

Министерство высшего и среднего специального образования:

Р С Ф С Р

Горьковский ордена Трудового Красного Знамени
научно-исследовательский радиопизический институт (НИРФИ)

П р е п р и н т № 252

АНОМАЛЬНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ РАДИОВОЛН

В ИОНОСФЕРЕ

(Обзор)

А.В.Толмачева

Горький 1988

А. В. Толмачева

АНОМАЛЬНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ РАДИОВОЛН В ИОНОСФЕРЕ (Обзор)//Препринт №252.-
- Горький, НИРФИ. - 1988. - 49 с.

УДК 621.371.25

Сделан обзор работ по исследованиям аномального поглощения радиоволн радиоастрономическим методом (A2). Описана методика измерений и их обработки. Проанализированы явления ВВП-внезапные вспышки поглощения, авроральное поглощение и поглощение в полярной шапке. ВВП вызваны рентгеновским излучением солнечной вспышки, проникающим в нижние слои ионосферы (D-область). Приведены его статистические характеристики, частотная зависимость, зависимость от зенитного угла Солнца. Рассмотрены высокоширотные возмущения: авроральное поглощение (АП) и поглощение в полярной шапке (ППШ). Даются статистические характеристики АП: суточные, сезонные и широтные зависимости появляемости аврорального поглощения, его связь с магнитной активностью и высыпанием высокоэнергичных электронов. Указано место этого явления в общей картине возмущенности в авроральной зоне, связанной с магнитосферными явлениями. Отмечены характерные особенности ППШ, обусловленного ионизацией полярной ионосферы солнечными космическими лучами.

1. ВВЕДЕНИЕ

Данный обзор посвящен экспериментальным исследованиям аномально-го поглощения радиоволн в ионосфере радиоастрономическим методом (метод А2). Определение величины поглощения радиоволн методом А2 основано на измерениях принимаемой на Земле интенсивности распределенного космического радиоизлучения (КР). Впервые этот метод был применен Митра и Шайчом в 1953 г. /1/ на частоте $f = 18,3$ МГц с помощью созданного ими риометра. Использование такой техники дает важные количественные сведения об интегральном поглощении радиоволн в ионосфере, ее морфологии /2,3/ и в ряде случаев о поглощении в отдельных ионосферных слоях /4,5/. Кроме того радиоастрономический метод очень удобен для исследования аномального поглощения радиоволн, возникающего при спорадической ионизации D -области ионосферы, обусловленной различными проявлениями солнечной активности. В периоды МГТ (1957-1958 гг.) и МГСС (1964-1966 гг.) риометры широко применялись для исследования полярной ионосферы и до сих пор остаются важным средством ее изучения. Этим методом довольно подробно изучены внезапные ионосферные возмущения (ВИБ), авроральное поглощение (АП) и поглощение в полярной шапке (ППШ): их статистические характеристики и индивидуальные особенности, географическое распределение, динамика, магнитосферно-ионосферные связи, связи с магнитной и солнечной активностью и т.д.

В настоящее время отсутствует достаточно полное изложение обширного материала по исследованию аномального поглощения и связанных с ним явлений. Однако имеется ряд монографий, в которых представлены результаты исследований по отдельным проблемам (см., например, /6-8/).

2. ИЗМЕРЕНИЕ ПОГЛОЩЕНИЯ РАДИОВОЛН МЕТОДОМ А2

2.1. Теоретический расчет поглощения радиоволн

Приведем основные теоретические формулы для определения величины поглощения радиоволн. Ослабление напряженности поля волны вследствие ее затухания в поглощающей среде определяется, как известно, выражением

$$E = E_0 e^{-\Gamma}, \quad \Gamma = \int_S \mu(s) ds. \quad (2.1)$$

Интеграл берется на пути S - вдоль луча, μ - коэффициент поглощения, равный

$$\mu = \frac{\omega}{S} \alpha, \quad \alpha = \frac{2\pi\sigma}{\omega n}, \quad (2.2)$$

n и α - действительная и мнимая части коэффициента преломления среды, σ - проводимость среды, $\omega = 2\pi f$, f - рабочая частота, c - скорость света. Для $f \gg f_H$ (f_H - гирсчастота электронов в магнитном поле Земли, равная 1,4-1,3 МГц на высотах 50 - 300 км) можно рассматривать распространение радиоволн в изотропной плазме. При этом величины n и σ равны

$$n^2 = 1 - f_0^2 / f^2, \quad (2.3)$$

$$\sigma = \frac{e^2 N \nu_{эфф}}{m(\omega^2 + \nu_{эфф}^2)}. \quad (2.4)$$

Здесь $\omega_0 = 2\pi f_0 = \left(\frac{4\pi e^2 N}{m}\right)^{1/2}$ - плазменная частота, e , m и N - заряд, масса и концентрация электронов, $\nu_{эфф}$ - эффективная частота соударений электронов. Учитывая (2.2) и (2.4), получим величину ослабления волны в виде

$$\Gamma = \frac{2\pi e^2}{mc} \int_S \frac{N(s) \nu_{эфф}(s) ds}{[\omega^2 + \nu_{эфф}(s)] n(s)}. \quad (2.5)$$

Измеряемую величину поглощения удобно выражать в децибелах:

$$A_{дБ} = 20 \lg \frac{E_0}{E} = 10 \lg \frac{I_0}{I}$$

Тогда

$$A_{\text{дБ}} = 20(\lg e)\Gamma = 0,46 \cdot 10^5 \int_5^S \frac{N(s) \nu_{\text{эфф}}(s) ds}{[\omega^2 + \nu_{\text{эфф}}^2(s)] n(s)}, \quad (2.6)$$

где N - в см^{-3} , $\nu_{\text{эфф}}$ - в с^{-1} , S - в км, f - в Гц.
 На высоких частотах, когда $f^2 \gg \nu_{\text{эфф}}^2$ и $f^2 \gg f_0^2$, выражение (2.6) упрощается:

$$A = 0,46 \cdot 10^5 \omega^{-2} \int_5^S N(s) \nu_{\text{эфф}}(s) ds. \quad (2.7)$$

Из (2.7) видно, что в высокочастотной области частотная зависимость поглощения является квадратичной ($A \sim f^{-2}$, $n=2$). В ионосферных условиях при $f \geq 30$ МГц в большинстве случаев можно пользоваться выражением (2.7). В низкочастотной области необходимо учитывать $\nu_{\text{эфф}}(s)$ в знаменателе (2.6) и коэффициент преломления, отличный от единицы (в частности, в возмущенных условиях).

На основании обобщенной теории Сена и Уиллера /9/ можно воспользоваться более точным выражением для $A/\text{дБ}$:

$$A(s) = 0,46 \cdot 10^{-5} \int_5^S N(s) K(s) ds, \quad (2.8)$$

где

$$K(s) = \frac{5}{2} \frac{1}{\nu_m(s)} \frac{1}{[3,75 + 2\omega/\nu_m + \omega^2/\nu_m^2]}. \quad (2.9)$$

Здесь ν_m - частота соударений моноэнергичных электронов, энергия которых соответствует наиболее вероятной скорости. (Распределение электронов по скоростям считается максвелловским). Зависимости ν_m от высоты в ионосфере приводятся в ряде работ; к ним, в частности, относятся II-IЗ/. Для получения эффективной частоты соударений $\nu_{\text{эфф}}$ используется усреднение по энергетическому распределению электронов.

При $\nu_m \ll \omega$ можно применять простое соотношение $\nu_{\text{эфф}} = \frac{5}{2} \nu_m$, а при $\nu_m \gg \omega$ $\nu_{\text{эфф}} = \frac{3}{2} \nu_m$. Оба последних соотношения следуют из выражения (2.9).

В нижних слоях ионосферы ($z < 100$ км) преобладают соударения электронов с нейтралами $\nu_{\text{ен}}$ и $\nu_{\text{эфф}} = \nu_{\text{ен}}$. Частота соударений с нейтралами пропорциональна давлению:

$$\nu_m = K \rho = (2,637 \cdot 10^6 T^{-0,5} + 4,945 \cdot 10^5) \rho, \text{ с}^{-1}, \quad (2.10)$$

где T - температура в градусах Кельвина, ρ - давление в ньютонах/м². K лежит в интервале (7,1 - 6,47) · 10⁵ м²с⁻¹Н⁻¹ при температурах от 150 до 300°К /14/. Поскольку $\nu_m \sim \rho$, то частота соударений экспоненциально уменьшается с ростом высоты и может быть представлена в виде

$$\nu_{en} = \nu_0 e^{-\frac{z}{H}}, \quad (2.11)$$

где H - высота однородной атмосферы. Для расчетов величин поглощения можно воспользоваться экспериментально полученными значениями ν_{en} . В частности, при $\nu_0 \approx 2,04 \cdot 10^{11} \text{ с}^{-1}$ и $H = 6,7^{**}$ км частоты соударений ν_{en} , полученные из выражения (2.11), хорошо согласуются с экспериментальными значениями, на основе которых в работе /12/ дана модель $\nu_{эфф}(z)$. Некоторое уточнение величины ν_{en} может быть достигнуто при учете изменения высоты однородной атмосферы $H(z)$.

Следует отметить, что экспериментальные данные для ν_{en} показывают сезонные, широтные и т.п. вариации в пределах 20-30%.

Выше $z \approx 100$ км необходим также учет электронно-ионных соударений

$$\nu_{эфф}(z) = \nu_{en}(z) + \nu_{ei}(z). \quad (2.12)$$

Величину ν_{ei} можно рассчитывать по известной формуле /15/

$$\nu_{ei} = 5,5 \frac{N(z)}{T_e^{3/2}(z)} \ln 220 \frac{T_e(z)}{N^{1/3}(z)}, \quad (2.13)$$

где $T_e(z)$ - высотная зависимость температуры электронов.

Для $z \geq 250$ км $\nu_{ei} \gg \nu_{en}$ и $\nu_{эфф} \sim \nu_{ei}$.

**) Близкие значения ν_0 и H использованы в монографии /6/, с.187.

2.2. Методика измерений интенсивности космического радиоизлучения радиоастрономическим методом (А2)

Определение величины поглощения методом А2 основано на измерениях принимаемой на Земле интенсивности распределенного КР. Подробно основы метода, описание применяемой аппаратуры и методика наблюдений изложены в /1,2,6,16-19/.

Остановимся кратко на методике наблюдений. КР принимается с помощью антенны с максимумом диаграммы направленности, ориентированной в зенит или на полюс мира. Сигнал с антенной системы поступает на вход приемника, где усиливается. К выходу приемника подключается детектор, после которого регистрирующее устройство записывает уровень шума. Мощность шума на выходе приемника можно записать следующим образом /6/:

$$P = G (P_1 + P_2 + P_3 + P_4 + P_5), \quad (2.14)$$

где G - коэффициент усиления приемника по мощности, P_1 - мощность КР, P_2 - мощность шумов от ионосферы, P_3 - мощность шумов линии передачи, P_4 - мощность шумов приемника, P_5 - мощность мешающих станций.

Если в процессе измерений меняется лишь величина P_1 , характеризующая как изменения интенсивности КР, так и ослабление в ионосфере а остальные факторы остаются постоянными, то мощность шума на выходе приемника будет изменяться синхронно с вариациями P_1 . Измерения поглощения таким прибором будут производиться путем сравнения наблюдаемых величин мощности шумов с уровнем радиоизлучения, полученным в то же самое звездное время при пренебрежимо малом поглощении в ионосфере.

Трудной задачей является обеспечение постоянства коэффициента усиления приемника. В простейших установках усиление приемника регулярно калибруется путем периодического сравнения с уровнем шумового генератора. Модифицированным устройством является риометр /1,16/, прибор, в котором генерируемая шумовым диодом мощность все время автоматически приравнивается к шумовой мощности, принятой антенной. Тогда изменения усиления приемника в риометрической установке не приводят к изменению уровня шумов.

Для систематических измерений поглощения радиоволн в ионосфере методом А2 необходимо знать распределение непоглощенного космического радиоизлучения $I_0(t)$. Такое распределение $I_0(t)$ в течение суток называют "звездной" кривой. Зависимость $I_0(t)$ обычно определяется как максимальный уровень интенсивности КР по измерениям принимаемого сигнала в ночные часы, когда ослабление ионосферой минимально. Вообще говоря, для получения "звездной" кривой необходимы измерения $I(t)$ в течение года. Полученная кривая включает в себя изменения интенсивности КР из-за вращения Земли, а также остаточное поглощение. В используемом диапазоне частот ($f \geq 10-40$ МГц) ночное поглощение невелико. Поляризационные измерения показали, что при $f_0F2 \leq 4,5$ МГц значения $A_{\text{ночь}}$ составляли, в среднем, (0,2-0,4) дБ на частоте 5,8 МГц /20/. Из-за большой продолжительности наблюдений, необходимых для определения полной величины поглощения, возможно появление небольших систематических ошибок, которые можно учесть. Эти вопросы проанализированы в работах /21,22/. Интегральное поглощение радиоволн в ионосфере определяется относительно уровня "звездной" кривой $I_0(t)$:

$$A = 10 \lg \frac{I_0(t)}{I(t)} \quad (2.15)$$

Соответственно могут быть исследованы суточные, сезонные и широтные вариации A .

