

УДК 550.38+621.37

## ОТРАЖАТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА НИЖНЕЙ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ, ОСОБЕННОСТИ ВОЗБУЖДЕНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ СДВ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

Г. Ф. Ременец, М. И. Белоглазов

(Обзор)

### СОДЕРЖАНИЕ

- I. Источники ионизации и методы исследования электронного содержания в нижней полярной ионосфере
  - I.1. Краткая характеристика источников аномальной ионизации нижней ионосферы высоких широт
  - I.2. Новые результаты по измерению электронной плотности в нижней ионосфере высоких широт, полученные различными методами
- II. Особенности распространения СДВ в полярной области
  - II.1. Трансполярное распространение СДВ
  - II.2. Локальные эксперименты
  - II.3. Магнитосферные и активные эксперименты в СДВ диапазоне.

В настоящее время радиоволны СДВ диапазона применяются для решения широкого круга задач: исследования нижней ионосферы и магнитосферы, использования в глобальных системах связи, навигации и передачи эталонных частот. В связи с этим особую актуальность приобретает изучение особенностей распространения СДВ в области высоких широт, где существует целый комплекс специфических ионосферных явлений, оказывающих значительное влияние на структуру СДВ поля в волноводе Земля—ионосфера. За время, прошедшее после опубликования последних обзоров по высокоширотному распространению СДВ [1, 2], появился ряд новых, достаточно интересных данных в части совершенствования методик анализа, повышения точности и разрешающей способности методов измерений, накопления новых количественных результатов, заслуживающих специального рассмотрения.

Как известно, процессы распространения СДВ в приземном волноводе самым существенным образом зависят от состояния нижней ионосферы, под которой в данном случае мы понимаем  $D$ -слой и нижнюю часть  $E$ -слоя (высоты 50—90 км, электронная концентрация  $N_e = 10 - 10^3 \text{ см}^{-3}$ ). Поэтому прежде всего кратко обсудим работы последних пяти-десяти лет, в которых получены новые или более точные результаты о содержании свободных электронов в нижней ионосфере высоких широт.

### I. ИСТОЧНИКИ ИОНИЗАЦИИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ В НИЖНЕЙ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЕ

Как известно, регулярными источниками ионизации нижней ионосферы независимо от широты являются волновая радиация Солнца и космические лучи галактического происхождения. Причем, как по-

казано авторами [3], в спокойных дневных условиях определяющим является ультрафиолетовое излучение Солнца.

Главное отличие высокоширотной ионосферы от среднеширотной заключается в ее чрезвычайной изменчивости, обусловленной постоянными вторжениями корпускулярных потоков весьма нерегулярного характера.

## 1.1. Краткая характеристика источников аномальной ионизации нижней ионосферы высоких широт

1.1.1. Вторжения солнечных космических лучей (в основном протонов с энергиями 1—100 МэВ) приводят к образованию значительной ионизации на аномально низких высотах (сотни и тысячи электронов в кубическом сантиметре на высотах 40—50 км) и к возникновению целого комплекса эффектов, известного под общим названием ППШ (поглощение в полярной шапке). Каждый случай ППШ может продолжаться до 10—15 суток. Развившаяся область аномальной ионизации занимает приполюсное пространство и ограничивается, в среднем, геомагнитными широтами  $\Phi' = 65—70^\circ$ . Средняя продолжительность протонных аномалий составляет примерно 30—40 суток за год [4]. При этом в годы спокойного Солнца эта цифра понижается до 15—30 суток, а в годы активного Солнца повышается до 40—60 суток.

1.1.2. Электронные потоки с энергиями в десятки килоэлектрон-вольт, высыпаясь в земную атмосферу во время магнитосферных суббурь, приводят к появлению авроральной ионизации, регистрируемой в виде повышенного поглощения космического радишума. Среднестатистическая область авроральной ионизации (авроральная зона) имеет форму кольца, примерно концентрического относительно геомагнитного полюса. Широтный максимум вероятности появления авроральной ионизации приходится на  $\Phi' = 65—68^\circ$ . Увеличение геомагнитной возмущенности приводит к увеличению интенсивности и частоты появления поглощения, а также к расширению авроральной зоны. В суточном ходе авроральной ионизации наблюдается поздневечерний—ночной максимум, а в сезонном ходе максимальная частота и интенсивность авроральных возмущений приходятся на периоды равноденствия [4].

Длительность авроральной суббури составляет 1—3 часа. Суббури могут накладываться друг на друга, и тогда часто возникает магнитная буря. На основе риометрических и геомагнитных измерений, проводимых в авроральной зоне, можно утверждать, что в среднем за год лишь 10—15% суток допустимо считать спокойными, в 35—40% наблюдаются умеренные возмущения и в 50% суток происходят сильные возмущения.

В зависимости от местного времени авроральное возмущение распространяется в авроральной зоне по долготе в западном или в восточном направлении со скоростью в несколько градусов долготы за минуту. Эта скорость зависит от магнитной активности. С ее увеличением скорость восточного дрейфа нарастает, а западного убывает [3].

Благодаря использованию новых многолучевых риометров с узкими диаграммами направленности начато исследование тонкой структуры авроральных возмущений [6], проведены оценки размеров и скорости распространения аврорального возмущения клиновидного типа (spikes). Выяснено, что возмущение охватывает площадь ионосферы в горизонтальной плоскости в форме ребра с длиной более 400 км и полушириной 5—10 км, скорость перемещения этого возмущения на север по оценкам достигает 300—3000 м/с.

1.1.3 Еще одним источником нерегулярной ионизации нижней ионосферы являются релятивистские электроны с энергиями более нескольких сотен килоэлектронвольт [2,7]. Вторжения релятивистских электронов наблюдаются до нескольких сот раз за год и наиболее вероятны в послеполуденные — вечерние часы местного времени. Длительность каждого случая составляет от нескольких минут до получаса—часа, причем часто они фиксируются на спокойном геофизическом фоне, когда отсутствуют заметные вариации в геомагнитном поле и в поглощении космического шума. Для вторжений релятивистских электронов характерна высокая степень пространственной локализации: размер в направлении север — юг составляет несколько десятков километров и менее.

