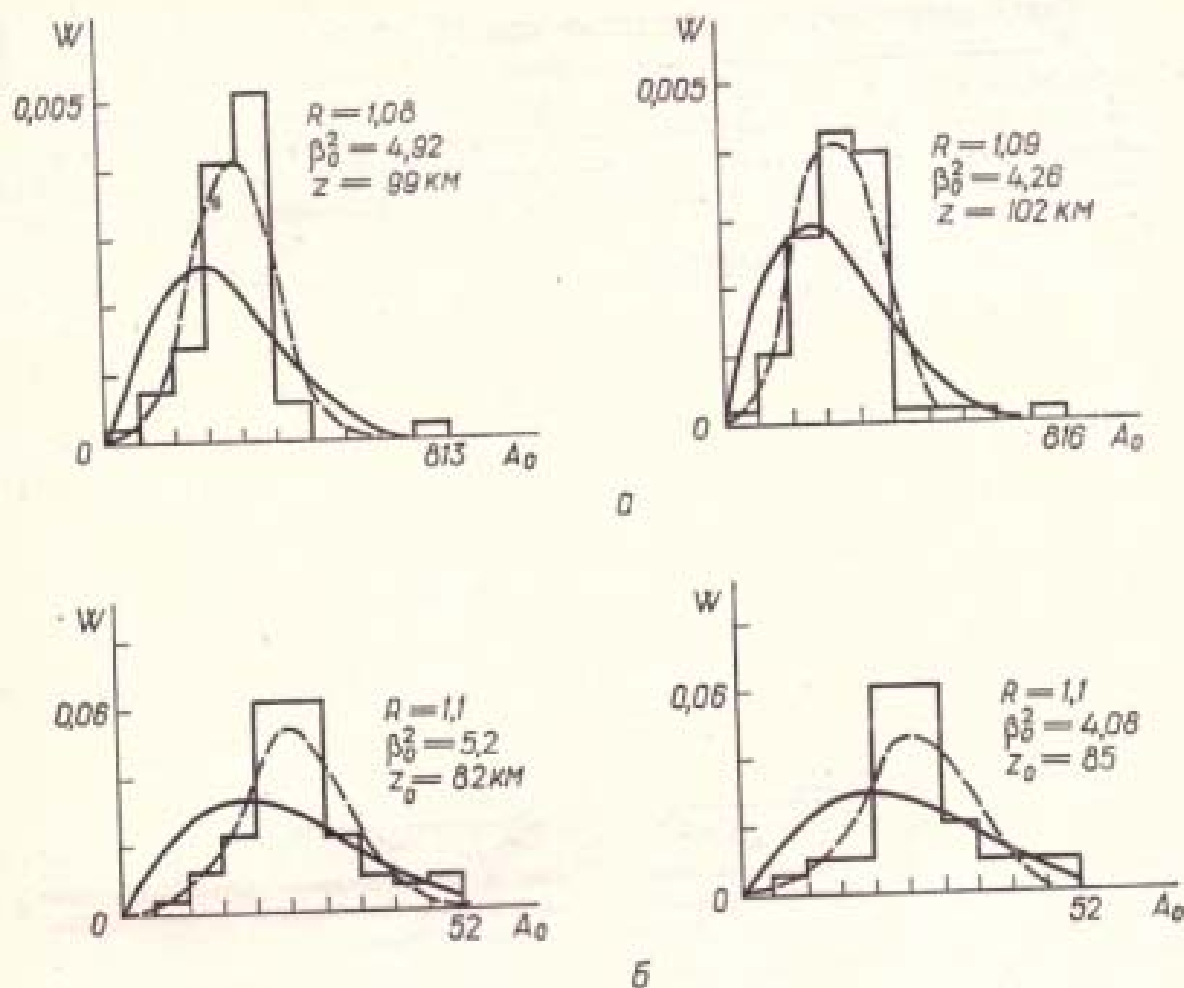


Рис. 2. Гистограммы амплитуд частично отраженных сигналов: а — пос. Туманный, 02.07.1977 г., $03^h 25^m - 23^h 30^m$, $f = 3,14$ МГц, $\tau_{\text{н}} = 25$ мкс; б — пос. Варангетулумский, 11.02.1974 г., $22^h 30^m$, $f = 3,07$ МГц; $\tau_{\text{н}} = 25$ мкс. Условные знаки те же, что на рис. 1.

