ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ ДЖЕТ: УЗКИЕ И БЫСТРЫЕ ДРЕЙФЫ СУБАВРОРАЛЬНОЙ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЫ

Степанов А.Е., Халипов В.Л., Голиков И.А., Бондарь Е.Д.

ИКФИА СО РАН, г. Якутск, 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Список основных сокращений…… 3
Введение…… 4

Глава 1. Якутская меридиональная цепочка ионосферных станций и методика наземных ионосферных измерений

1.1. Аппаратурное оборудование меридиональной цепочки ионосферных станций……7
1.2. Узкие провалы ионизации в вечернем секторе…….. 11
1.3. Определение «автографа» поляризационного джета на наземных ионограммах ВЗ… 13
1.4. Динамика области полосы поляризационного джета по наземным и спутниковым измерениям…..……..…… 17
1.5. Наземные измерения скоростей дрейфа в полосе поляризационного джета…….. 28

Глава 2. Морфология и динамика быстрых субавроральных ионных дрейфов

2.1. Морфологические характеристики и параметры поляризационного джета по наземным данным…..……..…… 34
2.2. SAPS по измерениям радара некогерентного рассеяния и статистика SAID по данным спутников DMSP…..……..…… 43
2.2.1. Субавроральный поляризационный поток – SAPS (SubAuroral Polarization Stream).. 43
2.2.2. Субавроральные ионные дрейфы – SAID (SubAuroral Ion Drifts)…….. 48
2.3. Резкие срывы критических частот на суточных f-графиках ионосферных данных….. 54
2.4. Наблюдения поляризационного джета на станциях Якутск и Подкаменная Тунгуска.. 60
2.5. Механизмы генерации сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения…….. 66

Глава 3. Физические процессы вблизи экваториальной границы кольцевого тока

3.1. Результаты синхронных измерений инжекции энергичных ионов со спутника AMPTE/CCE и регистрации поляризационного джета на сети ионосферных станций.. 71
3.2. Формирование поляризационного джета в ходе взрывной фазы суббури: результаты наземных измерений…….. 77
3.3. Скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций……. 85
3.4. Вертикальные дрейфы ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета ….… 88

Глава 4. Моделирование влияния поляризационного джета на структуру субавроральной ионосферы

4.1. Математическая модель высокоширотной ионосферы в переменных Эйлера…….. 100
4.2. Модельные расчеты распределения концентрации ионов (электронов) в субавроральной области F ионосферы при включении сильных электрических полей магнитосферного происхождения…….…..….. 104
4.3. Моделирование сезонных особенностей проявления поляризационного джета…….. 110

Заключение…….. 114
Список литературы…… 118

Список основных сокращений

АИС - автоматическая ионосферная станция
ВЗ – вертикальное зондирование
ВНЗ – возвратно- наклонное зондирование
ГДВ - граница диффузного вторжения
ГИП - главный ионосферный провал
МВС - магнито-вариационная станция
НОР - наклонное обратное рассеяние
ПД – поляризационный джет
ПСП – полярная стенка провала
РГ - ромб горизонтальный
УПИ - узкие провалы ионизации
AMPTE/CCE - Active Magnetospheric Particle Tracer Explorers/Charge Composition Explorer
DMSP - Defense Meteorological Satellite Program
MLT – Magnetic Local Time
PJ – Polarization Jet
SAID - SubAuroral Ion Drifts
SAPS - SubAuroral Polarization Stream
UT – Universal Time

Введение

Термин «субавроральная ионосфера» относится к той области ионосферы, которая примыкает со стороны экватора к авроральному овалу, т.е. к зоне разделения замкнутых и открытых силовых линий геомагнитного поля, которые быстро меняются под воздействием кольцевого тока во время магнитных возмущений. Физические явления, происходящие в этой зоне давно являются предметом интереса многих исследователей. Здесь наблюдаются явления, отсутствующие или менее выраженные на других широтах, такие, как формирование главного ионосферного провала (ГИП) в широтном распределении электронной концентрации, формирование полярной стенки ГИП за счет высыпания низкоэнергичных электронов на экваториальной границе диффузных вторжений (ГДВ), образование провала лёгких ионов в верхней ионосфере, появление «оторванных» дуг и пятен в фоновом свечении верхней атмосферы в вечернем секторе и др. Отдельно отметим еще одно явление, которое наблюдается только в этой зоне и является предметом рассмотрения в настоящей монографии. Это - узкие струи (потоки) быстрых субавроральных ионных дрейфов к западу вблизи проекции плазмопаузы на высотах области F ионосферы, которые наиболее заметно проявляются во время суббурь на фоне крупномасштабной конвекции плазмы. Это явление впервые было обнаружено группой профессора Ю.И. Гальперина по данным спутника «Космос-184» и было названо в статье «поляризационным джетом» (ПД) [Гальперин и др., 1973; Galperin et al., 1974]. Статья была опубликована в 1973 г. в журнале «Космические исследования». В 1979 г. вышла работа исследователей в составе R.W. Spiro, R.A. Heelis и W.B. Hanson из Центра космических наук университета Техаса, где по данным спутника «Atmosphere Explorer C» также наблюдались узкие и быстрые движения плазмы на субавроральных широтах [Spiro et al., 1979]. В той работе это явление было названо «субавроральным ионным дрейфом» - SAID (Subauroral Ion Drifts). Термины «поляризационный джет» и «SAID» до сих пор являются самыми распространенными для обозначений узких и быстрых потоков ионосферной плазмы, направленных к западу, и встречающихся на субавроральных широтах. Ввиду условий вмороженности плазмы такая узкая полоса быстрого западного дрейфа на высотах области F ионосферы была отождествлена с развитием направленного к полюсу локального электрического поля на экваториальной границе зоны крупномасштабной конвекции, которое регистрируется спутниками в том же пространственно-временном интервале [Smiddy et al., 1977; Maynard, 1978; Spiro et al., 1979; Maynard et al., 1980]. Скорость плазмы в полосе ПД может достигать на высотах области F сверхзвуковых значений – до нескольких километров в секунду.

Изучению поляризационного джета и SAID посвящено достаточно много работ. Он исследовался по спутниковым измерениям электрических полей в ионосфере и магнитосфере [см. нп., Maynard, 1978; Maynard et al., 1980; Rich et al., 1980; Mikkelsen et al., 1981; Isaev et al., 1987; Karlsson et al., 1998; He et al., 2014], измерениям дрейфа ионов в ионосфере [см. нп., Galperin et al., 1974; Spiro et al., 1978; Spiro et al., 1979; Bourdillon et al., 1982; Гальперин и др., 1973], по наземным радарным измерениям [см. нп., Rich et al., 1980; Unwin and Cummack, 1980; Mikkelsen et al., 1981; Bourdillon et al., 1982; Holt et al., 1984; Bourdillon, 1986; Providakes et al., 1989], ионограммам вертикального и возвратно-наклонного зондирования ионосферы [см. нп., Филиппов и др., 1985; Филиппов и др., 1989; Гальперин и др., 1990]. В ряде работ это явление ассоциировали со среднеширотным провалом ионизации F-области [см. нп., Spiro et al., 1978; Isaev et al., 1987; Providakes et al., 1989; Anderson et al., 1991; Karlsson et al., 1998], с ионосферной проекцией плазмопаузы [см. нп., Smiddy et al., 1977; Rich et al., 1980], разрывом Харанга [см. нп., Maynard, 1978; Халипов и др., 2001].

Статистические исследования ПД показывают [Smiddy et al., 1977; Решетников и др., 1987; Karlsson et al., 1998; He et al., 2016], что обычно он имеет широтную протяженность 100-200 км или 1÷2 градуса по широте, наблюдается преимущественно в предполуночном секторе (19.00–24.00) MLT и на инвариантных широтах 55 - 65°; максимальная скорость

дрейфа плазмы в полосе поляризационного джета может достигать 4-5 км/с. Поляризационный джет всегда наблюдается экваториальнее границы высыпания авроральных электронов и с увеличением геомагнитной активности смещается на более низкие широты [Решетников и др., 1987; Гальперин и др., 1990; Филиппов, 1996]. Отмечена связь ПД с суббуревой активностью [Spiro et al., 1981; Anderson et al., 1991; Anderson et al., 1993; Karlsson et al., 1998] и со слабыми красными дугами [Khalipov et al., 2004].

Формирование и существование ПД приводит к целому ряду резких структурных изменений в ионосфере, таких как изменения состава ионосферы [Anderson et al., 1991], появление плазменных неоднородностей и формирование глубокого провала на высоте F-слоя ионосферы [Spiro et al., 1979; Providakes et al., 1989; Karlsson et al., 1998], широтно-ограниченные термосферные ветры [Anderson et al., 1991], очень быстрые продольные вертикальные потоки [Rich et al., 1980; Anderson et al., 1991; Anderson et al., 1993; Степанов и др., 2017], плазмосферные провалы внутри и вне плазмопаузы [Ober et al., 1997; He et al., 2012], плазмосферное короткое замыкание суббуревых инжекций [Mishin and Puhl-Quinn, 2007] и т.п. Все это оказывает влияние на условия распространения радиоволн и отражает изменение космической погоды.

Следует отметить, что в литературе для описания поляризационного джета используются и другие термины, например, SAIF («strong subauroral ion flow» – сильный субавроральный ионный поток) [Bourdillon et al., 1982]; SAEF («subauroral electric field» – субавроральное электрическое поле) [Karlsson et al., 1998]; AWFC – («auroral westward flow channel» – авроральный западный канал потока) [Parkinson et al., 2003]; DS – «drift spike» [Unwin and Cummack, 1980]; SARAS («substorm-associated radar auroral surges») [Freeman et al., 1992]; WID - («westward ion drifts» - западные ионные дрейфы) или PEF («strong poleward electric field» - сильные электрические поля северного направления) [He et al., 2016]; и др. Авторы [Foster and Burke, 2002] ввели термин SAPS («subauroral polarization stream» – субавроральный поляризационный поток), который объединяет все явления субавроральных дрейфов ионов к западу (как узких по широте, так и более широких) и связанных с ними электрических полей.

Авторы настоящей монографии придерживаются термина «поляризационный джет» как наиболее полно отражающего наземные наблюдения узких и быстрых западных дрейфов ионосферной плазмы, и узких провалов ионизации в F-области. Считаем, что термин «поляризационный джет» правильно отражает описываемый физический процесс и должен быть закреплен за автором этого открытия Гальпериным Ю.И.

В работе на основе анализа многолетних измерений делается попытка систематизации наблюдений, выяснения природы формирования и развития поляризационных потоков плазмы на субавроральных широтах. Основное содержание монографии составляют результаты измерения поляризационного джета, полученные наземными и спутниковыми методами, за четыре цикла солнечной активности. Наземные измерения основываются на ионосферных измерениях на Якутской цепочке меридиональных станций, куда в разное время входили такие пункты наблюдений как Якутск, Жиганск, Тикси, Батагай, Зырянка, Омолон и о. Котельный. Использовались также данные ионосферных станций Мурманска, Архангельска, Салехарда, Подкаменной Тунгуски, Норильска и Магадана. Общий методологический подход, состоящий в комплексном изучении геофизических процессов, был развит в работе [Шафер и др., 1969].

Первая глава монографии посвящена описанию, аппаратуре и развитию Якутской меридиональной цепочки ионосферных станций, а также начальным наблюдениям поляризационного джета и определению его «автографа» на ионограммах вертикального радиозондирования. Приводятся также данные наземных измерений скоростей дрейфа ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета.

Во 2-й главе приведена морфология и динамика быстрых субавроральных ионных дрейфов по наземным и спутниковым данным. Также рассматриваются различные

механизмы генерации сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения.

В 3-й главе рассмотрены физические процессы вблизи экваториальной границы кольцевого тока во время суббурь, а также вертикальные дрейфы ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета.

В 4-й главе кратко рассмотрен метод численного моделирования ионосферных процессов, а также представлены результаты модельных расчётов на трёхмерной модели высокоширотной ионосферы с учётом включения локального электрического поля магнитосферного происхождения. Сделано сопоставление результатов расчетов и экспериментальных данных в условиях формирования в субавроральной ионосфере поляризационного джета. Показана роль электрического поля магнитосферного происхождения в формировании узкого провала в широтном ходе электронной концентрации максимума F2-слоя в вечернем секторе в период суббурь.

Несмотря на то, что экспериментальные и теоретические исследования поляризационного джета ведутся уже несколько десятилетий, природа его до конца не выяснена, и исследование этого явления до сих пор остаётся одной из актуальных и интересных задач физики ионосферы, и магнитосферы. Надо отметить, что ПД регистрируется не в каждую суббурю и не во всех случаях глубокой инжекции частиц. Это указывает на то, что механизм формирования ПД все еще полностью не ясен и требует дальнейших экспериментальных и теоретических исследований.

ГЛАВА 1. ЯКУТСКАЯ МЕРИДИОНАЛЬНАЯ ЦЕПОЧКА ИОНОСФЕРНЫХ СТАНЦИЙ И МЕТОДИКА НАЗЕМНЫХ ИОНОСФЕРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

1.1. Аппаратурное оборудование меридиональной цепочки ионосферных станций

С конца 60-х годов прошлого века в ИКФИА СО РАН разрабатывался и получил развитие метод исследования высокоширотной ионосферы на меридиональной цепочке ионозондов вертикального (ВЗ) и возвратно-наклонного зондирования (ВНЗ) ионосферы. Оригинальность метода контроля субавроральной и авроральной ионосферы, а также уникальность географического положения цепочки, связанная с меридианом максимального удаления магнитного и географического полюсов, позволили провести измерения и получить весомые научные результаты [Мамруков, 1969; Зикрач и Мамруков, 1978; Халипов и др., 1987; Степанов и др., 1989; Филиппов, 1996; Shestakova et al., 1997]. Они подтверждают правильность и актуальность выбранной методики построения технически простого и не дорогого, не требующего больших затрат на обслуживание, а главное, весьма информативного прибора для проведения научных исследований и синоптических наблюдений погоды ближнего космоса.

Наиболее полно Якутская меридиональная цепочка ионозондов ВЗ и ВНЗ ионосферы, как единый прибор для исследования высокоширотной ионосферы, описана в работе [Мамруков и Филиппов, 1988]. Позднее идея меридионального расположения станций, но на малой базе использовались на Архангельском полигоне [Бенькова и др., 1980], а идея метода ВНЗ ионосферы, названная методом НОР (наклонное обратное рассеяние), применялась на станции Норильск [Баранова и др., 1989].

Якутская меридиональная цепочка станций расположена вдоль восточной долготы ~130°, на L-параметрах от 3.0 до 6.0, и состоит из трёх основных пунктов – Тикси, Жиганск, Якутск. Она представляет собой систему из трех однотипных, разнесенных примерно на 600 км вдоль магнитного меридиана, совмещенных ионозондов для вертикального и возвратно-наклонного радиозондирования ионосферы, и наборов антенных систем к ним. Во время экспедиционных работ, в основном, приуроченных к международным интервалам геофизических наблюдений, к цепочке присоединялись ионосферные станции на пунктах о. Котельный, Батагай и Зырянка (см. Таблицу 1). Широтное положение всех этих станций охватывает почти всю высокоширотную область ионосферы и даёт возможность непрерывно следить за его состоянием, положением и перемещением основных структурных образований в ионосфере авроральных и субавроральных широт [Мамруков и Филиппов, 1988].

Таблица 1.

	Станция	Географические координаты		L-параметр	Вид наблюдений
		Широта	Долгота		
1.	Котельный	76.1	137.9	6.0	ВЗ, ВНЗ
2.	Тикси	71.6	128.9	5.57	ВЗ, ВНЗ
3.	Батагай	67.7	134.6	4.3	ВЗ, ВНЗ
4.	Жиганск	66.8	123.4	4.06	ВЗ, ВНЗ
5.	Якутск	62.0	129.8	3.05	ВЗ, ВНЗ

Якутская цепочка ионосферных станций Якутск - Жиганск - Тикси, оборудованные автоматической ионосферной станцией (АИС) и оснащенные антеннами "горизонтальный ромб" (РГ), начала функционировать в середине семидесятых годов прошлого века. Расположение станций Якутской меридиональной цепочки и этапы их развития показаны на Рис.1.1.

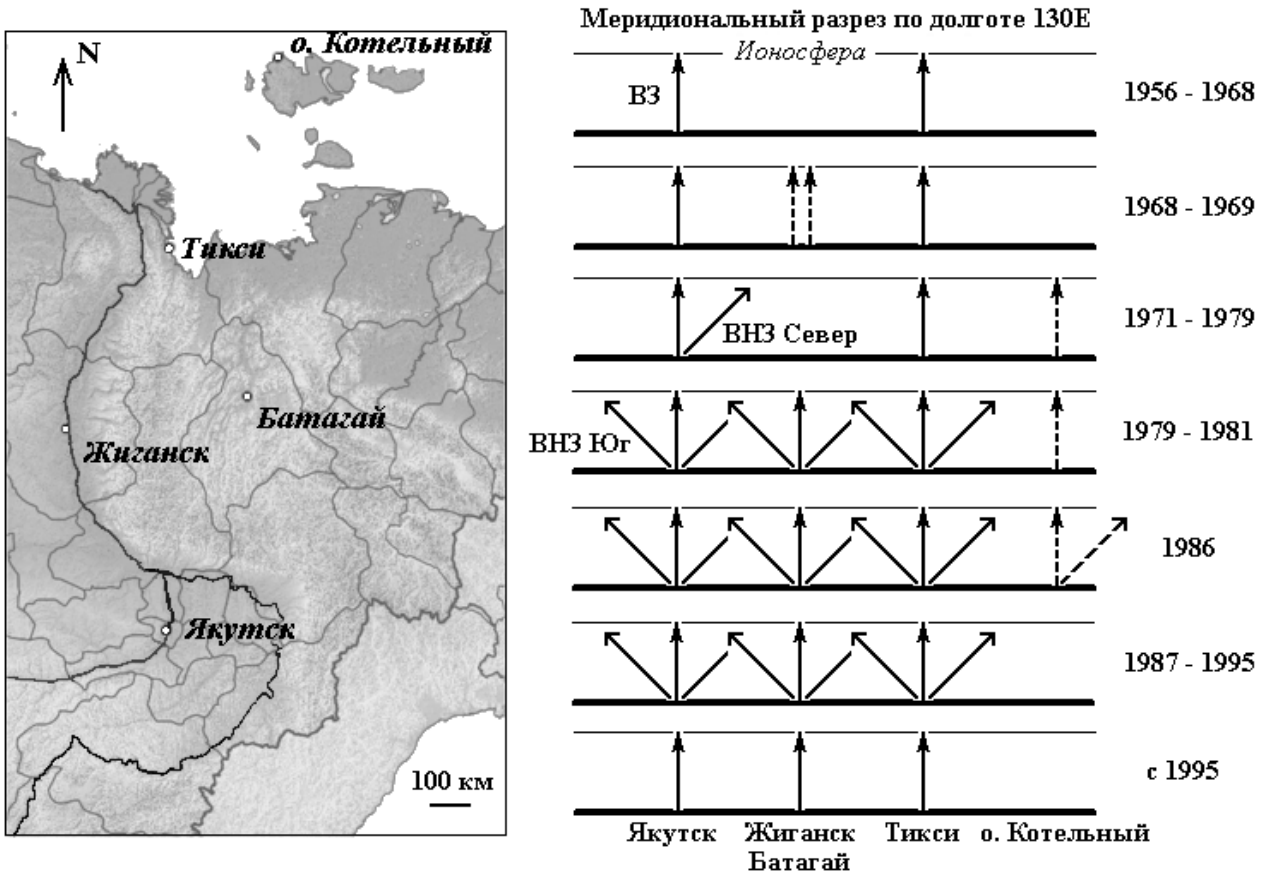


Рис.1.1. Местоположения ионосферных станций на северо-востоке России и этапы развития Якутской меридиональной цепочки.

Ионосферные станции, данные которых используются в настоящей работе, состояли из стандартных станций вертикального зондирования типа АИС [Васильев и др., 1961], дополнительно оснащенные антенной системой РГ для возвратно-наклонного зондирования (ВНЗ) [Айзенберг, 1962]. Применение такой антенной системы совместно с антенной системой "вертикальный ромб", существенно увеличивает объём получаемой информации за счет расширения интервала зондируемых широт. Основной лепесток диаграммы направленности антенны "вертикальный ромб" наиболее эффективен для приема обратно отраженных сигналов из областей вблизи зенита станции (Рис.1.2а). А излучающие и приемные характеристики горизонтальных ромбических антенн наоборот эффективны при наклонном радиозондировании. Раствор диаграммы направленности такой антенны в зависимости от азимутального угла при угле возвышения $\Delta = 40^o$ и рабочей частоте 3 МГц по уровню половинной мощности составляет 40^o (Рис.1.2б). На Рис.1.3а приведены диаграммы направленности в вертикальной плоскости для диапазона рабочих частот от 1 до 15 МГц для антенны РГ, установленной в Жиганске. Можно видеть, что основной максимум излучения направлен под углом к горизонту и с увеличением частоты этот максимум прижимается к Земле. На Рис.1.3б представлена схематическая картина антенной системы "горизонтальный ромб"; излучение основного лепестка направлено вдоль магнитного меридиана на север.

Следует отметить, что монтаж и установление синхронизации дополнительной антенны к станции вертикального зондирования АИС достаточно просты, чтобы позволять получать за один сеанс ионограммы и вертикального, и наклонного зондирований ионосферы [Филиппов и др., 1979].

Теперь вкратце рассмотрим методику расчета ионограмм при наклонном зондировании для ракурсно-чувствительных отражений от высот ионосферы [Мамруков и др., 1973]. Известно, что при возвратно-наклонном зондировании в высоких широтах

наряду с отраженными от Земли сигналами наблюдаются сигналы, отраженные от ионосферы [Bates and Albee, 1969; Bates, 1971; Мамруков и др., 1973]. В большинстве работ считается, что такие отражения в случае наклонного падения радиоволны на ионосферу возможны при выполнении ракурсных условий, т.е. когда луч перпендикулярен магнитно-силовой линии.

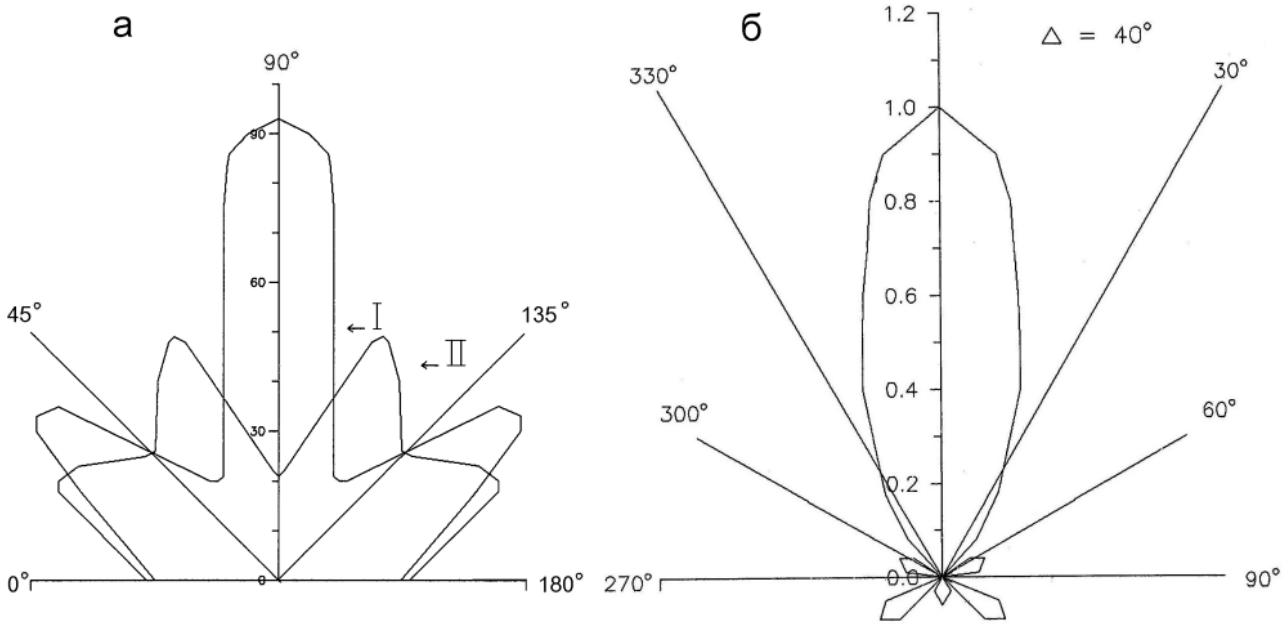


Рис.1.2. (а) Диаграммы направленности вертикальных ромбических антенн в вертикальной плоскости: I – большой ромб, $f_{раб}$ = 3 МГц; II - малый ромб, $f_{раб}$ = 7 МГц;
(б) Раствор диаграммы направленности горизонтальной ромбической антенны (в горизонтальной плоскости) в зависимости от азимутального угла при угле возвышения Δ = 40°.

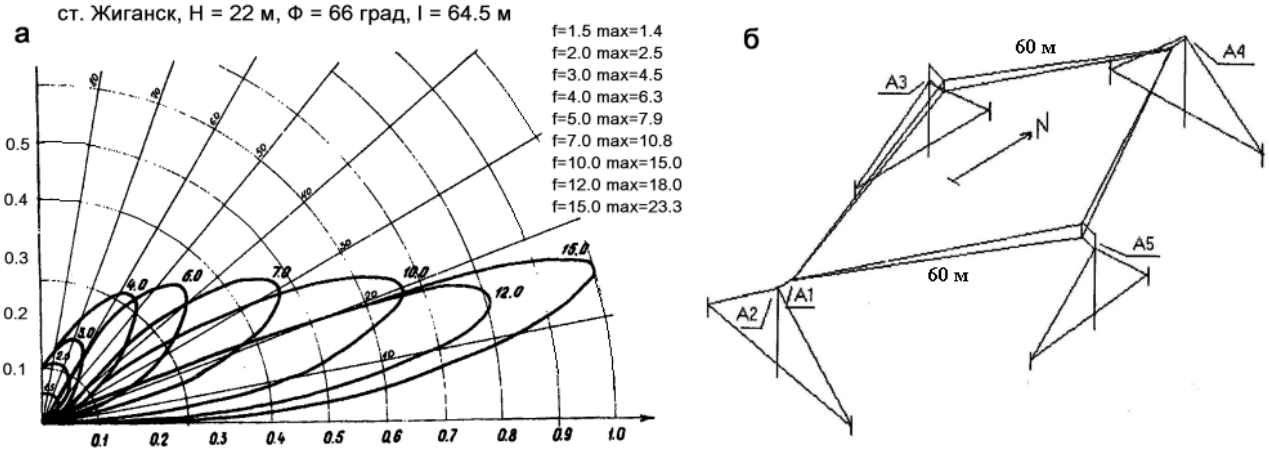


Рис.1.3. (а) Диаграмма направленности горизонтальной ромбической антенны, установленной в Жиганске, в вертикальной плоскости, для диапазона рабочих частот.
(б) Схематическая иллюстрация конструктивного исполнения антенного полотна горизонтальной ромбической антенны.