1.1.4. Вспышки солнечной волновой радиации ( $\leq 1-8 \text{ \AA}$ ) могут явиться причиной появления целого комплекса явлений, обусловленных аномальной ионизацией нижней ионосферы на всей освещенной части Земли и объединяемых общим понятием внезапного ионосферного возмущения (ВИВ). Однако необходимо учитывать, что интенсивность и вероятность появления ВИВ уменьшается при движении к более высоким широтам [8,9]. Суммарная длительность ВИВ за год оказывается пренебрежимо малой в области высоких широт по сравнению с тремя типами возмущений, рассмотренных выше [2,10].

## 1.2. Новые результаты по измерению электронной плотности в нижней ионосфере высоких широт, полученные различными методами

1.2.1. Анализ ракетных измерений в двух высокоширотных обсерваториях (о. Хейса  $\Phi' = 74^\circ$  и Форт Черчилл  $\Phi' = 70^\circ$ ) оказался интересным в том отношении, что хаотичность этих данных значительно уменьшилась и выявились закономерности в высотном распределении  $N_e(z)$ , где  $z = 70-180 \text{ км}$ , когда было учтено то обстоятельство, что в зависимости от конкретных условий эксперимента точка запуска оказывается то в авральной области, то в полярной шапке [11,12]. Иными словами, результаты анализа стали лучше при учете особенностей магнитосферно-ионосферного взаимодействия.

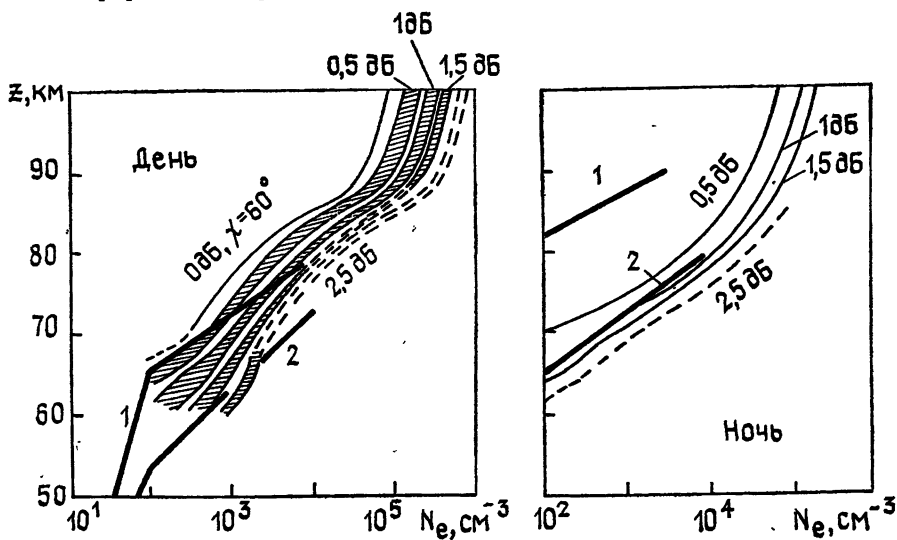


Рис. 1.

Многоразовые запуски ракет в дневных и ночных условиях с регистрацией на них дифференциального поглощения и фарадеевского вращения вектора поляризации ВЧ поля, излучаемого на Земле, поз-

волили авторам [13] получить семейство дневных и ночных профилей электронной концентрации (осредненных по числу запусков ракет) в зависимости от авроральной активности (0—2,5 дБ). На рис. 1 дано сопоставление этих профилей с профилями для спокойных (кривые 1) и возмущенных (кривые 2) геофизических условий из работ [14, 15], полученными решением обратной СДВ задачи. Из сопоставления видно, что результаты, полученные качественно разными способами, дополняют друг друга.

Вместе с тем, необходимо отметить, что, как и ранее, ракетные методы пока не дают достоверных значений  $N_e(z)$  для самой нижней части D-области (55—65 км), от которой в основном и отражаются СДВ при дальнем распространении.

1.2.2. В работе [16] показано, что аппаратурная погрешность метода частичных отражений при определении функции  $N_e(z)$  в интервале высот 65—85 км может быть уменьшена до 10—30%, однако узким местом метода остается неясность в самом механизме частичных отражений на разных высотах, что, возможно, приводит к неконтролируемым систематическим погрешностям в определении электронной концентрации. Зависимость механизма частичных отражений от высоты следует из работы [17], в которой на основе сезонных исследований показано, что нижний относительный максимум в амплитуде отражающегося ВЧ поля (60—67 км) контролируется сезонным изменением атмосферного давления. По мнению авторов [17] это позволяет сделать вывод о том, что частичное отражение ВЧ поля в интервале высот 60—67 км определяется термодинамическими процессами нейтральной атмосферы, в отличие от высот 80—85 км, где частично отраженные волны контролируются зенитным углом Солнца.

Для области полярной шапки обсуждаемым методом более десятка лет назад был установлен факт регулярной суточной и сезонной изменчивости электронной концентрации в спокойных условиях [18]. Новых результатов для этой области методом частичных отражений не получено, к такому же в качественном отношении результату привел метод импульсного зондирования ионосферы в СДВ диапазоне [19], о чем пойдет речь ниже.

В работах [20—23] изложены результаты измерений  $N_e$  методом частичных отражений в авроральной зоне. По данным [20] зимой и весной на высоте 50—60 км величина  $N_e \approx 10^3 \text{ см}^{-3}$ , а на высоте 75—85 км имеется минимум электронной концентрации в несколько десятков электронов (в  $\text{см}^3$ ). К этим результатам нужно, однако, относиться с осторожностью, так как они не могут претендовать на общность из-за неправомерной экстраполяции двух суточных результатов на весь сезон. В работе [21] по измерениям в авроральной области северной Канады ( $L=4,4$ ) установлено, что существует сезонная изменчивость профиля  $N_e(z)$ , которая не контролируется зенитным углом Солнца. Авторами работ [22] и [23] исследовались авроральные возмущения и случай ППШ в июне 1979 г. в северной Норвегии. По утверждению авторов в возмущенных условиях ниже 55 км могут быть только ионы. Выше (на высотах 55—65 км) концентрация электронов достигала сотен в кубическом сантиметре, в частности, на высоте 55—60 км величина  $N_e$  оценена в  $800 \text{ см}^{-3}$  при авроральном поглощении в 4,5 дБ.

1.2.3. Метод некогерентного рассеяния (НР) и результаты, полученные с его помощью, рассматриваются в работах [24—28]. Время получения одного профиля  $N_e(z)$  методом НР измеряется сейчас минутами и долями минуты [24], а разрешающая способность по высоте равна 600 м при частоте 450 МГц [25] и 2 км при частоте 50 МГц [28].