Таким образом, часть случаев, для которых $R_{\text{о.л}} > 1,27$ и поэтому невозможно определить $\beta_{\text{о.л}}^2$, соответствует $\beta_{\text{о.л}}^2 \approx 0$. Например, для регистраций, полученных в течение суток 2.07.1977 г., оказалось, что примерно в 50% случаев $R > 1,27$, из этого числа 20% случаев можно приписать $\beta \approx 0$. С учетом такой поправки условиям выбранной модели отражения для указанного интервала исследований не удовлетворяет только около 30% случаев, что приблизительно совпадает с аналогичной статистикой в методе ВЗ (см. библиогр. в [3]).

Следует заметить, что при $\beta_{\text{о.л}}^2 \leq 1$ функция Райса близка к функциям Релея и поэтому достоверная идентификация гистограмм с одной из этих функций невозможна. На рис. 1, б, приведены примеры, соответствующие рассматриваемому случаю.

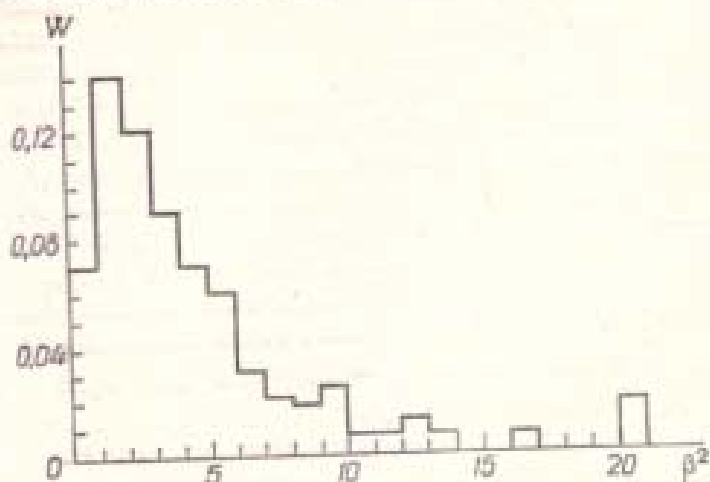


Рис. 3. Гистограмма распределения β^2 (пос. Туманный, 2.07.1977 г., $03^h 25^m - 23^h 30^m$).

Такая идентификация эффективна при $\beta_{\text{о.н}}^2 \geq 2 + 4$ (см. рис. 2).

В наших исследованиях характерным для высокоширотной нижней ионосферы оказалось преобладание отраженной составляющей над рассеянной составляющей ЧО сигналов. Наиболее вероятные значения β^2 в течение суток 2.07.1977 г. находились в интервале $\beta^2 \approx 1 \rightarrow 3$ (см. рис. 3, построенный по 116 случаям). Максимумы для о- и н-компонент приблизительно совпадают.

Скорости дрейфа мелкомасштабных неоднородностей. Скорость (V) дрейфа «замороженных» мелкомасштабных неоднородностей N опреде-

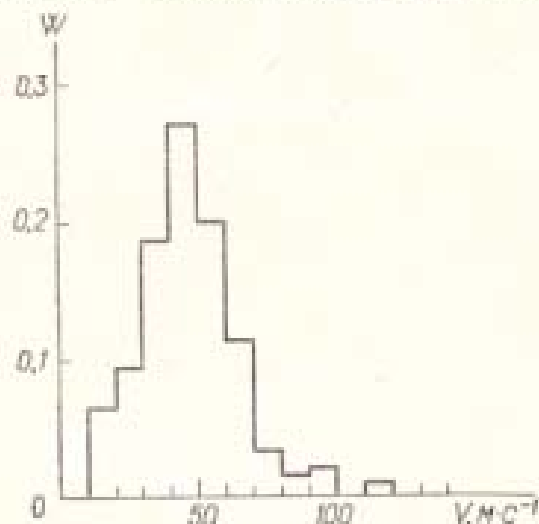


Рис. 4. Гистограмма распределения скорости ветра мелкомасштабных «замороженных» неоднородностей в нижней ионосфере (пос. Туманный, 02.07.1977 г., $03^h25^m - 23^h30^m$, $f = 1,6 \rightarrow 3,5$ МГц, $\tau_u = 25$ мкс).