Среднеквадратичная ошибка, связанная с естественными флуктуациями сигнала, с погрешностями в работе аппаратуры, в обработке и построении "звездной" кривой, составляет $\pm (0,1-0,15)$ дБ на частотах $f \sim 25-40$ МГц и $\pm (0,2-0,3)$ дБ на частотах $f \sim 10$ МГц.

Для измерения аномального поглощения нет необходимости определять "звездную" кривую, поскольку нас интересует дополнительное поглощение радиоволн относительно уровня КР, ослабленного невзмущенной ионосферой. Для кратковременных (в течение 0,5-1,5 час) эффектов этот уровень легко интерполируется; для более длительных явлений, например, аврорального поглощения в период сильных суббурь или поглощения в полярной шапке отсчет производится от уровня магнитоспокойного дня. Этот уровень определяется как средний в течение месяца уровень $I(t)$ по дням с минимальными значениями суммарного Кр-индекса.

3. АНОМАЛЬНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ РАДИОВОЛН В ИОНОСФЕРЕ

Различные проявления солнечной активности приводят к нескольким видам ионосферных возмущений. Они являются следствием так называемых геоактивных солнечных вспышек.

Энергия солнечных вспышек очень велика ($\sim 10^{30}-10^{32}$ эрг). Она выделяется в виде волнового излучения в оптическом и радиодиапазоне, в рентгеновской части спектра и γ -излучении, уходит на ускорение частиц плазмы: электронов, протонов, α -частиц.

Рентгеновское излучение вспышки создает дополнительную ионизацию на высотах D- и E-областей ионосферы над всем освещенным полушарием Земли. Большие высоты ионизирует ультрафиолетовое излучение, поток которого также возрастает во время вспышки. Ионосферные явления, причиной которых является волновое излучение солнечной вспышки, носят название - внезапное ионосферное возмущение (ВИВ)*), а соответствующее аномальное поглощение - внезапная вспышка поглощения (ВВП).

Если солнечная вспышка достаточно энергична, то в ней генерируются высокоэнергичные протоны и α -частицы, которые приходят в околоземное пространство через несколько часов после вспышки. Эти солнечные космические лучи, обладая энергией I-100 Мэв, достигают нижней ионосферы (D-область) и создают в ней сильную дополнительную ионизацию. Солнечные космические лучи с такими энергиями проникают в области полярных шапок на геомагнитные широты $\Phi \approx 60^\circ$. Поглощение, обусловленное этой ионизацией, носит название - поглощение в полярной шапке, или ППШ**).

Потоки плазмы, ускоренные во время солнечной вспышки, достигают орбиты Земли через I-3 суток и при взаимодействии с магнитосферой вызывают магнитно-ионосферные возмущения, авроральные суббури, полярные сияния, в общем, целый комплекс явлений в полярных областях. К ним, в частности, относится авроральное поглощение (АП***). Авроральное поглощение вызывается вторжением в нижнюю ионосферу электронов с энергией порядка нескольких десятков килоэлектронвольт.

*) В английской литературе SID - Sudden Ionospheric Disturbance.

**) Polar Cap Absorption, PCA, а также иногда SPE - Solar Proton Enhancement.

***) Auroral Absorption (AA).

Еще одна разновидность, близкая по характеристикам к АП, - поглощение, связанное с внезапным началом геомагнитной бури (SCA - Sudden Commencement Absorption). Оно также наблюдается в авроральной зоне и связано с высыпанием в ионосферу энергичных частиц.

3.1. Внезапные ионосферные возмущения

ВИБ, как уже упоминалось, возникают при воздействии рентгеновского излучения солнечной вспышки. С появлением патрульных измерений потока рентгеновского излучения на спутниках возникла классификация солнечных вспышек по величине этого потока F ; наиболее характерной величиной оказался интегральный поток в диапазоне $1-8^{\circ}A / 23/$, см. таб. 3.1.

Таблица 3.1

Классификация солнечных вспышек по величине потока рентгеновского излучения

Максимальный поток в диапазоне $1-8^{\circ}A$ (эрг/см ² с)	$< 10^{-2}$	$10^{-2} + 10^{-1}$	$> 10^{-1}$
Класс	C	M	X

Спектральные измерения рентгеновского излучения во время вспышек были проведены в отдельных случаях и показали наличие как континуума излучения, так и отдельных линий. Поэтому при расчетах ионообразования используются различные модели спектров.

В табл. 3.2 приведены различные проявления ВИБ в ионосферном пространстве радиоволн.

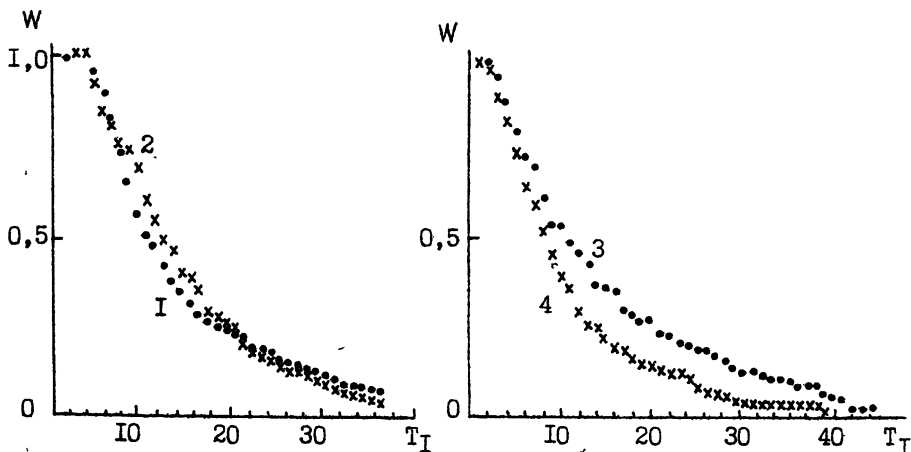
Таблица 3.2

Различные проявления ВИБ в распространении радиоволн

Диапазон волн	Наблюдаемое явление	Английская терминология
1	2	3
Длинные и сверхдлинные волны	1. Внезапное усиление атмосферных. 2. Внезапное усиление (или изме-	Sudden enhancement of atmospherics, SEA Sudden enhancement

I	1	2	1	3
		ние) напряженности поля удаленных передатчиков.	of signals, SES	
Короткие и ультракороткие волны	3.	Внезапные изменения фазы сигналов удаленных передатчиков.	Sudden phase anomalies, SPA	
	4.	Внезапное ослабление напряженности поля КВ радиостанций.	Short wave fade-out, SWF	
	5.	Внезапные вспышки поглощения интенсивности космических шумов, ВВП.	Sudden cosmic noise absorption, SCNA	
	6.	Внезапные изменения частоты высокостабильных удаленных передатчиков.	Sudden frequency deviation, SFD	

По-видимому, наиболее длительные изменения ВВП радиоастрономическим методом проводились в НИРФИ^{*)} (начиная с 1959 г.). Первоначально эти измерения велись на частоте $f = 18,6$ МГц, затем последовательно добавлялись частоты 25, 13, 9 и 6 МГц. Наиболее продолжительные измерения ведутся на частотах 25 и 13 МГц; в результате накоплен большой материал почти за 2 цикла солнечной активности (20 и 21, 1964 - 1984 гг.). За этот период зарегистрировано более 600 ВВП.



Р и с. I

^{*)} Данный раздел написан по материалам исследований, проведенных в Научно-исследовательском радиофизическом институте /24/.

Обычно ВВП представляет собой простое событие, которое можно характеризовать временем нарастания T_1 , спада - T_2 и максимальной величиной поглощения. На рис. I приведены нормированные интегральные распределения вспышек по длительности первой фазы T_1 за 1966-1984 гг. Распределение 1 относится к 1966-1969 гг., 2 - к 1970-1974 гг., 3 - к 1976-1980 гг., и 4 - к 1981-1984 гг. Медианные значения распределений составляли 8-11 мин. По данным, приведенным в /23/, среднее значение $T_1 = 7$ мин. Полная длительность $T_0 = T_1 + T_2$, в среднем, составляет около 50 мин.

Представляет интерес зависимость величины поглощения во время вспышки от зенитного угла Солнца χ . По наблюдениям в разных географических пунктах зависимость $A(\chi) \sim \cos^\alpha \chi$, где $1 \leq \alpha \leq 1,5$ /25,26/. Анализ массива данных, произведенный в /27/, приводит к значениям $\alpha \approx 1,14$.

Следует отметить, что величина α должна зависеть от жесткости спектра рентгеновского излучения. Возможна также сезонная зависимость α , обусловленная изменением эффективного коэффициента рекомбинации.

Практически важной является зависимость величины поглощения от частоты. В работах /28,29/ проведены исследования частотной зависимости во время ВВП. В /28/ показано, что для большинства ВВП с точностью до ошибок измерений $A(f)$ можно аппроксимировать в виде $A \sim f^{-n}$, где $n = 2$. В работе /29/ на основе анализа 92 ВВП получено, что большинство значений n лежит в пределах от 1,6 до 2,0; при этом средние значения n постепенно уменьшаются с понижением частоты от $n = 1,95$ при $f = 25$ и 18,6 МГц до $n = 1,8$ при $f = 13,2$ и 8,9 МГц. Разброс значений n связан не только с ошибками измерений, но и в значительной степени с различием спектров рентгеновского излучения солнечных вспышек.

В /24/ с целью создания модели возмущенной D-области на основе приведенных зависимостей предложена эмпирическая формула для определения величины поглощения:

$$A(F, \chi, f) = 0,35 \left(\frac{F_{1-8}}{10^{-2}} \right)^{0,85} \frac{\cos \chi}{0,57} \left(\frac{f}{13,2} \right)^{-1,85} = 3,6 \cdot 10^3 F_{1-8}^{0,85} f^{-1,85} \cos \chi, \quad (2.16)$$

где F_{1-8} - поток рентгеновского излучения солнечной вспышки в диапазоне 1-8 Å в эрг/см²с, f - частота в мегагерцах и A - поглоще-

ние в децибелах. Соотношение (2.16) может быть использовано для прогноза поглощения во время солнечной вспышки, если имеется прогноз максимальной величины потока F_{1-8} и для оценки влияния ВВП на радиосвязь на коротких волнах.

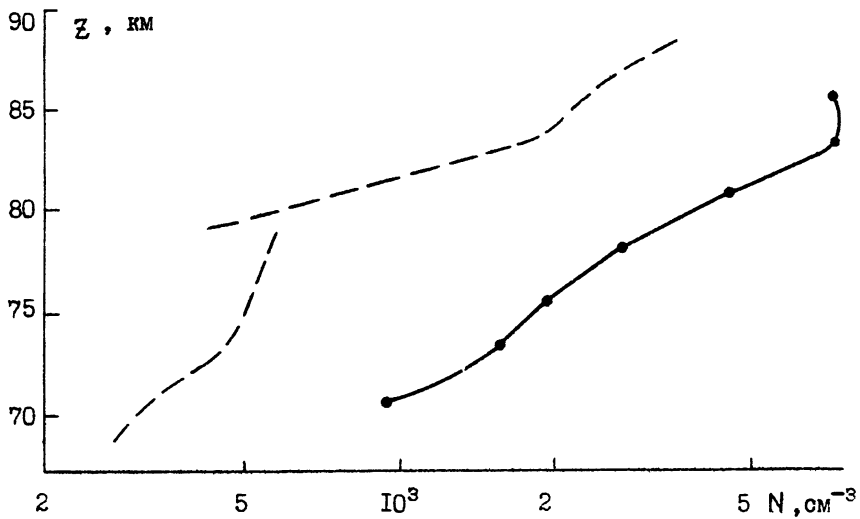
Измерения профилей электронной концентрации в D-области во время ВИБ были получены с помощью ракет /23,30,31/, кросс-модуляционным методом /23,32/ и методом частичных отражений /23,33-36/. На рис.2 и 3 в качестве примера приведены профили $N(z)$, полученные в г.Горьком методом частичных отражений во время ВВП /37/. Рис.2 относится к 12.05.70 г., 8.00 UT, $A = 1,15$ дБ на частоте $f = 13$ МГц. Рис.3 показывает профиль $N(z)$ для 16.06.70 г., 7.40 UT, $A = 2,1$ дБ. Пунктиром обозначен высотный ход электронной концентрации в спокойных условиях. Из рис.2.3 видно, что во время ВВП для возмущений средней величины концентрация N возрастает в 3-5 раз в интервале высот 70-85 км.