Максимальная чувствительность метода сейчас оценивается в  $N_e = 110 \pm 60 \text{ см}^{-3}$  в пренебрежении эффектами, порождаемыми боковыми лепестками диаграммы направленности радара, а пороговая высота  $\approx 60 \text{ км}$  [27]. Однако следует отметить, что эти значения достигнуты лишь в низких широтах. В высоких широтах (на Аляске и в северной Норвегии) характеристики используемых радаров хуже.

В высоких широтах методом НР за последние годы проводились регулярные сезонные измерения  $N_e(z)$  [26], измерения во время высыпаний релятивистских электронов [28] и в периоды авроральных возмущений клиновидного типа [24]. При высыпании релятивистских электронов электронная концентрация достигала  $1,5 \cdot 10^4$  и  $1,5 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$  на высоте 65 и 75 км. Во время аврорального возмущения указанного типа  $N_e$  достигала ночью  $100 \text{ см}^{-3}$  на высоте 75 км при риометрическом поглощении 7 дБ на частоте 30 МГц. Увеличение электронной концентрации примерно в 100 раз на высоте 90—96 км происходило за десятые доли минуты, а ее уменьшение на порядок — за минуту.

**1.2.4. СДВ зондирование  $D$ -слоя и обратная СДВ задача.** СДВ зондирование  $D$ -слоя короткими импульсами практикуется в средних широтах более десяти лет [29]. Здесь использовались импульсы длительностью 140 мкс. Земной и ионосферный импульсы регистрировались на расстоянии 170 км раздельно. Излучающий вертикальный штырь высотой 130 м поддерживался с помощью воздушного шара. Из сопоставления спектров принятого ионосферного сигнала и излученного поля в окрестности антенны ( $\sim 5 \text{ км}$ ) определены коэффициенты отражения и эффективная высота отражения, под которой в данном случае понималась область ионосферы, где одна из фазовых высот получает минимальные приращения при изменении частоты в заданном интервале. Получено, что в диапазоне частот 10—35 кГц эффективная высота отражения равна 72 км днем и 92 км ночью.

Дальнейший прогресс в исследованиях той же группы авторов связан, во-первых, с дальнейшим укорочением излучаемых импульсов до 70 мкс; что позволило им наблюдать отражения от двух эффективных слоев  $D$ -области, во-вторых, с проведением сезонных измерений в северной Гренландии на широте  $76^\circ 33' \text{ N}$ , т. е. в условиях полярной шапки [30, 19]. Регулярные измерения 1976—80 гг. показали, что в полярной шапке отражательные свойства нижней ионосферы (модуль коэффициента отражения и эффективная высота в полосе частот 6—28 кГц) подчиняются суточным, сезонным вариациям и зависят от солнечной активности. Для спокойных геофизических условий авторами предложена ночная экспоненциальная модель  $N_e(z)$  с параметрами  $h=85 \text{ км}$  и  $\beta=0,65 \text{ км}^{-1}$  (в обозначениях Уайта и Спайса [31]). Для дневного профиля  $N_e(z)$  1980 года было получено  $h=75 \text{ км}$ ,  $\beta=0,3 \text{ км}^{-1}$ , а для 1976 года профиль получился более сложным. Отметим, что для средних широт в работе [29] построена модель электронной концентрации с параметрами  $h=70 \text{ км}$  и  $\beta=0,5 \text{ км}^{-1}$ .

Таблица 1

	Полярная шапка $s=106 \text{ км}$ , [19]			Средние широты			
	Декабрь	Сентябрь	Июнь	$s=170 \text{ км}$ , [29]	$s=263 \text{ км}$ , [30]	$s=100 \text{ км}$ , [32]	
Октябрь				Декабрь	Декабрь	Июнь	
Месяцы							
Полночь	86	90	88	92	82	—	—
Полдень	86	78	78	72	72	77	75

В табл. 1 приведена сводка эффективных высот (в км), полученных монохроматическим [32] и импульсным зондированием СДВ в средних широтах и в полярной шапке. Параметром  $s$  в таблице обозначено расстояние между источником и приемником СДВ сигналов. Особенность этих результатов — заметно большая высота дневной ионосферы в полярной шапке по сравнению со средними широтами. Обращает также на себя внимание уменьшение эффективной высоты для ночи в средних широтах при смещении из ближней зоны приема радиосигнала ( $s=170$  км) в среднюю ( $s=260$  км), что, по-видимому, связано с изменением аргумента коэффициента отражения вертикально поляризованной волны от ионосферы  $\parallel R_{\parallel}$  в окрестности брестерского угла падения волны.

Эффективная высота в условиях ППШ иногда опускалась ночью более чем на 30 км и равнялась 50 км при ретроретроспективном поглощении 10 дБ и 60 км при поглощении 6 дБ [19]. Парадоксальным результатом исследования динамики ППШ в этой работе оказалось появление суточных вариаций во временных задержках ионосферного импульса в феврале во время полярной ночи. Этот эффект пока ждет своего объяснения.

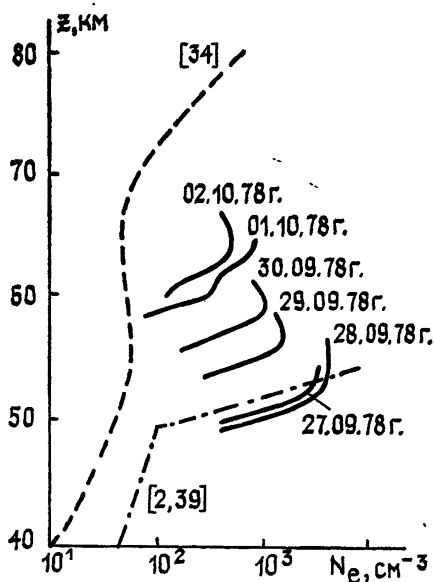


Рис. 2.

В условиях сильных ППШ нижняя ионосфера становится практически изотропной и решение обратной СДВ задачи упрощается. По экспериментальным значениям модуля и аргумента коэффициента отражения вертикально поляризованного электромагнитного поля в полосе частот 6—28 кГц [19] авторами работы [33] восстановлены полуденные профили  $N_e(z)$  для 27 сентября 1978 г. и последующих дней ППШ, которые представлены на рис. 2. На этом же рисунке для сравнения приведен эффективный профиль, рекомендованный авторами работы [34] для области полярной шапки в спокойных условиях и построенный по СДВ данным. При решении обратной СДВ задачи авторы работы [33] применили методику Бейкуса—Гильберта [35, 2].