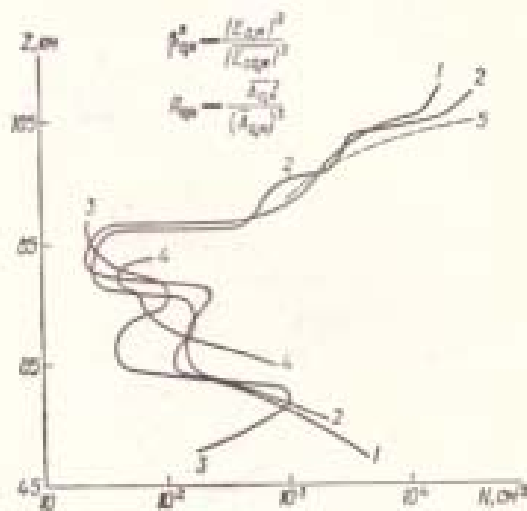


Рис. 5. Распределение электронной концентрации в зависимости от высоты (пос. Верхнетуломский):

1 — 11.02.74, 22^h30^m ; 2 — 11.02.74, 22^h30^m ;
3 — 10.02.74, 14^h17^m ; 4 — 22.03.74, 9^h30^m ;
5 — 21.03.74, 16^h47^m .

лялась по интервалам корреляции (τ_u) флуктуаций о-компоненты ЧО сигналов при помощи методики [4]. Наиболее часто V оказывалась равной около 50 м/с. На рис. 4 приведена гистограмма изменения V в течение суток 2.07.1977 г. в интервале $z = 55 - 115$ км, она рассчитана по 154 случаям. Как видно, наиболее вероятные значения V находятся в интервале 40—50 м/с. Максимумы гистограммы для интервалов $z = 55 \rightarrow 85$ км и $z = 85 \rightarrow 115$ км приблизительно совпадают. Погрешность определения V , вызванная предположением $\beta_o = 0$, составляет 20—30%, погрешность, обусловленная неточностью определения τ_u , приблизительно равна $-20 \rightarrow +50\%$ (для малых значений $V \sim 10 \rightarrow 30$ м/с эта погрешность примерно в 2 раза меньше), погрешностью, вносимой неучетом N и v (частота столкновений), в исследуемой области высот можно было пренебречь.

Высотные профили электронной концентрации. На рис. 5 приведены высотные профили $N(z)$, определенные с применением методики дифференциального поглощения [1] по регистрациям A_o и $A_{\text{от}}$, выполненным зимой и весной 1974 г. в районе пос. Верхнетуломского Мурманской области. Характерной особенностью этого периода измерений является существование в интервале $z \sim 50 \rightarrow 60$ км слоя C с $N_{\text{max}} \sim 10^3 \text{ см}^{-3}$, при $z \sim 75 \rightarrow 85$ км — впадины в высотных профилях с $N_{\text{min}} \sim 50 \text{ см}^{-3}$. На рис. 6 показана динамика профилей $N(z)$ (в основном) в течение суток 2.07.1977 г. над пос. Туманным Мурманской области. Большинство профилей вычислены при помощи упомянутой методики дифференциального поглощения. В тех случаях, когда поглощение и-волны было очень большим, применялась методика вычисления $N(z)$ по $A_o(z)$ [5].

Особенностью профилей $N(z)$ является существование двух слоев. Нижний слой с $N_{\text{max}} \sim 2 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ появлялся около 4 ч в интервале $z \approx$

$\approx 80 + 88$ км. В 7—8 ч N_{\max} слоя повышалась до $\sim 3,5 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$, примерно в 11/12 ч N_{\max} этого слоя уменьшалась, позже 15 ч слой не обнаруживался. Верхний слой располагался в интервале $z \approx 90 + 92$ км, N_{\max} слоя увеличивается от $N_{\max} \approx 5 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$ в 3—4 ч до $N_{\max} \sim 5 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ в 7—16 ч. К 19—20 ч N_{\max} слоя уменьшается до $\sim 2 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$. Выше этого слоя N резко возрастает (на некоторых профилях при $z > 93$ км имеются максимумы). Следует заметить, что такое возрастание из-за методических трудностей удается установить далеко не во всех случаях.