Сопоставление величин электронной концентрации с измеренными потоками рентгеновского излучения в периоды внезапных ионосферных возмущений позволяет находить коэффициент потерь $\psi(z)$ в D-области ионосферы. В равновесных условиях

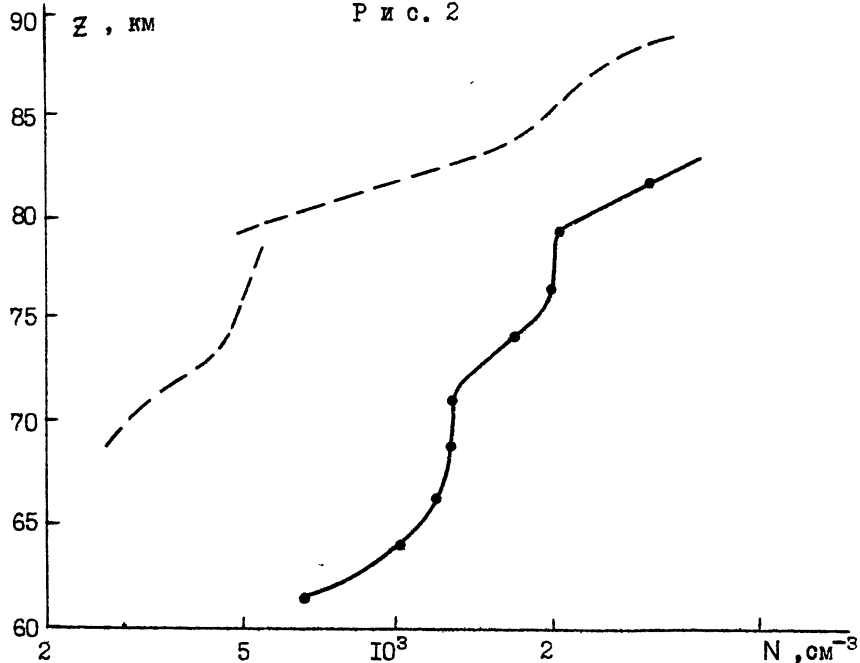
$$\psi(z) = \frac{q(z)}{N^2(z)}, \quad (2.17)$$

где $q(z)$ - функция ионообразования. Определение коэффициента потерь по экспериментальным данным - практически важная задача тем более, что при теоретическом определении $\psi(z)$ возникают как расчетные, так и принципиальные трудности. Последние связаны с недостаточно изученными химическим составом нижней ионосферы и химическими реакциями; которые могут оказать влияние на величину N . Хотя наиболее важные составляющие ионосферы и химические реакции, входящие в баланс ионизации, хорошо изучены, но в общей схеме микропроцессов, как оказалось, важную роль играют и малые составляющие, миноры (в частности, атомарный и возбужденный кислород). Возникновение различного вида гидратных ионов связок, положительных и отрицательных, также усложняет проблему, поскольку у этих образований коэффициент диссоциативной рекомбинации на 1-2 порядка выше, чем у доминирующих ионов (см. например /38-42/).

В связи с этим решаются расчетные, модельные задачи. Стремление охватить проблему полнее приводит к системам уравнений, содержа-



Р и с. 2



Р и с. 3

дких десятки составляющих и иногда до сотни химических реакций. Например, в работе /43/ было учтено 46 компонент и 170 химических реакций для расчета профилей электронной концентрации и основных ионов. Более внимательный анализ при выборе процессов сделан в работе /41/, однако и учет 28 составляющих представляет серьезные трудности.

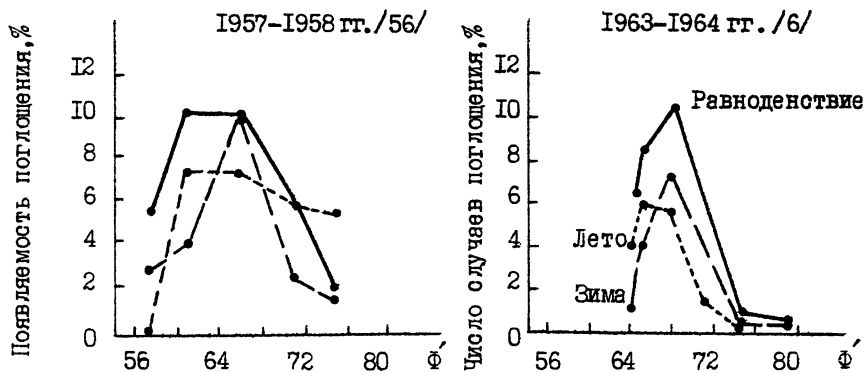
В этой связи, эмпирическое определение коэффициента потерь $\psi(z)$ является весьма целесообразным. В работах /33, 34, 37-42/ показано, что коэффициент потерь в периоды возмущений уменьшается с ростом электронной концентрации. Уменьшение коэффициента потерь на высотах 60-70 км в условиях сильных возмущений по сравнению со спокойными условиями связано с уменьшением количества положительных ионов связей при возрастании уровня ионизации /33, 42/, а также с увеличением количества атомарного и возбужденного кислорода /39, 41/.

3.2. Авроральное поглощение

Авроральное поглощение отличается большим многообразием характеристик, чем внезапные всплески поглощения. Это многообразие является следствием изменчивости источника ионизации в авроральных широтах-потоках высыпавшихся электронов. Интенсивности и спектры энергий высыпавшихся электронов обусловлены сложными процессами в магнитосфере, механизмами ускорения, динамикой электрических полей, уровнем магнитной возмущенности и т.п.

Делаются попытки дополнительной классификации внутри этого вида аномального поглощения с тем, чтобы "крупным планом" рассмотреть некоторые особенности явления.

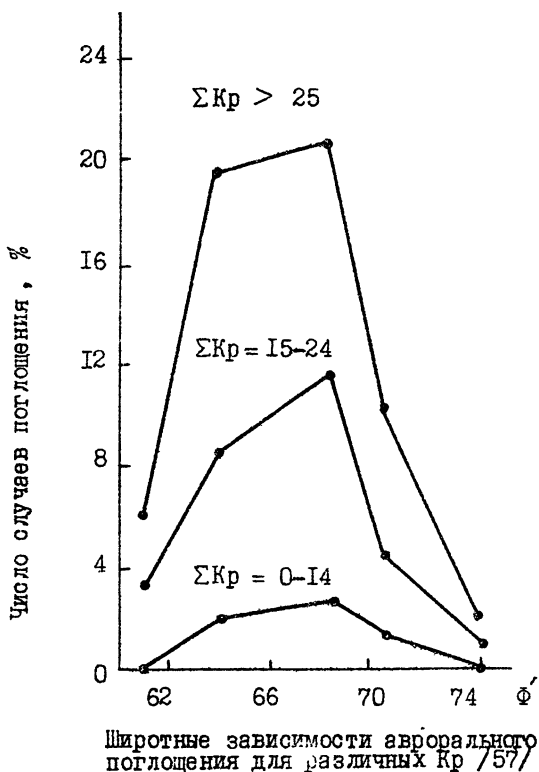
В частности, в отдельную группу выделяется поглощение, связанное с внезапным началом магнитной суббури /44 - 46/. В настоящее время подробно исследуются кратковременные с быстрым ростом и спадом величины поглощения, так называемые "spike events" ("шиповидные" явления) /47-49/. Подробно исследована разновидность явлений с пульсирующим характером временного хода амплитуды $A(t)$ /50-52/. Рассмотрены также явления после магнитной суббури, называемые "пост-шторм"поглощение /53-55/. Такой подход полезен для выяснения особенностей отдельных сторон аврорального поглощения, но он не снимает необходимости создания общей картины суббури аврорального поглощения.



Р и с. 4

Аномальная ионизация, ответственная за АП, охватывает области с размером порядка 1000 км в долготном и около 100-400 км в широтном направлении. АП с наибольшей вероятностью наблюдается в области широт, лежащей между 60 и 75°, исправленной геомагнитной широты с максимумом появляемости на $\Phi \sim 65 - 67^\circ$. Широтные распределения для периода высокой солнечной активности были получены для трех регионов: по сетям риометрических станций Норвегии /56/, Канады /57/ и Аляски /58, 59/. В период низкой солнечной активности аналогичные данные были получены по данным арктической сети риометров СССР /6, 60/. На рис. 4 показаны широтные профили зоны появляемости АП для года максимума (1957-1958 гг. /56/) и года минимума (1963-1964 гг. /6/) солнечной активности. Видно, что в годы максимума зона появляемости АП смещается в экваториальном направлении на 2-4°. В отличие от аврорального овала зона АП имеет круговую форму. Относительно зоны полярных сияний, зона аврорального поглощения смещена примерно на 2° на ночной стороне Земли и на 10-12° на дневной стороне в экваториальном направлении. В периоды мировых магнитных бурь АП может наблюдаться южнее и даже в умеренных широтах /61/. Вообще говоря, частота появления аврорального поглощения увеличивается с ростом геомагнитной активности и зона АП несколько расширяется в низкоширотном направлении (см. рис.5 /57/).

В /6/ приведены также круговые диаграммы суточного хода интенсивности АП в геомагнитной системе координат в Арктике для периода



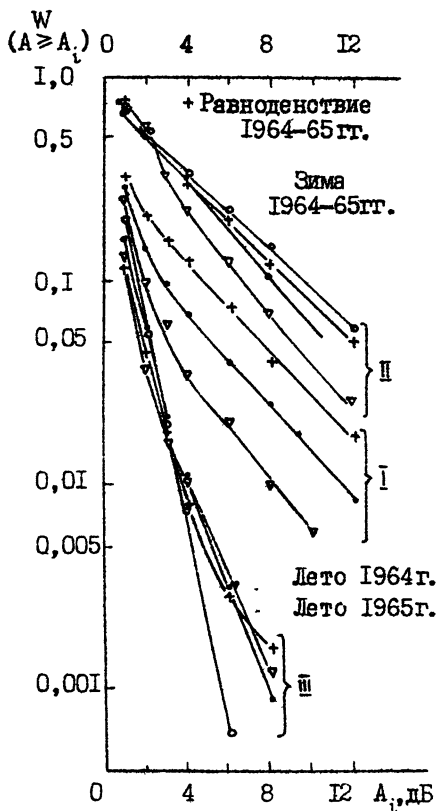
Р и с. 5

Измерения одновременно на нескольких частотах позволили получить частотную зависимость АП.

На рис.6 показано распределение частоты появления $w(A \geq A_c)$ аврорального поглощения на частоте $f = 9$ МГц с величиной поглощения A , большей заданных значений (A_c) для различных сезонов. Серия кривых I включает все дни наблюдений, кривые II построены по результатам измерений в сильно возмущенные дни (когда среднесуточная величина АП \bar{A} на частоте $f = 9$ МГц была больше 2 дБ), а кривые III соответствуют наб-

МГСС (1964-1965 гг.). Из них видно, что с наибольшей вероятностью АП наблюдается в утренние и ночные часы, а с наименьшей - в вечерние (18-19 час местного времени). Суточный ход появляемости аврорального поглощения проанализирован также в монографии Ю.Г.Мишуна /62/. Для данного пункта наблюдений суточный, а также сезонный ход появляемости АП зависит от его геомагнитной широты, уровня магнитной и солнечной активности.

Обширный экспериментальный материал о статистических характеристиках АП был получен в 1964-1966 гг. в Лопарской /63/. Измерения величины поглощения проводились на частотах 9, 13, 25 и 40 МГц. Обычно измерения проводятся на частотах 27,6; 32 и 40 МГц. Применение сравнительно низких частот дало возможность исследовать небольшие возму-



Р и с. 6

людениям в те дни, когда $\bar{A} < 2$ дБ. Из рис.6 видно, что вероятность появления небольшого АП, в среднем велика. Поглощение с величиной $A \geq 1$ дБ наблюдалось около 30% всего времени; $w(A \geq 10 \text{ дБ}) \leq 3\%$. В сильно возмущенные дни аномальная ионизация происходила практически непрерывно; величины поглощения больше 1 дБ регистрировались в 65-75% всего времени, а большие величины (7-10 дБ) в течение 10% времени наблюдений. Аномальное поглощение часто наблюдалось и в слабо возмущенные дни, но его величина обычно была невелика.

Распределение w в течение суток для разных сезонов (лето, равноденствие, зима) и среднее за год показано на рис.7-10. Наиболее часто АП регистрировалось в дневные часы суток. Имелась тенденция к смещению суточного максимума в сторону утренних и ночных часов по мере увеличения интенсивности возмущений. Наименьшие значения w соответствовали вечер-

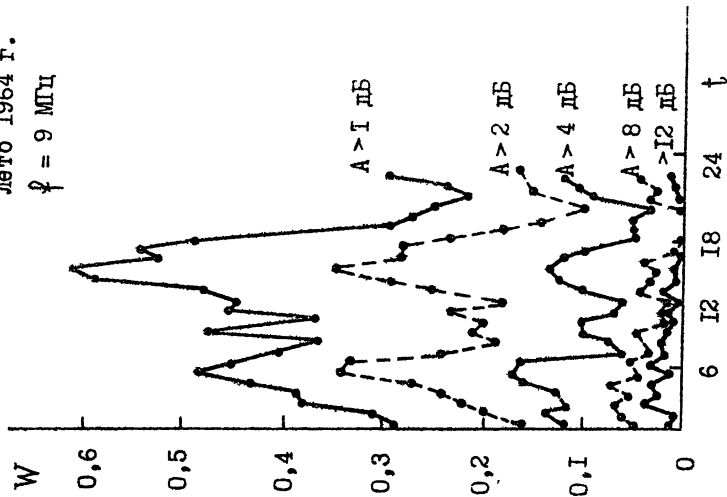
ним (19-22) часам суток.

В работах /56, 64/ отмечалось, что для станций, расположенных в средней части зоны АП, наиболее часто поглощение имело место в утренние часы. Для пунктов наблюдений, находившихся южнее области максимальной появляемости АП, суточный ход $w(t)$ становился более плавным и максимум $w(t)$ смещался к полудню (а иногда и на послеполуденные часы). Зависимость суточного хода $w(t)$ от широты подтверждается наблюдениями с ромбической антенной, диаграмма которой направлена к северу. По этим данным в суточном ходе $w(t)$ имеется утренний максимум.