На Рис.1.4а проиллюстрирован схематический пример траектории луча при произвольном угле падения на плотный слой ионосферы. Вскоре после вхождения в слой, в некоторой точке пространства, траектория луча становится ортогональным силовой линии

магнитного поля (J). Искривление траектории в слое происходит вследствие рефракции. Если вблизи этой точки ионосфера заполнена неоднородностями, ориентированными вдоль геомагнитного поля и имеющими размер порядка длины зондирующей волны, то возможно обратное рассеяние радиоволны от таких неоднородностей (см. нп. [Taylor, 1973]). В условиях интересующей нас задачи мы рассматриваем отражение радиоволн от наклонной вдоль магнитного поля стенки повышенной ионизации. Таким образом, по задаваемым экспериментальным значениям максимальной электронной концентрации и высоты максимума слоя фоновой ионизации, в [Мамруков и др., 1973] рассчитано семейство траекторий для различных углов излучения и ряда рабочих частот. Изменения магнитного наклонения с широтой вдоль меридиана наблюдений (130^{o}E) было рассчитано согласно [Пономарев и Гальперин, 1972]. Расстояние h' (или действующая наклонная дальность) до экваториальной кромки будет определяться по наименьшей частоте наклонного отражения, так как радиоволны с этой частотой будут испытывать более сильную рефракцию в ионосфере и для них раньше выполнится условие ортогональности с магнитной силовой линией. На Рис.1.4б показаны изменения дальности следов, наклонно-отраженных от границы повышенной ионизации, вдоль поверхности Земли D (или проекции области отражения на поверхность Земли) в зависимости от величины действующей высоты при рабочих частотах $f_{раб}$ = 2 МГц и $f_{раб}$ = 3 МГц, и максимальной концентрации F2 области N_mF2 = 10^5 см$^{-3}$. Точность измерения дальности D колеблется в пределах ±50 км [Мамруков и др., 1973].

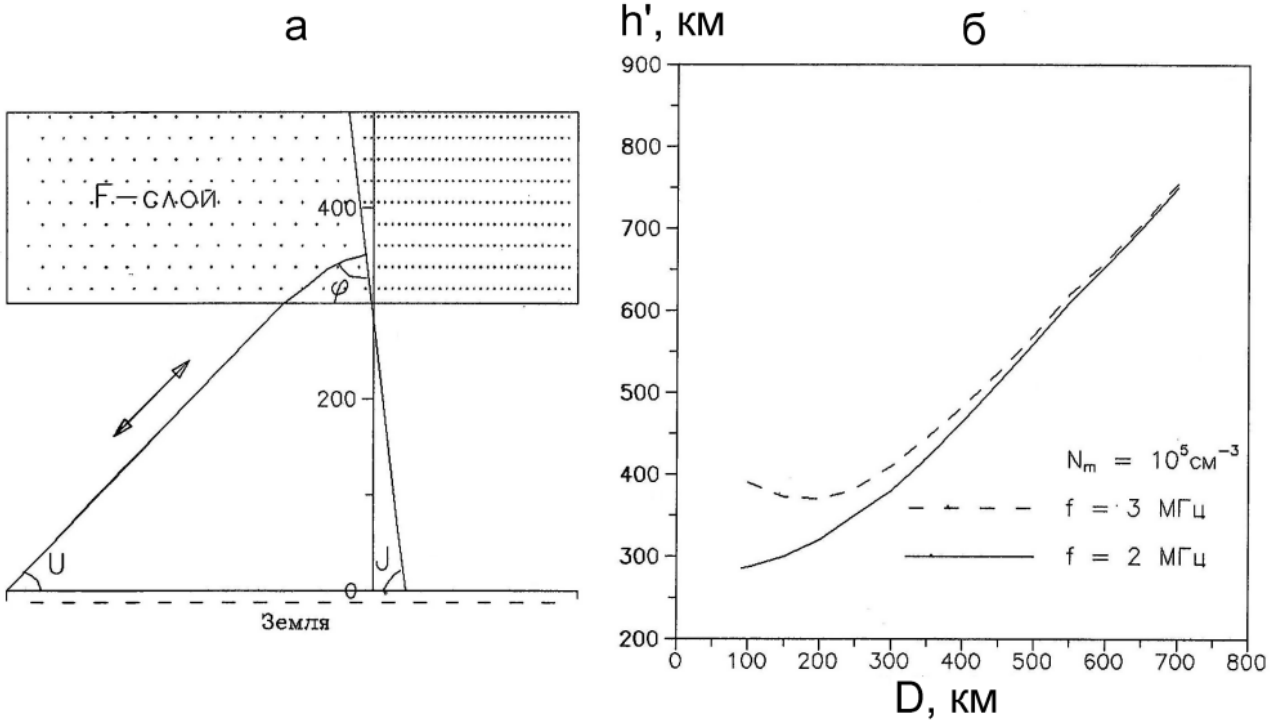


Рис.1.4. (а) Схематический пример траектории луча при произвольном угле падения на плотный слой ионосферы. U - угол излучения радиосигнала, J - угол наклонения магнитной силовой линии, φ - углы рефракции в слое F.
(б) Изменения дальности вдоль поверхности Земли D в зависимости от величины действующей высоты h' при N_mF2 = 10^5 см$^{-3}$.

В настоящее время ионосферные станции Якутск (с ноября 2002 г.) и Жиганск (с ноября 2003 г.) оснащены цифровыми ионозондами DPS-4 (http://www.digisonde.com).

1.2. Узкие провалы ионизации в вечернем секторе

Узкие струи очень быстрых ионных дрейфов к западу вблизи проекции плазмопаузы на высотах верхней области *F* впервые были зарегистрированы с советского спутника «Космос-184» [Гальперин и др., 1973; Galperin et al., 1974]. Спутник был запущен 25 октября 1967 г. с круговой орбитой, высота которой составляла ~630 км, а угол наклонения к экватору I = 81.2°. В этих работах явление быстрых ионных дрейфов было названо авторами «поляризационным джетом» (ПД).

Во время магнитной бури 3 ноября 1967 г. (Рис.1.5) на экваториальной границе расширившейся и усилившейся полосы дрейфа к востоку вдоль аврорального овала (отождествляемой с зоной отрицательного электроджета) на инвариантной широте $\Lambda_0 \sim 60°$ в околополуночном секторе MLT во время вспышки суббури была зарегистрирована узкая (шириной порядка 100 км) и интенсивная полоса дрейфа ионов к западу со скоростью больше 1.9 км/с [Гальперин и др., 1973; Galperin et al., 1974]. Такая величина скорости дрейфа в этой полосе соответствует, по формуле

$$\mathbf{E}_{\text{перп}} = - 10^2 \, \mathbf{v}_{\text{перп}} \times \mathbf{H},$$

меридиональной северной компоненте электрического поля $E_{\text{перп}} \sim 85$ В/км (при $|\mathbf{H}| = 0.45$ Гс). Через 40 минут спутник почти на той же инвариантной широте, но в вечернем секторе (~ 21.00 MLT) пересёк аналогичную узкую струю дрейфа к западу, также располагавшуюся на экваториальной границе широкой полосы западного дрейфа в субавроральной зоне.

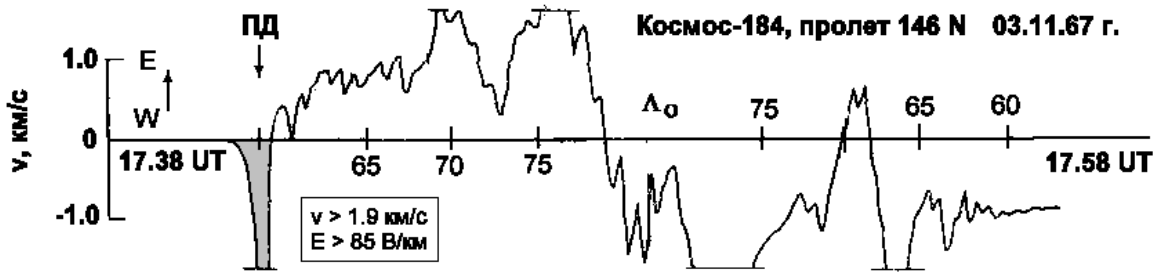


Рис.1.5. Случай регистрации поляризационного джета (выделен серым цветом) по данным спутника «Космос-184». Короткими прямыми линиями показано ограничение шкалы прибора на уровне v = ±1.6 км/с.

По данным [Гальперин и др., 1973; Galperin et al., 1974] в ночном секторе неоднократно наблюдались аналогичные, но менее интенсивные полосы западного дрейфа ионов вблизи границы конвекции и полярной стенки ГИП. Ввиду условий замагниченности плазмы на высотах области *F* такая узкая полоса быстрого западного ионного дрейфа отождествлялась с развитием локальной интенсификации направленного к полюсу электрического поля на экваториальной границе зоны конвекции: к западу в вечернем, ночном и послеполуночном секторах, регистрируемой спутниками в том же пространственно-временном интервале [Smiddy et al., 1977; Maynard, 1978; Spiro et al., 1979; Maynard et al., 1980]. Скорость плазмы в полосе быстрого субаврорального ионного дрейфа достигает на этих высотах максимальных значений - нескольких километров в секунду, т. е. сверхзвуковых, что соответствует электрическому полю до долей вольта на метр. В работах [Smiddy et al., 1977; Spiro et al., 1979] также было отмечено, что отличительным свойством таких субавроральных ионных дрейфов является их пространственное совпадение с локальными минимумами в широтном распределении электронной концентрации с пространственным масштабом порядка 100 км. Данные модельных расчетов [Schunk and Banks, 1975; Schunk et al., 1976; Spiro et al., 1981] и экспериментов [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984; Khalipov et al., 1985; Galperin et

al., 1986] показывают, что механизм формирования узких провалов ионизации при развитии быстрых субавроральных ионных дрейфов состоит в выносе ионизации в этой полосе к предполуденному сектору, а также росте эффективного коэффициента рекомбинации в сильных электрических полях.

Позднее, по измерениям ионного состава и электронной плотности со спутника S3-2 (запущен на полярную орбиту в декабре 1975 года, первоначальный апогей 1556 км, перигей 240 км, наклонение 96,3°) авторами [Smiddy et al., 1977] было представлено несколько случаев регистрации сильных локальных, направленных к полюсу электрических полей (и, соответственно, быстрого дрейфа плазмы к западу) вблизи ионосферной проекции плазмопаузы в предполуночном секторе MLT. Эти поля спорадически наблюдались на L ~ 2.4 - 4 и всегда вблизи локального минимума электронной концентрации с пространственным масштабом около 100 км. Электрическое поле имело преимущественную компоненту, направленную к полюсу (с максимумом в одном из случаев в 280 мВ/м).

1.3. Определение «автографа» поляризационного джета на наземных ионограммах ВЗ

Резкая граница интенсивной конвекции и особенно полоса поляризационного джета, обусловленные интенсивными электрическими полями северного направления, могут оказывать значительное влияние на структуру и формирование субавроральной ионосферы [Гальперин и др., 1973; Smiddy et al., 1977; Maynard, 1978; Spiro et al., 1979]. С целью выяснения ионосферных эффектов поляризационного джета в [Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986; Решетников и др., 1987] были исследованы характеристики ионосферы области F по данным наземных станций ВЗ и ВНЗ Якутской меридиональной цепочки, когда траектории пролетов спутников были близки к долготе станций наблюдения. На Рис.1.6 приведены результаты сопоставления одновременных измерений скорости дрейфа ионов в верхней ионосфере со спутника «Космос-184» 3 ноября 1967 г. [Гальперин и др., 1973] и параметров ионосферы со станций ВЗ Тикси и Якутска, позволившие определить «тестовые» ситуации, т. е. выбрать ионограммы конкретного вида, характерные для развития поляризационного джета над станцией. На витке 145 N спутник «Космос-184» [Гальперин и др., 1973] прошел очень близко от станции Тикси и на следующем витке (146 N), когда на широтах Λо 59.5 - 60.5° наблюдался поляризационный джет, спутник проходил в пределах ~ 1 ч по MLT от меридиана наземных станций ВЗ. Последовательность ионограмм на Рис.1.6 по данным станции в Тикси характеризует ситуацию, соответствующую расположению станции ВЗ под полярной кромкой провала [Халипов и др., 1977], а по данным станции в Якутске - ситуацию, характерную для развития поляризационного джета над станцией наблюдения. В 17.00 UT (02.00 LT) на фоне спокойной ионосферы области дна главного ионосферного провала начинает регистрироваться дополнительный след с меньшей критической частотой. Отметим, что измерения концентрации электронов на высоте пролета спутника показывают небольшой минимум в широтном распределении Ne, хотя по наземным данным в области высот максимума области F фиксируется более глубокий и узкий провал ионизации.

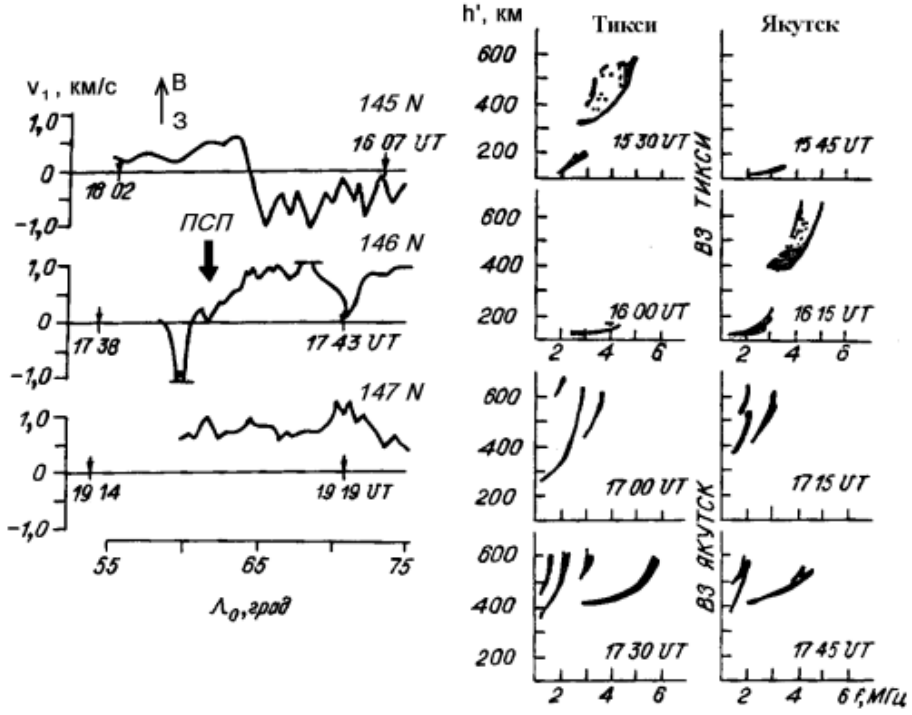


Рис.1.6. Результаты одновременных измерений скорости дрейфа ионов в области F со спутника «Космос-184» и параметров ионосферы со станций ВЗ в Тикси и Якутске. Жирная стрелка указывает положение полярной стенки провала, определенное по данным наземных станций (16.00 UT соответствует 01.00 MLT).

Действительно, следует ожидать, что развитие поляризационного джета приведет к быстрому формированию узкого провала ионизации в области максимума F и ниже его (предварительные оценки дают характерное время ~ 15—30 мин [Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986; Решетников и др., 1987; Galperin et al., 1987]), который в условиях медленной рекомбинации на высотах области F будет сохраняться достаточно долго как «память» от даже кратковременного действия поляризационного джета. Такие следы отражений в работе [Филиппов и др., 1984] были определены как F3s-отражения, указывающие на появление одновременно двух различных профилей вблизи зенита станции - обычного и резко разреженного на большей дальности. Очевидно, имеются две возможности интерпретации таких ионограмм: наличие или узкого глубокого минимума концентрации, или резкой стенки ионизации с перепадом ее на порядок или более по концентрации. Очевидно, возможны оба типа профилей и одновременные измерения на широтной цепочке станций позволяют различить их. В 17.30 UT на ионограмме наблюдаются отражения от нескольких структур субавроральной ионосферы: F3s-отражение, отождествляемое как ионосферный признак поляризационного джета, наклонные $F2s$-отражения, надежно идентифицируемые как отражения от полярной стенки ГИП, и, наконец, отражения от фонового слоя ионизации. В это же время возрастает диффузность следов на ионограмме, а критическая частота фонового слоя заметно уменьшается.

Еще более характерные данные при развитии поляризационного джета над станцией наблюдения были получены по измерениям за 14 марта 1974 г., когда спутник AE-C [Spiro et al., 1979] пролетал вблизи меридиана Якутской цепочки ионосферных станций и зарегистрировал узкую полосу быстрого дрейфа к западу, расположенную на широте Λo ~ 62,5° [Сивцева и др., 1983]. Из последовательности ионограмм ВЗ станции в Тикси (Рис.1.7) видно, что в 10 00 UT (за ~ 1.5 ч до момента пролета спутника) регистрируется F3s-отражение, которое существует до 10.45 UT включительно. Следы от фонового слоя F2 в момент появления F3s показывают сильную диффузность отражающей области и содержат черты, характерные для развития известного явления «лакуны F». Наиболее четко лакуна F выражена на ионограмме в 11.15 UT - хорошо видно отсутствие отражений от области F в диапазоне частот 3 - 4 МГц, в то время как отражения на этих частотах от области Е наблюдаются. Ионосферные данные также указывают на резкое уменьшение критической частоты фонового слоя после регистрации F3s-отражения - ионосферного признака поляризационного джета. Следует отметить, что измерение скорости быстрого западного дрейфа ионов со спутника AE-C [Spiro et al., 1979] было проведено восточнее на ~1.5 ч по MLT.

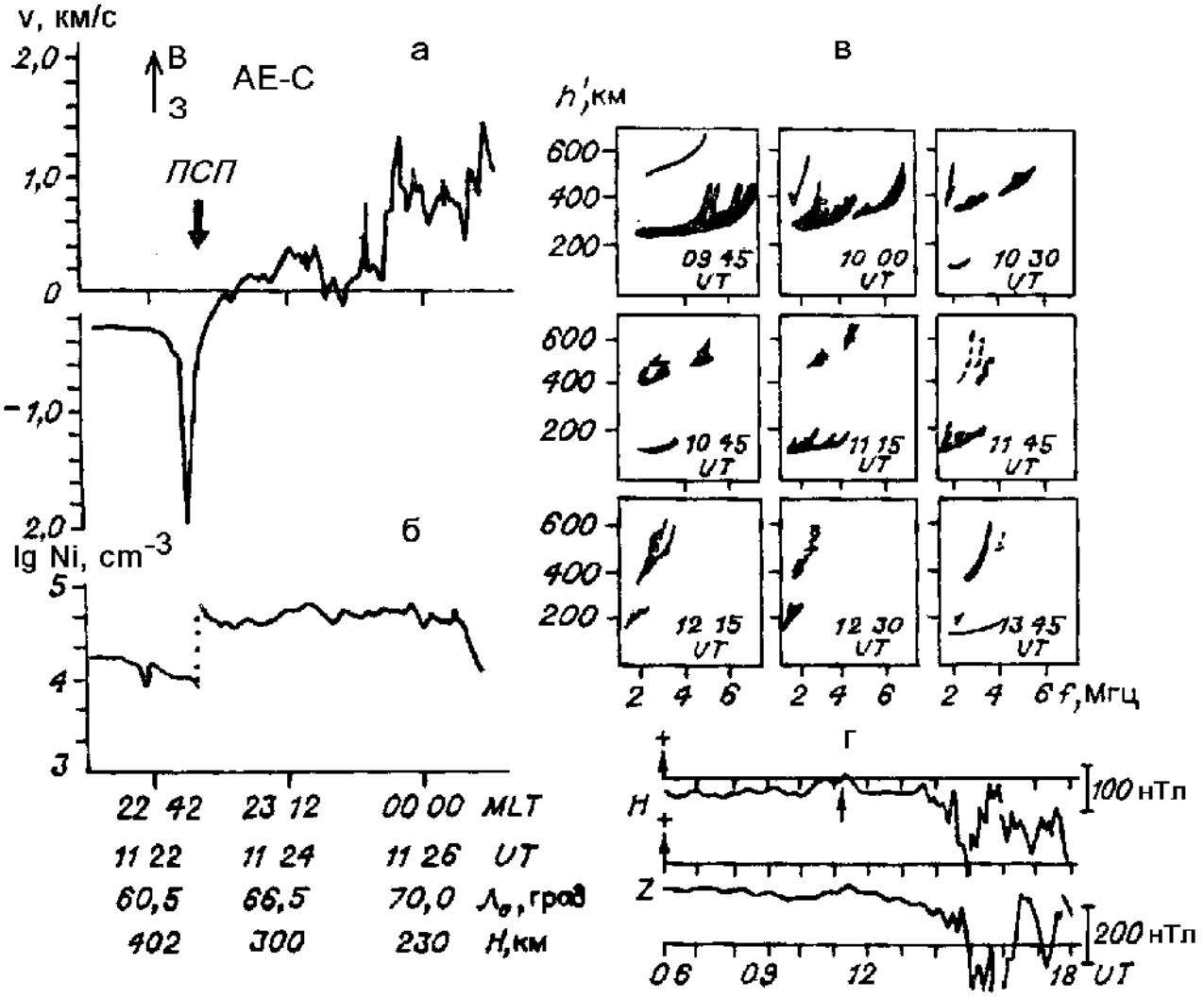


Рис.1.7. Результаты одновременных измерений скорости дрейфа ионов (а), концентрации ионов (б) со спутника АЕ-С и параметров ионосферы (в) со станции ВЗ в Тикси. Жирная стрелка - положение полярной стенки провала по данным станции в Тикси. Тонкая стрелка на магнитограмме (г) указывает момент пролета спутника вблизи меридиана наземной станции наблюдения.

На Рис.1.8, в качестве примера, приведена ионограмма ВЗ ст. Якутск, полученная дигизондом DPS-4, в момент формирования поляризационного джета над станцией 21 ноября 2002 г. в 16.45 местного времени.

Таким образом, прямыми сопоставлениями спутниковых и наземных измерений показано, что на ионограммах ВЗ ионосферным признаком (или «автографом») развития поляризационного джета над станцией наблюдения является дополнительный характерный след отражения - F3s-отражение, критическая частота которой всегда ниже критической частоты регулярного F-слоя, а виртуальная высота выше минимальной высоты слоя F.

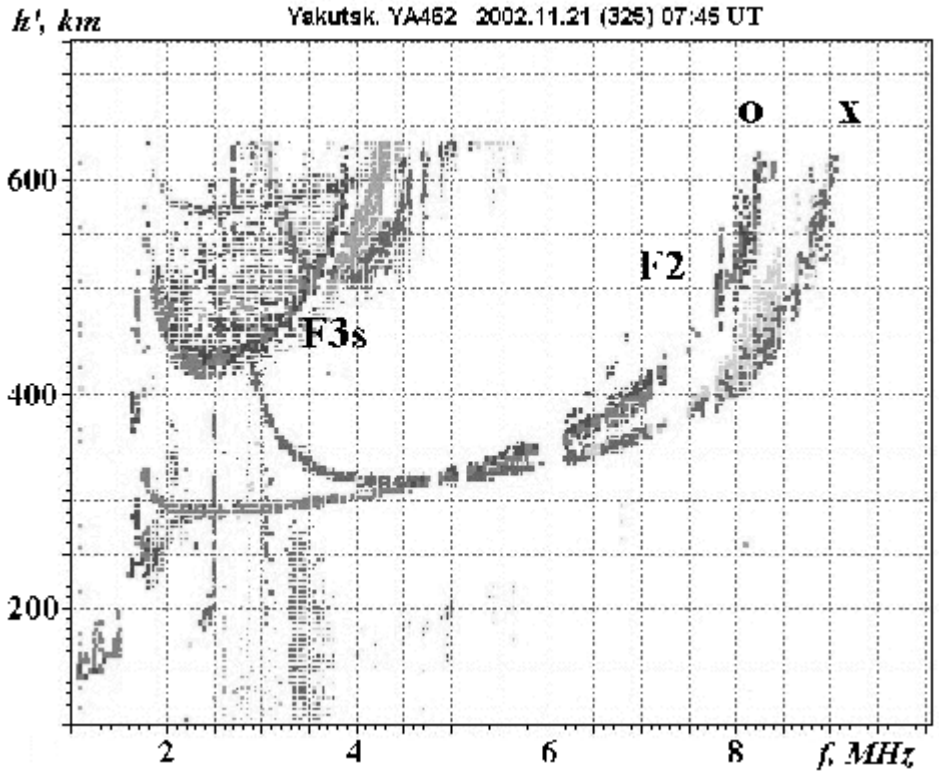


Рис.1.8. Дополнительный характерный след отражения (F3s), зарегистрированный на ст. Якутск 21 ноября 2002 г. в 16.45 местного времени.

1.4. Динамика области полосы поляризационного джета по наземным и спутниковым измерениям

В этой подглаве рассмотрим вкратце состояние ионосферных параметров в зените станции наблюдения при возникновении дополнительных отражений. Возьмем, к примеру, день 21 ноября 2002 г., когда наблюдался характерный след от поляризационного джета в 07.45 UT (см. Рис.1.8). Разница с мировым временем на меридиане 130°E, т.е. на меридиане ст. Якутск, составляет 9 часов. На ионограмме в 07.00 UT (за 45 мин до регистрации F3s-отражения) регистрировались следующие основные параметры ионосферы: критическая частота (foF2), минимальная частота (fmin) и минимальная высота (h'), которые составляли 10.5 МГц, 1 МГц и 230 км, соответственно. К моменту появления F3s-отражения эти параметры составляли 8.3 МГц, 1 МГц и 280 км, что соответствует нормальному плавному суточному ходу этих параметров. До 07.45 UT ионограммы «чистые» - без существенных помех и диффузности на следах отражений. В 07.45 UT и после этого срока на ионограммах уже появляются диффузность, следы расслоений и лакуны, т.е. отсутствия отражений на определенных частотах. В 08.10 UT основные параметры ионосферы над зенитом станции Якутск уже составляли 4.6 МГц, 1.7 МГц и 340 км, соответственно (Рис.1.9, а). Таким образом, можно заметить, что после регистрации характерных для поляризационного джета отражений в 07.45 UT начинается резкое падение критической частоты и увеличение минимальной высоты слоя F. Так, с момента регистрации и до 08.10 UT, т.е. в течение 25 мин, значение критической частоты слоя F уменьшилось на 3.8 МГц, а высота h' увеличилась с 280 до 340 км (Рис.1.9, б).