Вторая группа исследователей проводила импульсное СДВ зондирование полярной ионосферы в Антарктике [36]. Соответствующие результаты уже обсуждались в [2], и поэтому напомним только, что здесь решена обратная СДВ задача по методике Шеллмана [37, 2] для различных стадий ППШ в течение одних суток.

В методическом отношении к работам [33–36] примыкает работа [38], представляющая собой численный эксперимент по восстановлению профиля  $N_e(z)$  при заданном частотном наборе значений матрицы коэффициентов отражения волны от ионосферы на ее нижней кромке. В этой работе тоже применяется методика Бейкуса—Гильберта, ее отличает от других высокая эффективность алгоритма в смысле числа итераций (две-три итерации для достижения предельного результата).

Решение обратной СДВ задачи, как известно, не исчерпывается ее решением по данным ближней зоны. Для полного ее решения требуется привлечь экспериментальные данные дальней зоны источника. Попытки подобного рода применительно к высоким широтам предприняты в работах [2, 34, 39]. Полученные здесь результаты носят предварительный характер из-за относительно малого числа исходных экспериментальных величин, а также из-за относительно невысокой точности измерения суточных вариаций фазы СДВ сигналов. Дневной профиль для сильного ППШ, предложенный в [2], показан штрихпунктиром на рис. 2 (для других геофизических условий — см. рис. 1). Расчеты вариаций СДВ поля во время протонного вторжения в январе 1976 г. на трассе NAA — Кируна, проведенные в [39] с использованием моделей [2] и с учетом геофизической обстановки, показали хорошее соответствие результатов расчета экспериментальным данным.

## II. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СДВ В ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Новые экспериментальные результаты по исследованию процессов распространения СДВ в высоких широтах можно разбить на три группы: 1) трансполярные эксперименты, в которых значительная часть трассы распространения сигнала проходит через полярную шапку или авроральную область, 2) локальные эксперименты, когда вся трасса лежит в однородных в геофизическом отношении условиях (обсуждавшееся выше ионосферное СДВ зондирование, конечно, относится к этой группе), 3) эксперименты, связанные с магнитосферным распространением СДВ.

### II.1. Трансполярное распространение СДВ

Результаты многолетней регистрации сигнала NAA на Кольском полуострове показали, что суточные амплитудные вариации СДВ сигнала являются очень чувствительным индикатором явлений ППШ со следующими количественными соотношениями:

$$\Delta E' = -3,9 + 2,6 \ln N/N_0,$$

где  $\Delta E = 20 \lg E_0/E$ ,  $E_0$  — уровень ночного сигнала в спокойных условиях,  $E$  — во время вторжения солнечных протонов,  $N$  — интенсивность протонного потока,  $N_0 = 0,01$  протон./см<sup>2</sup>·с·стер·МэВ [40].

Аналогичные эмпирические формулы, связывающие вариации фазы и затухания СДВ сигналов на трансполярной трассе (точка приема на Чукотке) с вариациями рентгеновских лучей во время ВИБ и с вариациями интенсивности потоков солнечных протонов во время ППШ, получены в работах [9, 41].

Авторы работ [42, 43] исследовали авроральные явления во время магнитосферных возмущений на трех частично авроральных трассах (сигналы станций GBR, «Омега»—Алдра и «Омега»—Северная Дакота принимались в Японии). Сопоставление вариаций фазы сигналов в магнитовозмущенных условиях со спутниковыми измерениями потоков электронов по трем энергетическим порогам  $E > 30, > 100, > 300$  кэВ позволило заключить авторам, что вариации фазы СДВ сигналов в возмущенных условиях определяются электронами с энергией больше 300 кэВ (для одного события 13.11.79).

## II.2. Локальные эксперименты

В области полярной шапки локальные эксперименты исчерпываются результатами СДВ зондирования, обсуждавшимися выше.

Работа СДВ станции системы «Омега» в авроральной области (Алдра) дает возможность проводить непрерывные многолетние измерения на полностью авроральной трассе [2], которые свидетельствуют об очень высокой нерегулярности процессов распространения СДВ на указанном типе трасс. При анализе экспериментальных данных, полученных на трассе Алдра — Апатиты, используются два подхода. В первом случае исходные данные разбиваются на три группы, соответствующие спокойным, умеренно возмущенным и сильно возмущенным условиям по геофизическим данным. В пределах каждой группы вариации СДВ усредняются, и по усредненным относительным вариациям ищутся адекватные эффективные ночные и дневные профили  $N_e(z)$  нижней части ионосферы (точнее, трехпараметрические кусочно-ломаные модели электронной плотности). Таким путем получены результаты обратной задачи, обсуждавшейся выше [2, 14, 15, 39]. Второй подход можно назвать динамическим, цель которого — проследить изменения во времени отражательных свойств нижней ионосферы для конкретных случаев вариаций [44, 45]. Такой подход может оказаться полезным при так называемом инерционном прогнозировании условий распространения волн. Соответствующие результаты анализа дневных авроральных возмущений опубликованы в [2, 44]. Динамика нижней ионосферы во время движения переходной области день — ночь прослежена в работе [45]. На основе этих работ можно утверждать, что на авроральной трассе Норвегия — Апатиты (10—16  $\kappa\Gamma\text{ц}$ ) существенное влияние в дневных условиях оказывает не только первый, но и второй ионосферный луч. Эффективная высота дневной авроральной ионосферы составляет 58—62  $\text{км}$ , а в предзакатные часы она увеличивается до 65—67  $\text{км}$ . В спокойных условиях высота ночной авроральной ионосферы на 5  $\text{км}$ , а во время умеренных возмущений на 10  $\text{км}$  ниже по сравнению с высотой ночной среднеширотной ионосферы. Отметим, что в данном случае за эффективную принята высота, относительно которой аргумент коэффициента отражения вертикально поляризованной электромагнитной волны не зависит от угла ее падения в заданном интервале скользящих углов.

Следует еще раз подчеркнуть, что условия распространения СДВ в авроральной зоне подвержены резким изменениям. Как показывают результаты многолетних СДВ измерений на трассах Норвегия — Апатиты, существует большое число случаев, когда аномальная ионизация в нижней ионосфере возникает на практически спокойном геофизическом фоне. Анализ, проведенный в работах [46, 47], позволяет утверждать, что наиболее вероятной причиной подобных СДВ аномалий являются вторжения потоков электронов релятивистских энергий ( $\geq 200 \text{ кэВ}$ ). При этом за счет высокой степени локализации областей вторжения нужно ожидать наибольшее их влияние на СДВ трассах малой и умеренной протяженности (до 2—3 тыс.  $\text{км}$ ), ориентированных в широтном направлении.