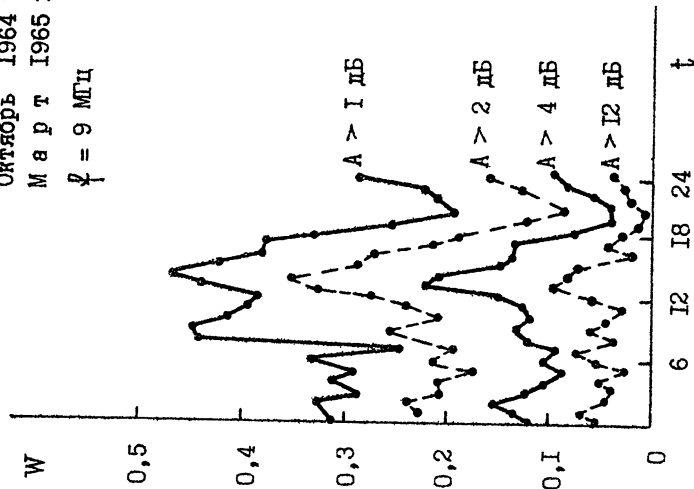
Лето 1964 г.

$\varphi = 9$ МГц

Сентябрь 1964 г.
Октябрь 1964 г.
М а р т 1965 г.
 $\varphi = 9$ МГц



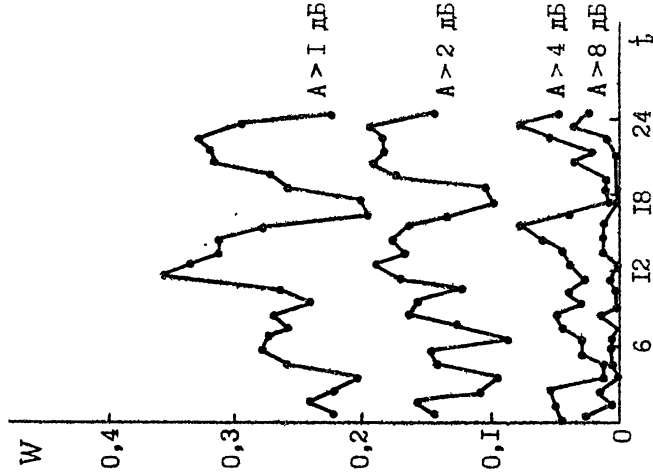
Р и с . 7



Р и с . 8

Ноябрь, декабрь 1965 г.

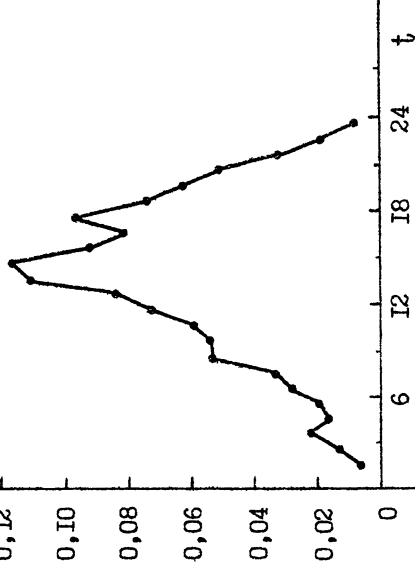
$f = 9$ МГц



Р и с. 9

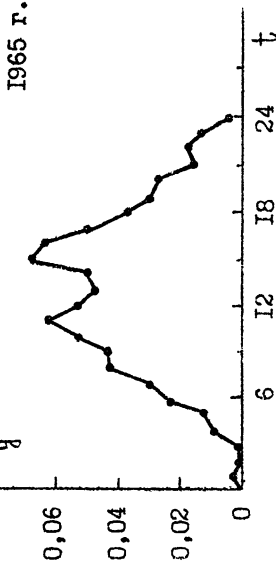
Июль - декабрь 1964 г.

$(A_g > 1)$

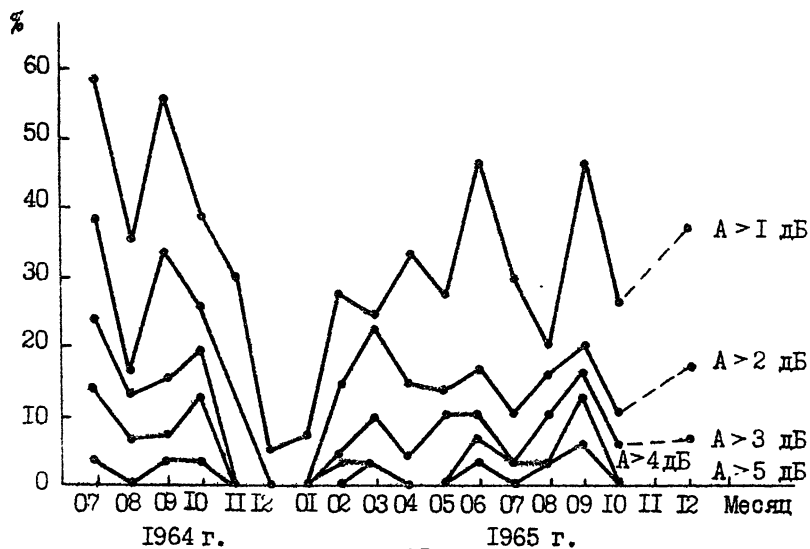


1965 г.

$(A_g > 1)$



Р и с. 10



Р и с. II

Сезонный ход аврорального поглощения (рис. II) воо многом обусловлен сезонными вариациями в широтной появляемости $\omega(\Phi')$ и, в частности, смещением южной границы аврорального поглощения в более низкие широты в летние периоды. Из рис. 4 видно, что в южной части зоны АП ω , в среднем, минимальна зимой.

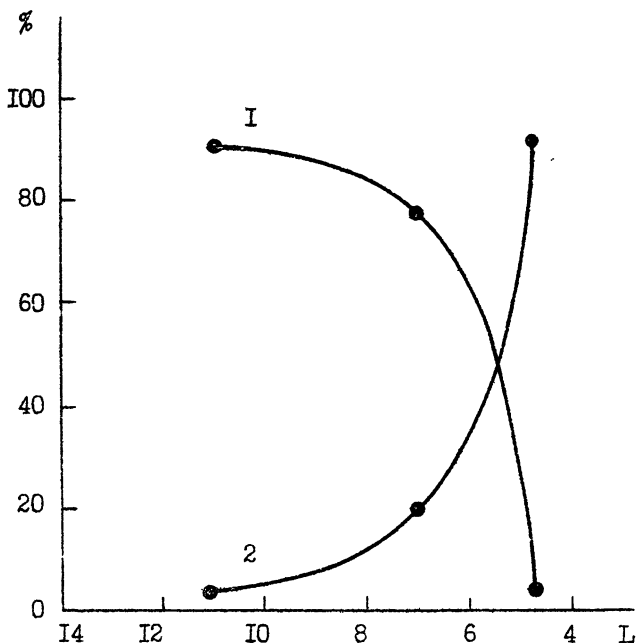
Была подробно исследована частотная зависимость поглощения /65/. Частотная зависимость определяется формой профиля электронной концентрации $N(z)$ в D-области ионосферы, обусловленной спектром потока ионизирующих частиц. Экспериментально была обнаружена и другая причина изменения показателя n частотной зависимости при переходе от одной пары частот к другой, связанная с неоднородностью области повышенной ионизации в пределах диаграмм направленности приемных антенн /66, 67/. Если пространственная структура аномальной ионизации соизмерима с размером диаграмм, то определяемые на опыте значения n меньше истинных, и этот факт необходимо учитывать при использовании результатов измерений. В работе /65/ проанализированы характерные частотные зависимости $A(f)$ для АП. Показатель n близок к $n = 2$ на высоких частотах ($f = 25$ и 40 МГц) примерно в 90% всех измерений и для всех пар частот \sim в 20% случаев. В сравнительно небольшом количестве измерений ($\sim 10\%$) значения n для всех пар частот были равны

$\sim 1,5$, а в 70% измерений значения Γ уменьшались при переходе от высоких частот к низким. При этом по крайней мере в $\sim 10\%$ случаев уменьшение Γ происходило из-за горизонтальной неоднородности аномальной ионизации в пределах диаграмм приемных антенн.

Был разработан метод получения профиля электронной концентрации в возмущенных условиях по частотной зависимости аномального поглощения /68-70/.

Многими исследователями отмечался эффект движений в авроральных явлениях, в том числе и в АП /6, 71-73/. В /6/ подробно рассмотрено развитие аврорального поглощения на станциях, разнесенных вдоль геомагнитной параллели (Амдерма, Тикси, Колледж). Оказывается, что вторжение ионизирующего агента происходит в околополуночном секторе с последующим его дрейфом в восточном и западном направлениях. В среднем, в дневные часы движение происходит с востока на запад и в послеполуночные часы - с запада на восток. Динамика аврорального поглощения изучена еще недостаточно и поэтому в настоящее время привлекает внимание исследователей /48, 74-76/. В работе /74/ указывается, что началу авроральной суббури (то есть резкому возрастанию поглощения космического шума) предшествует обычно слабое бухтообразное поглощение. Оно движется в экваториальном направлении со скоростью 200-500 м/с, и это движение связано с внутренней конвекцией энергичной плазмы в магнитосфере, то есть с дрейфом $E \times B$ в электрическом поле $\sim 1,3$ мВ/м. По мере движения бухта увеличивается, при этом поглощение в среднем возрастает примерно в 1,5 раза между $L = 6,6$ и 5. В работе /48/ исследовалась динамика "шиповидного" АП (spike event). Это существенно предполуночное явление. Оно наблюдается в вечерние часы при высокой магнитной активности и связано с фазой развития суббури. Область в D-слое, где развивается АП этого вида имеет форму ленты. Ее ширина (на уровне половинной мощности) от 10 до 50 км, а длина - около 400 км. "Лента" движется в полярном направлении со скоростью от 300 до 3000 м/с.

В /6/ приводится график вероятности появления движений на север и на юг в зависимости от широты по данным четырех ридметров: о.Хейса, мыс Желания, Амдерма и Салехард (рис.12). Из рисунка легко увидеть, что граница движений на север и на юг расположена в районе $L = 5,5$. Картина движений в долготном направлении в первом приближении описана в работе /73/ на основе дрейфовых представлений.



Р и с. 12

Иной характер динамики пульсирующего АП /51, 52/. Наибольшая вероятность появления пульсаций на фоне медленных изменений имеет место в утреннем секторе при $L \sim 6$. Они наблюдаются в области с поперечным размером примерно в несколько сот километров и продольным размером до 1000 км. Периоды пульсаций лежат в интервале от 50 до 500с. Появление пульсаций коррелирует с вариациями светимости полярных сияний /77/, наблюдениями рентгеновского излучения на баллонах и с пульсациями магнитного поля типа P_c 4-5. Предполуденные пульсации показывают кажущееся фазовое движение в направлении утреннего терминатора со скоростью $\sim 100-150$ км/мин, а послеполуденные - в направлении вечернего терминатора. В утреннем секторе направление фазовой скорости противоположно направлению дрейфа электронов. Появление пульсаций свидетельствует о контроле осаждающихся в ионосферу электронов УНЧ магнитными возмущениями в ионосфере. Теоретические объяснения этого явления в настоящее время имеют гипотетический характер.

Вопрос о динамике АП соприкасается с проблемой связи АП с магнитными вариациями и полярными сияниями. Мы не будем подробно останавливаться на этих вопросах, заслуживающих отдельного рассмотрения. Отметим здесь, что связь с магнитными возмущениями не однозначна. На большом статистическом материале наблюдается вполне определенная зависимость между поглощением и геомагнитной возмущенностью. Харгривс /78/ выражает эту статистическую зависимость соотношением

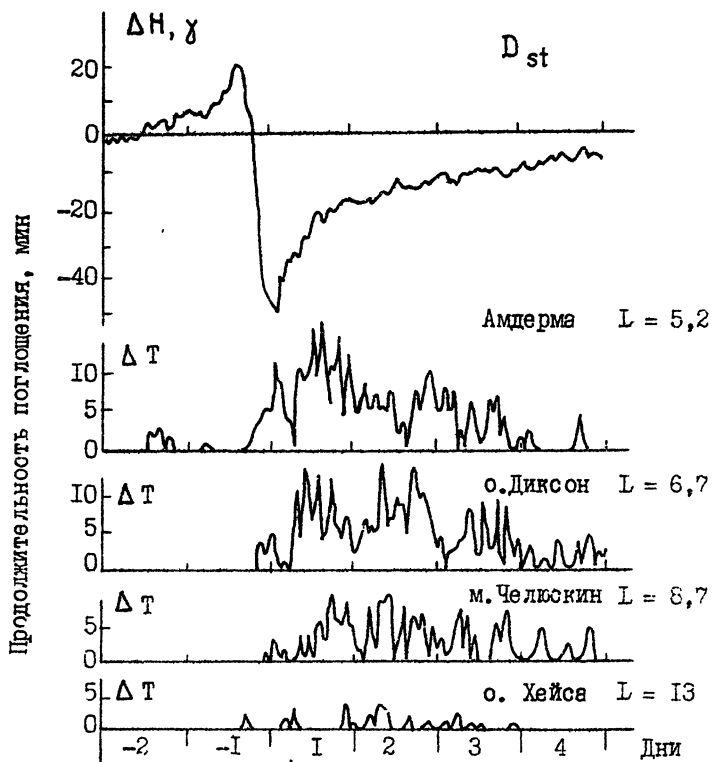
$$\lg A_m = I + SK_p,$$

где A_m измеряется в единицах 0,1 дБ на $f = 30$ МГц, а величины I и S различны для разных временных интервалов на разных широтах. Однако для индивидуальных бухт связь не всегда существует. В ночные часы, между 22 и 04 час велика вероятность связи между АП и отрицательными магнитными бухтами (от 40 до 80%). Имеется небольшая корреляция АП с положительными бухтами в вечерние часы (до 20-30%). Однако в дневные часы наблюдается большая группа явлений АП при спокойном магнитном поле /6/. В работе /79/ дневное поглощение, регистрировавшееся в магнитоспокойных условиях, выделяется в отдельную группу с $A_m \leq 4$ дБ на частоте $f = 9$ МГц. Появляемость поглощений небольшой величины именно в дневные часы обеспечивает различие в суточном ходе АП больших и малых величин.