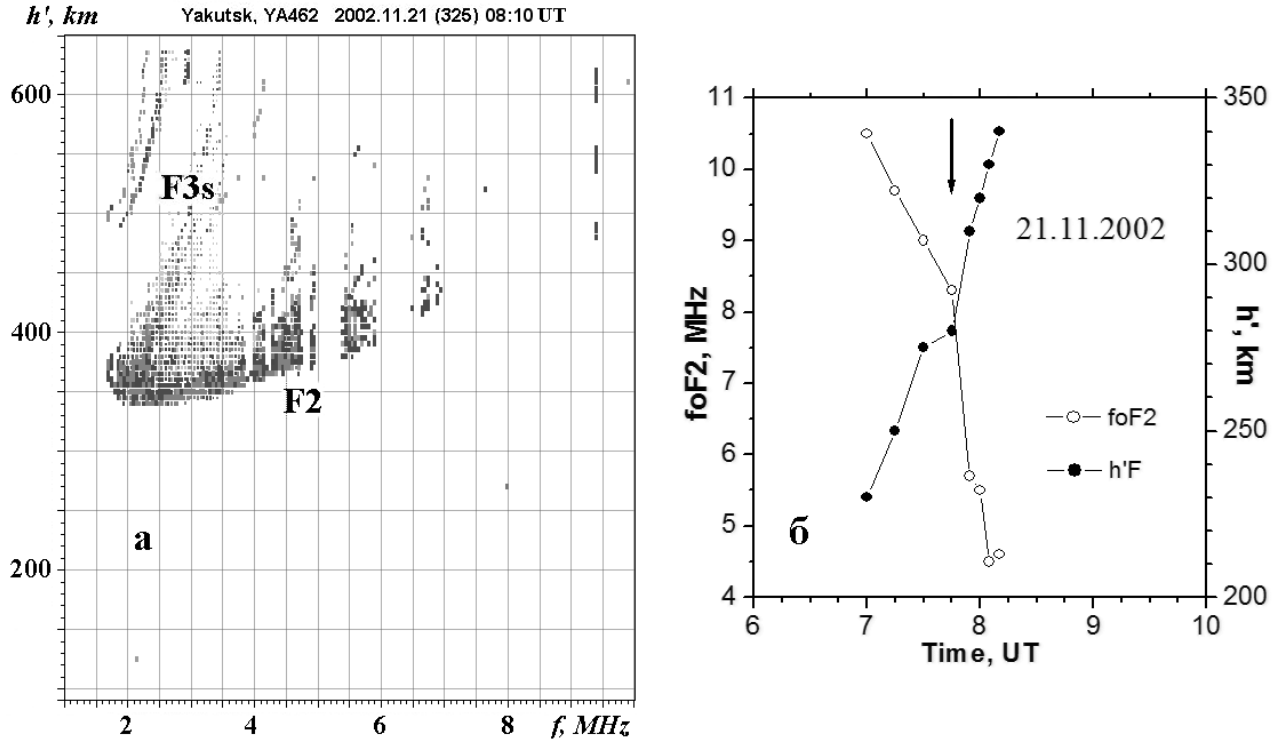


Рис.1.9. Ионосферные проявления поляризационного джета 21 ноября 2002 г. (а) Ионограмма ВЗ в 08.10 UT с увеличенной диффузностью, расслоениями и лакунами. (б) Фрагмент суточного хода foF2 и h'. Стрелкой указан момент регистрации характерного следа F3s.

Перейдем к рассмотрению одновременных измерений параметров субавроральной ионосферы по данным Якутской меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ и опубликованных в [Horwitz et al., 1986] результатов измерений тепловой плазмы на

высотах плазмосферы (спутник DE-1) и на высотах верхней F-области (спутник DE-2) в моменты времени, когда эти спутники проходили вблизи меридиана цепочки. Эти сопоставления позволяют проверить представления о взаимном расположении структурных особенностей распределения тепловой плазмы на различных высотах - в нижней и в верхней F-области и в плазмосфере [Решетников и др., 1989; Филиппов и др., 1989].

В [Халипов и др., 1977] приведены результаты измерений концентрации и температуры электронов на высотах 400-900 км (спутник DE-2), а также измерения концентрации легких ионов H^+, He^+ и иона 0^+ и температуры H^+ на расстояниях 2-3 R_E со спутника DE-1. По приведенным в [Horwitz et al., 1986] графикам нами определялось положение полярной стенки главного провала и узкого провала ионизации (DE-2) и положение плазмопаузы по резкому градиенту легких ионов (DE-1). При идентификации узких провалов в Ne в субавроральной зоне использовался также известный факт, что в этой области при наличии узкого провала концентрации Ne здесь же наблюдается резкий и узкий максимум в широтном распределении электронной температуры [Афонин и др., 1989].

Случай 12 ноября 1981 г. На Рис.1.10, а в координатах инвариантная широта (Λo) - местное магнитное время (MLT) приведена пространственно-временная динамика полярной стенки ГИП и поляризационного джета по данным Якутской меридиональной цепочки ионозондов. Здесь квадратиками отмечены положения полярной стенки ГИП, а точками - положения поляризационного джета, идентифицируемые с узким провалом ионизации. Как видно из рисунка, поляризационный джет начал наблюдаться над станцией Жиганск в 06.45 UT. Через 15 мин на широте Λo ≈ 67.3° регистрируется полярная стенка ГИП. До момента пролета спутника DE-2, траектория которого проходит примерно на 1 час MLT к востоку от Якутского меридиана (09.01 - 09.06 UT, 18.36 – 19.12 MLT), поляризационный джет находился в зените станции в Жиганске, а полярная стенка сместилась к экватору до широты Λo ≈ 64.1°. Станция в Якутске (Λo = 56°) находилась под невозмущенной ионосферой, а ст. Тикси в момент пролета спутника регистрировала спорадический Es-слой типа г. Моменты одновременных по мировому времени синхронных спутниковых и наземных измерений, обведенные кружочком, соединены штриховой линией. Положение плазмопаузы на более близком пролете высокоапогейного спутника DE-1 (09.50 – 10.21 UT, 19.24-19.48 MLT) показано черным прямоугольником вдоль траектории. Видно, что дальнейший ход наблюдаемых с Земли структур приблизительно подтверждает мгновенную картину событий, полученных при одновременном измерении: поляризационный джет накрывает зенит станции в Якутске, или, точнее, она «подплывает» под эту структуру, а стенка провала остается почти на одной широте. С 08.45 до 09.15 UT положение поляризационного джета установить точно не удается, хотя характерные следы от него на ионограммах видны, но только при зондировании на юг. Поэтому на Рис.1.10, а в этот период времени нанесены его примерные положения. После 11.00 UT узкий провал ионизации не наблюдается. Со времени регистрации полярной стенки и до ее исчезновения около 14 00 UT предельные частоты отражений от нее на ионограммах уменьшились от 6 до 3 МГц.

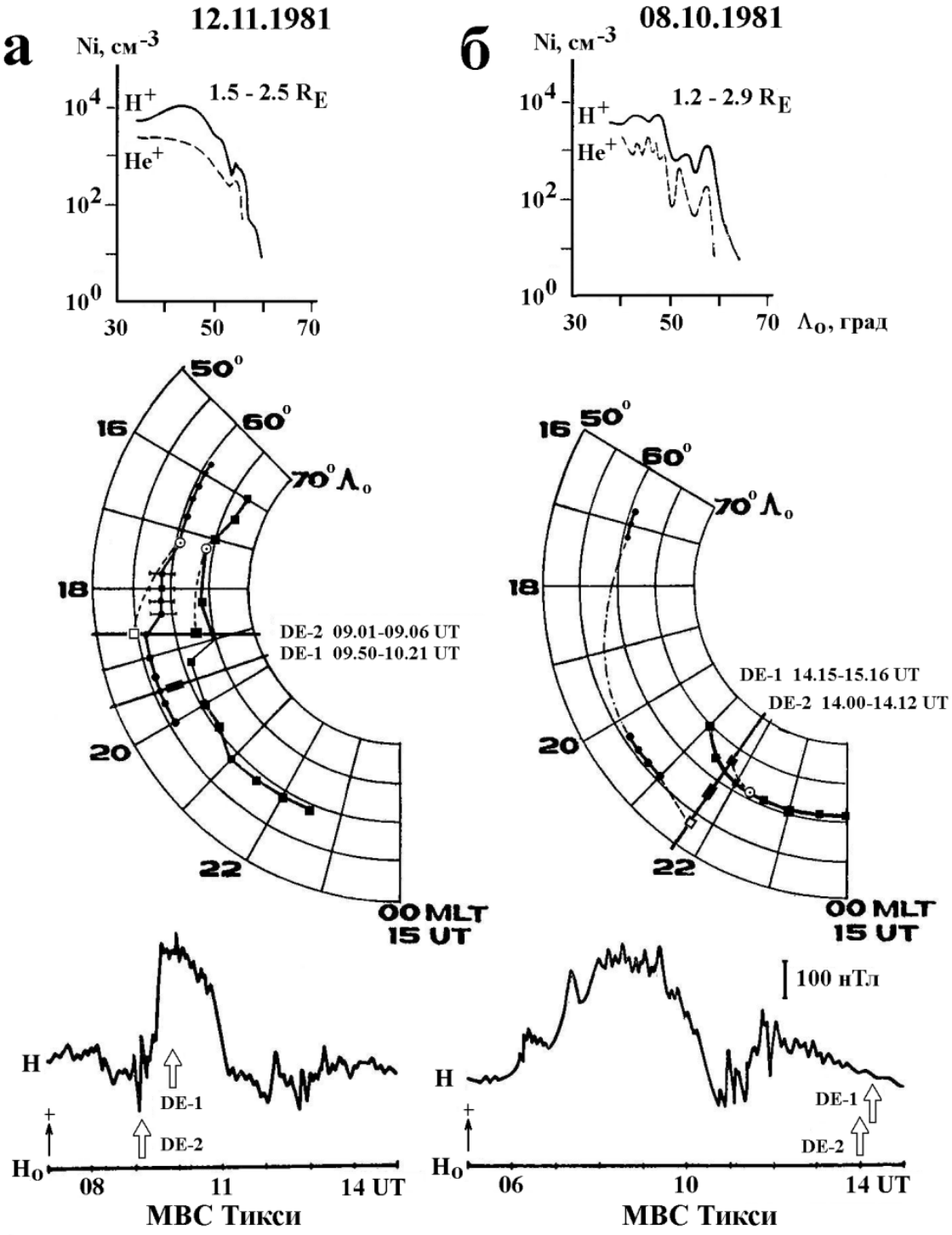


Рис.1.10. Пространственно-временная динамика полярной стенки ГИП (квадратики) и узкого провала (точки) по наземным данным и измерениям со спутников DE-1 и DE-2 [Horwitz et al., 1986]. Черным и светлым прямоугольниками на траектории DE-2 и черным прямоугольником на траектории DE-1 соответственно показаны положения полярной стенки ГИП, узкого провала и проекции плазмопаузы. Моменты одновременных измерений соединены штриховой линией. В верхней части рисунка показаны результаты измерений Ni на DE-1, по которым определялось положение плазмопаузы. На вариациях H-компоненты геомагнитного поля по магнитометрическим данным станции в Тикси светлыми стрелками указано время пролетов спутников (см. нижнюю часть рисунка).

Случай 8 октября 1981 г. Траектории обоих спутников в этот день (см. Рис. 1.10, б) проходили немного к западу от меридиана Якутской цепочки, и, что особенно важно, спутники пролетали практически синхронно и по мировому, и по местному магнитному времени (DE-1: 14.15 – 15.06 UT, 21.36 – 21.48 MLT; DE-2: 14.00 – 14.12 UT, 21.36 – 21.48 MLT). Обозначения здесь такие же, как и на Рис.1.10, а. Точки, соответствующие моменту одновременных измерений полярной стенки провала, соединены штриховой линией. Поляризационный джет наблюдался с 07.45 до 08.15 UT над станцией в Жиганске и с 11.15 до 12.00 UT над станцией в Якутке, а штрихпунктирная линия, соединяющая эти периоды наблюдений, означает здесь предположительное смещение джета от широты Жиганска к широте Якутска. Спутником DE-2 зарегистрирован узкий провал на широте $\Lambda o \approx 54°$, что примерно на 2° южнее станции в Якутске. Отсутствие характерных следов ($F3_3$- отражений) на ионограммах, измеренных со станции в Якутске, можно объяснить дальнейшим смещением этой узкой полосы дрейфа к югу от станции, что подтверждается спутниковым измерением узкого провала на $\Lambda o \approx 54°$. В момент пролета спутника над станцией в Тикси наблюдались спорадический слой типа Esr и F-слой с повышенными значениями критических частот, что соответствует авроральной ионизации электронами небольших энергий, т. е. диффузной авроральной зоне.

Анализ Рис.1.10 показал следующее: узкий провал в Ne по наземным данным в обоих случаях регистрируется до начала положительной бухты в H-компоненте в вечернем секторе. Наблюдается хорошее пространственное совпадение мгновенных положений полярной стенки ГИП и узкого провала в широтном ходе Ne по наземным данным с аналогичными структурами выше максимума F-области на основании результатов спутниковых измерений. При этом одним из преимуществ наземных наблюдений является то, что для таких структур, как полярная стенка провала и узкий провал ионизации, мониторинг может вестись в данном регионе почти в непрерывном режиме, тогда как с помощью спутниковых измерений - с интервалом в 1.5-2 часа. Данные меридиональной цепочки ионосферных станций показывают, что положение полосы поляризационного джета локализовано всегда внутри главного провала, экваториальнее полярной стенки ГИП, а разница по широте между возникающим в результате узким «провалом в провале» и стенкой главного провала, по-видимому, зависит от интенсивности суббури, местного времени ее вспышки и варьирует в пределах от ~ 0.5 до (иногда) 8° инвариантной широты. В начальный момент развития суббури разница между положением узкого провала и полярной стенки ГИП может быть большей, чем в фазе восстановления суббури. По конфигурации и пространственно-временной динамике этих структур в вечерние часы видно, что с развитием суббури обе структуры движутся в сторону экватора, причем меридиональная скорость смещения у полярной стенки провала больше, чем у поляризационного джета.

Случай 20 ноября 1981 г. Этот интервал характерен тем, что спутник DE-2 пролетел почти над меридианом Якутской цепочки станций (Рис.1.11). В левой части рисунка (см. Рис.1.11, а) показана пространственно-временная динамика полярной стенки провала и поляризационного джета, где также нанесены траектории спутников (обозначения такие же, как и на Рис.1.10). Следует отметить, что полярная стенка ГИП регистрировалась по данным цепочки вплоть до утра, а максимальное значение концентрации на стенке (около ~8 МГц) наблюдалось в 22.00 LT (13.00 UT). Штриховой линией соединены положения регистрируемых структур в момент синхронных измерений. В правой верхней части рисунка (см. Рис.1.11, б) приведен широтно-высотный разрез ионосферы вдоль меридиана Якутской цепочки в момент времени 10.45 UT, полученный по наземным ионозондовым данным. Буквами на оси абсцисс отмечены местоположения ионосферных станций ВЗ и ВНЗ (Я - Якутск, Ж - Жиганск, Т - Тикси). Вдоль траектории пролета спутника DE-2 на высотах h от ~400 до ~500 км крестиками обозначены измеренные на нем значения плазменной частоты (МГц) [Халипов и др., 1977].

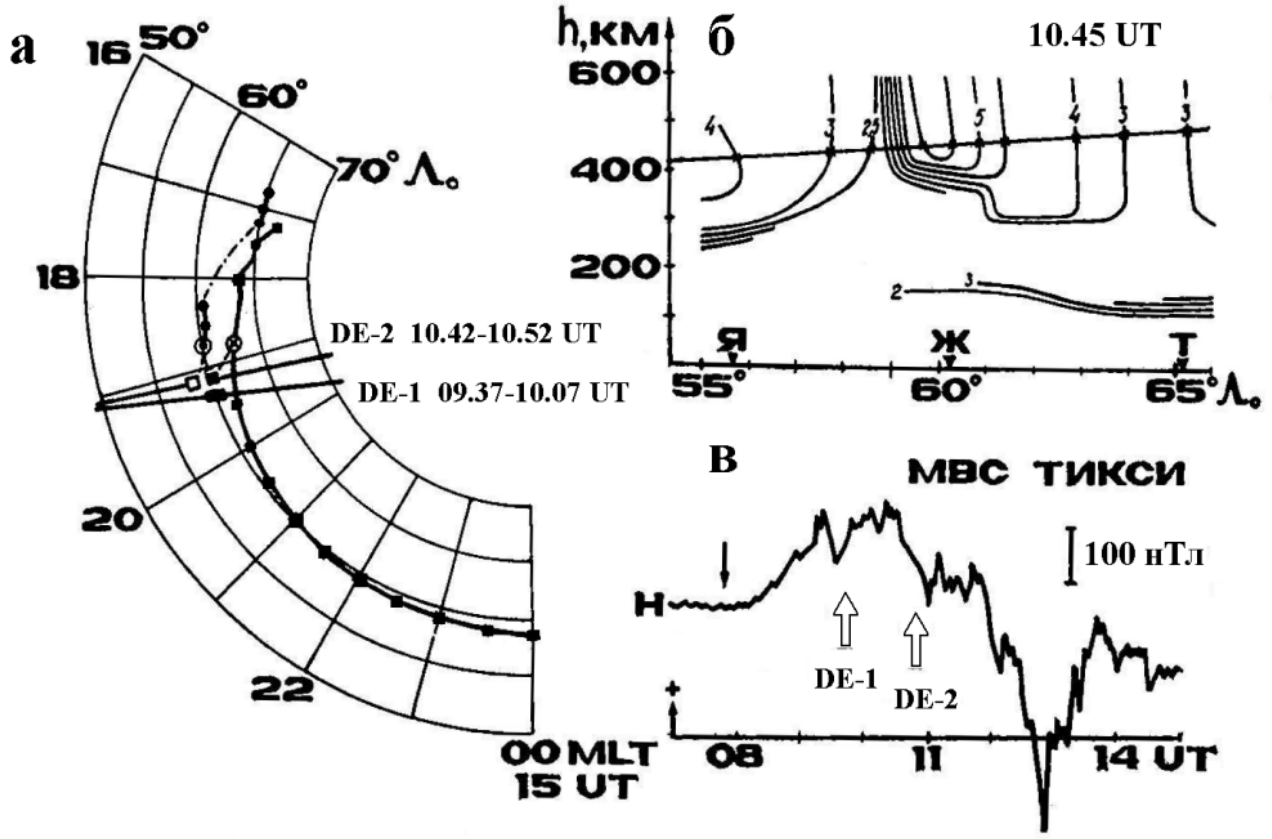


Рис.1.11. (а) Результаты одновременных измерений 20.11.1981 г. (аналогично Рис.1.10). б) Изоконтуры электронной концентрации в момент пролета спутника DE-2. (в) Магнитограмма ст. Тикси (стрелками отмечены моменты пролета спутников DE-1 и 2).

Полярная стенка ГИП но данным станций Жиганск и Якутск располагались на широте Λо ≈ 61°, а узкий провал в Ne, зарегистрированный как но наземным, так и по спутниковым данным - южнее станции Жиганск. Видно, что спутниковые и наземные измерения электронной концентрации на высотах верхней области **F** хорошо согласуются. В правой нижней части (см. Рис.1.11, в) также приведены вариации H-компоненты поля по данным магнитовариационной станции (МВС) Тикси. Здесь стрелкой в 07.45 UT отмечен момент регистрации узкой полосы над станцией Тикси.

Следует отметить, что высотно-широтные профили ионизации (Рис.1.11, б) получены путем лучевого трассирования траекторий радиолучей и адаптации модели [Филиппов и др., 1984; Benkova et al., 1985; Galperin et al., 1986]. При этом учитываются диаграммы направленности антенных систем для вертикального и горизонтального зондирований. Это позволяет получать приближенную информацию о направлении прихода отраженных сигналов и использовать ее при построении изолиний равных частот, которые дополнительно контролируются данными соседних ионосферных станций. Цифрами у кривых отмечены значения плазменных частот в МГц. Методика построения высотно-широтных профилей ионизации подробно приведена в работе [Решетников и др., 1987].

Рассмотрим теперь временную динамику развития явления узкого провала ионизации. Как же отмечалось, это возможно лишь по наземным данным, и измерения со спутника здесь играют лишь роль контроля при идентификации положения узкого провала по ионограммам широтной цепочки наземных станций.

Случай 7 октября 1981 года. При этом на станциях Жиганск и Якутск осуществлялось периодическое реверсирование горизонтальной ромбической антенны, что давало возможность проводить зондирование с главным лепестком антенны, направленным

то на север, то на юг (см. [Мамруков и др., 1982]). На Рис.1.12 показана последовательность ионограмм ВЗ и ВНЗ, полученных при зондировании в направлениях на север, в «зенит» и на юг на станциях Жиганск и Якутск и в направлении «зенит» на станции Тикси (обозначения на рисунке: Я - Якутск, Ж - Жиганск, Т - Тикси). На рисунке внизу справа приведена магнитограмма со станции Тикси, где стрелками обозначены те моменты времени, за которые приведены ионограммы. Из рисунка видно, что в момент развития активной фазы суббури (09.15 UT) на ионограмме ВЗ Тикси появляется дополнительное отражение с меньшей критической частотой и на большей действующей высоте, чем след от регулярного F2-слоя. Такой след на ионограмме характерен для появления полосы быстрого западного дрейфа и соответствует уменьшению электронной концентрации в зените станции наблюдения (формирование узкого провала ионизации согласно [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986]). В следующие моменты времени на ионограммах станции Тикси след отражения от регулярного **F**-слоя исчезает («лакуна») и остается один след отражения от области узкого провала ионизации (F3s-отражения [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984]) и по мере возрастания уровня геомагнитной активности узкий провал ионизации смещается к низким широтам. Далее этот след (F3s-отражения) над станцией Тикси исчезает и в 11.15 UT аналогичный след появляется над станцией Жиганск, а на станции Тикси тем временем наблюдаются отражения, соответствующие положению станции под диффузной зоной вторжений [Халипов и др., 1977]. В 11.30 UT при ВНЗ на север со станции Жиганск на дальности 500 км регистрируются следы, характерные для границы диффузных вторжений (ГДВ), а в 12.00 UT ст. Жиганск оказывается на L-оболочке, лежащей уже внутри диффузной зоны, хотя при ВНЗ на юг еще видны отражения типа $F3_S$, свидетельствующие о перемещении узкого провала ионизации к югу от ст. Жиганск. В 12.30 UT при ВНЗ на север со станции Якутск становятся видны отражения, указывающие на приближение полярной кромки провала уже к широте станции Якутск.

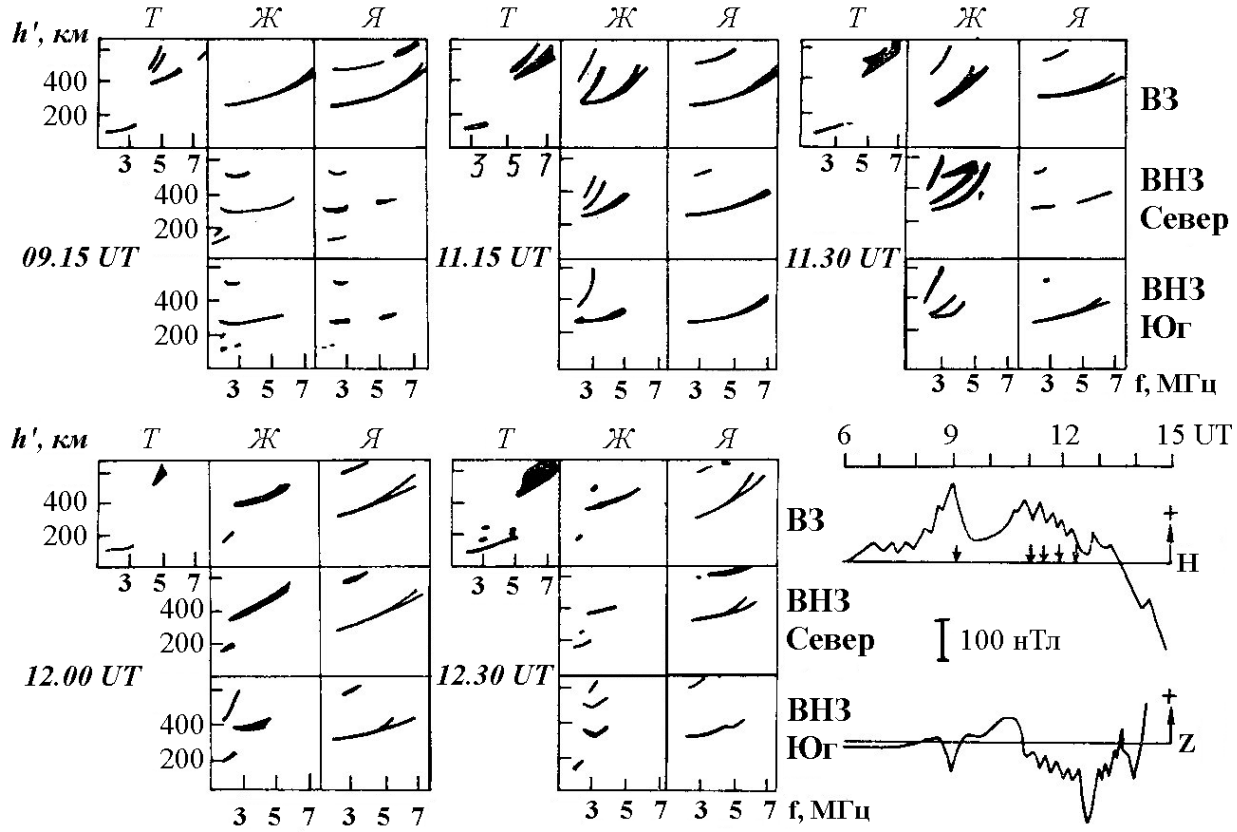


Рис.1.12. Последовательность ионограмм ВЗ и ВНЗ, полученная на станциях Тикси (Т), Жиганск (Ж), Якутск (Я) 07.10.1981 г.

Одним из преимуществ наземных ионосферных наблюдений является то, что контроль за положением таких структур, как полярная стенка провала и узкий провал ионизации, может вестись почти в непрерывном режиме, тогда как спутниковые измерения над данным регионом носят эпизодический характер и ограничены по MLT.

Измерениями со спутников [Smiddy et al., 1977; Maynard, 1978; Spiro et al., 1979] показано, что время существования поляризационного джета соизмеримо с длительностью суббури (порядка 1-3 ч), протяженность по местному времени - до нескольких часов, ширина ~ 100-200 км, скорость дрейфа до 2-5 км/с.

Применение данных наземных станций зондирования ионосферы дает возможность проследить по характерным признакам динамику узкого провала ионизации. Построение сглаженных полуэмпирических высотно-широтных профилей электронной концентрации на основе данных, полученных на Якутской меридиональной цепочке станций ВЗ и ВНЗ, позволяет более наглядно представить те сложные изменения в структуре субавроральной ионосферы, которые возникают при развитии поляризационного джета, при приближении к станции полярной кромки главного ионосферного провала (ГИП) и т. д.

На Рис.1.13 приведена последовательность высотно-широтных профилей ионизации, построенных на основе последовательности ионограмм ВЗ и ВНЗ. Внизу справа на Рис.1.13 показаны результаты измерений электрических полей и продольных токов на спутнике DE-2 согласно [Sugiura et al., 1984], где стрелкой указан момент измерения узкой полосы направленного к полюсу интенсивного (~150 мВ/м) электрического поля. Положение скачка электрического поля на картине изоконтуров ионизации показано широкой стрелкой в 11.15 UT. Отметим, что картина изоконтуров построена в координатах инвариантная широта - действующая высота h’ с использованием тех следов на ионограммах, которые соответствуют узкому провалу ионизации и движению к югу полярной кромки ГИП.