Описанная выше динамическая методика анализа была применена к аномально большому возмущению амплитуд и фаз сигналов станции в Алдре, зарегистрированному на Кольском полуострове ( $s = 88 \text{ км}$ ) 15 сентября 1982 г. На рис. 3 сплошным кривым соответствуют вариации во времени амплитуд  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$  для трех частот 10,2; 12,1; 13,6  $\kappa\Gamma\text{ц}$  соответственно и двух фаз  $\varphi_1$  (10,2  $\kappa\Gamma\text{ц}$ ) и  $\varphi_3$  (13,6  $\kappa\Gamma\text{ц}$ ). Это СДВ возмущение не сопровождалось вариациями поглощения космического шума (42  $\text{МГц}$ , obs. Апатиты) и  $H$ -компоненты геомагнитного поля (одна отрицательная бухта около 80  $\text{нТ}$  в 14 ч 27 мин).



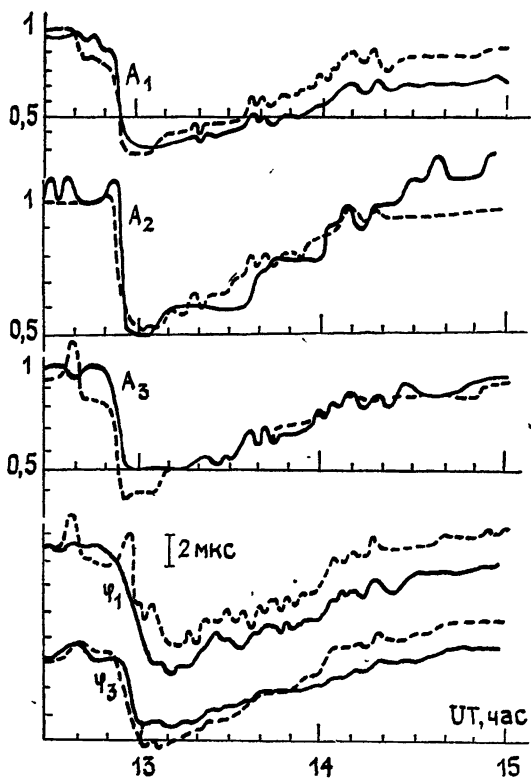


Рис. 3.

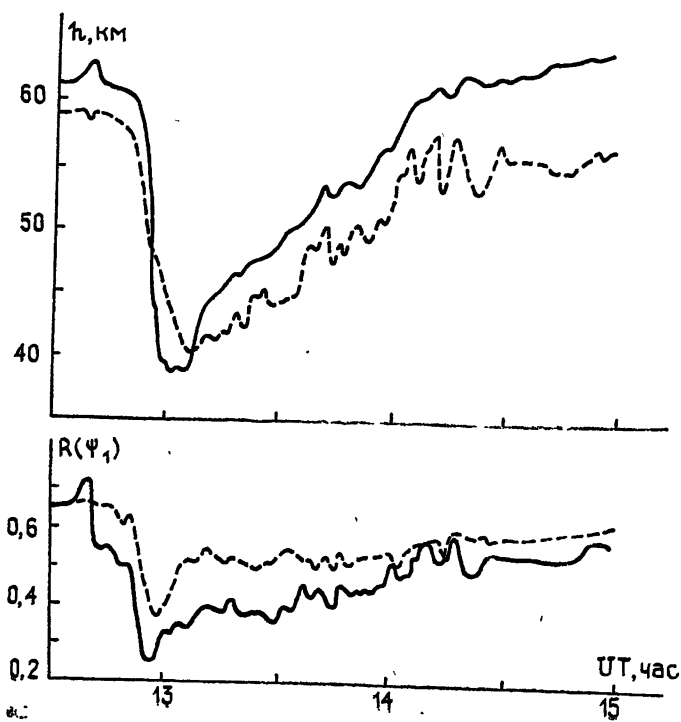


Рис. 4.

Соответствующие этому событию изменения эффективной высоты  $h(t)$  и модуля коэффициента отражения первого ионосферного луча  $R(t; \psi_1)$ , полученные согласно их определениям в работе [44], приведены на рис. 4. Сплошные и пунктирные кривые этого рисунка соответствуют двум вариантам численного анализа. В первом случае в качестве исходных данных использовались амплитуды и две фазы ( $\varphi_1$  и  $\varphi_3$ ), во втором — амплитуды и временные задержки  $\tau_{12} = \varphi_1 - \varphi_2$  и  $\tau_{32} = \varphi_3 - \varphi_2$ . Двойной анализ был выполнен для того, чтобы убедиться в численной корректности его. Из рис. 4 видно, что эффективная высота опустилась во время возмущения до 38—41 км при уже указанной спокойной геофизической обстановке. Поэтому обсуждаемое явление следует отнести к возмущениям, порожденным вторжением релятивистских электронов, при котором, как уже отмечалось [28], на высоте 65 км могут наблюдаться плотности электронной концентрации около  $10^4 \text{ см}^{-3}$ . Отсутствие вариаций в поглощении космического шума при сильной СДВ вариации на сегодняшний день, как отмечено выше, не является удивительным. Так, в работе [47] на основе спутниковых данных показано, что при энергиях выпадающих электронов больше 160 кэВ корреляция между риометрическими данными и плотностью потока электронов в магнитосфере пропадает.

Пунктирными кривыми на рис. 3 показаны расчетные кривые функции  $A_1, A_2, A_3, \varphi_1, \varphi_3(t)$ , с помощью которых достигнут минимум функционала-невязки [2] при минимизации последнего по параметрам  $h(t_0)$  и  $R(t_0; \psi_1)$ , где  $t_0$  — начальный момент времени исследуемого возмущения (в обсуждаемом случае  $t_0 = 12$  и 30 мин). Эти функции соответствуют сплошным кривым рис. 4.