"Шиповидные" возмущения (spikes), напротив, коррелируют с возмущениями магнитного поля. Поглощение вида SCA непосредственно обусловлено импульсом SC - внезапного начала магнитной бури: сжатие магнитосферы увеличивает энергию высыпавшихся электронов /45/.

В /6/ приводится интересный анализ появления АП в периоды мировых магнитных бурь. Использовались данные для шести магнитных бурь в первой половине 1964 г. На рис.13 построены осредненные значения D_{st} методом наложения эпох по данным низкоширотных станций и полученные аналогичным образом значения АП в эти периоды для станций о. Диксон, Амдерма, мыс Челюскин, о.Хейса. Из рис.13 видно, что во время начальной фазы (сжатия геомагнитного поля Земли) АП не наблюдается. Как правило, оно возникает в начале главной фазы бури и чаще наблюдается в фазе восстановления.

Разнообразие и сложность явлений в полярной ионосфере обусловлены тесной связью этих явлений с магнитосферными процессами, приводящими к высыпанию частиц (электронов и протонов) в полярную ионо-



Р и с. 13

сферу. Суммируя множество экспериментальных данных: полярные сияния, риометрическое поглощение, радиоотражения от полярных сияний, спорадические слои, низкочастотные излучения, магнитные возмущения, измерения рентгеновского излучения на баллонах и измерения потоков высыпавшихся частиц, Хартц и Брайс /80/ предложили общую модель осаждения авроральных частиц. Они разделили перечисленные явления на два вида. Первый - это явления импульсного или дискретного характера, обладающие ночью, а второй - явления непрерывного или диффузного характера, появления которых более часто в утренние, дневные часы суток. В дискретные явления были включены:

I. Дискретные, локализованные, яркие, быстро флуктуирующие поля-

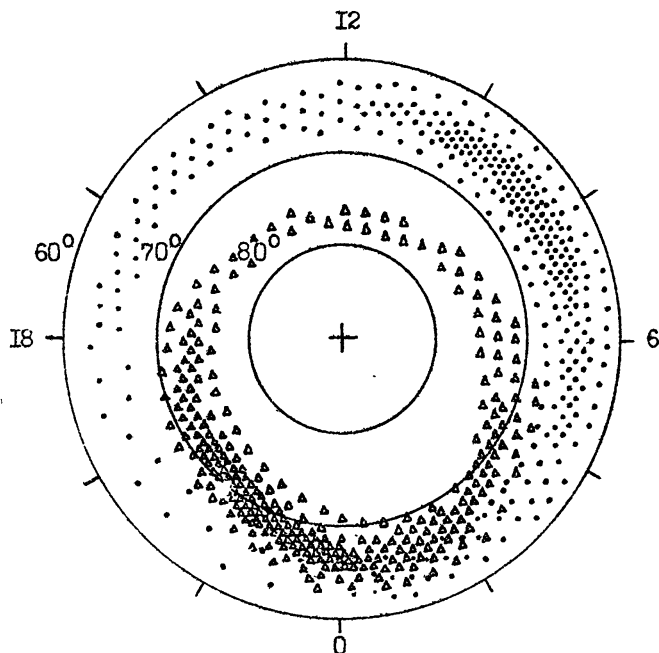
рные сияния.

2. Авроральное поглощение с резким началом.
3. Федингуовые, импульсные УКВ сигналы, рассеянные неоднородностями, вытянутыми вдоль магнитного поля на высоте около 105 км.
4. Интенсивные радиоотражения от E_s ($z \sim 100$ км), так называемых авроральных.
5. Spread-F.
6. Всплески УНЧ излучения (шипения) с частотой < 4 кГц.
7. Микропульсации магнитного поля Земли вида P_i .
8. Всплески рентгеновского тормозного излучения мягких электронов, измеренные на баллонах.
9. Отрицательные бухты магнитного поля с резким началом.
10. Сравнительно короткие по продолжительности всплески интенсивных потоков мягких электронов ($E \sim$ несколько кэВ).

К диффузным явлениям были отнесены следующие:

1. Устойчивые, диффузные, мантийные полярные сияния.
2. Медленно меняющееся АП.
3. Устойчивый или медленно меняющийся уровень рассеянных УКВ сигналов от изотропных неоднородностей электронной концентрации с высот $z \sim 85$ км.
4. Отражения от E_s с высот $z \sim 80-90$ км.
5. Почти постоянное УНЧ излучение на $f < 2$ кГц (полярные хоры).
6. Непрерывные (P_c) микропульсации.
7. Продолжительное, медленно меняющееся жесткое рентгеновское тормозное излучение, регистрируемое на баллонах.
8. Устойчивые, умеренно интенсивные потоки электронов с $E \geq 40$ кэВ.

Дискретные и диффузные явления наглядно суммируются на диаграмме (рис.14), где представлены идеализированные средние для различных групп экспериментальных данных; при этом плотность значков представляет примерно среднюю интенсивность двух типов осаждения частиц. В статистических данных, показанных на рис.14, видны два вида осаждающихся потоков частиц. На ночной стороне преобладает импульсный характер осаждения и крутые энергетические спектры. В дневной и утренней областях наблюдается отчетливое разделение двух популяций в осаждении. При этом диффузные явления наблюдаются почти на 10^0 южнее ($\sim 67^\circ$ геомагнитной широты); они вызваны осаждением потоков частиц с более плоскими спектрами.



Р и с . 14

Анализ разных зон осаднения потоков частиц с "магнитосферной" точки зрения приводят к аналогичной картине. В монографии Сергеева и Циганенко /81/ зоне дискретных явлений /80/ соответствует мягкая зона высыпания, а диффузной - жесткая зона. В невозмущенных условиях потоки осаждающихся частиц порядка $0,1 \text{ эрг/см}^2 \text{ с}$ в жесткой зоне, порядка $10^{-1} - 10^{-2} \text{ эрг/см}^2 \text{ с}$ - в мягкой. В возмущенных условиях они возрастают на 1-2 порядка (в ночном секторе мягкой зоны до $1-10 \text{ эрг/см}^2 \text{ с}$). Экваториальная граница квазикруговой жесткой зоны отождествляется в вечернем и ночном секторах с внутренней границей плазменного слоя /82/, где силовые линии близки к дипольным. Относительно большая величина потока частиц и бесструктурный характер высыпания соответствуют большей величине конуса потерь в экваториальной плоскости и изотропному распределению в конусе потерь; это свидетельствует об эффек-

ктивном пичч-угловом рассеянии плазменными неустойчивостями (см. также /83/).

Мягкую зону в этом же секторе можно также отнести к плазменно - му слою, но к более удаленной его части, где силовые линии магнитного поля Земли сильно вытянуты ($r \leq 10 R_3$ от центра плазменного слоя). В этой области энергия частиц существенно меньше, мал и конус потерь. В спокойных условиях при северной ориентации межпланетного магнитного поля (ММП) высокоширотная граница высыпания проходит в полюсном секторе на широте $78-80^\circ$, а экваториальная граница - около 68° геомагнитной широты. В возмущенные периоды в пределах мягкой зоны в ночном секторе обычно наблюдаются дискретные структуры вторжений, при этом потоки электронов имеют два конуса потерь /83, 84/; таким образом, область дискретных структур соответствует замкнутым силовым линиям, т.е. проектируется в плазменный слой.

Спектры протонов и электронов дневной мягкой зоны подобны спектрам частиц в переходной области ($E \sim 100$ эВ для электронов и порядка нескольких килоэлектронвольт для протонов). В спокойных условиях мягкая зона в дневном секторе соответствует вторжениям из пограничного слоя. При этом ее полярный край определяется широтой каспа ($\Phi' = 79-80^\circ$). Толщина пограничного слоя составляет $(1-2) R_3$, ширина ее проекции в ионосферу составляет $1-2^\circ$, что и соответствует размеру мягкой зоны в спокойных условиях.

Следует отметить, что на интенсивность авроральных возмущений влияет ориентация межпланетного магнитного поля. При северной ориентации ММП увеличивается интенсивность электронов в спектре с энергиями $E \gtrsim 1$ кэВ (в дневной мягкой зоне), поскольку основная часть мягкой зоны является проекцией пограничного слоя, где энергетический спектр включает смесь из спектра в переходной области и спектра более горячей плазмы плазменного слоя. При южной ориентации ММП увеличивается размер вторжений из области мантии и уменьшается толщина пограничного слоя, поэтому преобладает магнитная плазма, вследствие чего растет уровень возмущенности и увеличивается широтный интервал мягкой зоны. Таким образом, северная ориентация ММП соответствует спокойным условиям, а южная - возмущенным /81/.

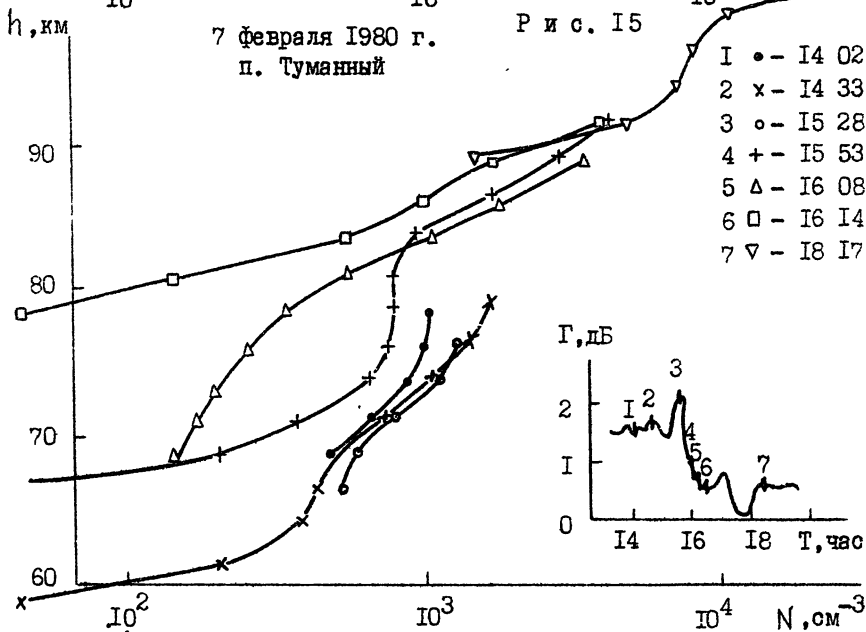
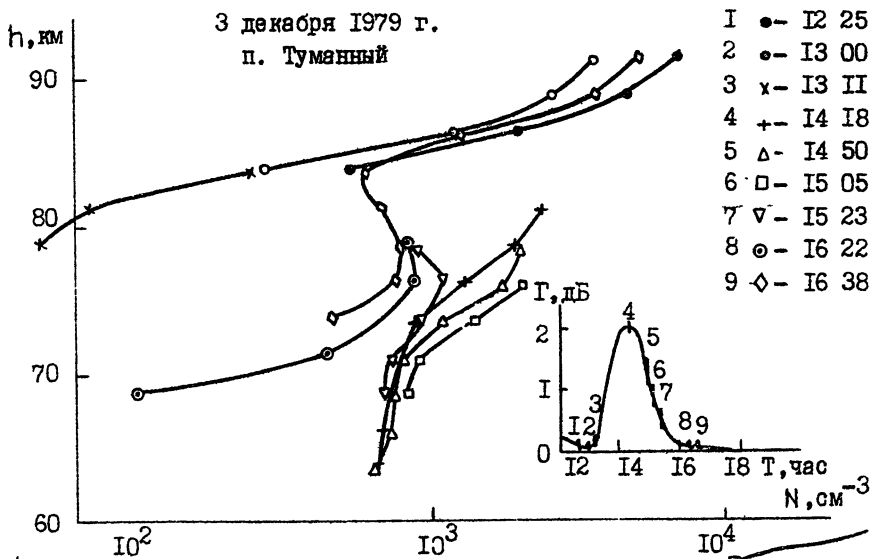
Возвращаясь к частотной проблеме АП, остановимся на вопросе о высоте слоя дополнительной ионизации, ответственной за поглощение. Одним из направлений исследования этого вопроса являлось определение отношения величин дневного и ночного поглощений. Если область повы -

шенной ионизации достаточно низка ($z \leq 60-70$ км), то должно иметь место возрастание величин A в дневные часы за счет фотоотлипания от отрицательных ионов, образующихся на этих высотах в значительном количестве. Отметим, что во время ПШ $A_D/A_H \sim 2-6$ /85/. Этот вопрос экспериментально исследовался, в частности, в работах /85-87/. При этом полученные отношения A_D/A_H колебались в пределах от 0,5 до 3. Ясность в этот вопрос внесла недавно проведенная работа /88/, в которой детально проанализирована методика, используемая в каждом из предыдущих исследований. Оказалось, что на статистической основе трудно найти метод, дающий объективную оценку этого отношения. Его величина существенно зависит от критерия отбора данных. В работе /88/ установлено, что величина A_D/A_H связана не с солнечным контролем, а в значительной степени с магнитным индексом AE : возрастание индекса коррелирует с уменьшением отношения A_D/A_H . Вариации величины A_D/A_H обусловлены вариациями источника ионизации.