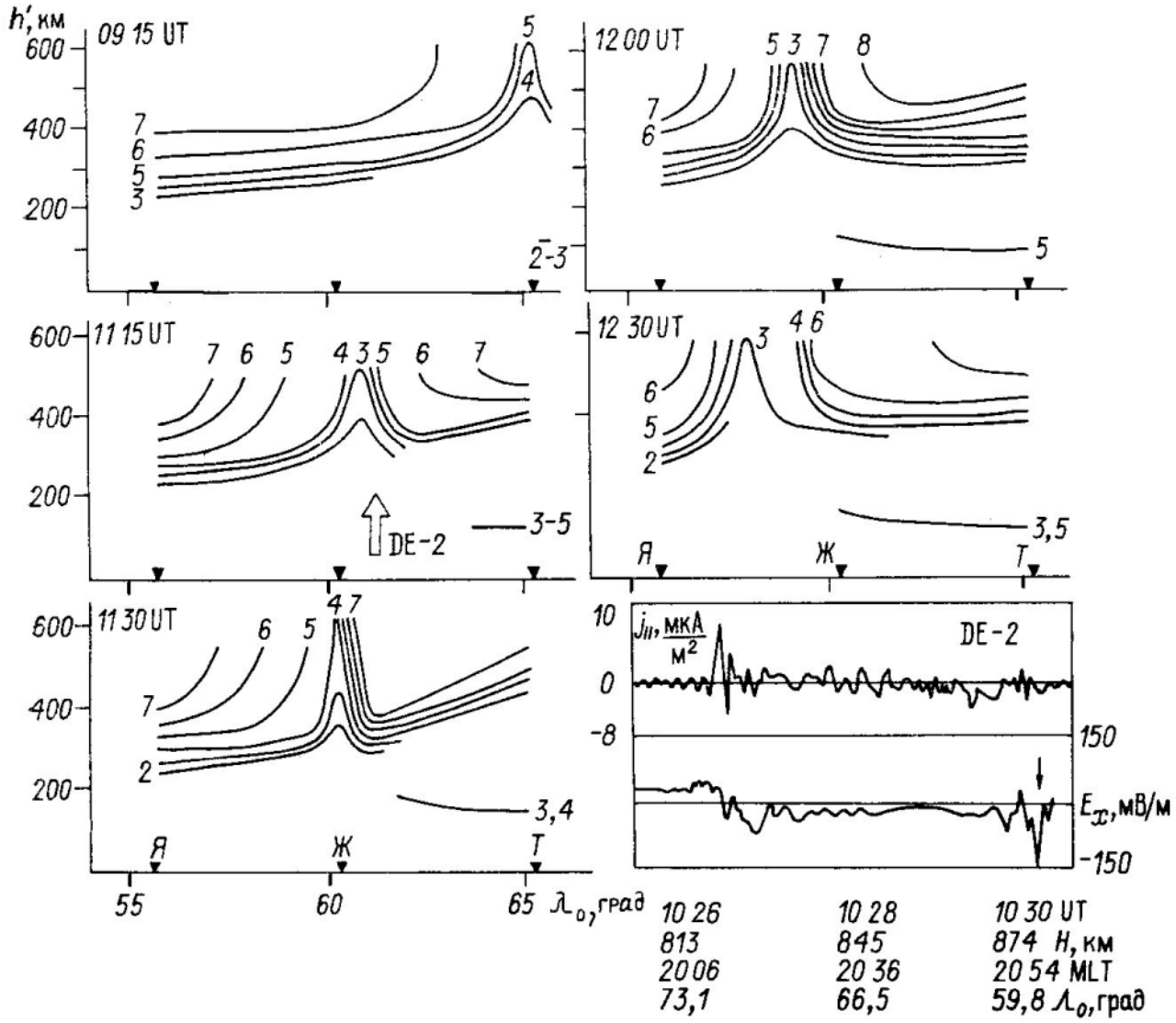


Рис.1.13. Последовательность изоконтуров ионизации, построенная по данным Якутской меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ от 07.10.1981 г. и результаты измерений со спутника DE-2. Цифрами у кривых отмечены плазменные частоты в МГц.

Узкий провал ионизации был зарегистрирован над станцией в Тикси в 09.15 *UT* (см. Рис.1.13) задолго до пролета спутника. Измерения со спутника DE-2 (Ex – компонента электрического поля и продольные токи j∥) проведены на 45 мин раньше момента появления узкого провала над станцией в Жиганске, но примерно на столько же смещены к востоку по *MLT* от меридиана наземных измерений. Стрелкой на высотно-широтном профиле в 11.15 UT указано местоположение регистрации сильного электрического поля (Ex > 150 мВ/м) со спутника. В интервал времени от 09.15 до 11.15 *UT* узкий провал ионизации сместился с широты станции в Тикси (Λo = 65°) к широте станции в Жиганске (Λo = 60°). Это смещение связано с ростом интенсивности геомагнитных возмущений. В дальнейшем узкий провал также перемещается к экватору и в 12.30 UT располагается между Якутском и Жиганском. Из рисунка также видно, что узкий провал ионизации расположен экваториальнее ГДВ, а отражения от спорадического слоя Es типа г, указывающие на наличие высыпания авроральных частиц [Кукушкина, 1979; Пирог, 1982], наблюдаются севернее узкого провала ионизации.

Из многочисленных серий наземных измерений такого рода следует, что характерное время жизни узкого провала ионизации составляет несколько часов (~2 - 3), в течение

которых его положение может заметно смещаться по широте, причем практически всегда в направлении к экватору.

Обсуждение полученных результатов. Как было показано ранее в работах [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986], узкая полоса быстрого дрейфа ионов к западу приводит к быстрому формированию (в течение 15 - 30 мин) узких и глубоких провалов ионизации или углублению уже существующего главного провала вблизи его полярной стенки из-за процессов выноса плазмы из этой области на дневную сторону и изменения скоростей некоторых фотохимических реакций, приводящих к быстрой рекомбинации. Результаты модельных расчетов показали [Schunk et al., 1975**]**, что в условиях сильных электрических полей ионизация области **F** может быстро исчезать из-за процессов диссоциативной рекомбинации при резком увеличении концентрации молекулярных ионов вследствие реакции $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$. Скорость этой реакции сильно зависит от ионной температуры, а так как дрейф в сильных электрических полях приводит к повышению температуры ионов за счет фрикционного нагрева, обусловленного трением ионов, имеющих сверхзвуковые скорости в узкой полосе поляризационного джета, с нейтральными частицами, то скорость обсуждаемой реакции существенно возрастает [Аладьев и Мингалев, 1986]. Кроме того, в результате действия сильных электрических полей происходит, как указано в [Mikkelsen et al., 1981], увеличение высоты перехода от молекулярных к атомным составляющим (при E ~ 60 мВ/м этот уровень поднимается на ~50 км), что также способствует быстрому уменьшению электронной плотности в **F** области и этот факт в [Mikkelsen et al., 1981] экспериментально подтверждается измерениями на ракетах и на станции некогерентного рассеяния радиоволн в Чатанике. При этом следует отметить, что механизм роста эффективного коэффициента рекомбинации играет существенную роль в нижней и максимумной части **F**-слоя, а на больших высотах преобладают, по-видимому, процессы быстрого выноса к западу ионизации из вечернего сектора в освещенную ионосферу.

В работах [Деминов и др., 1986; Деминов и Шубин, 1988] приведена простая модель, объясняющая изменения электрического поля и электронной концентрации на субавроральных широтах с учетом продольных токов, которая качественно воспроизводит образование глубокого провала в ионизации, и появление всплесков электрических полей магнитосферной конвекции **в** вечернем секторе, а также временную задержку в росте электрического поля относительно начала суббури.

Анализ результатов случаев одновременных наблюдений структуры субавроральной ионосферы со спутников на различных высотах, а также по данным якутской меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ, подтверждает, что локализация узкого провала ионизации совпадает по времени и пространству с моментом регистрации на спутнике узкой полосы высокой скорости западного дрейфа либо, что, то же самое, сильного электрического поля, направленного к полюсу. Использование в этих экспериментах данных наземного возвратно-наклонного зондирования как до, так и после пролета спутника, позволило проследить в ряде случаев динамику формирования и широтного смещения узкого провала ионизации, оценить его время жизни по характерным следам наклонных и вертикальных отражений при зондировании в различных направлениях. Метод ВНЗ дает возможность слежения за узким провалом ионизации в диапазоне широт примерно ±3° от зенита станции наблюдения, в то время как при вертикальном зондировании этот диапазон составляет всего около ±1.5°.

Представляет определенный интерес вопрос о связи узких струй быстрого западного дрейфа с фазой магнитосферной суббури и с уровнем геомагнитной активности. По рассматриваемым в данной работе случаям, а также по многим случаям развития поляризационного джета, выявленным по данным одного лишь наземного ионосферного радиозондирования, нами обнаружено, что начало формирования узкого провала ионизации в вечернем секторе в основном приходится на фазу возрастания положительной бухты H-компоненты геомагнитного поля.

Перейдем к обсуждению результатов сопоставления опубликованных в [Horwitz et al., 1986] измерений над Якутией на высотах плазмосферы со спутника DE-1 и на высотах верхней ионосферы со спутника DE-2 одновременных с наземными ионосферными наблюдениями на якутской меридиональной цепочке станций. Следует отметить, что проблема взаимного расположения и физической взаимосвязи между распределением концентрации тепловых ионов в приэкваториальной области плазмосферы, включая ее «границу» - плазмопаузу, с одной стороны, и характерными структурами в субавроральной ионосфере - главный ионосферный провал в F-области, провал легких ионов в верхней ионосфере, экваториальная граница высыпаний малоэнергичных электронов диффузной зоны, узкий провал ионизации, обусловленный развитием поляризационного джета - с другой стороны, привлекают большое внимание исследователей. Очевидно, это связано не только с недостаточностью прямых синхронных измерений характеристик тепловой плазмы на различных уровнях, но также и с выявившейся сложностью, нестационарностью процессов нагрева и продольных движений ионов различных масс, их связью с нестационарным характером процессов конвекции, нагрева электронов и переноса ими тепловой энергии.

Сопоставления мгновенных положений полярной стенки ГИП и узкого провала в широтном ходе Ne по наземным ионосферным данным, приведенные на Рис.1.10 и 1.11, показывают хорошее пространственное совпадение с результатами одновременных спутниковых измерений на том же или близком меридиане. При этом заметим, что одним из преимуществ наземных ионосферных наблюдений, важным при координированных экспериментах, является то, что контроль за положением таких структур, как полярная стенка провала и узкий провал ионизации (идентифицируемый, согласно [Galperin et al., 1986], по F3s-отражениям на ионограммах ВЗ и ВНЗ), может вестись почти в непрерывном режиме, тогда как спутниковые измерения над данным регионом носят эпизодический характер и ограничены по MLT. Как видно из Рис.1.10 и 1.11, данные меридиональной цепочки ионосферных станций показывают, что положение узкой полосы быстрого дрейфа на запад локализовано всегда внутри главного провала, экваториальнее полярной стенки ГИП, а разница по широте между «провалом в провале» и стенкой главного провала, по-видимому, варьирует в пределах от ~1° до 10° инвариантной широты. В начальный момент развития суббури разница между положением узкого провала и полярной стенки ГИП может быть большей, чем в конце или в фазе восстановления суббури. По конфигурации пространственно-временной динамики этих структур в вечерние часы (см. Рис.1.10 и 1.11) видно, что с развитием суббури обе структуры движутся в сторону экватора, причем меридиональная скорость смещения у полярной стенки провала больше, чем у поляризационного джета и узкого провала.

Заключение. На основе анализа случаев одновременных спутниковых и наземных измерений характеристик субавроральной ионосферы, и учитывая незначительную статистику таких комплексных измерений, можно заключить следующее.

- Формирование узких провалов ионизации в ночной субавроральной зоне обусловлено процессами быстрого выноса ионосферной и магнитосферной тепловой плазмы в полосе быстрого дрейфа к западу, а также, особенно, в нижней F-области, изменениями скоростей фотохимических реакций, приводящими к быстрому исчезновению ионизации из-за рекомбинационных процессов в вечернем секторе MLT.
- Узкие провалы ионизации, зарегистрированные наземными и спутниковыми методами, показывают хорошее совпадение по L-оболочке, что позволяет исследовать морфологию узких провалов по многолетним непрерывным наземным данным ионосферного зондирования.
- Одновременные измерения в нижней F-области (наземные ионозонды), в верхней F области (спутник DE-2) и на высотах плазмосферы (спутник DE-1) над меридианом якутской цепочки станций в двух случаях показали, что узкий провал концентрации электронов и соответственно поляризационный джет располагались вблизи, по внутри

плазмопаузы. Поэтому можно полагать, что явление поляризационного джета является важным фактором в возникновении «оторванных» от плазмосферы облаков плотной плазмы, неоднократно наблюдавшихся после суббурь в ночном и в вечернем секторах субавроральной магнитосферы.

- Момент возникновения поляризационного джета судя по наземным измерениям при наблюдении в вечернем секторе обычно приходится на начальную фазу роста положительной бухты в H-компоненте и роста AE-индекса геомагнитного поля, т. е. на фазу зарождения или развития суббури. Это говорит о его связи с суббуревой активностью в условиях, когда полоса сильного электрического поля может возникнуть внутри плазмосферы.
- Разница по широте (до 10°) между положением полярной стенки ГИП и положением узкого провала в отдельных случаях достигала 10° и была наибольшей в момент развития суббури и наименьшей в конце или в фазе восстановления суббури. Это свидетельствует о том, что во время суббури скорость меридионального смещения к экватору для полярной стенки больше, чем такого же смещения узкого провала ионизации, находящегося на более низкой L-оболочке, лежащей внутри плазмопаузы.

1.5. Наземные измерения скоростей дрейфа в полосе поляризационного джета

Одним из методов измерения движений в ионосфере является метод пространственно-разнесенного приема радиосигналов с малой базой – метод Д1. Метод основан на излучении КВ радиоволн и приеме, отраженных от ионосферы сигналов, на разнесенных приемных антеннах. В 1979 – 1982 гг. ионосферные станции якутской меридиональной цепочки Якутск-Жиганск-Тикси были соединены с аппаратурно-измерительным комплексом Д1. Выбор нужной области, от которой принимался обратный сигнал, производился визуально на текущей ионограмме с помощью метода стробирования. Описание экспериментальной установки приведено в [Мамруков и др., 1982], а описание измерительных комплексов Д1 в Якутске, Жиганске и Тикси приведено в [Решетников и др., 1983]. Следует напомнить, что методические ограничения не позволяют определять скорости более ~800 м/с и что направление дрейфа определяется более надежно, чем абсолютная величина его скорости, так что эти измерения имеют скорее качественный характер.

Рассмотрим результаты измерений скоростей дрейфа ионосферной плазмы методом Д1, проведенных на ст. Жиганск 8 февраля 1982 г. и проиллюстрированных на Рис.1.14 [Филиппов и др., 1987].

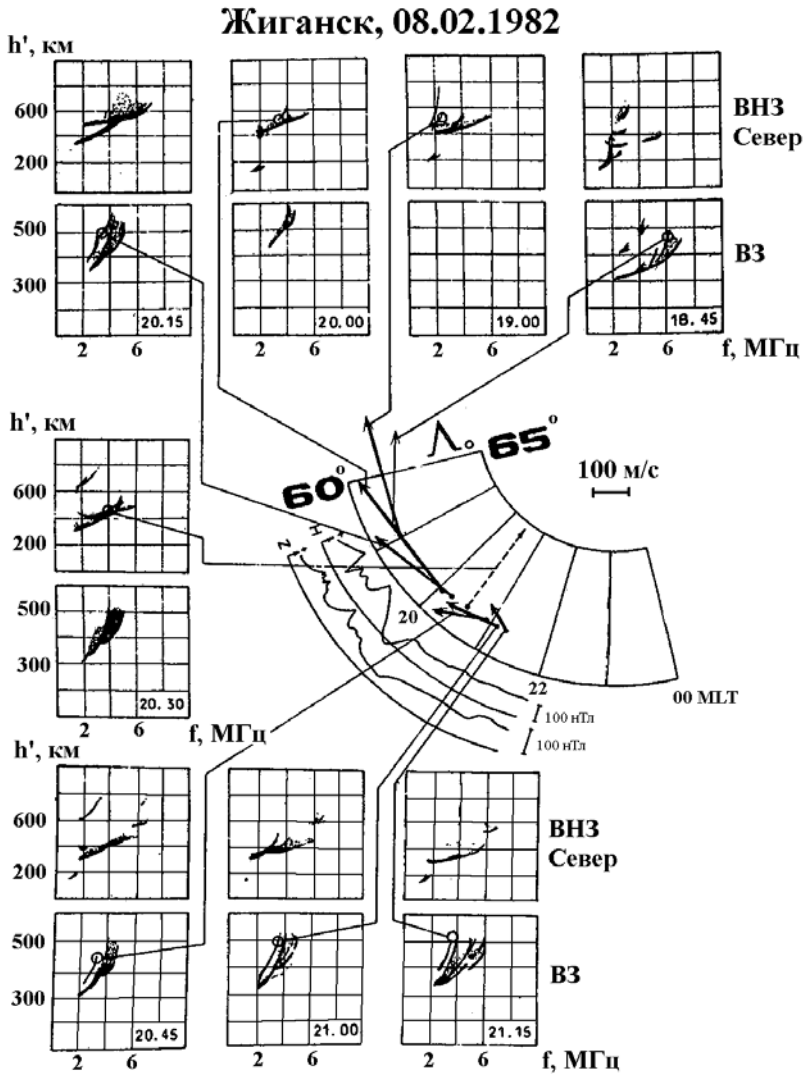


Рис.1.14. Результаты измерения горизонтальных скоростей в полосе поляризационного джета методом Д1 на ст. Жиганск 08.02.1982 г.

Здесь, светлыми кружочками на ионограммах обозначены области субавроральной ионосферы, где методом стробирования выделялась и определялась горизонтальная скорость движения в плазме. Для сопоставления приведены H- и Z-компоненты геомагнитного поля для ст. Жиганск, которые показывают наличие бухтообразных возмущений в ~19.00 LT и ~19.30 LT с амплитудой ~100 – 150 нТ.

Как видно из рисунка, в 18.45 LT зарегистрирован дрейф в северо-западном направлении со скоростью ~300 м/с от обыкновенной составляющей следа отражений от области F (тонкая стрелка). В 19.00 LT следы отражений при вертикальном зондировании (ВЗ) отсутствуют, а ионограмма ВНЗ показывает след, характерный для развития полосы поляризационного джета или быстрого ионного дрейфа над станцией наблюдения (F3s-отражение). Скорость дрейфа, измеренная с этого следа отражения, имеет западное направление со значением модуля скорости ~450 м/с (утолщенные стрелки). В 20.00 LT скорости дрейфа возрастают до ~500 м/с, сохраняя при этом западное направление. В 20.30 LT измерение скорости дрейфа производилась от следа, идентифицированного нами как отражение от полярной стенки ГИП. Видно, что вектор скорости дрейфа меняет свое направление к северу со значением модуля скорости ~350 м/с (пунктирная стрелка). В последующие моменты времени наблюдения скоростей дрейфа опять проводились со следов, отождествляемых как отражения от поляризационного джета. При этом, величины скоростей дрейфа уменьшаются до ~150 м/с к моменту времени 21.20 LT, но западное направление дрейфа сохраняется.

На Рис.1.15 приведены результаты измерений скоростей дрейфа ионизации области F методом Д1 на станции Тикси ($\Lambda o = 65^o$) за 26 ноября 1983 г. и последовательность ионограмм за соответствующий период измерения ВНЗ на «юг», ВЗ, ВНЗ на «север». Номера векторов скоростей дрейфа соответствует номерам кружков на ионограммах, которые показывают те отражающие структуры ионосферы, по отражениям радиосигнала от которых проводились измерения дрейфа.

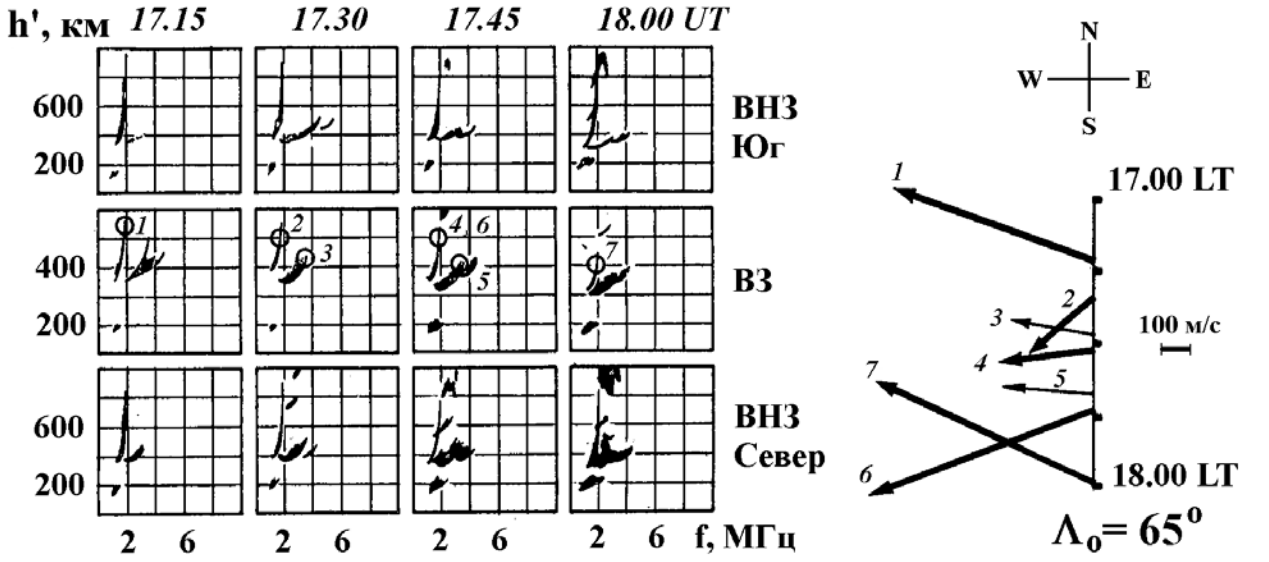


Рис.1.15. Последовательность ионограмм ВЗ и ВНЗ за период измерения и результаты измерения быстрых дрейфов неоднородностей ионизации методом Д1 на ст. Тикси 26.11.1983 г.

Из рисунка видно, что в 17.15 UT ионограммы ВЗ и ВНЗ показывают след, характерный для развития полосы быстрого дрейфа в зените станции наблюдения. Скорость дрейфа, измеренная от этого следа отражения (F3s-отражения), имеет северо-западное направление со значением модуля скорости ~700 м/с (толстые стрелки). В 17.20 UT и в 17.32

UT измерения дрейфа ионизации также производились от дополнительной отражающей структуры, вызванной появлением быстрого западного дрейфа (кружки 2 и 4). Скорости дрейфа, измеренные от этих следов отражений, имеют юго-западное направление со значением модуля скорости ~300 м/с. В 17.28 UT и 17.40 UT измерялись скорости дрейфа от обыкновенной составляющей следа отражения от F-области, которые имеют западное направление (тонкие стрелки, кружки 3 и 5) со значением модуля скорости ~300 м/с. В последующие моменты времени наблюдения скоростей дрейфа проводились опять от следов F3s-отражений. Измеренные в 17.45 и 18.00 UT скорости дрейфа имеют соответственно направления юго-западное и северо-западное с модулями скоростей ~700 м/с (кружки 6 и 7).

Таким образом, результаты наземных измерений методом Д1 показали возможность использования этого метода для определения параметров поляризационного джета – азимутального направления и модуля скорости. Об этом свидетельствует резкое увеличение скоростей дрейфа с западным направлением в момент появления отражений типа F3s, характеризующих формирование узкой полосы над пунктом наблюдения.

Теперь рассмотрим результаты координированных комплексных измерений в рамках проекта АРКАД-3 [Galperin et al., 1982; Гальперин и Рэм, 1985] за 25.02.1982 г., когда в области провала в верхней F-области (~550—580 км) по измерениям на спутнике «Ореол-3» определен **ши**ротный профиль интенсивности вторгающихся частиц с достаточно высокой чувствительностью, чтобы иметь возможность регистрировать даже очень слабые высыпания, иногда наблюдаемые внутри ГИП во время магнитных бурь [Benkova et al., 1985**]** (приборами РИЭП-2802 [Galperin et al., 1982]), а также спектральный состав вторгающихся частиц (приборами СПЕКТРО [Bosqued et al., 1982]). Кроме того, здесь использованы результаты измерений электронной концентрации прибором ИЗОПРОБ (интерферометрический двойной импедансный зонд в режиме сканирования по частоте [**B**eghin et al., 1982]).

Одновременно на основе наземных ионосферных измерений методами ВЗ и ВНЗ регистрировались положения полярной кромки ГИП и локализация узкого провала ионизации в нижней F-области (~200÷300 км), а также скорости конвекции плазмы в области F методом разнесенного приема с малой базой (Д1) со станции Якутск. Особенностью методики этих последних измерений по сравнению с обычной в методе Д1 являлось то, что в качестве следа на ионограмме, по которому велись измерения в точках приема, выбирался «автограф» поляризационного джета либо след от полярной стенки провала, используя отражения, получаемые при излучении антенн ВЗ и ВНЗ, и этот выбор визуально контролировался по ионограмме и поддерживался в течение координированного сеанса измерений. Кроме того, использовались антенны типа «горизонтальный ромб», позволяющие сместить максимум диаграммы направленности на север либо, при реверсировании антенны, на юг, что резко повышало дальность обнаружения наклонных отражений.

Результаты наземных измерений 25-26.02.1982 г. показаны на Рис.1.16, а в системе координат местное магнитное время MLT - инвариантная широта Λo, положения полярной кромки, определенные по данным станции Жиганск, обозначены крестиками, а по данным станции ВНЗ Якутск - светлыми кружками. Локализация узкого провала в Ne сделана по данным станций Жиганск и Якутск (см. темные кружки на Рис.1.16). Стрелками показаны результаты измерений скоростей конвекции плазмы области F методом Д1 на станции Якутск. На этом же рисунке показана траектория пролета спутника «Ореол-3» на витке 2068 и результаты измерения положения экваториальной границы диффузных вторжений мягкоэнергичных электронов ГДВ (темный квадратик), а также локализация узкого провала ионизации (светлый квадратик). В нижней части рисунка приведена H-компонента МВС в Жиганске. Отрезками прямых на Рис.1.16 показана погрешность измерений при локализации полярной стенки и узкого провала в Ne.