К локальным экспериментам можно отнести и антарктические СДВ измерения на станции Палмер ( $65^\circ \text{S}$ ) сигналов, излучаемых горизонтальным диполем длиной 21 км на станции Сайпл ( $76^\circ \text{S}$ ). Эта трасса длиной 1400 км однородна по параметру  $L = 4,1 \pm 0,1$  [48]. Установлено, что амплитуды сигналов в диапазоне 2—10 кГц очень чувствительны к ионосферным изменениям. В модельных расчетах использовалось 15 лучей. При этом эксперимент и численное моделирование проводились для обеих поляризаций. Одновременно на станции Палмер в течение года измерялись азимуты прихода сигналов от шести среднеширотных СДВ станций. Максимальное отклонение азимута составило  $5^\circ$ , что согласуется с результатами наших измерений эффекта деполаризации СДВ поля магнитоактивной ионосферой в средних и авральных широтах [2, 49].

Основываясь на всей совокупности обсуждаемых результатов, можно составить показанную на рис. 5 диаграмму эффективных высот для трасс средней и большой протяженности ( $> 800 \text{ км}$ ) в зависимости от геомагнитной широты. Здесь сплошные линии соответствуют ночным условиям, пунктир — дневным, а штрихпунктир — ночным умерен-

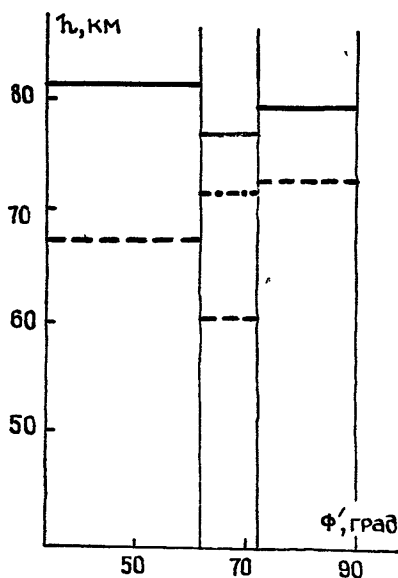


Рис. 5.

но возмущенным условиям в авроральной зоне\*. Вопрос о перевозбуждении нормальных волн при их распространении вдоль подобных неоднородных трасс количественно еще не исследован.

### И.3. Магнитосферные и активные эксперименты в СДВ диапазоне

Предмет обсуждения данного раздела — это, вообще говоря, самостоятельная тема, и поэтому остановимся лишь на нескольких работах, важных с точки зрения магнитосферного распространения и ионосферного возбуждения сигналов СДВ диапазона.

И.3.1. Эксперименты по магнитосферному распространению СДВ реализуются проще всего там, где ионосферно-магнитосферные связи оказываются наиболее сильными, т. е. в авроральных и субавроральных широтах. В этом случае к волноводному каналу Земля — ионосфера подключается еще и магнитосферный канал распространения СДВ вдоль магнитных силовых линий Земли. Как известно, такой механизм распространения возможен на частотах ниже гирочастоты электронов в ионосфере и магнитосфере.

В работах [50, 51] осуществлен прием сигналов антарктической станции Сайпел (на частотах 2—3 кГц) четырьмя меридиональными станциями ( $L=4,15-4,7$ ) в окрестности магнитосопряженной точки в Канаде. Оказалось, что при удалении от этой точки коэффициент затухания поля составляет 7 дБ/100 км. Там же были опробованы три типа пространственных пеленгаторов, определяющих азимут и наклонение магнитосферного СДВ сигнала.

С помощью ракет в ближней зоне станции Сайпел проводились измерения электрической и магнитной компонент излучаемых ею сигналов [52].

Спутниковые измерения СДВ сигналов, излучаемых на Земле, позволили выявить следующие особенности их распространения в магнитосфере [53—57]: наличие нескольких магнитосферных каналов (1,5—16 кГц) с временными задержками распространения до нескольких секунд; прохождение сигналов, излучаемых в северной Норвегии (Алдра), как вне, так и внутри плазмосферы; уширение спектра СДВ сигналов в магнитосфере.

И.3.2. Активные эксперименты с СДВ в ионосфере и магнитосфере можно разделить на две группы. К первой группе относятся работы по возбуждению СДВ сигналов нижней частью ионосферы (70—85 км) за счет ее нелинейных (детектирующих) свойств при облучении мощным наземным ВЧ сигналом, промодулированным в диапазоне СДВ. При практическом изучении этого явления, получившего название эффекта Гетманцева, оказалось существенным наличие в ионосфере токовых систем достаточно большой интенсивности. Такие интенсивности реализуются в авроральных широтах, и поэтому здесь указанный эффект в десятки и сотни раз сильнее, чем на средних широтах [58, 59]. Поляризация возбужденного в ионосфере СДВ поля, которое принимается на Земле, естественным образом определяется направлением электроджета над точкой приема [60]. С ростом авроральной активности электроджет усиливается, интенсивность возбужденного НЧ поля также увеличивается, что экспериментально доказано в диапазоне 0,2—7 кГц [61—63]. Теория генерации сигналов комбинационных частот

\* Эффективные высоты дневной и ночной ионосферы при скользящих углах падения волны на нее для области полярной шапки получены вычитанием величины  $\Delta h$  ( $\Delta h=6$  км для дня и 11 км для ночи) из эффективных высот для крутых углов падения волны (см. табл. 1,  $s=106$  км). Численные значения  $\Delta h$  приняты равными разностям эффективных высот при крутом падении волны (табл. 1,  $s=170$  км) и скользящем угле падения волны на ионосферу в средних широтах (рис. 5, широта  $\Phi'$  меньше  $62^\circ$ ).

развита в [64]. К этой же группе работ следует отнести и результаты наблюдений СНЧ сигналов, возникающих за счет демодуляции авроральной ионосферой импульсных посылок ДВ и СВ станций в радиусе 1,5 тыс. км [65].

Ко второй группе работ относятся активные эксперименты, в которых электромагнитные волны, посылаемые с Земли, воздействуют на потоки захваченных частиц. Так, среднеширотные станции NAA (17,8 кГц) и NSS (21,4 кГц) излучали сигналы по особой программе: трехсекундные посылки чередовались с двухсекундными паузами. Соответствующие вариации электронных потоков регистрировались на спутнике, оказалось, что в некоторых случаях после начала магнитных бурь потоки имели такую же модуляцию, как и наземный сигнал СДВ [66]. В работе [67] этот же режим работы станции NSS был использован для наблюдения стимулированного высыпания электронов посредством регистрации на ракетах тормозного рентгеновского излучения, создаваемого этими электронами в атмосфере. Интересно, что молниевые разряды в условиях магнитосферных суббурь также могут стимулировать высыпание электронов [68]. Мощное низкочастотное радиоизлучение может приводить к высыпанию и захваченных протонов, что зафиксировано на спутниках [69].