Более объективным фактором, указывающим на высоту области повышенной ионизации, является частотная зависимость ΔP /68-70/. В работе /69/ отмечается, что только примерно в 10% всех случаев аномальная ионизация появлялась в области высот 50-70 км, а в 20% случаев — выше 60-70 км. Аналогично, в более ранней работе /89/ утверждалось, что поглощающие области чаще всего находились на высотах $z \geq 70$ км. Говоря о высоте поглощающего слоя, следует упомянуть о роли тормозного излучения электронов, возникающего при высыпании и проникающего ниже 70 км. Расчеты Селлера, Хансера и др./90/ показывают, что максимальный вклад тормозного рентгена в авроральное поглощение не превышает 10%.

Наибольший интерес представляют непосредственные измерения $N(z)$ профилей в ионосфере в возмущенных условиях. Вообще говоря, они дают различные высоты областей повышенной ионизации и это связано с двумя факторами. Первый состоит в применении различных методов измерений, дающих значения N в определенных высотных пределах, второй связан с природной причиной: изменчивостью спектров высыпавшихся частиц.

Отметим здесь интересные результаты, полученные методом частичных отражений в 1979-1980 гг. в п.Туманный ($\varphi = 69,1^\circ$ с.ш. $\lambda = 35,7^\circ$ в.д.) /91/, которые показаны на рис.15 и 16. На рисунках приведены также временные вариации величины поглощения, полученные с помощью риометра ($f = 24$ МГц). Из рисунков видно, что в период во-



Р и с. 16

змушений более, чем на порядок возрастает концентрация между 60 и 80 км, достигая значений $N \sim 10^3$ эл/см³ (ночные измерения). На возрастание электронной концентрации в области высот 65–80 км во время "шиповидного" поглощения указывается в работе Харгривса и Бреке /49/. Данные также получены методом частичных отражения в Раумфьодмуне (вблизи Тромсё).

Измерения $N(z)$ методом некогерентного рассеяния в Чатанике во время АП (также типа "spike event") дают величины N в более высокой области, поскольку минимальные значения электронной концентрации, которые могут быть измерены радаром, около 10^3 эл/см³ /47/. Были получены профили электронной концентрации на высотах $z \geq 70$ км со значениями $N \sim 10^4$ см⁻³ на $z = 80$ км и $N \sim (2-3) 10^6$ см⁻³ на высотах $z \sim 95-100$ км. Расчет профиля дифференциального поглощения на частоте $f = 30$ МГц дал максимальные величины A между 87 и 95 км, толщина поглощающего слоя составляла 15–20 км. Энергии моноэнергичных электронов, проникающих на такие высоты, лежат в интервале 20–40 кэВ (ближе к верхнему пределу). Компьютерная программа, подбирающая наиболее подходящие спектры осаждающихся электронов, дает экспоненциальное распределение энергии с $N(E) dE \sim E \exp\left(-\frac{E}{E_0}\right)$, $15 < E_0 < 20$ кэВ. Поток частиц с $E \sim 30$ кэВ должен быть $\sim 2 \cdot 10^8$ эл (см².с.ст.кэВ)⁻¹.

В работе /92/ описаны результаты ракетных измерений различных параметров возмущенной ионосферы во время АП 21.02.1976 г. Был построен спектр осаждающегося в ионосферу потока электронов в предположении степенного закона:

$$I = 1,24 \cdot 10^{10} E^{-3,56} \text{ эл (см}^2 \cdot \text{с.ст.кэВ)}^{-1}$$

Электронная плотность определялась методом Фарадеевского вращения, измерялся также состав положительных ионов, анализировалась величина коэффициента потерь.

В /93/ проведено сопоставление наблюдений АП на сети станций Скандинавии с измерениями высыпавшихся электронов на геостационарном спутнике АТS - 6 в период: конец марта - начало апреля 1976 г. Из сопоставления расчетных и экспериментальных данных для поглощения была выбрана наиболее подходящая модель эффективного коэффициента рекомбинации $\alpha_{\text{эфф}}$. Оказалось, что при любых разумных предположениях относительно $\alpha_{\text{эфф}}$ электроны в интервале энергий $E \sim 10-80$ кэВ ответственны примерно за половину измеряемого поглощения, а значи -

тельную часть поглощения вызывает электроны с энергиями $E > 80$ кэВ.

Сопоставление величин поглощения с измерениями потоков частиц на спутниках сделано также в работах /94-96/. Авторами /94/ показано, что при возрастании интенсивности потоков высыпавшихся электронов в интервале энергий 30-180 кэВ увеличивалось авроральное поглощение, при этом наиболее значительно - при $E < 80$ кэВ, а максимальный эффект наблюдался при энергиях $\sim 60-70$ кэВ. Оценки высоты поглощающего слоя для этих энергий дают интервалы 85-90 км.

В последние годы предлагается использовать измерения АП в качестве индикатора высыпавшихся электронов /94, 95/, а также рассчитать модель возмущенной D-области во время АП /97/.

3.3. Поглощение в полярной шапке

ППШ является более редким явлением, чем авроральное поглощение и связано с появлением "протонных" солнечных вспышек. Ионизация в полярных областях ионосферы вызывается высокоэнергичными протонами и α -частицами, потоки которых приходят от Солнца. Их называют иногда солнечными космическими лучами. Относительное содержание в солнечных космических лучах протонов и α -частиц может меняться для разных событий, а в ряде случаев можно говорить о чисто протонных явлениях.

Если представить спектр протонов в степенном виде

$$F(E) dE = k(t) E^{-\gamma} dE,$$

то для протонов, вызывающих ППШ, обычно $\gamma \approx 3$. Энергия протонов лежит в интервале от 1 до 100 мэВ. Как правило, считается, что наибольший вклад вносят протоны с $E \sim 10-20$ мэВ. При этом величина потока $F (\geq 10 \text{ мэВ}) > 10 \text{ пр}/(\text{см}^2 \text{с ст})$ соответствует чувствительности риометра с частотой $f = 30 \text{ МГц}$.

Первый крупный обзор о ППШ сделан Бейли /98, с.39-71/. В нем автор указывает на ряд проблем, важных для физики этого явления. В частности, через несколько часов после вспышки на Солнце поток солнечных частиц становится изотропным. Его интенсивность падает со временем, как $t^{-1,5}$. ППШ продолжается несколько суток, хотя процесс ускорения и выбрасывания частиц занимает доли часа. Временная задержка между началом ППШ и моментом выброса с Солнца больше, чем время прохождения пути Солнце-Земля частицами соответствующей энергии. Эти

факты свидетельствуют о взаимодействии потока солнечных космических лучей с неоднородностями межпланетного магнитного поля, приводящем к изотропности потока и сложном взаимодействии с магнитосферой Земли /6/.

Мы не будем подробно останавливаться на физике околоземных процессов, перечислим далее основные экспериментальные особенности явления ПШШ.

Географическое распределение поглощения этого типа определяется двумя факторами: наличием геомагнитного обрезания и изотропным характером движения протонов вне магнитного поля Земли. Дипольная аппроксимация магнитного поля Земли не согласуется с экспериментально измеряемыми энергиями протонов. В работах /99, 100/ при расчетах геомагнитного обрезания учтено более сложное строение магнитосферы с "хвостом" на ночной стороне Земли и получено хорошее согласие с измеренными на спутнике энергиями протонов. Граница геомагнитного обрезания для $E_p \sim 100$ мэВ лежит на геомагнитной широте $\sim 61^\circ$, для $E_p \sim 10$ мэВ $\Phi \sim 65^\circ$ и для $E_p \sim 1$ мэВ $\Phi' \sim 65,5^\circ$.

Широтный разрез ПШШ /6/ является довольно однородным. Величина поглощения в полярной области почти не меняется с широтой и только на среднеширотной границе спадает до нуля на интервале $\Delta\Phi \sim 4-5^\circ$. Граница ПШШ лежит на широте около $64-65^\circ$, достигая при сильных магнитных бурях $\Phi \sim 60^\circ$. Сравнение широтной вариации ПШШ и экспериментально измеренных интенсивностей потоков протонов с различными энергиями показало, что потоки с $E_p \sim 12-22$ мэВ, по-видимому, дают большую дополнительную ионизацию в D-области ионосферы, чем с $E_p \sim 40-80$ мэВ /6, 100/.

Суточный ход ПШШ обусловлен двумя обстоятельствами: солнечным контролем ионосферных процессов и временным ходом интенсивности ионизирующих частиц. Так же, как в спокойной ионосфере, величина поглощения во время этого явления возрастает днем и уменьшается ночью, вследствие разницы фотохимических процессов. Отношение $A_D/A_H \sim 3 + + 6$, то есть довольно велико. Этот факт объясняется низким положением слоя аномальной ионизации (до $z \sim 50-60$ км), что согласуется с характерными энергиями ионизирующих протонов^{*)}.

Суточный ход ПШШ проанализирован во многих работах (см., в частности, /6, 62, 102-104/), а восходно-заходные эффекты также в /102,

^{*)} Теоретические расчеты для связи риометрического поглощения с потоком протонов сделаны, например в /101/.

43/. В работе /102/ обращено внимание на тот факт, что в утренние часы на восходе Солнца величины поглощения примерно в 1,5 раза ниже, чем при тех же зенитных углах Солнца в вечерние часы, хотя в общем изменения $A(\dagger)$ во время восхода Солнца и захода Солнца подобны. Возможно, что утренне-вечерняя асимметрия связана с вариациями геомагнитного обрезания частиц. В /103/ отмечен ступенчатый рост поглощения на восходе Солнца во время некоторых ПШШ, что указывает на наличие двух механизмов процесса отлипания в D -области ионосферы (или, возможно, на наличие нескольких сортов отрицательных ионов, играющих важную роль в схеме фотохимических реакций на этих высотах). В уже упоминавшейся работе /43/ построена сложная модель химии D -области; результаты расчеты N для этой модели сопоставлены с экспериментальными измерениями 2-9 ноября 1969 года и используются для анализа процессов в восходно-заходные периоды. В /39, 40/ рассматривается влияние атомарного кислорода и уменьшения количества положительных ионов-связок во время ПШШ. Модель повышенных концентраций O дает хорошее согласие расчета поглощения с экспериментальными данными.

Другой особенностью суточного хода ПШШ является полуденное восстановление, то есть уменьшение величины поглощения в околополуденное время. (Термин "восстановление" относится к росту уровня космического -го радиоизлучения на риометрических записях.). Впервые это явление описал Дейнбах /105/. Максимум полуденного восстановления большей частью имеет место между 10 и 12 часами местного времени, а его величина наибольшая на краю полярной шапки. На очень высоких геомагнитных широтах этот эффект не наблюдается. Самые высокие широты, на которых был зарегистрирован этот эффект, $\Phi' = 73-77^\circ$ во время ПШШ 11-16 сентября 1974 г. /104/.

Полуденное восстановление обусловлено суточной вариацией обрезания спектра потоков ионизирующих частиц на данной широте. Вследствие асимметрии магнитосферы, граница обрезания днем сдвигается в более высокие широты; именно это и приводит к уменьшению потока протонов и величины поглощения, регистрируемой риометром.

Частотная зависимость ПШШ исследовалась для ряда событий /106-108/. Чаще всего значения n были близки к 1,9-2 в ночные часы, а днем уменьшались до 1,2-1,5. В качестве примера приведем конкретные данные для двух явлений ПШШ: 2-6 сентября 1966 г. и 11-15 апреля 1969 г. В табл.3.3 приведены значения показателя n для отношения величин поглощения на частотах $f = 9$ и 13 МГц (табл.3.3).