Граница диффузного вторжения электронов (ГДВ) определялась согласно методике [Гальперин и др., 1977] по потоку частиц, когда интенсивность электронов с энергией 1.8 кэВ достигала значений $>10^7$ частиц $см^{-2}с^{-1}ср^{-1}кэВ^{-1}$, так как результаты расчетов

ионизирующей способности электронов диффузной зоны [Халипов и др., 1977; Белинская и Халипов, 1982; Сивцева и др., 1983] показывают, что именно при таких и больших интенсивностях могут наблюдаться получаемые при наземных измерениях значения электронной концентрации (~10^5 $см^{-3}$) на полярной кромке провала. Результаты измерений вторгающихся частиц разных энергий по измерениям на «Ореол-3» (виток 2068) приведены на Рис.1.16, б, где светлой толстой стрелкой отмечено описанное выше положение ГДВ (очевидно, что рост интенсивности начиная с очень низкого уровня, наблюдаемого на средних широтах и в провале, здесь начался примерно на 2° к югу от ГДВ). В нижней части рисунка приведены результаты измерений распределения электронной концентрации вдоль орбиты спутника в верхней F-области, показывающие существование узкого провала ионизации. На высоте пролета спутника (~570 км) на широте Λo ≈ 57.2° электронная концентрация в минимуме узкого провала составляет ~10^3 эл/$см^3$, т. е. на два порядка ниже, чем в соседних областях.

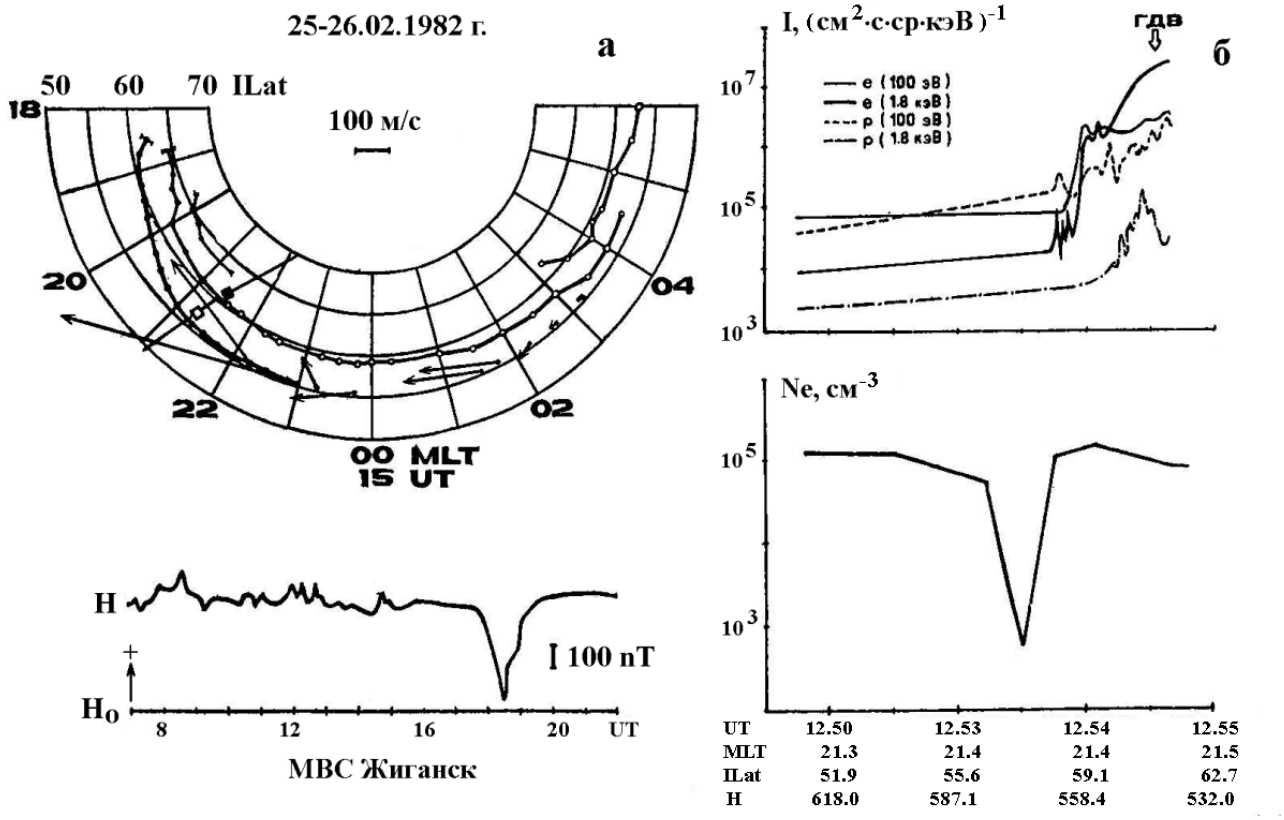


Рис.1.16. (а) Координированные измерения положения полярной стенки ГИП, узкого провала ионизации и дрейфа неоднородностей F-области наземными методами и на спутнике «Ореол-3». (б) Измерения интенсивности высыпания мягкоэнергичных частиц плазменного слоя и электронной концентрации на спутнике «Ореол-3»

Из рисунка 1.16 видно, что в пределах ошибок эксперимента (~ 1^o) положение ГДВ и полярной кромки ГИП, а также местоположение узкого провала ионизации, определенные по одновременным наземным и спутниковым данным, совпадают.

Измерения скоростей конвекции плазмы в области F методом Д1 после 22.00 LT (Рис.1.16, а) показывают резкое возрастание модуля скорости дрейфа в западном направлении (вплоть до ~800 м/с). Такое резкое увеличение скорости дрейфа наблюдается именно в момент регистрации узкого провала ионизации в зените станции Якутск. В дальнейшем скорости дрейфа к западу принимают свои характерные величины для области главного провала (100-200 м/с [Сивцева и др., 1983]) после 23.00 LT, когда исчезают F3s-отражения, характерные для существования узкого провала вблизи зенита станции

наблюдения. Анализ высотно-широтного распределения концентрации по данным ВЗ и ВНЗ Якутской меридиональной цепочки станций за этот день подтверждает, что после 23.00 LT узкий провал ионизации практически исчез, слившись с главным ионосферным провалом.

По результатам измерений, приведенных на Рис.1.16, б, также можно сделать вывод о том, что в области узкого провала ионизации (Λо ≈ 57.2°) даже слабых высыпаний мягкоэнергичных частиц не наблюдается, а значительное высыпание частиц за ГДВ, формирующее полярную стенку ГИП, и даже более слабые высыпания к экватору от нее в данном случае регистрируются к полюсу от узкого провала.

Учитывая, что описанная выше модификация метода Д1 заслуживает более детального разбора и что данные по скорости дрейфа в области поляризационного джета особенно важны для построения теории этого явления, представляется полезным привести здесь пример таких измерений, когда характерные особенности ионограмм ВЗ и ВНЗ на север и на юг вблизи узкого провала ионизации и соответственно вблизи поляризационного джета особенно наглядны и измерения по ним скорости дрейфа позволяют иллюстрировать отождествление узкого провала концентрации с областью быстрого дрейфа к западу.

Обсуждение полученных результатов. Комплексные измерения за 25.11.1982 г. еще раз подтвердили механизм формирования полярной стенки ГИП наличием сравнительно резкой границы высыпания малоэнергичиых электронов на ГДВ [Сивцева и др., 1983; Халипов и др., 1977], а также показали хорошее пространственное совпадение положения узкого провала ионизации, измеренного со спутника «Ореол-3» в верхней F-области, и полученного по данным меридиональной цепочки станций ВЗ и ВНЗ для нижней F-области. Результаты этого координированного эксперимента (см. Рис.1.16 а, б), указывают на то, что узкий провал ионизации расположен к экватору от ГДВ и от полярной стенки ГИП и что в области узкого провала не регистрируется сколько-нибудь заметного высыпания как протонов, так и электронов с энергиями 0.1 и 1.8 кэВ. Наземные ионосферные данные также свидетельствуют об отсутствии высыпаний в области узкого провала ионизации, так как спорадические отражения от области Es типа r, характеризующие наличие высыпаний электронов с энергиями ≥ 1-10 кэВ [Кукушкина, 1979; Пирог, 1982], наблюдаются к полюсу от поляризационного джета.

Известно, что метод пространственно-разнесенного приема с малой базой (метод Д1), несмотря на серьезные методические трудности при интерпретации результатов наблюдений, обладает и некоторыми преимуществами (дешевизна и простота оборудования, возможность проведения длительных непрерывных наблюдений и т. д.) по сравнению с другими более прямыми методами измерения конвекции плазмы в области **F** (метод некогерентного рассеяния радиоволн, ракетные и спутниковые измерения). Так, например, имеются работы, подтверждающие достоверность результатов измерений скорости конвекции плазмы методом Д1 как в субавроральной зоне [Сивцева и др., 1983**;** Galperin et al., 1986], так и на широтах полярной шапки [Strom et al., 1986**]**. Сопоставление данных по конвекции плазмы области F, полученные радаром некогерентпого рассеяния радиоволн в Сондре-Стромфиорде (Гренландия), с результатами измерений дрейфа мелкомасштабных неоднородностей на станции Гуз-Бей (Лабрадор) показало, что движение мелкомасштабных неоднородностей может быть использовано для трассирования линий конвекции [Ruohoniemi et al., 1987]. Такая возможность возникает, как отмечают авторы [Ruohoniemi et al., 1987], из-за малости фазовых скоростей мелкомасштабных неоднородностей по сравнению с обычными фоновыми скоростями конвекции плазмы на высотах области **F.** Таким образом, находит подтверждение и развитие линия на использование данных о дрейфе неоднородностей, получаемых по методу Д1 для субавроральной ионосферы развивавшаяся в работах [Сивцева и др., 1983; Филиппов и др., 1984; Galperin et al., 1986] и др.

Рассмотренные в данной работе наблюдения скоростей дрейфа ионизации методом Д1 в моменты возникновения поляризационного джета вблизи зенита станции показывают резкое увеличение скоростей конвекции к западу, что служит, на наш взгляд, еще одним

доказательством достоверности и репрезентативности метода при исследованиях динамики субавроральной ионосферы. Таким образом, резюмируя вышесказанное, можно считать, что метод Д1 дает, хотя и приближенные, но весьма полезные данные для изучения конвекции плазмы области **F** в высокоширотной ионосфере.

Результаты обсуждаемых экспериментов показали, что использование метода Д1 позволяет проследить за временной динамикой вариаций скорости быстрых субавроральных ионных дрейфов. Как показали наши наблюдения (см. Рис.1.14, Рис.1.15 и Рис.1.16), поведение модуля скорости быстрого дрейфа ионов не остается постоянным в течение развития явления поляризационного джета (~1-3 час). Наши измерения также показали, что уменьшение скоростей дрейфа к западу до обычно наблюдаемых значений в области дна главного провала (100-200 м/с [Сивцева и др., 1983]) происходит в период слияния узкого провала с ГИП (см. Рис.1.16). Длительность существования явления быстрого субаврорального дрейфа по нашим измерениям составляет 2-3 часа, что совпадает с результатами наблюдений на двух разнесенных радарах когерентного рассеяния радиоволн [Bourdillon, 1986].

Заключение. Измерения методом пространственно-разнесенного приема радиосигналов D1 показали, что в области узкого провала резко возрастают скорости конвекции ионосферной плазмы (до ~700÷800 м/с) к западу. По измерениям методом Д1 также получены оценки характерного времени существования явления поляризационного джета - узкой полосы быстрого дрейфа к западу. Явление поляризационного джета имеет характерную длительность (при наблюдении на одном меридиане) ~2-3 часа, после чего узкий провал постепенно сливается с широкой полосой дрейфа в ГИП. Хотя одновременно растет и MLT, эта оценка существенно не искажена наложением долготного хода, так как одновременные измерения на других станциях, расположенных **к** востоку, показали сходные данные. Таким образом, возникновение полосы быстрого дрейфа в субавроральной области может быть одним из важных механизмов образования главного провала ионизации особенно, в околополуночном и послеполуночном секторах местного времени.

По координированным измерениям со спутником «Ореол-3» в одном, но типичном случае показано, что в области узкого провала даже слабых высыпаний мягкоэнергичных частиц (0.1 и 1.8 кэВ) не наблюдалось. На это также указывают наземные ионосферные данные, по которым установлено, что спорадические отражения от областей Е ионосферы с частотой ≥ 1 МГц расположены в основном полярнее узкого провала.

ГЛАВА 2. МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЫСТРЫХ СУБАВРОРАЛЬНЫХ ИОННЫХ ДРЕЙФОВ

2.1. Морфологические характеристики и параметры поляризационного джета по наземным данным

Экспериментальные исследования узких провалов ионизации наземными методами сопряжены с определенными трудностями, такими как малочисленность субавроральных ионосферных станций, сложность интерпретации получаемых «аномальных» ионограмм и отсутствие общепринятой методики их обработки. Одним из важных моментов в исследовании морфологии узких провалов ионизации являются разработка, выбор методики обработки ионосферных данных и их представление в обозримой форме, доступной для эффективного использования в ходе комплексных магнитосферных экспериментов.

Анализ ионограмм, полученных в моменты развития поляризационного джета вблизи зенита станции наблюдения, показал, что в эти периоды происходит резкое уменьшение (на 1 - 3 МГц и более) критической частоты foF2 за короткий интервал времени (15—30 мин). Такое быстрое развитие явления осложняет анализ ионограмм, получаемых с 15-минутным интервалом (см. Главу 1).

Для точной и достоверной идентификации следов отражений при формировании узких провалов ионизации нами были проанализированы данные сети станций ВЗ, работавших во время комплексной геофизической экспедиции 1968 - 1969 гг. [Верхняя атмосфера…]. В этот период были проведены измерения с наибольшим числом станций ВЗ на территории Северо-Востока СССР, и во многих случаях - в учащенном режиме, причем на тех инвариантных широтах, на которых локализуется полоса быстрого субаврорального ионного дрейфа по спутниковым измерениям [Решетников и др., 1987]. Кроме результатов, полученных в период комплексной высокоширотной экспедиции, для анализа были использованы ионосферные данные, полученные за 1968 - 1983 гг. на сети высокоширотных станций СССР, координаты которых приведены в Табл. 2.1.

Таблица 2.1

Станция	Географическая долгота λ, град	Инвариантная широта Λ_o, град	Параметр L
м. Шмидта (МШ)	179.5	63.8	5.1
Омолон (0)	160.5	59.6	3.7
Зырянка (З)	148.6	59.4	3.7
Батагай (Б)	134.6	61.1	4.3
Тикси (Т)	129.0	65.0	5.6
Якутск (Я)	129.8	56.0	3.1
Жиганск (Ж)	123.4	60.4	4.1
Норильск (Н)	88.1	63.61	5.1
Салехард (С)	66.7	61.18	4.3
Архангельск (А)	40.5	60.1	4.0
Мурманск (М)	33.0	66.75	5.7

Формирование узкого провала ионизации, обусловленного быстрым субавроральным ионным дрейфом, на ионограммах высокоширотных станций проявляется в закономерной динамике изменений следов отражений, показывающих быстроменяющуюся структуру отражающей области. Такое изменение следов отражений происходит не только на одной станции, а одновременно на нескольких высокоширотных станциях, расположенных на разных долготах. Это показывает, что данное геофизическое явление имеет крупномасштабный характер и локализуется в форме полосы вдоль провала и ГДВ.

Совместный анализ ионограмм и суточных f-графиков при формировании узких провалов ионизации показал, что резкие уменьшения частоты foF2 на суточном f-графике субавроральной станции часто выглядят как «срыв» частоты в регулярном суточном ходе. Здесь и далее под термином «срыв» будет пониматься резкое и длительно наблюдаемое с наземных станций уменьшение Ne в максимуме слоя F2.О подобных срывах в суточном ходе критических частот слоя F2 ионосферы сообщается в работах [Horwitz, 1984; Беспрозванная и др., 1986; Брюнелли, 1986], где авторы их связывают с влиянием внезапно возникающих вблизи станции сильных электрических полей на структуру ионосферы.

Однако типичные срывы частоты обычно соответствовали не узкому провалу, а ступеньке в широтном профиле Ne и потому отождествлялись с экваториальной, а не с полярной стенкой провала. Представляется необходимым различать срывы на фоне достаточно плотной дневной ионизации, когда вклад корпускулярной ионизации к полюсу от широты срыва пренебрежимо мал, и срывы в ночном секторе, когда корпускулярная ионизация формирует полярную стенку провала. В первом случае дрейф в электрическом поле к полюсу от срыва формирует ступеньку в широтном профиле ионизации с пониженным значением концентрации плазмы за счет роста эффективного коэффициента рекомбинации, и срыв можно принять за экваториальную стенку провала в F-области. Во втором случае за полярной стенкой провала корпускулярная ионизация формирует ступеньку в широтном профиле с повышенными значениями Ne к полюсу. Очевидно, что в вечернем секторе в зависимости от положения терминатора, картины конвекции и взаиморасположения станции, и экваториальной границы конвекции возможны и любые промежуточные формы профиля. Как видим, отождествление срыва в широтном профиле с узким провалом ионизации, также формирующимся вблизи экваториальной границы крупномасштабной конвекции, вообще говоря, неправомерно. Тем не менее, оба этих эффекта тесно связаны с положением границы конвекции и ГДВ, их морфология с учетом указанных различий имеет много общего.

Таким образом, вопрос о взаимосвязи появления узких провалов ионизации (УПИ), обусловленных развитием поляризационного джета, и регистрации срывов foF2 в суточном ходе в вечернем секторе достаточно сложен и для однозначности решения требует детального анализа по цепочке станций. По данным одной станции пока невозможно отличить случай развития узкого провала ионизации в зените станции наблюдения от случаев «наплывания» узких провалов на станцию в связи с ростом магнитной активности и (или) с суточным вращением Земли, так как далее будет показано, что во внесуббуревые периоды такой узкий провал не испытывает значительных пространственных вариаций в магнитосферной системе координат. Дополнительную трудность вносит быстрота формирования узкого провала за время, сравнимое со скважностью стандартного вертикального зондирования (~ 15 мин). Устранить эти трудности можно использованием результатов измерений на меридиональной цепочке станций (желательно разнесенных по широте не более чем на 1 - 5°) с более быстрым режимом зондирования ионосферы, нежели стандартный. Например, оптимальным вариантом для таких исследований является, на наш взгляд, использование данных Архангельской цепочки станций ВЗ при координированных комплексных экспериментах со спутником (см., например, [Бенькова и др., 1980; Бенькова и др., 1985; Benkova et al., 1985].

При достаточно высоком уровне геомагнитной активности на f-графиках субавроральных станций уверенно и достаточно регулярно определяются срывы foF2, а на f-графиках авроральных станций возникают трудности в их определении из-за частых вспышек поглощений и экранировки области F нижележащей ионизацией. Анализ ионограмм и суточных f-графиков за большой период времени в условиях формирования узких провалов ионизации при различных уровнях геомагнитной активности привел к следующим выводам:

- в условиях формирования узкого провала на f-графиках субавроральных ионосферных станций наблюдается резкое уменьшение частоты foF2 (на 2 - 4 МГц и более) за короткий интервал времени (15 - 30 мин);

- срыв критической частоты foF2 сопровождается кроме F3s-отражений дополнительными признаками: а) диффузностью и расслоениями следов отражений; б) явлением «лакуны F» и в) характерными отражениями от области Е (Ess-косой Es). Причем эти признаки могут наблюдаться вместе или каждый в отдельности, видимо, в зависимости от широты станции наблюдения и уровня геомагнитной активности. После начала срыва через 15 - 30 мин появляются отражения Es типа r, а также наклонные отражения на ионограммах ВНЗ от полярной стенки ГИП. По нашему мнению, такая последовательность характерна для формирования поляризационного джета и узкого «провала в провале».

Таким образом, за регистрацию УПИ по ионограммам с субавроральной станции нами считались те случаи срывов, когда выполнялись следующие условия:

- наблюдался крутой и резкий срыв, т. е. за 15 мин значения foF2 уменьшаются на 2 - 5 МГц (начало срыва);

- отмечался «автограф F3s» - одновременное сосуществование двух следов: от более или менее нормального субавроралъного F-слоя и от слоя с резко пониженной концентрацией на значительной дальности;

- обязательно со стороны полюса (возможно, с более полярной станции либо при измерениях ВНЗ) должны наблюдаться отражения от полярной стенки ГИП и Esr-отражения спустя 15 - 30 мин после начала срыва, т. е. широтная ступенька в профиле соответствует корпускулярной ионизации за ПСП.

По этим критериям отбирались данные многолетних ионосферных измерений в субавроральной зоне для статистического анализа УПИ.

Рассмотрим суточные и сезонные распределения частоты появления узких провалов ионизации. Для анализа временных характеристик узких провалов ионизации были выбраны данные (суточные f-графики), полученные с Якутской меридиональной цепочки станций в Тикси, Батагае, Якутске за 1968 - 1969 гг. - период максимума солнечной активности и за 1973 - 1974 гг.— период минимума солнечной активности. Все они были сгруппированы по трем сезонам: зима (январь, февраль, ноябрь, декабрь), лето (май, июнь, июль, август) и равноденствие (март, апрель, сентябрь, октябрь).

По гистограмме распределения частоты появления срывов foF2, отобранных по указанным критериям, по месяцам в периоды максимума и минимума солнечной активности (Рис.2.1) видно, что в годы максимума частота появления таких срывов Ne имеет ярко выраженные пики в периоды весеннего и осеннего равноденствия. Наибольшее количество случаев зафиксировано на широтах станции в Батагае (Λ_o= 61°) в весеннее равноденствие. На широтах станции в Якутске (Λ_o = 56°) частота появления срывов в годы максимума значительно ниже, чем на станциях более высоких широт. В зимние и летние месяцы на всех трех станциях наблюдается заметное уменьшение частоты появления срывов.

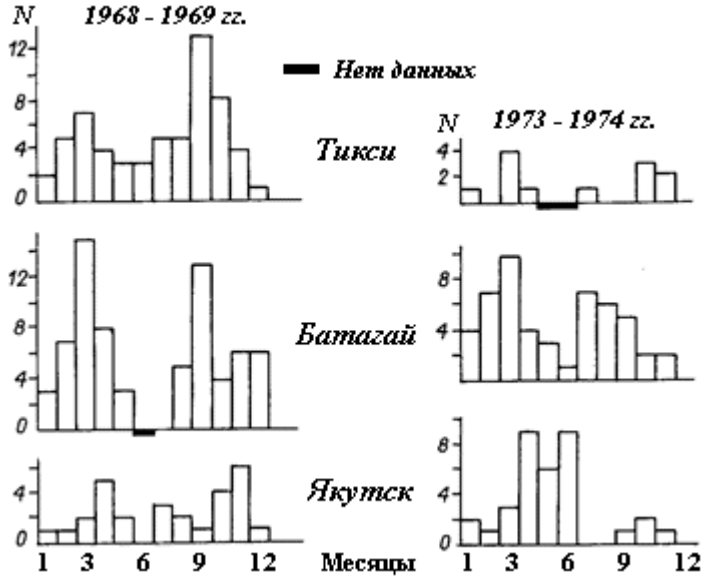


Рис.2.1. Гистограмма распределения частоты появления срывов foF2 по месяцам в периоды максимума (1968-1969 гг.) и минимума (1973-1974 гг.) солнечной активности на широтах станции в Тикси (Λ_o= 65°), Батагае (Λ_o= 61°), Якутске (Λ_o= 56°) [Решетников и др., 1987].

В период минимума солнечной активности (см. правую часть Рис.2.1) обнаружена обратная картина распределения частоты появления таких срывов, т. е. на станции в Тикси (Λ_o = 65°) регистрируется малое количество случаев срыва, тогда как в Якутске их число повышается, и максимум их появления здесь приходится на весенние месяцы. На широтах Батагая фиксируется только относительное уменьшение частоты появления срывов. Следует отметить, что пиковые значения частоты появления УПИ в весенние и осенние месяцы равноденствия и их уменьшение в зимние и летние месяцы, как было в годы максимума солнечной активности, сохраняются и в годы минимума.

На Рис.2.2 показана гистограмма распределения частоты появления таких срывов (отождествляемых с узкими провалами ионизации) в течение суток по сезонам в периоды максимума и минимума солнечной активности. Зимой максимум частоты появления срывов foF2 наблюдается в послеполуденно-вечернем секторе (15.00—20.00 LT) в периоды, как максимума, так и минимума солнечной активности. Летом время появления таких срывов смещается к околополуночным часам (20.00 – 01.00 LT), при этом в год минимума солнечной активности наибольшая частота появления срывов, как было отмечено, зафиксирована на широтах станций в Батагае и Якутске. В период равноденствия диапазон появления срывов foF2 достаточно широк (16.00 - 23.00 LT) - без определенных максимумов.

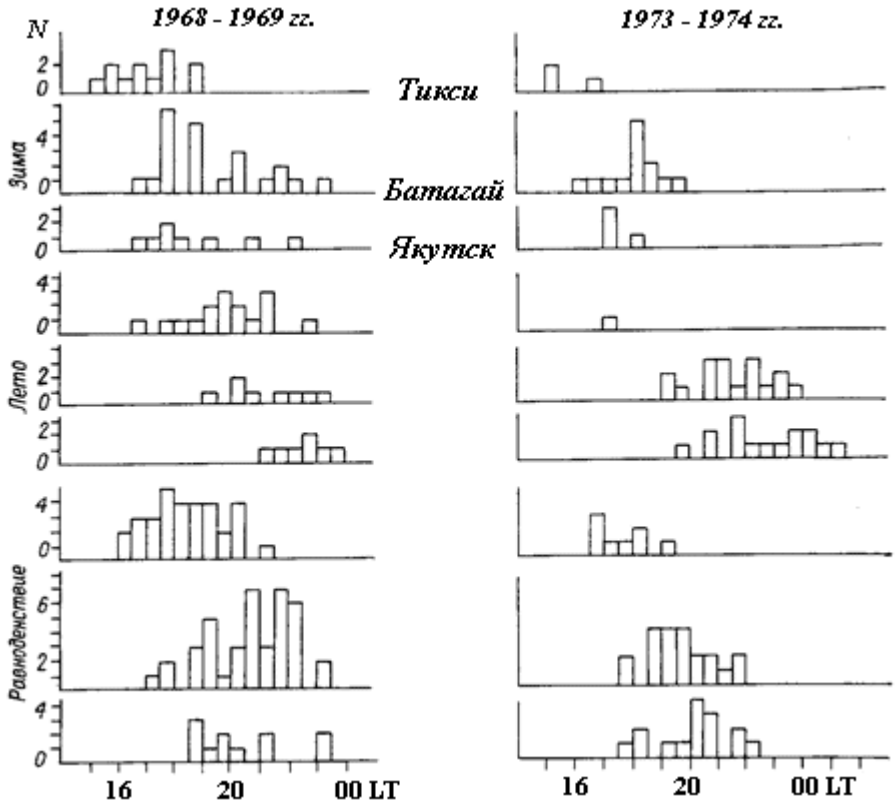


Рис.2.2. Гистограмма распределения частоты появления срывов частоты в течение суток по сезонам в периоды максимума (1968-1969 гг.) и минимума (1973-1974 гг.) солнечной активности [Решетников и др., 1987].