К этой же серии работ следует добавить и работы [70, 71], которые посвящены возбуждению СДВ сигналов на частоте 3 кГц в самой ионосфере с помощью антенны, в качестве которой использовался электронный пучок модулированный по плотности. Излучаемая мощность оценена при этом в 320 Вт. Напряженность поля составила 1 мВ/м при удалении от источника на 1,4 км.

Заканчивая обзор, можно констатировать, что за последние 5—10 лет в исследованиях по высокоширотному распространению СДВ произошли следующие сдвиги.

— Уменьшился разрыв между экспериментальными данными по исследованию полярной нижней ионосферы разными методами. За редким исключением новые данные можно рассматривать как взаимодополняющие.

— Выполнен уникальный эксперимент по длительному импульсному СДВ зондированию нижней ионосферы в области полярной шапки.

— Установлен ряд новых количественных соотношений между СДВ вариациями и интенсивностью ионизирующих потоков.

— Анализ динамики нижней ионосферы во время ее переходных состояний повысил достоверность в представлениях об эффективных высотах (а следовательно, о фазовых скоростях) СДВ сигналов в высоких широтах.

— В практику геофизических исследований вводится новый объемный источник возбуждения ОНЧ сигналов [72].

— Экспериментально доказано, что мощные наземные источники СДВ сигналов могут оказывать заметное влияние на захваченные потоки электронов и протонов в радиационных поясах Земли во время и после геомагнитных возмущений.

Исследования последних лет с очевидностью показали, что для достижения дальнейшего прогресса в понимании процессов высокоширотного распространения СДВ необходимо осуществление комплексных мероприятий, включающих в себя проведение гелио- и геофизических измерений, в том числе и на спутниках, а также одновременные измерения СДВ полей на разных трассах и частотах, выполняемые по единой программе.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Федякина Н. И. Распространение сверхдлинных радиоволн на трансполярных и субполярных трассах. — Новосибирск: Наука, 1980. — 104 с.
2. Белоглазов М. И., Ременец Г. Ф. Распространение сверхдлинных радиоволн в высоких широтах. — Л.: Наука, 1982. — 240 с.
3. Lastovicka J., Boska J. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1982, 44, № 9, p. 793.
4. Мизун Ю. Г. Нижняя ионосфера высоких широт. — Л.: Наука, 1983. — 248 с.
5. Франк-Каменецкий А. В. В кн.: Труды Арктического и Антарктического НИИ. — Л., 1980, 366, с. 58.
6. Nielsen E. — *J. Geophys. Res.*, 1980, A85, № 5, p. 2092.
7. Кузнецов С. Н., Столповский В. Г. — *Космические исследования*, 1978, 16, вып. 4, с. 539.
8. Oshio Mitsuo. Ionospheric D-region disturbances caused by solar X-ray flares. — Tokyo, 1978. — 346 p.
9. Демьякин С. М., Кищук В. П. В кн.: VIII Межведомственный семинар по распространению километровых и более длинных волн радиоволн. — Омск, 1982, с. 17.
10. Жулина Е. М., Кища П. В. В кн.: Ионосферное прогнозирование. — М.: 1982, с. 178.
11. Часовитин Ю. К., Шушкова В. Б. — *Геомagnetизм и аэрономия*, 1980, 20, № 2, с. 267.
12. Каширин А. И., Хрюкин В. Г., Часовитин Ю. К., Щука Т. И. — *Геомagnetизм и аэрономия*, 1983, 23, № 2, с. 218.
13. Fridrich M., Tokkar K. M. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1983, 45, № 2/3, p. 127.
14. Белоглазов М. И., Забавина И. Н. — *Геомagnetизм и аэрономия*, 1982, 22, с. 319.
15. Белоглазов М. И., Забавина И. Н. — *Геомagnetизм и аэрономия*, 1982, 22, № 3, с. 492.
16. Беликович В. В., Бенедиктов Е. А., Вяхирев В. Д., Гончаров Н. П., Гришкевич Л. В. — *Геомagnetизм и аэрономия*, 1983, 23, № 2, с. 202.
17. Schlegel K., Brekke A., Harg A. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1978, 40, № 2, p. 205.
18. Belrose J. S., Hewitt L. W., Bunker R. — In: *The Polar Ionosphere and Magnetosphere Processes*. — N. Y., 1970, p. 285.
19. Kossey P. A., Turtle J. P., Pagliarulo R. P., Klemetti W. I., Rasmussen J. E. — *Radio Science*, 1983, 18, № 6, p. 907.
20. Мисюра В. А., Гоков А. М., Дорохов В. Л., Пивень Л. А., Сомов В. Г., Федорченко Ю. П., Шемет А. С. В кн.: *Космические исследования на Украине*. — Киев, 1980, № 14, с. 64.
21. Chakrabarty P., Meek C. E., Chakrabarty D. K., Manson A. H. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1982, 44, № 11, p. 957.
22. Hargreaves J. K., Brekke A. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1981, 43, № 10, p. 1093.
23. Rastogi P. K. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1982, 44, № 4, p. 313.
24. Hargreaves J. K. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1980, 42, № 9/10, p. 783.
25. Fukuyama K. — *J. Geophys. Res.*, 1981, A86, № 11, p. 9152.
26. Ecklund W. L., Balsley B. V. — *J. Geophys. Res.*, 1981, A86, № 9, p. 7775.
27. Matthews J. D., Brekall J. K. — *J. Atm. Terr. Phys.*, 1982, 44, № 5, p. 441.
28. Foster J. C., Douppnik J. R., Stiles G. S. — *Geophys. Res. Lett.*, 1980, 7, № 11, p. 929.
29. Lewis E. A., Rasmussen J. E., Kossey P. A. — *J. Geophys. Res.*, 1973, A78, № 19, p. 3903.
30. Rasmussen J. E., Kossey P. A., Lewis E. A. — *J. Geophys. Res.*, 1980, A85, № 6, p. 3037.
31. Ременец Г. Ф. В кн.: *Проблемы дифракции и распространения волн*. — Л., 1974, вып. 13, с. 3.
32. Кашпар Ю. В., Кищук В. П., Никитин А. А., Сухачева Л. Л. В кн.: XII Всесоюзная конференция по распространению радиоволн. — М., 1978, ч. 1, с. 191.
33. Field E. C., Warren R. E., Warber C. R. — *Radio Science*, 1983, 18, № 3, p. 452.
34. Кашпар Ю. В., Орлов А. Б., Шимкин О. Я., Демьякин С. М., Кищук В. П. В кн.: XII Всесоюзная конференция по распространению радиоволн. — М., 1978, ч. 1, с. 189.
35. Backus G., Gilbert J. — *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1970, A266, p. 123.
36. Helms W. J. — *Radio Science*, 1978, 13, № 5, p. 853.
37. Shellman E. C. — *Radio Science*, 1970, 5, № 8/9, p. 1127.
38. Masayoshi Mambo, Isamu Nagano, Kiyomi Nakamura, Tetsuo Fukami. — *Radio Science*, 1983, 18, № 1, p. 119.
39. Белоглазов М. И., Иванов В. И. В кн.: *Распространение километровых и более длинных радиоволн*. — Хабаровск, 1983, с. 77.