Таблица 3.3

Показатели частотной зависимости n во время ПППШ

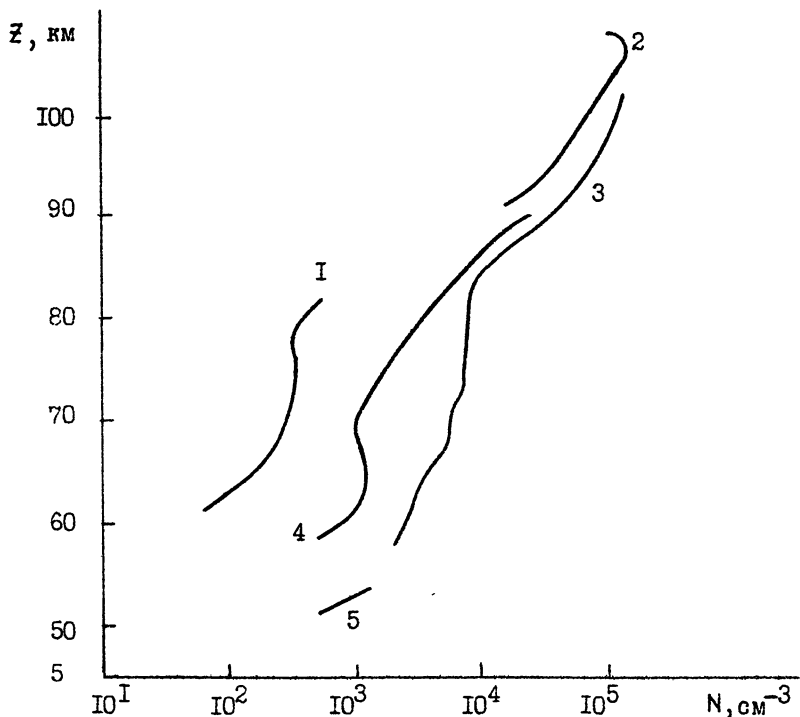
Дата и пункт наблюдений	! Ночные часы !	! Дневные часы !
2-6.09.1966 г. Лопарская	1,7 - 1,9	1,2
11-15.04.1969 г. Архангельск	1,6 - 2	1,45
14-15.04.1969 г. Тикси	2	1,8

Для события в апреле 1969 г. показатель частотной зависимости меняется в течение периода наблюдений. Если 12.04. показатель находился в пределах от 1,1 до 1,6, то 14-16.04 он вырос до $n = 1,8$.

Низкие значения n (1,1 - 1,5) свидетельствуют о наличии дополнительной ионизации ниже уровня 60-70 км. Непосредственных (например ракетных) измерений N в период ПППШ не так много. В качестве примера, на рис.17 приведены профили $N(z)$ во время ПППШ (кривые 3, 4, 5) по сравнению с измерениями в спокойной ионосфере. (кривые 1,2). Профили $N(z)$ взяты из работы Белроуза /109/. На рисунке видно значительное, более чем на порядок, возрастание электронной плотности на высотах 50 - 70 км.

Представляет интерес сопоставление ПППШ в северном и южном полушариях. В /110/ отмечается асимметрия потоков протонов с $E_p \sim 1 - 40$ мэВ (и величин поглощения) в южной и северной полярных областях по данным 18-19 апреля 1972 г. 18 апреля поток протонов над южной полярной шапкой был больше, чем над Арктикой. 19 апреля знак асимметрии сменился: поглощение в северной полярной шапке вдвое превысило поглощение в Антарктиде. При этом в ночные часы 18 апреля изменилась ориентация ММП с отрицательной на положительную и риометры Арктики зарегистрировали возрастание поглощения. В /110/ сделан вывод, что силовые линии одной из полярных шапок Земли непосредственно связаны с ММП. Изменение полярности сектора ММП приводит к смене знака северно-южной асимметрии в интенсивности солнечных космических лучей.

В отдельных случаях отмечалась также асимметрия в появлении полярного восстановления в северном и южном полушариях. Например, для ПППШ



Р и с. 17

13.04.1969 г. /6/ в южном полушарии полуденное восстановление сдвинуто на 3–4 часа по местному времени по сравнению с северным. Причина этого не вполне ясна. Вообще говоря, глобальных сопоставлений возмущений в полярной ионосфере пока не достаточно.

В рамках обзора трудно охватить все направления исследований аномального поглощения радиоволн в ионосфере. Заметим, в заключение, что в этой области за 20–30 лет достигнуто замечательных прогресс. Исследована большая группа явлений, выяснены их причины, статистические закономерности и индивидуальные особенности, связи с другими явлениями, складывается общая картина возмущения. Этот прогресс достигнут путем применения разнообразных методов измерений, геофизических, радиофизических, измерений на ракетах и спутниках, организацией комплексных исследований и крупных международных программ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mitra A.P., Shain C.A. The measurement of ionospheric absorption using observations of 18.3 Mc/v cosmic radio noise. - J.Atm.Terr.Phys., 1953, v.4, N 4-5, p.204-218.
2. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А. Результаты измерений величины поглощения космического радиоизлучения в ионосфере в пределах полуцикла солнечной деятельности.-Геомagnetизм и аэрoномия, 1968, т.8, № 3, с. 462-470.
3. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В. Поглощение радиоволн в ионосфере умеренных широт в течение цикла солнечной активности. - Геомagnetизм и аэрoномия, 1975, т.15, № 2, с. 251-254.
4. Комраков Г.П., Скребкова Л.А., Толмачева А.В. О поглощении радиоволн в ионосфере. - В сб.: "Ионосферные исследования", -М.: Наука, 1972, № 20, с. 55-62.
5. Скребкова Л.А. Влияние различных слоев ионосферы на интегральное поглощение радиоволн.-Геомagnetизм и аэрoномия, 1975, т.16: № 4, с. 664-671.
6. Дриапский В.М. "Природа аномального поглощения космического радиоизлучения в нижней ионосфере высоких широт".-Л.:Гидрометеoиздат, 1974, 223с.
7. Мизун Ю.Г. Физико-химические процессы в полярной ионосфере. Ашпатиты, КФ АН СССР, 1983, 130с.
8. Ляцкий В.Б. Токовые системы магнито-ионосферных возмущений. Л.: Наука, 1978, 198с.
9. Sen H.K., Wyller A.A. On the generalization of Appleton-Hartree magnetoionic formulas. - J.Geophys.Res., 1960, v.65, N 12, p.3931-3950.

10. Беликович В.В., Иткина М.А. Нахождение профиля электронной концентрации в D-слое ионосферы по частотной зависимости поглощения. - Изв. ВУЗов. - Радиофизика, 1970, т.13, № 6, с.873-883.

11. Aggarwal K.M., Nath N., Setty C.S.G.K. Collision frequency and transport properties of electrons in the ionosphere. - Planet.Space Sci., 1979, v.27, N 6, p.753-768.

12. Фаткуллин Л.Н., Зеленова Т.И., Козлов В.К., Легенька А.Д., Соболева Т.Н. Эмпирические модели среднеширотной ионосферы. - М.: Наука, 1981, 255с.

13. Справочная модель распределения концентрации, температуры и эффективной частоты соударений электронов в ионосфере на высотах ниже 200км. - Обнинск, ИЭМ, 1983.

14. Friedrich M., Torkar K.M. Collision frequencies in the high latitude D-region. - J.Atm.Terr.Phys., 1983, v.45, N 4, p. 267-271.

15 Гинзбург В.Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. - М.: Наука, 1967.

16 Little C.G., Leinbach H. - Proc.IRE, 1958, v.46, N 1, p.334-348.

17. Беликович В.В., Аппаратура для регистрации космического радиоизлучения в декаметровом диапазоне волн. - Изв. ВУЗов. - Радиофизика, 1968, т.11, № 8, с. 1127-1132.

18. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А. Радиоастрономический метод измерений величины поглощения радиоволн в ионосфере. (Обзор). - Изв. ВУЗов. - Радиофизика, 1969, т.12, № 10, с. 1439-1454.

19. Инструкция по обработке записей интенсивности КР, под ред. В.М. Дряцкого, АННИИ. - Л.: 1965.

20. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Пашкова Г.Р. Измерения поглощения радиоволн в ионосфере радиоастрономическим поляризационным методом -Геомагнетизм и аэрномия, 1971, т. II, № 5, с.914-916.

21. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Гиривили Г.В., Коченова Н.А., Флигель М.Д. О методике обработки риометрических данных.- Геомагнетизм и аэрномия, 1969, т.9, № 2, с. 286-289.

22. Лукашкин В.М. О методике обработки высокоширотных риометрических данных.-Труды ААНИИ, 1978, т.350, с. 94-101.

23. Митра А.П. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли.-М.:Мир, 1977, 370с.

24. Разработка эмпирической модели среднеширотной D -области ионосферы в спокойных условиях и во время внезапных ионосферных возмущений: Отчет (Научно-исследовательский радиофизический институт (НИРФИ). Научный руководитель темы Бенедиктов Е.А. № гос.регистрации 81102477, Горький, 1985, 174с.).

25. Holt O. Radio astronomical and satellite studies of the atmosphere. Ed.Aarons, Amsterdam, 1963, p.502.

26. Horowitz By.S., Goldman S.C. Riometer observations of ionospheric absorption due to the solar flares of April 15, 1963. - Nature, 1963, v.199, N 4899, p.1147-1149.

27. Иткина М.А. Интенсивность рентгеновского излучения Солнца и величина аномального поглощения в периоды внезапных ионосферных возмущений. - Изв.ВУЗов.-Радиофизика, 1978, т.21, № II, с. 1558-1562.

28. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А. Частотная зависимость аномального поглощения радиоволн в периоды внезапных ионосферных возмущений. - Изв.ВУЗов.-Радиофизика, 1973, т.16, № 10, с.1475-1481.

29. Нешпор Ю.И. О глубине проникновения ионизирующего излучения хромосферных вспышек. - Известия КРАО, 1961, т.26, с.156-160.

30. Deminger W., Rose G., Widdel H.U. In situ measurements of electron concentration, neutral wind and pressure compared with the winter anomaly. Methods of measurements and results of lower ionosphere structure. Berlin, Akademic Verlag, 1974, p.341-348.

31. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Гришкевич Л.В., Иванов В.А. Результаты измерений электронной концентрации в D-области ионосферы во время ионосферных возмущений. - Изв ВУЗов.- Радиофизика, 1975, т 18, № 8, с. 1094-1097.

32. Данилов А.Д., Ледомская С.Ю. Построение эмпирической модели области D .I. Основные принципы и банк данных.-Научн.тр. ИЭМ., 1983, вып.13 (102), с. 28-51.

33. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Иткина М.А. Об особенностях коэффициента потерь электронов в D-области ионосферы.- Изв.Бузов.-Радиофизика, 1976, т.19, № 2, с. 174-179.

34. Rowe J.N., Ferrare A.J., Lee H.S., Kreplin R.W., Mitra A.P. Observations of electron density during a solar flare. - J.Atm.Terr.Phys., 1970, v.32, N 9, p.1609-1614.

35. Montbriand L.E., Belrose J.S. Effective electron loss rates in the lower D-region during the decay of solar X-ray flare events. - Radio Sci., 1972, v.7, N 1, p.133-142.

36. Исследование регулярных пространственно-временных изменений плазмы в нижней ионосфере. Отчет. Научно-исследовательский радиофизический институт (НИРФИ). Научн. руководитель темы Е.А.Бенедиктов,- № гос.регистрации 77015428. Горький, 1981.

37. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Иткина М.А. Эффективный

коэффициент потерь в D-области ионосферы во время внезапных ионосферных возмущений. - Изв.ВУЗов- Радиофизика, 1974, т.17, № 10, с. 1469-1477.

38. Данилов А.Д. Физика D-области и прогноз распространения радиоволн. - Изв.ВУЗов.- Радиофизика, 1981, т.24, № 10, с.1171-1199.

39. Смирнова Н.В., Власков В.А. Атомарный кислород в возмущенной высокоширотной D-области ионосферы. В кн. Моделирование физических процессов в полярной ионосфере, КФ АН СССР, ПИ, Апатиты, 1979, с. 82-96.

40. Смирнова Н.В. D-область в условиях ночных IIII: скорости образования положительных ионов-связок и отрицательных ионов. В сб. Ионосферные исследования, -М.: Радио, 1983, № 35, с. 67-75.

41. Козлов С.И. Возмущения в стратосфере и мезосфере от источника ультрафиолетового излучения. -Космические исследования, 1984, т.22, вып.5, л.с. 712-719.

42. Козлов С.И., Власков В.А., Смирнова Н.В. Ионная кинетика, малые нейтральные и возбужденные составляющие в области D с повышенным уровнем ионизации I. Постановка задачи и общая схема процессов - Космические исследования, 1982, т.20, вып.6, с. 881-891.

П. Вариации ионного состава и электронно# концентрации.-Космические исследования, 1983, т.21, вып.6, с. 892-896.

43. Swider W., Keneshea T.J. and Toley C.I. An SPE-disturbed D-region model. - Planet.Space Sci., 1978, v.26, N 9, p.883-892.

44. Ortner J., Hultqvist B., Brown R.R. et al. Cosmic noise absorption accompanying geomagnetic storm sudden commencements. - J.Geophys.Res., 1962, v.67, N 11, p.4169-4186.