В годы минимума солнечной активности диапазон времени появления срыва меньше, чем в годы максимума, и наибольшее число случаев появления наблюдается только на широтах Батагая ($\Lambda_o = 61°$).

Широтно-временное распределение частоты появления узких провалов ионизации, полученных по ионограммам описанным образом и, как мы полагаем, обусловленных поляризационным джетом, согласуется с результатами измерений поляризационных джетов спутником AE-C [Spiro et al., 1979]. В период максимума солнечной активности срывы foF2 происходят при небольших уровнях геомагнитной активности, на что указывает сравнительно высокая частота появления срыва на широтах станции в Тикси. В период минимума солнечной активности наблюдаемые срывы регистрируются при достаточно высоком уровне геомагнитной активности, что видно из уменьшения частоты появления срыва на станции в Тикси и ее увеличения на станции в Якутске. Летние срывы также могут быть обусловлены быстрыми субавроральными ионными дрейфами, поскольку их сопровождают те же ионосферные признаки, которые были описаны выше.

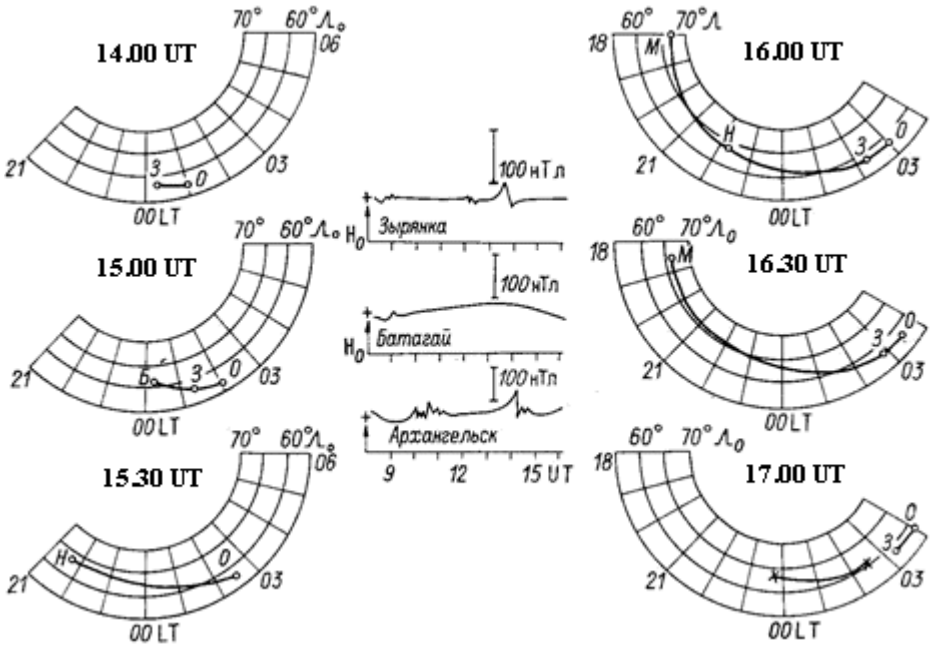


Рис.2.3. Результаты одновременных регистраций узких провалов ионизации на сети ионосферных станций (кружки) за 26 февраля 1969 г.; крестики отмечают полярную стенку ГИП.

Пространственные характеристики ПД. Для изучения пространственных характеристик узких провалов были использованы оригинальные ионограммы и f-графики, полученные на сети субавроральных и высокоширотных станций (см. Табл. 2.1).

На Рис.2.3 в системе координат инвариантная широта Λ_o - местное время LT в различные моменты мирового времени UT на долготно-разнесенных станциях представлены результаты наблюдений пространственного протяжения (и/или движения) узкого провала ионизации за 26 февраля 1969 г. В 14.00 UT узкий провал (отмечен кружками) одновременно регистрируется на станциях в Омолоне и Зырянке (местное время 01.00 и 00.15 UT, соответственно). Через час аналогичные признаки на ионограммах, отвечающие узкому провалу, начинают наблюдаться также и на станции в Батагае (00.15 LT); долготная протяженность узкого провала составляет ~ 30°. В 15.30 UT со станции в Норильске (21.45 LT) также появились следы F3s-отражений, т. е. узкий провал в это время имеет долготное протяжение, по крайней мере, около 75° (от станции в Омолоне до станции в Норильске). Наибольшая протяженность, составляющая ~ 130°, регистрируется в 16.00-16.30 UT, когда узкий провал одновременно наблюдается со станций в Мурманске (18.00-18.30 LT), Норильске (22.15 - 22.45 LT), Зырянке (02.15 - 02.45 LT) и Омолоне (03.00 – 03.30 LT). В 17.00 UT F3s-отражения регистрировались только со станций в Зырянке и Омолоне, а со станций в Норильске и Батагае были видны отражения от полярной стенки ГИП. Таким образом, можно предположить, что в магнитоспокойные периоды (см. магнитограммы разнесенных станций в средней части рисунка) узкий провал ионизации существует длительное время (например, на станциях Зырянка и Омолон он наблюдался в течение ~ 3 час) и имеет спиралевидную конфигурацию, под которую, по мере вращения Земли, подпадают станции, расположенные западнее меридиана Омолона.

Анализ f-графиков субавроральных ионосферных станций за 3 месяца 1969 г. (наиболее полный период, за который были доступны данные) привел нас к предположению, что пространственная конфигурация узкого провала ионизации может быть существенно разной в дни с различной магнитной активностью. Мы условно подразделили их на две группы:

а) дни, когда узкий провал обнаружен лишь в небольшом диапазоне долгот (местного времени), но существует длительное время и источник, ответственный за его формирование,

практически неподвижен в магнитосферной системе координат Λ_o — MLT на протяжении по крайней мере одного-двух часов (см., например, Рис.2.3, 14.00-15.00 UT);

б) дни, когда узкий провал одновременно регистрируется на далеко разнесенных станциях, т. е. определенно имеет большую долготную протяженность (вплоть до ≥ 100°, см. Рис.2.3, 15.30-16.30 UT).

Это разделение является чисто эмпирическим, так как протяженность узкого провала по долготе в случаях а) также может быть значительной, но это не удается наблюдать из-за отсутствия станций зондирования. На Рис.2.4 на момент 17.00 MLT в высоких широтах (штриховая линия) приходится максимум частоты появления срывов в суточном ходе. В дни группы а) (см. Рис.2.4, а) моменты срыва foF2 на долготно-разнесенных станциях имели тенденцию появляться в одном секторе MLT (17.00-18.00 MLT). Результаты, показанные на Рис.2.4б (дни группы б), свидетельствуют о другом характере поведения срывов. Здесь приведены два примера, когда узкий провал обнаружен почти одновременно на большом долготном протяжении (~100°) и точки наблюдений узкого провала расположены приблизительно вдоль спирали в диапазоне широт 60-65° в большом долготном секторе. Сопоставление данных, представленных на Рис.2.4, с магнитной активностью (с Kp-индексом) показало, что измерения, отнесенные к дням группы а), приходятся на тот момент времени, когда на этом меридиане (~ 17.00—18.00 MLT) не наблюдалось каких-либо геомагнитных активизаций, а измерения в дни группы б) относятся к началу геомагнитного возмущения. Другими словами, быстрое распространение по долготе и формирование полосы узкого провала, локализованного в ограниченном широтном диапазоне, но в большом долготном секторе, который можно наблюдать в один и тот же момент мирового времени, тесно связаны с развитием магнитосферной суббури. Подчеркнем, что этот вывод мог быть получен лишь по совокупности данных наземных ионосферных станций.

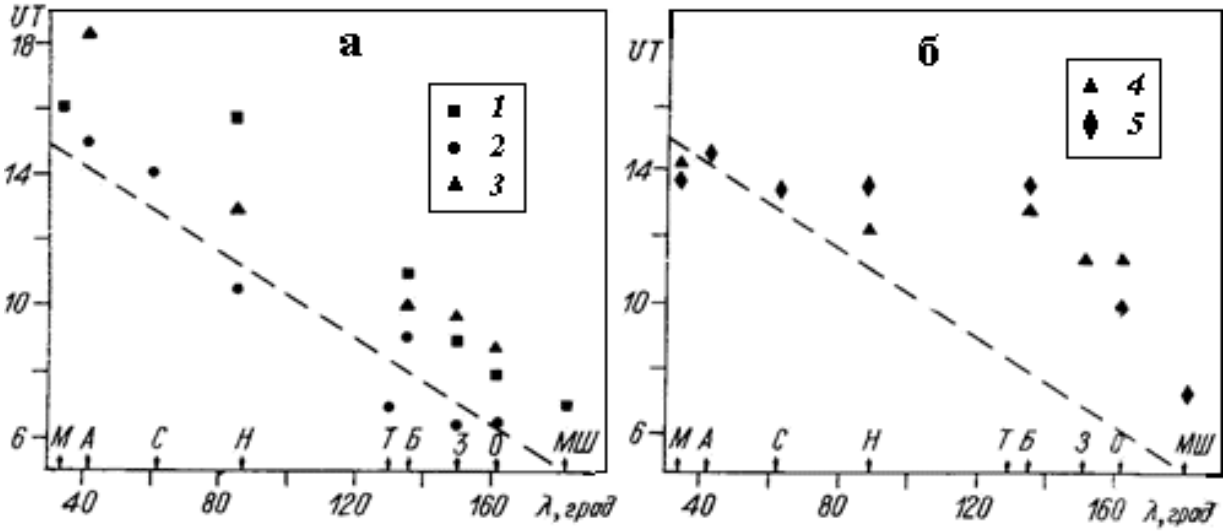


Рис.2.4. Результаты регистрации срывов частоты со станций, расположенных в области инвариантных широт 60-65° (см. Табл.2.1). Стрелками на оси абсцисс отмечены долготы станций. Штриховой линией нанесено постоянное местное время 17.00 MLT.
1-3 - дни группы а): *1* - 26 февраля 1969 г., *2* - 12 марта 1969 г., *3* - 25 марта 1969 г.; *4, 5* - дни группы б): *4* - 19 февраля 1969 г., *5* - 21 февраля 1969 г.

Магнитная активность и ПД. Вопрос об условиях появления узких провалов ионизации и их связи с текущим уровнем и характеристиками магнитной активности имеет большое значение для выяснения природы возникновения сильных локальных электрических полей на субавроральных широтах. С самого начала развитие поляризационного джета связывалось с процессами, обусловленными вспышкой

интенсивной суббури [Гальперин и др., 1973], но не первой из суббурь, составлявших магнитную бурю. Но эта связь оказалась достаточно сложной и неоднозначной, и, как отмечалось в [Сивцева и др., 1982; Сивцева и др., 1983], быстрые субавроральные ионные дрейфы иногда наблюдались при сравнительно спокойной геомагнитной обстановке, определяемой данными местной магнитовариационной станции (МВС). В некоторые моменты времени развитие поляризационного джета совпадало с началом магнитосферной суббури, определяемой также с помощью магнитометрических измерений [Bourdillon, 1986]. О запаздывании времени появления быстрых субавроральных ионных дрейфов на ~ 10-90 мин относительно начала магнитосферных суббурь сообщалось в [Maynard, 1978; Spiro et al., 1979].

Для изучения этого вопроса нами сначала были сопоставлены магнитограммы, измеренные со станции в Жиганске, с моментами регистрации описанного выше типа срывов в суточном ходе foF2 по ионосферным данным этой же станции за 1977-1979 гг. В 19 из 71 сопоставляемого случая за этот период узкий провал развивался при спокойном уровне локальной магнитной активности, в 29 случаях момент регистрации узких провалов в пределах 1 часа совпадал с появлением положительной бухты в H-компоненте геомагнитного поля в вечернем секторе и в 23 случаях начало регистрации УПИ в вечернем секторе наблюдалось при развитии магнитосферной суббури в полуночном секторе.

Известно, что записи МВС на данном меридиане могут и не реагировать на магнитосферные суббури, происходящие в других долготных секторах, и поэтому срывы в суточном ходе foF2, зарегистрированные в спокойный период по записям МВС, были сопоставлены со значениями АЕ-индекса. Результаты сопоставления для 19 указанных случаев показали, что лишь в 3 из них срывы фиксировались в спокойные периоды, в 13 случаях развитие узких провалов ионизации происходило при значениях АЕ-индекса, превышающих ~ 150 нТ, в 3 случаях бухты АЕ-индекса с амплитудой ~ 150 нТ наблюдались через 1-2 часа после регистрации срывов.

Таким образом, анализ геофизической обстановки в периоды регистрации узких провалов ионизации показал, что их появление, как правило, связано с усилением магнитной активности и (или) с развитием магнитосферных суббурь на полуночном меридиане.

Наибольшая вероятность появления узких провалов ионизации наблюдается для высокоширотной станции в Тикси (L ~ 5.6) при малом уровне магнитной активности (Рис.2.5а). Для более экваториальных станций в Батагае (L ~ 4) и Якутске (L ~ 3) эта вероятность уменьшается, и узкие провалы ионизации регистрируются при более высоком уровне магнитной возмущенности. Такая зависимость характерна для явлений, связанных с экваториальной границей аврорального овала и смещающихся в сторону низких широт с усилением магнитной активности. Отсюда можно сделать вывод о том, что механизмы образования узких провалов ионизации действительно связаны с процессами, происходящими вблизи границы крупномасштабной конвекции, т. е. вблизи L-оболочки плазмопаузы. Как видно из рис. Рис.2.5б, где показан суточный ход вероятности появления узких провалов ионизации для станции в Тикси в период равноденствия за 1968-1979 гг. в зависимости от уровня магнитной активности, с ростом Кр-индекса узкие провалы регистрируются в более ранние часы, вплоть до ~ 15.00 LT.

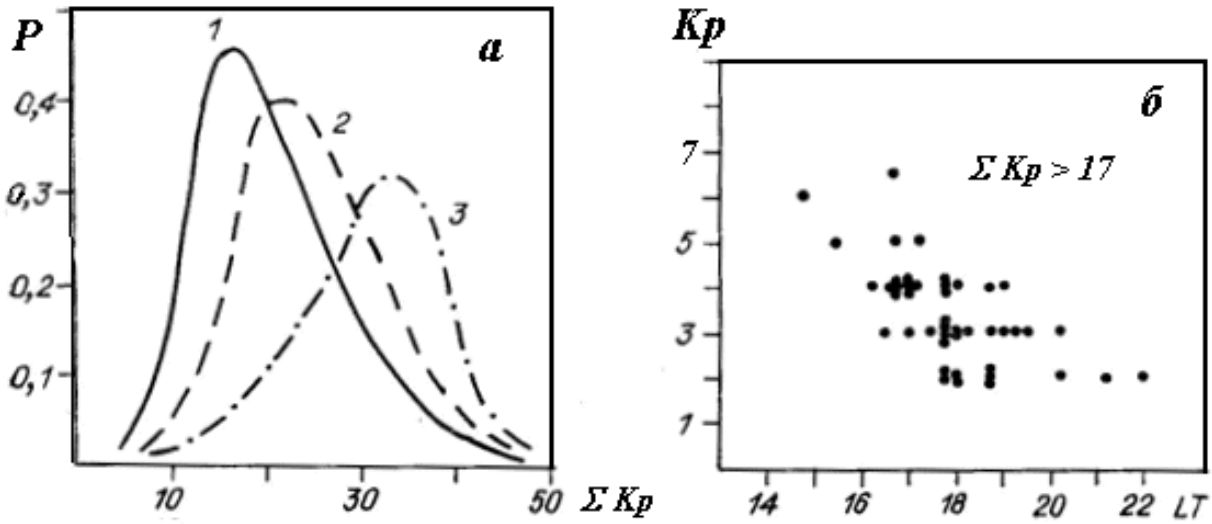


Рис.2.5. (а) Вероятность появления срывов foF2 на широтах станций Якутской цепочки и (б) суточный ход вероятности его регистрации для станции в Тикси (март 1968-1979 гг.) в зависимости от уровня геомагнитной активности, характеризуемого суточной суммой индекса Кр. *1* - Тикси; *2* - Батагай; *3* - Якутск.

Для изучения связи моментов регистрации развития узких провалов ионизации с началом магнитосферных суббурь нами также сопоставлены времена развития срывов в суточном ходе foF2 с периодами появления геомагнитных пульсации типа Pi2, отождествляемых с началом магнитосферных суббурь [Решетников и др., 1987]. Для анализа были выбраны срывы, происходившие в неосвещенной ионосфере на высотах области F. Из Рис.2.6 видно, что в пределах 1 часа моменты времени начала обоих явлений совпадают (при этом следует учесть, что регистрация срывов по ионограммам происходит не чаще, чем через 15 мин), хотя существует некоторая тенденция опережения по времени начала регистрации пульсации типа Pi2. Здесь по оси абсцисс отложена разность по времени в часах между регистрациями моментов срывов и пульсаций Pi2 ($\Delta t = t(Pi2) - t(срыв)$).

Следовательно, процессы, ответственные за возникновение сильных электрических полей, формирующих узкие провалы ионизации вблизи экваториальной границы крупномасштабной конвекции, тесно связаны с развитием магнитосферных суббурь.

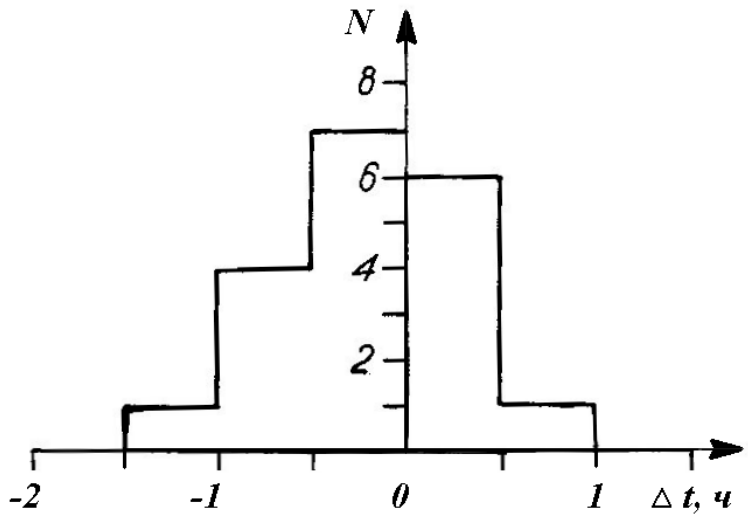


Рис.2.6. Гистограмма распределения частоты появления срывов foF2 в Тикси за 1979 г. в зависимости от времени начала магнитосферной суббури.

Заключение. Идентификация узких провалов ионизации по «срывам» на f-графиках позволила провести статистический анализ их частоты появления для разных уровней солнечной активности. Показано, что частота появления узких провалов имеет максимум в периоды весеннего и осеннего равноденствия с наибольшей частотой появления на широтах Батагая ($\Lambda o \sim 61°$, $L \sim 4$) в послеполуденно-вечерние часы, что согласуется с результатами измерений на спутнике AE-C [Spiro et al., 1979]. В период максимума солнечной активности «срывы» встречаются при небольших уровнях геомагнитной активности, а в период минимума солнечной активности - при достаточно высоком уровне геомагнитной активности. Такие же статистические результаты по наблюдениям SAID были недавно получены по данным серии спутников DMSP за три солнечных цикла [He et al., 2014].

Узкий провал ионизации имеет спиралевидную форму протяженностью по долготе ~130°, а пространственно располагается экваториальнее полярной стенки ГИП. Разница по широте между положением узкого провала и полярной стенки ГИП наибольшая в начальный момент одновременной регистрации в вечернем секторе и наименьшая в полуночном секторе, т.е. скорость меридионального смещения полярной стенки ГИП больше, чем такое же смещение узкого провала ионизации.

Изучение моментов появлений узких провалов ионизации, охватывающее данные станций, разнесенных на большом долготном секторе, показало, что имеется два типа формирования узкого провала: первый тип, когда узкий провал существует длительное время и источник, ответственный за формирование узких провалов, неподвижен в магнитосферной системе координат; второй, когда узкий провал имеет большую долготную протяженность в один и тот же момент мирового времени (вплоть до ~100°) и связан с развитием магнитосферной суббури.

На связь с магнитной активностью указывает также тот факт, что при увеличении магнитной активности максимум частоты появления узких провалов смещается от высоких широт к низким и с увеличением Кр время появления субпровала смещается в более ранние вечерние и послеполуденные часы.

2.2. SAPS по измерениям радара некогерентного рассеяния и статистика SAID по данным спутников DMSP

2.2.1. Субавроральный поляризационный поток – SAPS (SubAuroral Polarization Stream)

Во время геомагнитных возмущений электрические поля и популяции частиц, которые характеризуют авроральную область, расширяются к экватору и их эффекты чувствуются на субавроральных широтах. Свидетельства проникновения электрического поля конвекции на средние широты представлены в ряде работ, использующих низкоширотные радары некогерентного рассеяния [Gonzales et al., 1978; Wand and Evans, 1981; Yeh et al., 1991; Foster and Rich, 1998], а также со спутников с полярными орбитами с измерениями поляризационного джета (PJ – polarization jet) [Galperin et al., 1974] или субавроральных ионных дрейфов (SAID - subauroral ion drifts) [Smiddy et al., 1977; Spiro et al., 1979].

Более широкая область субаврорального электрического поля, связанная с возмущением, была сообщена в [Yeh et al., 1991], которые описали широкую область западного дрейфа плазмы, экваториальнее от обычной вечерней авроральной двух-ячейковой конвекции. В работе [Burke et al., 1998] далее описали большую разность потенциалов в этой области и широкое пространственное протяжение во время больших геомагнитных бурь.

Такую же субавроральную особенность описали спутниковые данные электрического поля. Данные за один год спутника ISEE-1 использовались в [Maynard et al., 1983], чтобы определить средние характеристики электрического поля от L = 2 до 6. Эти данные указывают проникновение поля конвекции на L < 4 во время возмущенных условий в поздние вечерние и ранние утренние часы. В работе [Rowland and Wygant, 1998] изучали данные электрического поля со спутника CRESS в течение 10-месячного периода в 1991 г. и показали присутствие локализованной области усиленного электрического поля между L = 3 и L = 6 при Кр > 3.

Впервые термин SAPS ввели Фостер и Бурк в 2002 г. в работе [Foster and Burke, 2002], чтобы объединить два типа наблюдений субавроральных электрических полей - структуры узких SAID/PJ и широкие области, описанные в [Yeh et al., 1991].

Далее здесь будут представлены средние характеристики субавроральных электрического поля, полученные с наблюдений радара некогерентного рассеяния в Millstone Hill. База данных измерений охватывает два солнечных цикла (1979 – 2000 гг.) или 9 800 сканирований [Foster and Vo, 2002].

Радар некогерентного рассеяния в Миллстоун Хилле, расположен в 56 км к северо-западу от Бостона на широте 42.6^{o}N и долготе 288.5^o E. Многомегаваттные УКВ передатчики и 46-метровая антенна с полностью управляемой диаграммой направленности обеспечивают широкое пространственное покрытие, охватывающее более 30^o широты и более 4-х часов местного времени на высотах F-области с около 30-мин временным разрешением. Устройство расположено на инвариантной широте $\Lambda_o = 54^o$ (L ~ 3) так, что его широкое поле обзора охватывает полную картину ионосферных особенностей и процессов на средних, субавроральных и авроральных широтах. Радар некогерентного рассеяния в Миллстоун Хилле работает в течение трех солнечных циклов (с 1979 г. используя антенну с управляемой диаграммой) и его данные обеспечивают ионосферные особенности и отклики в высотном диапазоне от 100 до 1000 км. Таким образом, накопилась огромная база данных азимутального сканирования в секторе от 220^o до 350^{o}E.

На Рис.2.7 представлены результаты наблюдений с радара некогерентного рассеяния и одного из спутников Defense Meteorological Satellite Program (DMSP). Верхняя часть рисунка представляет широтные профили ионосферной конвекции и плотности плазмы на высоте 500 км во время одного азимутального сканирования в Миллстоун Хилле. Видны две различные области солнечной (западной) конвекции плазмы, с более экваториальной областью, совпадающей с глубоким ионосферным провалом. Данные совпадающего пролета DMSP F13

показаны ниже радарных измерений. Наблюдения ионного дрейфметра (внизу) повторяют двухпиковое распределение западной конвекции, подобно радарным данным. Наблюдения потока частиц с DMSP (средняя панель) четко показывает, что наиболее экваториальная область конвекции лежит полностью в низко проводящей зоне южнее границы высыпаний частиц плазменной полосы. Этот субавроральный поляризационный поток и глубокий провал ионизации F-области лежат в пределах зоны 2 (R2) продольных токов, идентифицированных по данным магнитометра DMSP (не показано) [Foster and Burke, 2002]. В [Yeh et al., 1991] описано появление подобных широких областей субавроральной западной конвекции и их взаимосвязи с границами частиц и проводимости. В случае, представленном на Рис.2.7, скорость субаврорального пика сопоставима со скоростью в авроральной структуре, обе были порядка 1500 м/с, но субавроральный пик охватывает 5 градусов широты.

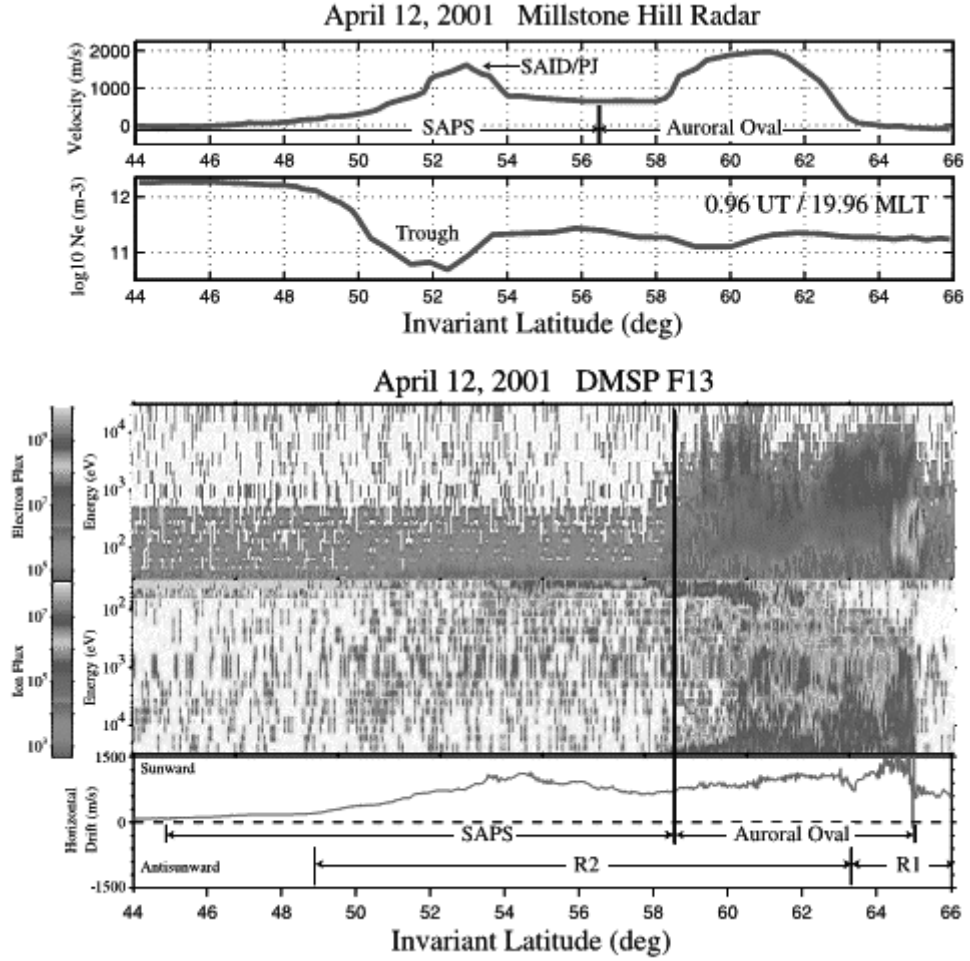


Рис.2.7. Данные радара некогерентного рассеяния Millstone Hill и одновременный пролет спутника DMSP поперек субаврорального поляризационного потока в 2000 MLT 12 апреля 2001 г.