40. Белоглазов М. И., Белоглазова Г. И. — Геомagnetизм и аэрономия, 1984, 24, № 6, с. 1013.
41. Демькин С. М., Кашпар Ю. В., Кишук В. П., Никитин А. А., Соколов С. Н. В кн.: XIV Всесоюзная конференция по распространению радиоволн. — Л., 1984, ч. I, с. 284.
42. Kikuchi T., Evans D. S. — J. Radio Res. Lab., 1982, 29, № 128, p. 183.
43. Kikuchi Takashy, Evans D. — J. Geophys. Res., 1983, A88, № 2, p. 871.
44. Ременец Г. Ф., Белоглазов М. И. — Геомagnetизм и аэрономия, 1982, 22, № 2, с. 205.
45. Ременец Г. Ф., Белоглазов М. И. — Геомagnetизм и аэрономия, 1985, 25, № 1, с. 69.
46. Белоглазова Г. П., Белоглазов М. И. — Геомagnetизм и аэрономия, 1982, 22, № 1, с. 56.
47. Collis P. N., Hargreaves J. K., Korth A. — J. Atm. Terr. Phys., 1984, 46, № 1, p. 21.
48. Tkalcevic S. — J. Atm. Terr. Phys., 1983, 45, № 6, p. 353.
49. Ременец Г. Ф. В кн.: Распространение километровых и более длинных радиоволн. — Хабаровск, 1983, с. 16.
50. Tsuruda K., Ikeda M. — J. Geophys. Res., 1979, A84, № 9, p. 5325.
51. Tsuruda K., Machida S., Terasawa T., Nishida A. — J. Geophys. Res., 1982, A87, № 2, p. 742.
52. Kintner P. M., Britain R., Kelley M. C., Carpenter D. L., Rycroft M. J. — J. Geophys. Res., 1983, A88, № 9, p. 7065.
53. Inan U. S., Helliwell R. A. — Geophys. Res. Lett., 1982, 9, № 9, p. 917.
54. Neubert T., Ungstrup E., Bahnsen A. — J. Geophys. Res., 1983, A88, № 5, p. 4015.
55. Molchanov O. A., Maltseva O. A., Titova E. E., Di V. I., Jiricek F., Friska P. — Adv. Space Res., 1982, 2, № 10, p. 227.
56. Титова Е. Е., Ди В. И., Юров В. Е., Распопов О. М., Трахтенгерц В. Ю., Иржичек Ф., Триска П. Препринт ПГИ КФ АН СССР № 83-6-25. — Апатиты, 1983.
57. Bell T. F., James H. G., Inan U. S., Katsuftrakis J. P. — J. Geophys. Res., 1983, A88, № 6, p. 4813.
58. Молчанов О. А. В кн.: Низкочастотные излучения в ионосфере и магнитосфере Земли. — Апатиты: КФ АН СССР, 1981, с. 16.
59. Рапопорт В. О. В кн.: Эффекты искусственного воздействия мощным радиоизлучением. — М., 1983, с. 131.
60. Ларин В. Ф., Смирнов В. С., Васильев А. Н., Капустин И. Н., Остапенко А. А., Соловьев Л. Е. — Изв. вузов — Радиофизика, 1984, 27, № 1, с. 104.
61. Васильев А. Н., Капустин И. Н., Логинов Г. А., Распопов О. М., Смирнов В. С., Соловьев Л. Е., Ульянченко А. А. В кн.: Исследование ионосферы и магнитосферы методом активного воздействия. — Апатиты: КФ АН СССР, 1977, с. 7.
62. Stubbe P., Korcka H. — J. Geophys. Res., 1981, A86, № 11, p. 9073.
63. Stubbe P., Korcka H., Rietveld M. T., Dowden R. L. — J. Atm. Terr. Phys., 1982, 44, № 12.
64. Котик Д. С., Митяков С. М., Поляков С. В., Рапопорт В. О., Трахтенгерц В. Ю. Препринт ИПФ АН СССР № 73. — Горький, 1983.
65. Cannon P. S. — J. Atm. Terr. Phys., 1982, 44, № 10, p. 819.
66. Imhof W. L., Reagan J. B., Voss H. D., Gaines E. E., Helliwell R. A., Inan U. S., Katsuftrakis J., Datlowe D. W., Mabilia J., Joiner R. G. — Geophys. Res. Lett., 1983, 10, № 8, p. 615.
67. Goldberg R. A., Curtis S. A., Barcus J. R., Siefring C. L., Kelley M. C. — Science, 1983, 219, № 4590, p. 1324.
68. Bering E. A., Rosenberg T. J., Benbrook J. R., Detrick D., Mathews D. L., Rycroft M. J., Saunders M. A., Sheldon W. R. — J. Geophys. Res., 1980, A85, № 1, p. 55.
69. Коврижкин Р. А., Могилевский М. М., Молчанов О. М., Гальперин Ю. И., Джорджио Н. В., Боске Ж. М., Рем А. — Письма в ЖЭТФ, 1984, 39, № 5, с. 193.
70. Holzworth R. H., Koons H. C. — J. Geophys. Res., 1981, A86, № 2, p. 853.
71. Shawhan S. D., Murphy G. B., Banks P. M., Williamson P. R., Raitt W. J. — Radio Science, 1924, 19, p. 471.
72. Бабиченко А. М., Клаин Б. И., Котик Д. С., Поляков С. В., Рапопорт В. О., Русаков Н. Н., Троицкая В. А. — ДАН СССР, 1984, 276, № 4, с. 840.