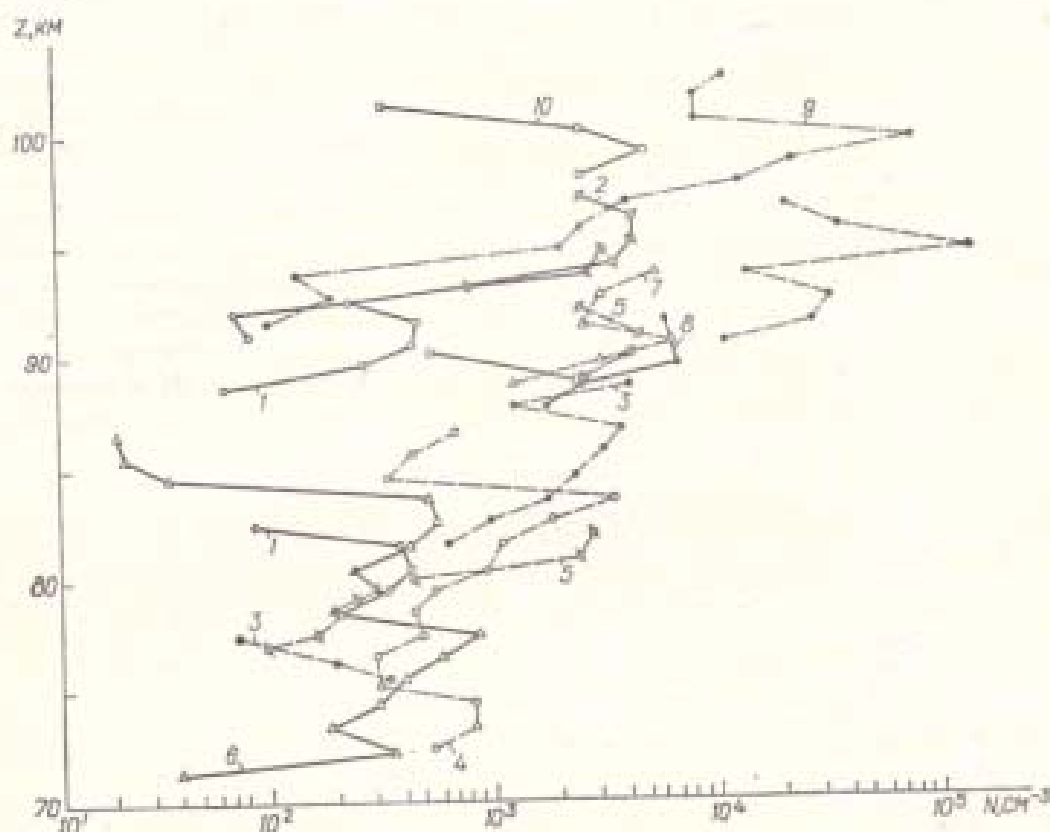


Рис. 6. Изменения электронной концентрации в нижней ионосфере в течение суток 2.07.1977 г. (пог. Туманный):

1 — $3^h_{35}^m$, $f = 2,16$ МГц; 2 — $3^h_{40}^m$, $f = 2,44$ МГц; 3 — $7^h_{25}^m$, $f = 2,945$ МГц; 4 — $7^h_{40}^m$, $f = 2,14$ МГц; 5 — $11^h_{35}^m$, $f = 2,74$ МГц; 6 — $11^h_{24}^m$, $f = 2,74$ МГц; 7 — $15^h_{19}^m$, $f = 2,73$ МГц; 8 — $15^h_{30}^m$, $f = 3,427$ МГц; 9 — $19^h_{26}^m$, $f = 2,845$ МГц; 10 — $23^h_{40}^m$, $f = 2,11$ МГц.

В 7—16 ч концентрация в среднем повышается от $N \sim 3 \cdot 10^2 + 4 \times 10^2 \text{ см}^{-3}$ при $z \approx 75$ км до $N \sim 4 \cdot 10^3 + 6 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ при $z \approx 90$ км. В 3 и 19 ч $N \sim 10^2 - 4 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$ при $z \approx 90$ км и N резко возрастает до $N \sim 3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ при $z \approx 95$ км.

Для используемых f погрешность вычисления N на этих высотах носит систематический характер и в основном определяется правильностью задания профиля ν . Если, например, значения выбранного профиля $\nu(z)$ завышены или занижены на 30% относительно истинных значений, то значения N будут соответственно занижены и завышены примерно на 30%, наибольшая суммарная погрешность, по-видимому, не превышает 100%.

О достоверности максимумов на высотных профилях электронной концентрации. Высокая отражательная способность наиболее «интенсивных» неоднородностей типа «резкая граница» (или страт) сказывается на форме коэффициента высотной автокорреляции $\rho_{A_0^2}(z, H)$ (z — параметр, H — аргумент), рассчитываемого для ряда дискретных высот [6]. Это позволяет определить высоту страты.