45. Осепян А.П. Полярные магнитные возмущения и поглощения после SC . - В сб. Ионосферные исследования, -М.: Радио и связь, 1983, № 36, с. 56-62.
46. Бороков А.П., Шумилов О.И. Солнечные космические лучи и аномальное поглощение космического радиопшума на станции Восток во время SC . - В сб. Магнитосферные возмущения и вторжения энергичных частиц (Эксперимент САМБО), Апатиты, 1980, с 60-68
47. Hargreaves J.K. D-region electron densities by incoherent-scatter radar during auroral absorption spike events. - J.Atm. Terr.Phys., 1980, v.42, N 7, p.783-789.
48. Nielson E. Dynamics and spatial scale of auroral absorption spikes associated with the substorm expansion phase. - J. Geophys.Res., 1980, v.85, p.2092-2098.
49. Hargreaves J.K., Brekke A. Application of the Ramfjordmoen partial reflection to the study of auroral precipitation events. - J.Atm.Terr.Phys., 1981, v.43, N 10, p.1093-1106.
50. Ziauddin S. Simultaneous observations of pulsations in the geomagnetic field and in ionosphere absorption. - Can.J.Phys., 1960, v.38, p.1714.
51. Olson J.V., Rostoker G. and Olchowy G. A study of concurrent riometer and magnetometer variations in the Pc 4-5 pulsation band. - J.Geophys.Res., 1980, v.85, N 14, p.1695-1702.
52. Ранга Х., Шумилов И.О., Цирс Г.П. О западном дрейфе фазы пульсаций утреннего риометрического поглощения в арроральной зоне.-В сб. Магнитосферные возмущения и вторжения энергичных частиц. (Эксперимент САМБО), КФ АН СССР, ПГИ, Апатиты, 1980, с.108-116.

53. Wagner C.-U., Ranta H. Latitudinal dependence (L=6.0 - 2.5) of ionospheric absorption increases during ten magnetospheric storms. - Gerlands Beitr.Geophysik, Leipzig, 1985, v.94, N 3, S.225-238.

54. Lauter E.A., Bremer J., Grafe A. et al. The post-storm ionisation enhancement in the mid-latitude D-region and related electron precipitation from the magnetosphere. HNI-STP-Report, 1977, N 9, Berlin, 86 p.

55. Соколов С.Н. Эффекты магнитосферных бурь в среднеширотной нижней ионосфере.- В сб. Магнитосферные исследования., 1982, № I, с.91.-М.:Радио и связь.

56. Holt O., Landmark B., Lied F. Analysis of riometer observations obtained during polar radio blackouts. - J.Atmos.Terr.Phys., 1962, v.23, p.229-243.

57. Hartz T.R., Montbriand L.E., Vogan E.L. A study of auroral absorption in the auroral ionosphere. - Canad.J.Phys., 1963, v.41, N 4, p.581-588.

58. Basler R.P. Radio wave absorption in the auroral ionosphere. - J.Geophys.Res., 1963, v.68, p.4665-4681.

59. Hook J.L. Morphology of auroral zone radiowave absorption in the Alaska sector. - J.Atmos.Terr.Phys., 1968, v.30, N 7, p. 1341-1351.

60. Дриацкий В.М. Исследование пространственного и временного распределения аврорального поглощения по данным наблюдений сети риометров в Арктике.-Геомагнетизм и астрономия, 1966, т.6, с.1061-1070.

61. Бенедиктов Е.А., Коробков Ю.С., Толмачева А.В. Аномальная ионизация нижней ионосферы умеренных широт во время мировых магнитных бурь.- Геомagnetизм и аэрoномия, 1965, т.5, № 4, с.698-704.
62. Мизун Ю Г. Нижняя ионосфера высоких широт. - Л.: Наука, 1983.
63. Белобородова А.А., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Петрова Г.А., Пятси З.М., Рапопорт З.Ц., Толмачева А.В. Аномальное поглощение космического радиоизлучения в период МГСС:- В сб. Ионoсферные исследования.-М.: Наука, 1972, № 20, с. 75-84.
64. Лукашкин В.М., Смирнов В.Б. Пространственно-временные характеристики поглощения типа зоны полярных сияний.-Труды ААНИИ, 1966, т.280, с. 57-66.
65. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Иткина М.А., Петрова Г.А., Рапопорт З.Ц. Частотная зависимость аномального поглощения космического радиоизлучения в ионосфере в зоне полярных сияний.- Геомagnetизм и аэрoномия, 1969, т.9, № 3, с. 485-490.
66. Little C.G., Leinbach G.M., Parthasarathy R. - Radio Sci., 1964, v.68D, p.859.
67. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В. О возможной интерпретации частотной зависимости аномального поглощения космического радиоизлучения.- Геомagnetизм и аэрoномия, 1966, т.6, № 5, с 940-942.
68. Parthasarathy R., Lurfald G.M., Little G.C. Derivation of electron density profiles in the lower ionosphere using radio absorption measurements at multiple frequencies. - J.Geophys.Res., 1963, v.68, N 12, p.3581-3588.
69. Беликович В.В., Иткина М.А. О нахождении профиля электронной концентрации в D-слое ионосферы по частотной зависи-

мости поглощения радиоволн.- Геомagnetизм и аэрoномия, 1968, т.8, № 3, с.476-482.

70. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Иткина М.А. Результаты определения профиля электронной концентрации в D -области ионосферы по частотной зависимости поглощения радиоволн.-Геомagnetизм и аэрoномия, 1971, т.II, № 2, с. 268-274.

71. Дубатова О.Е., Пудовкин М.И., Шумилов О.И. Некоторые вопросы аррорального поглощения.-Геомagnetизм и аэрoномия, 1968, т.8, № 2, с. 303-308.

72. Acasofu S.I. Dynamic morphology of aurora. - Space Sci. Rev., 1965, v.4, N 4, p.498- 540.

73. Hargreaves J.K. Auroral motions observed with riometers: latitudinal movements and a median global pattern. - J.Atm.Terr. Phys., 1967, v.30, N 14, p.1461-1470.

74. Hilkka Rante. The onset of an auroral absorption substorm. - J.Geophys.Res., 1978, v.83, N A8, p.3893-3899.

75. Denig W.F. and Rich F.J. The ionospheric-magnetosphere structure during a geomagnetic storm based on measurements in the morning auroral zone. - J.Geophys.Res., 1986, v.91, N A1, p.165- 182.

76. Hargreaves J.K. Auroral motions observed with riometers: movements between stations widely separated in longitude. - J.Atm. Terr. Phys., 1967, v.29, N 9, p.1159- 1164.

77. Рсддугин В.К. Короткопериодические пульсации аррорального вглосщения космического радиосизлучения. - Геомagnetизм и аэрoномия, 1967, т.7, с. 454 ..

78. Hargreaves J.K. On the variation of auroral radio absorption in the auroral zone. - Planet.Space Sci., 1965, v.13, N12, p.1171-1183.

79. Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В. О некоторых особенностях аномального поглощения радиоволн в ионосфере в зоне полярных сияний.- Геомagnetизм и аэрономия, 1968, т.8, № 5, с. 957-959.

80. Hartz T.R. and Brice N.M. The general pattern of auroal particle precipitation. - Planet.Space Sci., 1967, v.15, N 2, p.301-329.

81. Сергеев В.А., Цыганенко А.А. Магнитосфера Земли.- М : Наука, 1980, 174с.

82. Lui A.T.Y., Venkatesan D., Anger C.D. et al. Simultaneous observation of particle precipitation and auroral emissions by the ISIS-2 satellite in 19-24 MLT sector. - J.Geophys.Res., 1977, v.82, p.2210-2227.

83. Hultqvist B. Rocket and satellite observations of energetic particle precipitation in relation to optical aurora. - Ann. Geophys., 1974, v.30, p.223-258.

84. Mc Diarmed I.B., Burrows J.K. Comparison of magnetic field perturbations at high latitudes with charged particles and IMF measurements. - J.Geophys.Res., 1978, v.83, p.681-689.

85. Hultqvist B. Radio astronomical and satellite studies of the atmosphere. Ed.J.Aarons, North-Holland, Amsterdam, 1963, p.163.

86. Holt O. and Landmark B. Radio astronomical and satellite studies of the atmosphere. Ed.J.Aarons, North-Holland, Amsterdam, 1963, p.251.

87. Armstrong R.J., Berkeley F.T. and Melbye T. - J.Atm.Terr. Phys., 1977, v.25, p.1031.

88. Ranta H, Ranta A. and Rosenberg T.J. The ratio of day and night absorption of auroral and subauroral zones. - J.Atm. Terr.Phys., 1984, v.46, N 5, p.395-398.

89. Ziauddin S., Forsyth P.A. Three-frequency measurements of auroral absorption. - J.Geophys.Res., 1961, v.66, N 8, p.2315-2319.

90. Sellers B., Hanser F.A. and Vancour R.B. Bremstrahlung effects in auroral electron precipitation event absorption. - J. Atm.Terr.Phys., 1976, v.38, p.463.

91. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Вяхирев В.Д., Гончаров Н.П., Гришкевич Л.В., Зильбер Е.Б., Мизун Ю.Г. Профили электронной концентрации в нижней ионосфере высоких широт. - В сб. Высокоширотная ионосфера и магнитосферные связи, Апатиты КФ АН СССР, 1986, с.134-139.

92. Bjorn L.G., Arnold F. and Krankowsky D., Grandel B., Hagen O. and Thrane E.V. Lower ionosphere ion production density and composition in the auroral absorption events. - J.Atm.Terr. Phys., 1979, v.41, N 12, p.1185-1194.

93. Penman J.M., Hargreaves J.K. and Ilwain C.E. The relation between 10 to 80 keV electron precipitation observed at geosynchronous orbit and auroral radio absorption observed with riometers. - Planet.Space Sci., 1979, v.27, N 4, p.445-451.

94. Collis P.N., Hargreaves J.K. and Korth A. Auroral radio absorption as an indicator of magnetospheric electrons and of conditions in the disturbed auroral D-region. - J.Atm.Terr.Phys., 1984, v.46, N 1, p.21-38.

95. Осепян А.П., Чурикова Т.В., Власков В.А. Моделирование параметров потока высыпавшихся электронов и высотного профиля электронной концентрации по данным аврорального поглощения. - Препринт ПГИ - 86-II-53, Апатиты КФ АН СССР, 1987.

96. Collis P.N., Korth A. GEOS-2-observations of energetic electrons in the morning sector during auroral radio absorption events. - J.Atm.Terr.Phys., 1985, v.45, N 4, p.327-339.

97. Friedrich M., Torkar K.M. High latitude plasma densities and their relation to riometer absorption. - J.Atm.Terr.Phys., 1983, v.45, N 2/3, p.127-135.

98. Поглощение радиоволн в полярной шапке. Сб. статей под ред. Фельдштейна. - М.: Мир, 1965 .

99. Reid G.C., Sauer H.H. The influence of the geomagnetic tail on low-energy cosmic noise cutoffs. - J.Geophys.Res., 1967, v.72, N 1, p. 197-208.

100. Paulikas G.A., Blake I.B. and Fuden S.C. Low-energy solar cosmic noise cutoffs: diurnal variations and pitch-angle distributions. - J.Geophys.Res., 1968, v.73, N 1, p.87-95.

101. Крымский Г.Ф., Гусев А.И., Ромащенко Ю.А. О связи риометрического поглощения с потоком высыпавшихся частиц и параметрами атмосферы. - В сб.: Связь физических процессов в ионосфере и магнитосфере Земли с параметрами солнечного ветра. Якутский филиал СО АН СССР, Якутск, 1977, с. 3-26.

102. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Рапопорт З.Ц. IIII в июле, августе и сентябре 1966 г., по наблюдениям в авроральной зоне. - Геомагнетизм и аэронавтика, 1969, т.9, №4, с. 667-673.

103. Белобородова А.А., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Гусев А.И., Лось Б.П., Шабанов Ю.А. Особенности восходных явлений в периоды ШШ. - Геомagnetизм и аэрoнoмия, 1972, т.12, №4, с.760-761.

104. Крупицкая Т.М., Ульев В.А. Появление эффекта полуденного восстановления во время PСA II-16 сентября 1974 г., на высоких геомагнитных широтах. - Труды ААНИИ. Геофизические исследования в высоких широтах, 1980. - Л.: Гидрометеоиздат, с. 100-104.

105. Leinbach H. Some observations of day time recoveries during polar cap absorption events. - Ark.Geophys., 1961, v.3, N 5-6, p.427-432.

106. Шумилов И.А. Коэффициент частотной зависимости поглощения типа полярной шапки.- Труды ААНИИ, Геофизические исследования в Арктике и Антарктике, т.32. - Л.: Гидрометеоиздат, 1975, с.74.

107. Лукашкин В.М. Частотная зависимость поглощения типа полярной шапки (PСA).- Труды ААНИИ. Геофизические исследования в высоких широтах. - т.310. - Л.: Гидрометеоиздат, 1972, с. 36.

108. Беликович В.В., Белобородова А.А., Бенедиктов Е.А., Шабанов Ю.А. Поглощение в полярной шапке в апреле 1969 г. - В сб.: Геофизические явления в полярных областях, Якутск, 1973, с.107-111.

109. Белроуз Дж.С. Измерения электронной концентрации в области D методом частичного отражения. - В кн.: Электронная концентрация в ионосфере и экзосфере. - М.: Мир, 1966, с. 52-60.

110. Широчков А.В. Северно-южная асимметрия. - Геомagnetизм и аэрoнoмия, 1977, т.17, №3, с. 445 - 449.

Дата поступления статьи

27 января 1988 г.

Ариадна Викторовна Толмачева

АНОМАЛЬНОЕ ПОГЛОШЕНИЕ РАДИОВОЛН В ИОНОСФЕРЕ

Подписано в печать 17.05.88 г. МЦ 00795. Формат 60x84 / 16
Бумага писчая. Печать офсетная. Объем 3,05 усл.л. Заказ 4682
Тираж 100. Бесплатно

Отпечатано на ротатрипе в НИРФИ