Рис.2.8 представляет репрезентативные наблюдения конвекции плазмы для местных времен от сумерек через полночь к утру и для двух уровней Кр. Область SAPS - более экваториальная особенность в каждом сканировании и может быть видна раздельно от высокоширотного пика двух-ячейковой конвекции при увеличении местного времени. (Подобный результат для SAID был сообщен [Anderson et al., 1991]). SAPS виден также как субавроральный пик западной скорости, зависящий от геомагнитной активности, и наблюдается поперек полуночного сектора. Разделение двух зон конвекции увеличивается с увеличением Кр как отмечено в [Yeh et al., 1991] и [Rowland and Wygant, 1998]. Видно, что в

наблюдениях на Рис.2.8, имеются события сильной западной конвекции (500-1000 м/с) вблизи $55^{o}\Lambda_{o}$ (L ~ 3), довольно глубоко в послеполуночном MLT секторе. Появление выраженной западной антисолнечной конвекции экваториальнее двух-ячейковой структуры утреннего сектора (ср. в 5 час MLT на Рис.2.8) было сообщено в [Huang et al., 1991] как продолжение особенности конвекции, индуцированным кольцевым током, в утренний сектор.

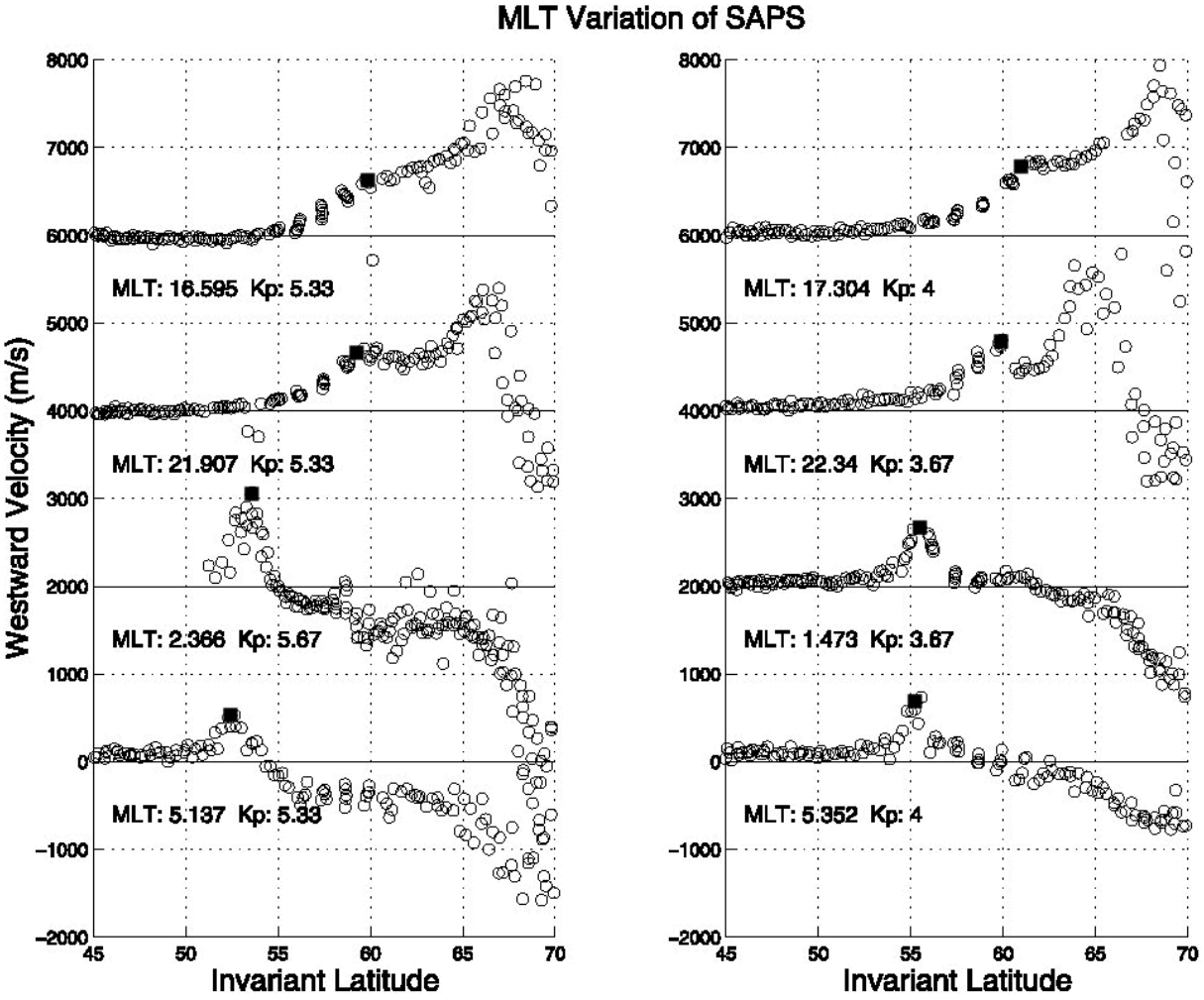


Рис.2.8. Показаны репрезентативные индивидуальные азимутальные сканирования радара. Примеры индивидуальных радарных скоростей показаны светлыми кружками, а пик скоростей SAPS указан черными квадратиками.

Рис.2.9 представляет вариации средней широты поляризационного потока от MLT для различных Kp. Средняя широта видна уменьшающимся линейно со скоростью ~0.7^{o} за час местного времени. С увеличением Kp область SAPS сдвигается к экватору во все местные времена. SAPS появляется вечером вблизи 64^{o} Λ_{o} при Kp ~ 4, и вблизи L = 3 (55^{o} Λ_{o}) в полночь, и в ~52^{o} Λ_{o} утром для больших уровней активности (стандартное отклонение ~2^{o} широты). Положение SAPS в послеполуночном секторе может являться ионосферным признаком плазмопаузы утреннего сектора, т.к. обе особенности имеют тенденцию быть связанными с полярной стенкой провала в плотности плазмы [Foster et al., 1978; Huang et al., 2001].

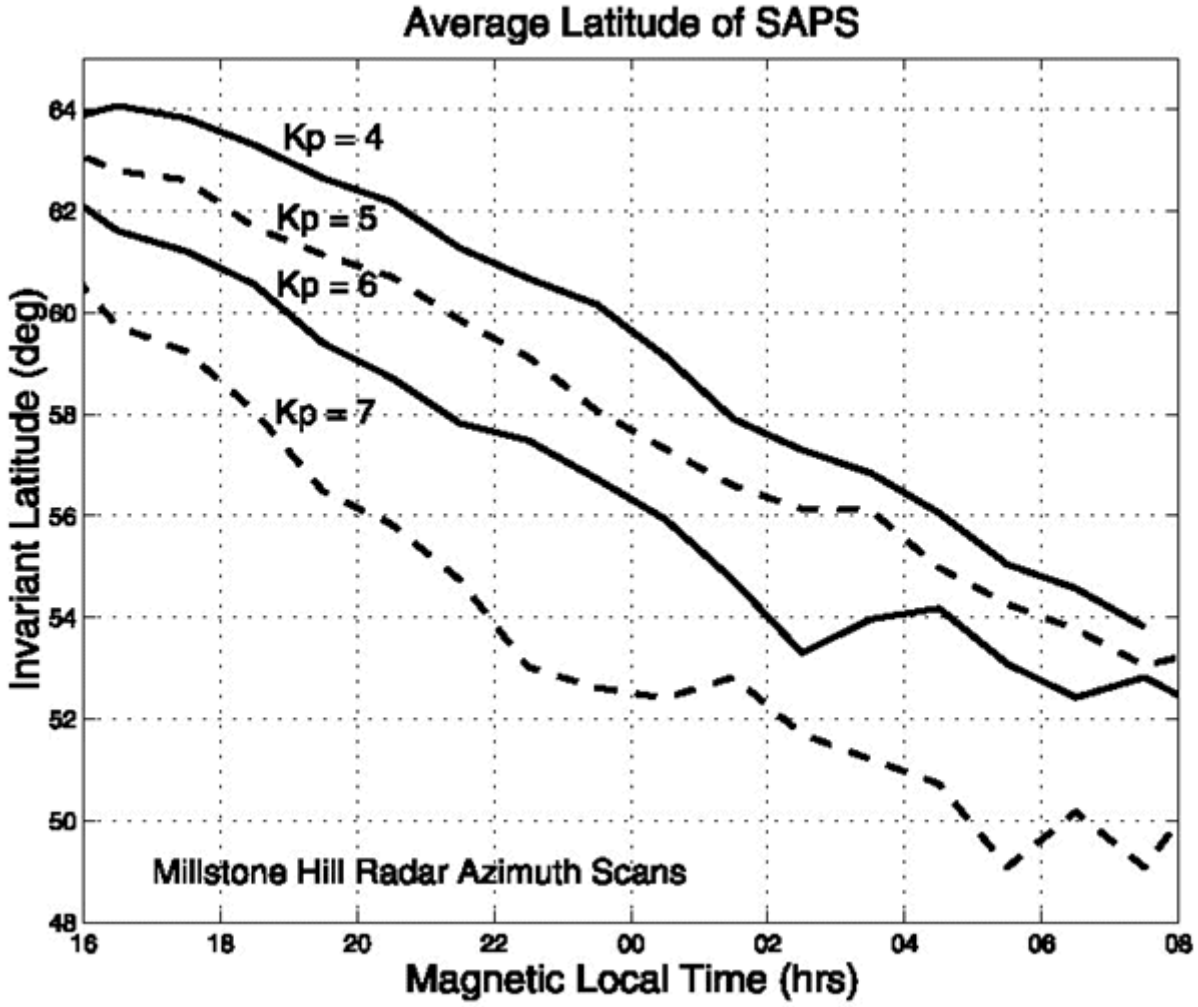


Рис.2.9. Средняя широта пика поляризационного потока уменьшается равномерно как функция MLT и увеличивающегося Кр индекса.

Для того чтобы характеризовать ширину области конвекции SAPS авторы [Foster and Vo, 2002] определили экваториальную и полярную границы области западной конвекции SAPS для каждого сканирования в базе данных SAPS в 1-часовых окнах, центрированных в 22.00 MLT и 03.00 MLT. Пороговые значения: > 250 м/с в предполуночных сканированиях и > 100 м/с в послеполуночных. Вечером, когда SAPS бывает не четко разделен от области авроральной западной конвекции, как полярная граница выбиралась точка перегиба, разделяющая две области. Рис.2.10 представляет гистограммы индивидуальных ширин SAPS, определенных таким образом. Поляризационный поток охватывает 3^o – 5^o инвариантной широты в 22.00 MLT и ~ 3^o Λ_o в 03.00 MLT.

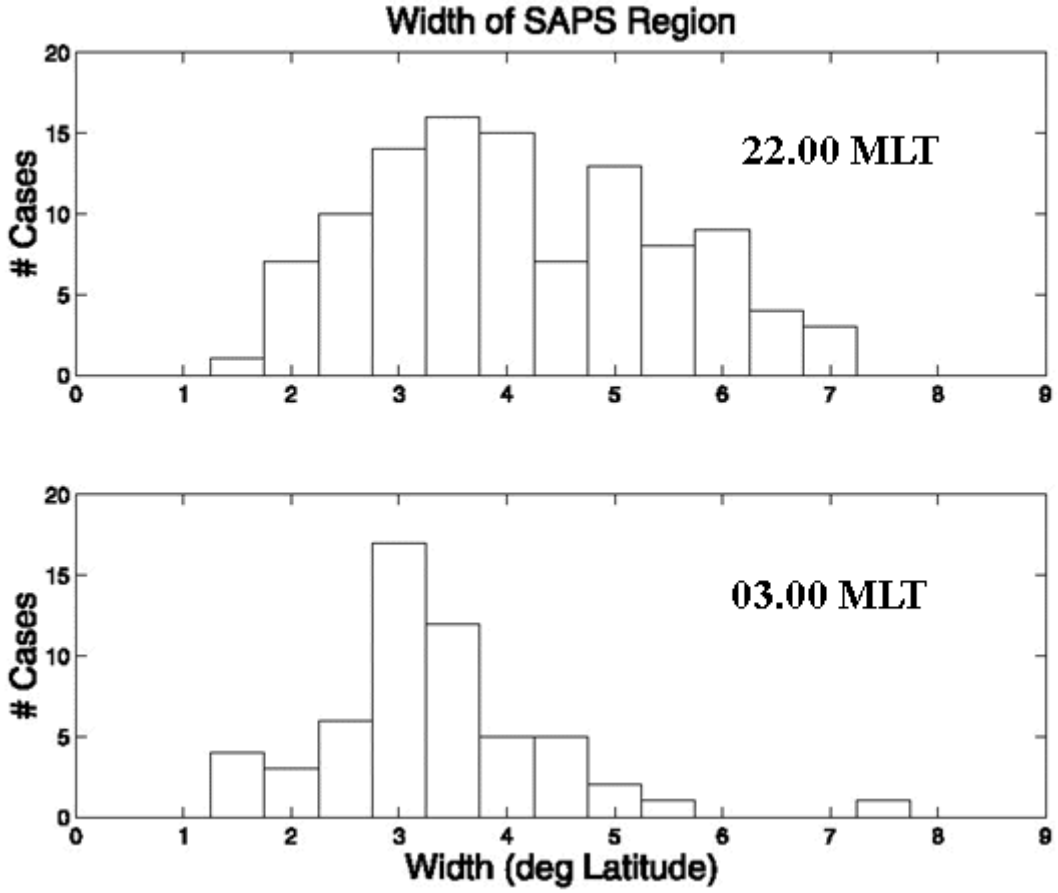


Рис.2.10. Ширина субавроралного поляризационного потока, определенная из радарных сканирований в Миллстоун Хилле.

Авторы работы [Foster and Vo, 2002] приводят также следующие результаты:

– Максимальная средняя скорость обнаружена для Кр = 6 вблизи 20.00 MLT (> 1000 м/с), а сильные потоки SAPS охватывают полуночный сектор между 18.00 MLT и 02.00 MLT для Кр = 4-6.

– Вариация широта/MLT среднего положения пика SAPS для условий Кр [5+, 6о] видна как сильная западная конвекция (> 500 м/с) экваториальнее 60^o Λ_o (L = 4) в секторе 20.00 – 04.00 MLT. В утреннем секторе SAPS лежит на экваториальном краю западной двухячейковой авроральной конвекции, чьи величины превышают 1000 м/с. В полночь и после, наиболее сильная западная конвекция связана с пиком SAPS, который обнаруживается экваториальнее 55^o Λ_o (L = 3) в течение всего послеполуночного сектора. Имеется указание в этом усредненном представлении на второй, более полярный, пик авроральной конвекции вблизи 62^o Λ_o между 20.00 и 00.00 MLT.

– Направленное к полюсу электрическое поле встречается в областях отрицательного (полярного) градиента потенциала и статистические структуры указывают, что такие условия охватывают ночную субавроральную область между 50^o и 60^o Λ_o и простираются к утренним MLT при высоких индексах Кр. Хорошо выраженные структуры полярного электрического поля в западной конвекции плазмы на субавроральных широтах, указывают, что область SAPS легко проявляется при стандартной эмпирической методике усреднения, когда в процедуру обработки включено значительное количество субавроральных данных. Западная скорость SAPS значительная и повторяющаяся особенность всей структуры ионосферной конвекции, и важно, чтобы эти субавроральные электрические поля были включены в моделях формирования кольцевого тока и ионосферно/термосферной динамики во время суббурь.

– Вероятность появления SAPS выше чем 50% между 20.00 и 02.00 MLT для Kp > ~5. Для Kp ~ 5+, вероятность SAPS превышает 80% между 20.00 и 00.00 MLT. Для больших Kp (Kp > 6) вероятность появления самая высокая вблизи вечерних часов (16.00 – 18.00 MLT). Для Kp ~5 вероятность появления >40% проявляется к утренним часам (06.00 MLT). SAPS наблюдается поперек ночного сектора во время средне- и сильно- возмущенных условиях.

Заключение. Следует отметить, что авторы работ, придерживающиеся концепции SAPS, рассматривают поляризационный джет как некую составную часть SAPS. В общем контексте замечается, что, да, поляризационный джет или SAID намного ӯже по ширине (порядка 100-200 км, а не от 400 до 900 км как в SAPS) и имеют резкие границы, но потом всё равно превращаются в SAPS или уже происходят в полосе SAPS. Приведенные выше характеристики и параметры SAPS действительно подобны характеристикам и параметрам SAID/PJ, кроме ширины, но механизмы их формирования и, главное, условий, могут быть разные. О тонкой структуре области SAPS, где наблюдались последовательности интенсивных, высоко локализованных и быстро движущихся электрических полей, приводится в работе [Makarevich, and Bristow, 2014], а в работе [He et al., 2016] приводятся случаи, когда на одном пролете спутника рядом наблюдались два пика скоростей SAID, т.е. двойной SAID. Эти факты говорят о том, что еще не всё известно о механизмах формирования SAPS/SAID/PJ. Настораживает и тот факт, что нет наблюдений SAPS в условиях слабых возмущений, когда Kp-индекс меньше или равно 2, тогда как SAID/PJ нередко наблюдались в таких условиях [Степанов и др., 2008; Степанов и др., 2016].

Отметим также, что в работе [Wang et al., 2012] представлено статистическое исследование временных и пространственных эффектов SAPS. По данным спутников CHAMP (высота пролета 450 км) и DMSP (высота пролета 835 км) за двухлетний период, было показано, что SAPS имеет большое влияние на зональный ветер в секторе 17-21 часов MLT. Отмечено, что и углубление провала, и выпуклость плотности массы нейтрального ветра являются проявлением сильного фрикционного ион-нейтрального нагрева в этом секторе MLT.

2.2.2. Субавроральные ионные дрейфы – SAID (SubAuroral Ion Drifts).

Термин SAID впервые был введен в 1979 г. Спиро, Хилисом и Хансоном в работе [Spiro et al., 1979], где анализировались измерения приборов RPA (Retarding Potential Analyzer) и дрейфметра на спутнике Atmospheric Explorer C. Регистрация быстрых западных ионных дрейфов со скоростями вплоть до 2 км/с всегда сопровождалась узкими и глубокими провалами в широтном ходе Ne. Используя почти 5-летнию базу данных спутника они установили, что SAID преимущественно встречается в секторе 18.00 – 02.00 MLT, примерно на широтах 55 ^{o} - 70 ^{o} Λ_o, а частота появления четко зависит от роста AE-индекса, указывая на магнитную суббуревую активность.

В недавней работе [He et al., 2014] впервые исследованы солнечно-цикличные, сезонные и суточные вариации субавроральных ионных дрейфов, которые наблюдались со спутников F8-F18 DMSP в течении 1987-2012 гг. Спутники DMSP работали на солнечно-синхронных орбитах на высоте ~800 км с наклонениями ~99° и орбитальными периодами около 100 мин. Критерии определения SAID были следующие:

– пик горизонтальной скорости превышает 1000 м/с,

– ширина менее чем 4 град,

– событие расположено экваториальнее авроральной зоны в вечернем и полуночном секторах,

– полярная стенка западных ионных дрейфов совпадает или примыкает к экваториальной границе потоков высыпающихся электронов.

Используя эти критерии авторы работы [He et al., 2014] обнаружили 18226 событий SAID за 26 лет.

Далее они рассматривали следующие параметры:

1. UT – время UT на пике западных ионных дрейфов;
2. $SAID_I$ – инвариантная широта ILAT на пике западных ионных дрейфов;
3. $SAID_T$ – время MLT на пике западных ионных дрейфов;
4. $SAID_W$ – полуширина SAID;
5. $EBPE_I$ – инвариантная широта ILAT экваториальной границы высыпаний электронов
6. FAC_I – инвариантная широта ILAT пика плотности (FAC_D) втекающих продольных токов R2-FAC

Рис.2.11 иллюстрирует пример регистрации SAID спутником DMSP F15 20 марта 2001 г. Нижняя панель (f) - плотность продольных токов, которая вычисляется из величин магнитного поля (панель (e) на Рис.2.11), где положительные значения – втекающие токи зоны 2, отрицательные - вытекающие токи.

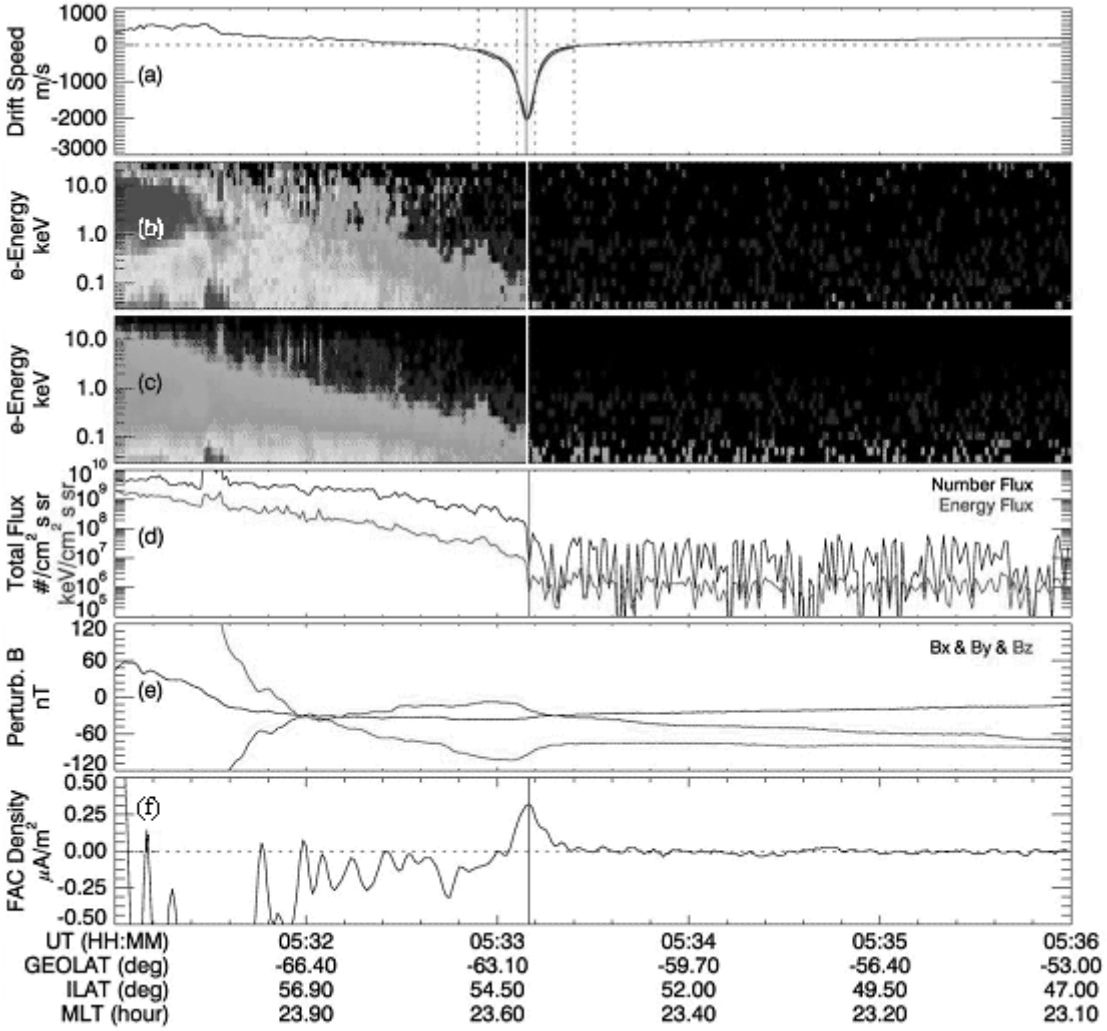


Рис.2.11. Пример регистрации SAID спутником DMSP F15 20 марта 2001 г.

Основная информация по базе данных приведена на Рис.2.12 - количество событий SAID от года (YEAR), дня года (DOY), $SAID_T$, $SAID_I$ and $SAID_W$, соответственно. Рис.2.12a показывает, что SAID события встречаются неоднородно по годам. На это распределение могут повлиять и количество спутников на орбитах, и наличие данных о SAID.

Наиболее значительным результатом, приведенным на Рис.2.12b, авторы работы [He et al., 2014] считают то, что имеется два пика частоты появления: весной и осенью, и два спада – летом и зимой. Полугодовая вариация появления SAID согласуется с результатами в

[Karlsson et al., 1998], где были использованы данные спутника Freja, и [He et al., 2012], где были использованы данные спутников DE-2, Akebono и Astrid-2. SAID встречается главным образом на широте 60.1° ILAT и в 21.30 MLT, как показано на Рис.2.12c и d, с большинством между 56°-65° Λ_o и между 20.00-23.00 MLT, соответственно, в согласии с предыдущими статистическими работами, приведенными в [Karlsson et al., 1998, Figueiredo et al., 2004]. Полуширина SAID (Рис.2.12e) находится между 0.05° и 1.8° со средним значением 0.57°, которое также согласуется со значением 0.05°-1.4° в [Karlsson et al., 1998].

Что касается распределений на панелях (a,b) и (d), то кривые распределений могут быть результатом особенностей орбит DMSP, которые ограничены по MLT или локальным временем. Поэтому был сделан анализ с использованием нормированной частоты появления SAID вместо общего числа событий. Количество спутниковых орбит и нормированных частот появления приведены на Рис.2.13 и 2.14. Подтверждаются пики весна-осень и нет очевидной связи с числами Вольфа.