В случае, когда $z \neq z_c$, функция $\rho_{A_0^2}(z, H)$ имеет локальный минимум при $z + H = z_c$ (при менее «интенсивных» стратах вместо минимума наблюдается только уширение функции), а в случае $z = z_c$ эта функция резко (приблизительно симметрично) уменьшается при изменении от нулевого значения. Таким образом, проанализировав $\rho_{A_0^2}(z, H)$ на различных вы-

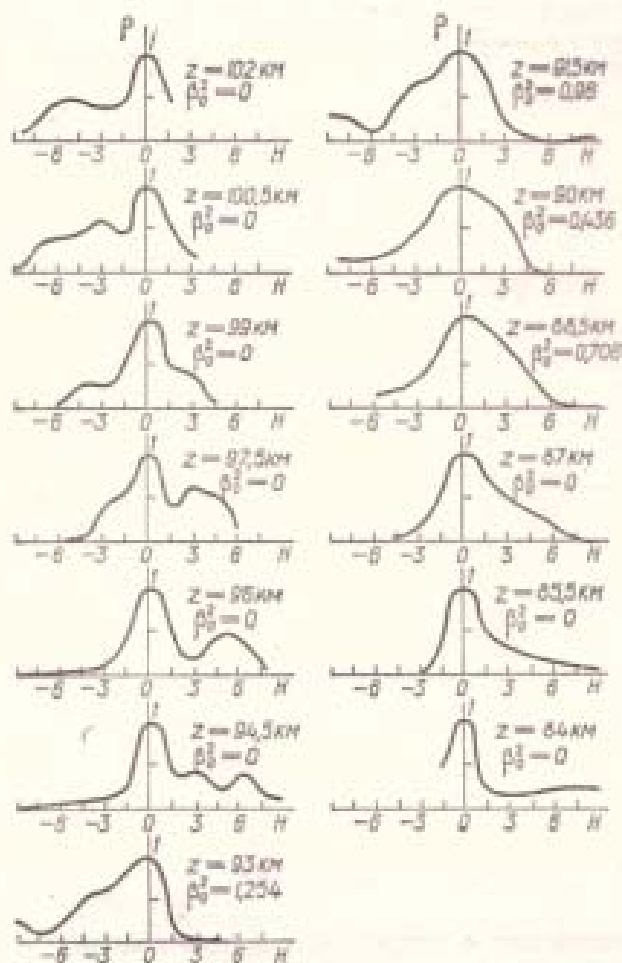


Рис. 7. Функции $\rho_{A_0^2}(z, H)$, вычисленные для эксперимента (пос. Туманный, 02.07 1977 г., 03^h40^m, $f = 2,44$ МГц, $\tau_a = 25$ мкс).

сотах, можно проследить как страта попала в рассеивающий объем, совпала с его центром, отодвинулась от центра и вышла из рассеивающего объема. Определение параметров страт повышает достоверность максимумов на высотных профилях $N(z)$. По-видимому, z_c соответствует высоте максимумов концентрации слоя на профиле $N(z)$. Понятно, что даже использование $\tau_a = 25$ мкс в методике дифференциального поглощения приведет к значительному уменьшению величины N и уширению такой неоднородности на вычисляемых профилях $N(z)$.

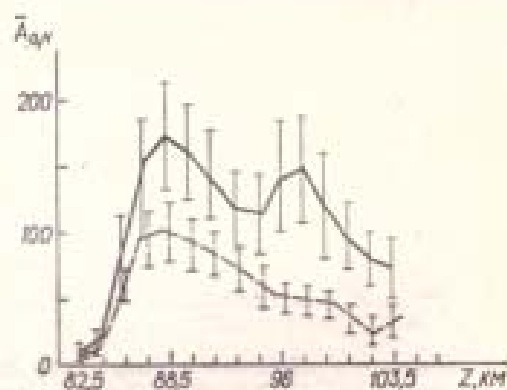


Рис. 8. Экспериментальные зависимости $\bar{A}_0(z)$ (сплошная линия) и $\bar{A}_n(z)$ (штриховая) (02.07 1977 г., 03^h40^m, $f = 2,44$ МГц, $\tau_a = 25$ мкс).

На рис. 7 приведены функции $\rho_{A_0^2}(z, H)$, вычисленные для регистрации, полученной 2.7 1977 г. в районе пос. Туманного в 3^h40^m. Из анализа этих функций можно заключить, что в указанный период измерений имели место две страты соответственно на высотах $z_{c1} \approx 90$ км и $z_{c2} \approx 99$ км. Из анализа функций $\rho_{A_0^2}(z, H)$ для остальных регистраций обнаружено наличие страт на $z_{c1} \approx 80$ —82 км и $z_{c2} \approx 90$ км. Из-за методических трудностей только части указанных z_c на профилях $N(z)$ (см. рис. 8) соответствуют локальные максимумы N . Однако вывод, вытекающий из анализа профилей $N(z)$ о существовании двух слоев, расположенных в интервале высот примерно 80—85 и 90—92 км, в целом согласуется с результатами анализа $\rho_{A_0^2}(z, H)$.

На рис. 8 приведены высотные профили $\bar{A}_{0,n}(z)$ для рассмотренной выше регистрации. Вертикальными линиями показана величина среднеквадратического отклонения $A(f)$. Из рисунка видно, что максимумы на профилях $\bar{A}_{0,n}(z)$ в основном не совпадают с установленными z_c . По-видимому, это

обусловлено интегральным поглощением волн. Поэтому, в отличие от [1], можно заключить, что профили $\bar{A}_{o,1}(z)$ не могут достоверно характеризовать стратификацию $N(z)$.

Выводы. В результате исследования высокоширотной нижней ионосферы установлено следующее:

1. Отраженная составляющая частично отраженных сигналов обычно преобладает над рассеянной составляющей.

2. Наиболее вероятные скорости дрейфа мелкомасштабных неоднородностей находятся в интервале 20—50 м/с.

3. Зимой, как и в [7], и весной на высотах 50—60 км существует слой S с концентрацией около 10^3 см^{-3} и впадиной на высотах 75—85 км с концентрацией примерно 50 см^{-3} .

4. Летом на высотах 80—88 и 90—92 км существуют слои ионизации с концентрацией около 10^3 см^{-3} .

5. В 7—16 ч концентрация в среднем повышается от $3 \cdot 10^2$ — $4 \times 10^2 \text{ см}^{-3}$ на высоте примерно 75 км до $4 \cdot 10^3$ — $6 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ на высоте около 90 км.

Приблизительно в 3 и 19 ч концентрация на высоте около 90 км составляет 10^3 — $4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ и резко возрастает до $3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ на высоте примерно 95 км.

1. Betrose J. S. Radio wave probing of the ionosphere by the partial reflection of radio waves (from heights below 100 km).— *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 1970, 32, N 3, p. 567—595.
2. Cohen D. J., Ferraro A. J. Modeling the D-region partial reflection experiment.— *Radio Sci.*, 1973, 8, N 5, p. 459—465.
3. Альперт Я. Л. Распространение электромагнитных волн в ионосфере.— М.: Наука, 1972.— 563 с.
4. Бенедиктов Е. А., Гришкенич Л. В., Иванов В. А., Комраков Г. П. Некоторые статистические характеристики сигналов, частично отраженных от D-области ионосферы.— *Изв. вузов. Радиофизика*, 1972, 15, № 4, с. 504—509.
5. Федоренко Ю. П., Пивень Л. А. К определению высотного профиля электронной концентрации по обыкновенной компоненте частично отраженного сигнала.— *Вести. Харьк. ун-та*, 1977, вып. 6, с. 13—16.
6. Мисюра В. А., Пивень Л. А., Федоренко Ю. П. О природе частично отраженных сигналов.— В кн.: *Ускорение частиц и плазменные эффекты в космосе*. Киев: Наук. думка, 1978.
7. The measurement of electron density below 70 km.— In: Report on discussion session. «ELE-VLE radio wave propagat. proc. NATO. Adv. Study Inst. Spatind 1974». Dordrecht: Boston, 1974, p. 201—204.

Харьков

Поступила в редколлегию
4.10.79

УДК 550.388,2

в. ф. пушин

Взаимосвязь возмущений электронной концентрации в околоземной плазме и вариаций фазовых характеристик КВ сигналов

Комплексные измерения фазовых характеристик КВ сигналов на наклонных радиолиниях в последнее время широко используются для изучения тонкой структуры ионосферы, ее динамики. Для интерпретации результатов измерений необходимо оценить эффекты, вызываемые различными возмущениями концентрации электронов N (прямая задача в радиофизических исследованиях ионосферной и космической плазмы).

В работе рассматриваются изменения фазовых характеристик (углы прихода, доплеровское смещение частоты, поляризация) магнитоионных составляющих КВ сигналов.