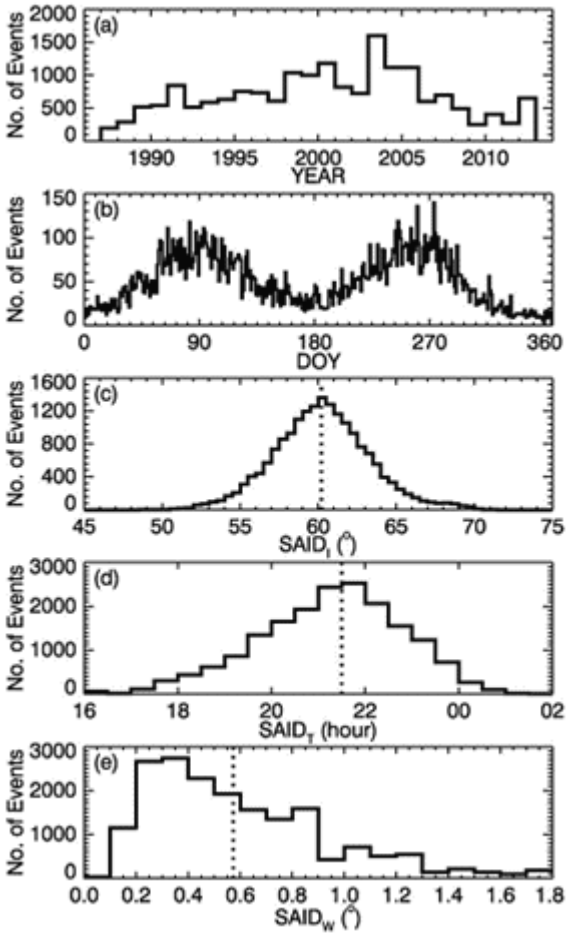


Рис.2.12. Статистика: a – по годам, b – по дням, c – инвариантная широта SAID, d – время появления SAID, e – полуширина SAID. Вертикальные пунктирные линии – статистические средние.

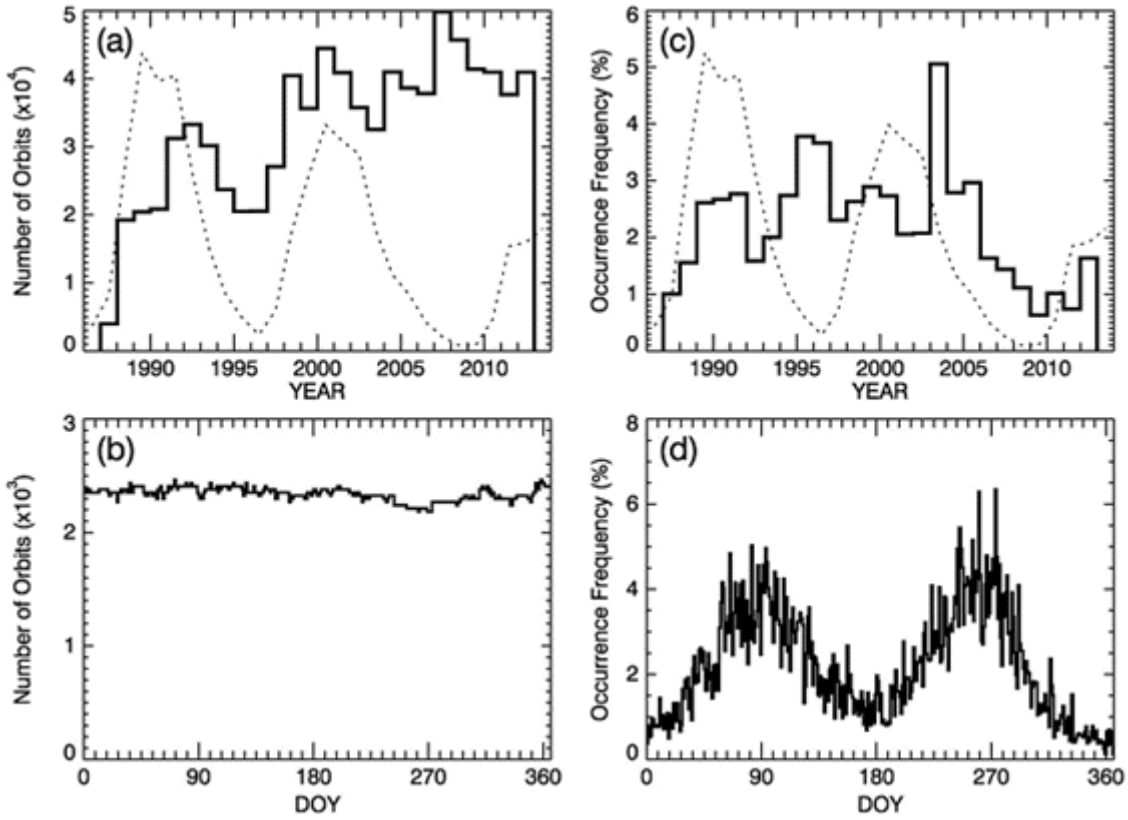


Рис.2.13. Левая часть (a, b) – количество орбит DMSP F8 - F18 как функция года и дня. Правая часть (c, d) – частоты появления SAID как функция года и дня.

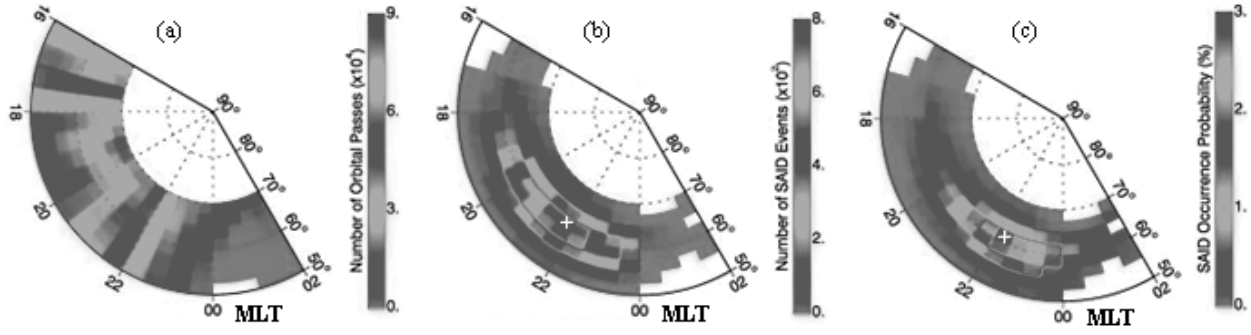


Рис.2.14. (a) Полярные диаграммы распределения пролетов DMSP F8-F18, (b) распределение событий SAID и (c) нормализованное распределение вероятности появления SAID по MLT. Белые крестики – максимумы. Вероятность появления SAID много ниже до 18 и после 01 MLT.

Рис.2.15 представляет вариации в солнечном цикле среднегодовых усредненных $SAID_I$, $EBPE_I$, FAC_I, FAC_D и $SAID_W$. Наиболее важным результатом здесь является то, что SAID строго коррелирует с солнечной активностью для такого длинного периода, который обнаружен впервые. Показаны годовые усредненные значения (a) - $SAID_I$, FAC_I и $EBPE_I$, (b) FAC_D и (c) $SAID_W$. Штриховой линией во всех панелях представлены числа Вольфа (NSS) с осью справа.

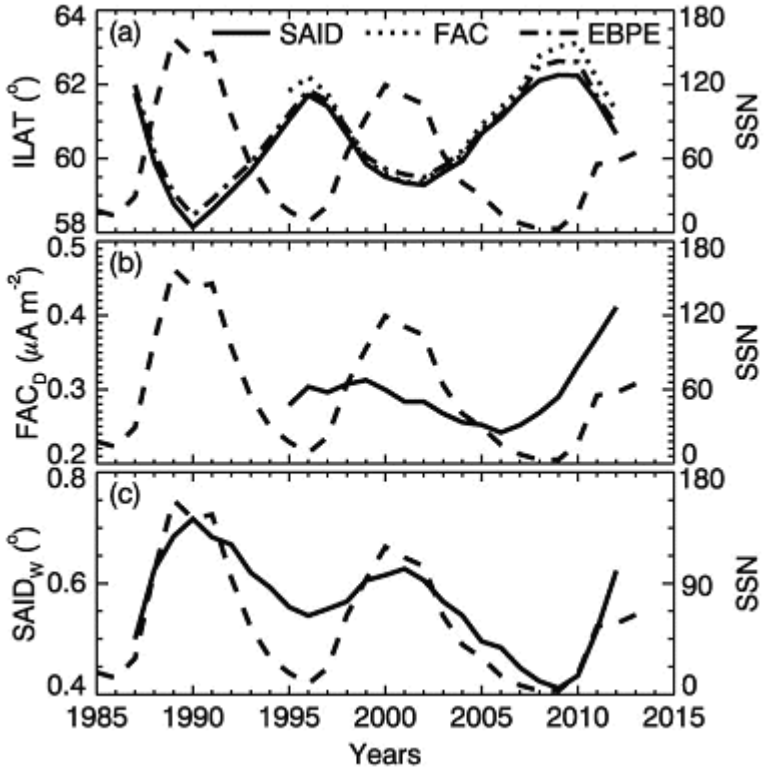


Рис.2.15. Вариации SAID в солнечном цикле.

Сезонные изменения инвариантных широт $SAID_I$, экваториальной границы высыпаний электронов ($EBPE_I$) и пика плотности втекающих продольных токов (FAC_I) похожи и характеризуются весенней и осенней минимумами (Рис.6 из [He et al., 2014]). Сходство их сезонных изменений и значимые корреляции показывают, что механизм генерации SAID, связанный с высыпаниями электронов и втекающими FAC, находится в согласии с механизмом, предложенным Андерсоном и др. [Anderson et al., 1993]. Это сезонная вариация похоже является результатом эффекта Рассела-МакФеррона [Russell and McPherron, 1973]. В соответствии с эффектом Рассела- МакФеррона, геомагнитная активность сильна весной и осенью, и падает летом и зимой. По мере того как геомагнитная активность становится большим, экваториальная граница овала полярных сияний перемещается к низким широтам, вызывая уменьшение $SAID_I$, $EBPE_I$ и FAC_I. Согласно Расселу и МакФеррону, весенний пик геомагнитной активности слабее, чем осенний пик, поэтому понижения несколько слабы весной.

Суточные вариации $SAID_I$, $EBPE_I$, FAC_I, FAC_D и $SAID_W$ для различных фаз солнечного цикла опять же показывает схожие структуры вариаций (Рис.7 из [He et al., 2014]).

Схожесть вариаций всех этих параметров SAID авторы [He et al., 2014] объясняют их связью с продольными токами зоны 2, которые, в свою очередь, тесно связаны с вариациями частичного кольцевого тока, а также с геомагнитными возмущениями.

К наиболее важным выводам авторы [He et al., 2014] относят то, что SAID-события имеют четкие солнечно-цикличные, сезонные и суточные вариации для четырех фаз солнечного цикла. SAID-события встречаются на более экваториальных широтах при высокой солнечной активности с большими полуширинами, и полярнее во время низкой солнечной активности с меньшими полуширинами. Сезонные вариации инвариантных широт SAID, EBPE и R2-FAC имеют два минимума весной и осенью. Полуширины SAID и плотность R2-FAC уменьшаются с начала года до июня, а затем постепенно увеличиваются до конца года. Суточные вариации SAID, EBPE и R2-FAC демонстрируют четкое различие день-ночь по инвариантным широтам - ILAT. Значительные суточные вариации $SAID_W$ и

FAC_D похожи на перевернутый синусоид с минимумами в 04.00 UT и максимумами в 17.00 UT, соответственно.

Заключение. Действительно**,** такая большая база данных из 18226 событий SAID, наблюдаемых со спутников DMSP в течение трех солнечных циклов (1987-2012)**,** используется впервые для изучения солнечно-цикличных, сезонных и суточных вариаций SAID. Для нас вызывает интерес результаты по солнечно-цикличным вариациям параметров поляризационного джета. Остальные, сезонные и суточные вариации, нами были получены ранее в работах [см. нп., Решетников и др., 1987; Гальперин и др. 1990; Степанов и др., 2008; Степанов и др., 2016] по наземным измерениям на якутской цепочке ионосферных станций. Те же два максимума частоты появления весной и осенью, наибольшая регистрация «срывов» foF2 приходится на инвариантные широты станций Жиганск и Батагай (60^o – 61^o Λ_o). Только местное магнитное время появления «срывов» по наземным измерениям имеет более широкий максимум, охватывая сектор 18.00 – 22.00 MLT, т.е. вероятность появления ПД в этом секторе времени почти равновероятна.

Таким образом, независимые наземные и спутниковые измерения явления SAID/PJ**,** подтверждают основные характеристики и параметры узких, быстрых и направленных к западу ионов ионосферной плазмы на субавроральных широтах. Следовательно, можно сделать вывод, что различные подходы, методы и методики измерений наблюдают одно и то же явление - поляризационный джет.

2.3. Резкие срывы критических частот на суточных f-графиках ионосферных данных

Для анализа пространственно-временных характеристик срывов foF2 были использованы f-графики станций ВЗ Якутской меридиональной цепочки ионозондов за 1968–69 гг. (период комплексной экспедиции) и 1973–83 гг. (Тикси – Батагай – Жиганск – Якутск).

В стандартной обработке ионосферных материалов - f-график является суточным графиком частотных характеристик следов отражений, зарегистрированных на ионограмме ВЗ. График показывает зависимость частот от времени и построен по международным правилам, чтобы можно было легко и наглядно сравнивать детальные наблюдения, полученные на различных станциях.

Срывы частоты на f-графиках определялись как резкие уменьшения частоты foF2 (на 2 - 4 МГц и более) за короткий интервал времени (15 - 30 мин). Примеры срывов частот на f-графиках станций Тикси и Батагай за 15 марта 1969 г. показаны на Рис.2.16. Видно, что частоты от о- и х-компонент следа отражений от F-слоя ионосферы в вечернее время резко падают (стрелками отмечены времена начала срыва). На ст. Тикси в 17.15 LT критическая частота foF2 падает с 9.5 до примерно 6.0 МГц, а на ст. Батагай в 19.00 LT foF2 падает с 11.0 до 5.0 МГц за 30 мин.

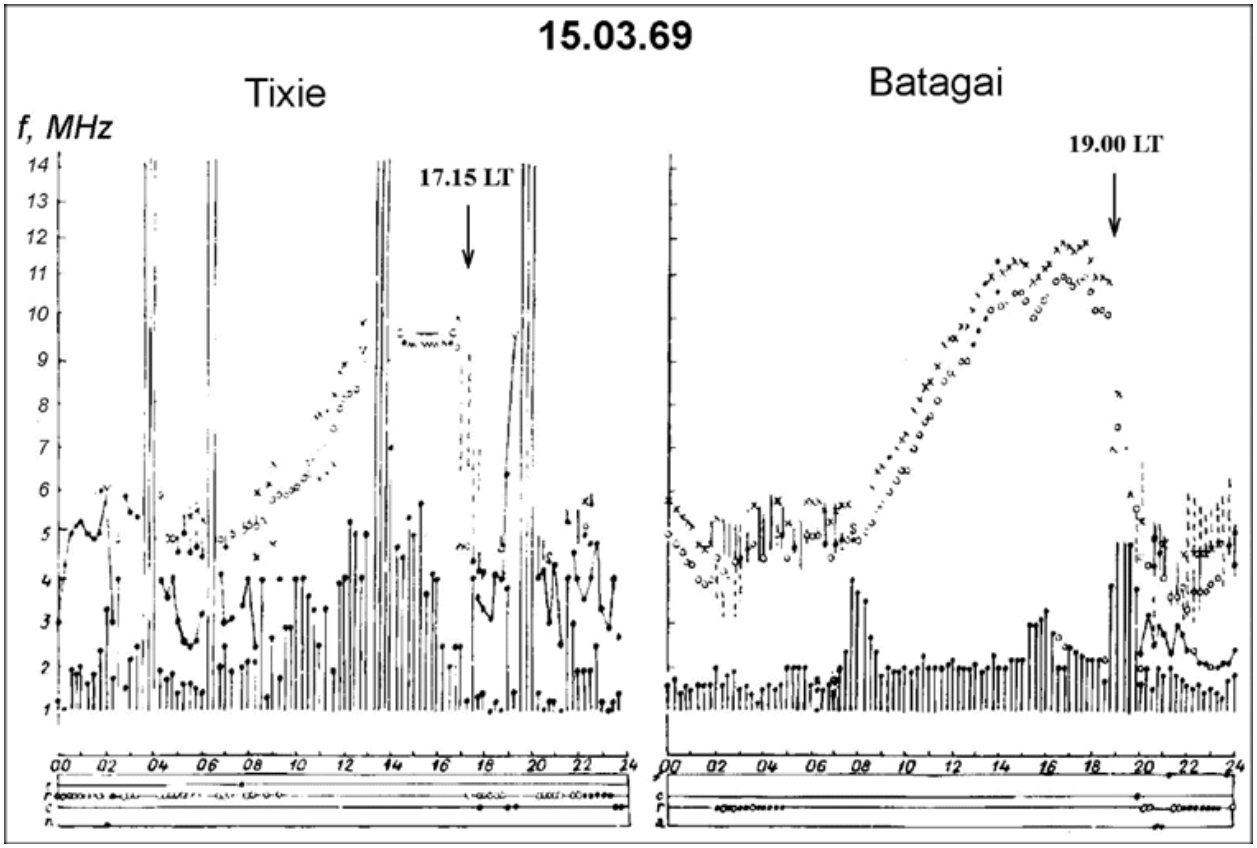


Рис.2.16. Примеры срывов частот на f-графиках станций Тикси и Батагай за 15.03.69 г.

На Рис.2.17 приведены f-графики только для foF2 по данным якутской меридиональной цепочки ионозондов. Из рисунка следует, что с увеличением геомагнитной возмущенности срыв частоты смещается к низким широтам – от Тикси до Якутска. Черными кружками приведены медианные часовые значения foF2 за текущий месяц для ст. Якутск.

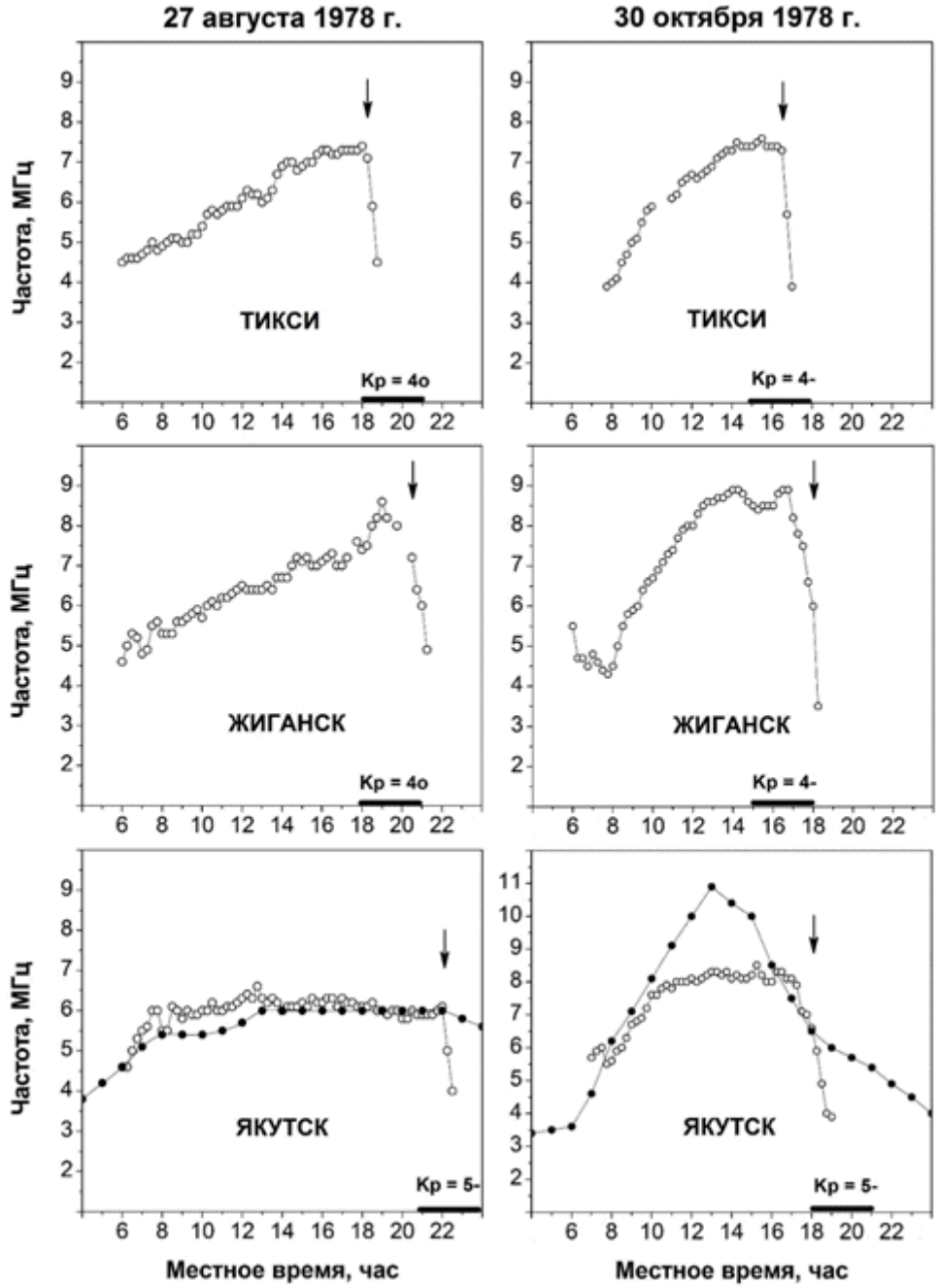


Рис.2.17. Срывы критических частот foF2 по измерениям на меридиональной цепочке ионосферных станций Тикси-Жиганск–Якутск за 27 августа и 30 октября 1978 г. (указаны стрелками). Для сопоставления сплошной линией с точками нанесены медианные часовые значения foF2 за текущий месяц для ст. Якутск.

На Рис.2.18 представлены результаты статистического анализа ионосферных данных по f-графикам станций Якутской цепочки. Всего было рассмотрено 647 случаев регистрации четких срывов foF2. На Рис.2.18,а показана гистограмма распределения частоты появления срывовfoF2 по всем станциям в зависимости от сезона. Из рисунка следует, что в сезонном ходе частота появления срывов имеет максимумы в равноденственные месяцы года. На рисунке 2.18,б показана частота появления срывов в зависимости от местного времени. Также из рисунка следует, что срывы частоты foF2 в основном наблюдаются в послеполуденно-вечернем секторе с максимумом в 17.00– 19.00 MLT. Отметим, что такие же картины распределения частоты появления срывов по сезонам и MLT наблюдаются при рассмотрении их регистрации на отдельных станциях. Область максимальной вероятности

срывов в зависимости от уровня Кр для различных станций показана на (в). Из рисунка следует, что наибольшее число случаев появления срывов зарегистрировано при умеренно-возмущенных условиях (Кр = 3 и 4) на станциях Тикси и Жиганск. Представленные гистограммы также показывают, что с увеличением уровня возмущенности область максимальной вероятности срывов foF2 смещается к низким широтам.

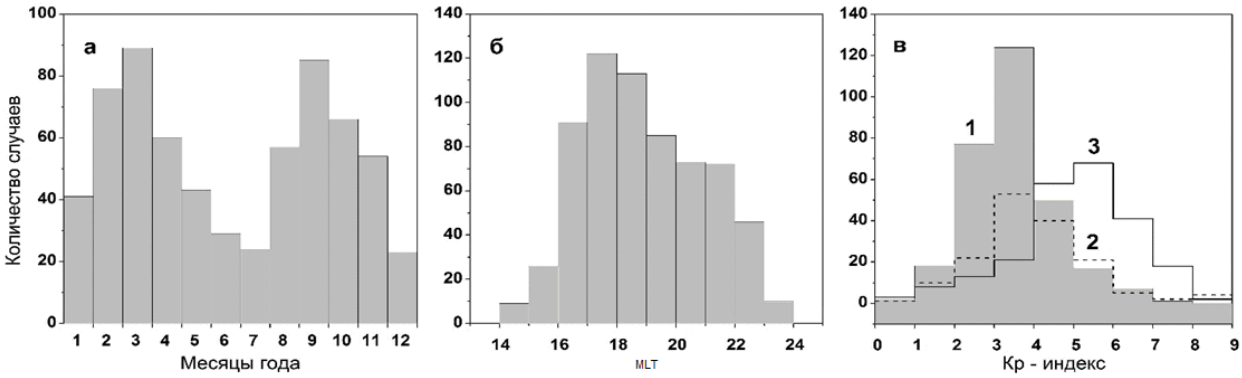


Рис.2.18. Гистограммы распределений срывов foF2 в зависимости от сезона и местного магнитного времени (MLT), а также зависимость наблюдения срывов частоты от локализации станции наблюдения и индекса геомагнитной активности Кр. Цифрами отмечены: (1) – Тикси, (2) – Батагай и Жиганск, (3) – Якутск.

На Рис.2.19, в координатах инвариантная широта и местное магнитное время, приведены случаи регистрации срывовfoF2 по станциям Тикси, Батагай, Жиганск и Якутск при различных значениях Кр. На этом рисунке сплошной тонкой линией нанесено положение границы диффузных вторжений (ГДВ) по эмпирической модели из работы [Гальперин и др., 1977], где ГДВ ассоциируется с полярной стенкой главного ионосферного провала в вечерне-полуночном секторе. Штриховой линией нанесено положение экваториальной границы крупномасштабной конвекции по модели Хеппнера-Майнарда [Heppner and Maynard, 1987]. Из рисунка следует, что при Кр = 2 и 3 срывы в большинстве случаев локализованы на широте ст. Тикси в интервале времени 17.00 - 20.30 MLT. Положение экваториальной границы конвекции по модели [Heppner and Maynard, 1987] проходит ниже широты ст. Тикси, а ГДВ находится на 3 - 5° выше широты ст. Тикси. С увеличением геомагнитной активности (при Кр = 4 и 5) область максимальной вероятности срывов foF2 смещается на низкие широты и локализована, соответственно, на широтах станций Батагай, Жиганск и Якутск, а экваториальная граница крупномасштабной конвекции проходит примерно по широтам этих станций. В это время граница диффузных вторжений находится полярнее этих станций. Отметим, что число измерений, полученных на станциях Тикси и Якутск, значительно превышает число измерений на станциях Батагай и Жиганск.

Для сопоставления на рисунке (при Кр = 4 и 5) жирными линиями приведены средние широты пика скоростей поляризационного потока (SAPS) по [Foster and Vo, 2002]. Из рисунка следует, что пики потока расположены между модельными значениями ГДВ и экваториальной границей конвекции по Хеппнеру-Майнарду, т.е. в области главного ионосферного провала. Отметим, что пики не являются экваториальной границей полосы западного дрейфа.

На основе прогностической модели [Чернышев и Заболоцкий, 1994] был проведен численный эксперимент для весеннего равноденствия в условиях средней солнечной активности при Кр = 3, 4, 5.

Прогностическая модель учитывает фотохимические процессы и перенос вещества за счет вертикальной диффузии и термосферного ветра, а также за счет электрических полей магнитосферного происхождения. Модельный эпигноз обладает достаточно высокой достоверностью для области F2 в летний и равноденственный периоды при максимальном и

среднем уровне солнечной активности. Результаты расчета электронной концентрации (Ne) выдаются с широтным шагом 2° от 42 до 90 градусов северной широты и по всем долготам с шагом 30°.

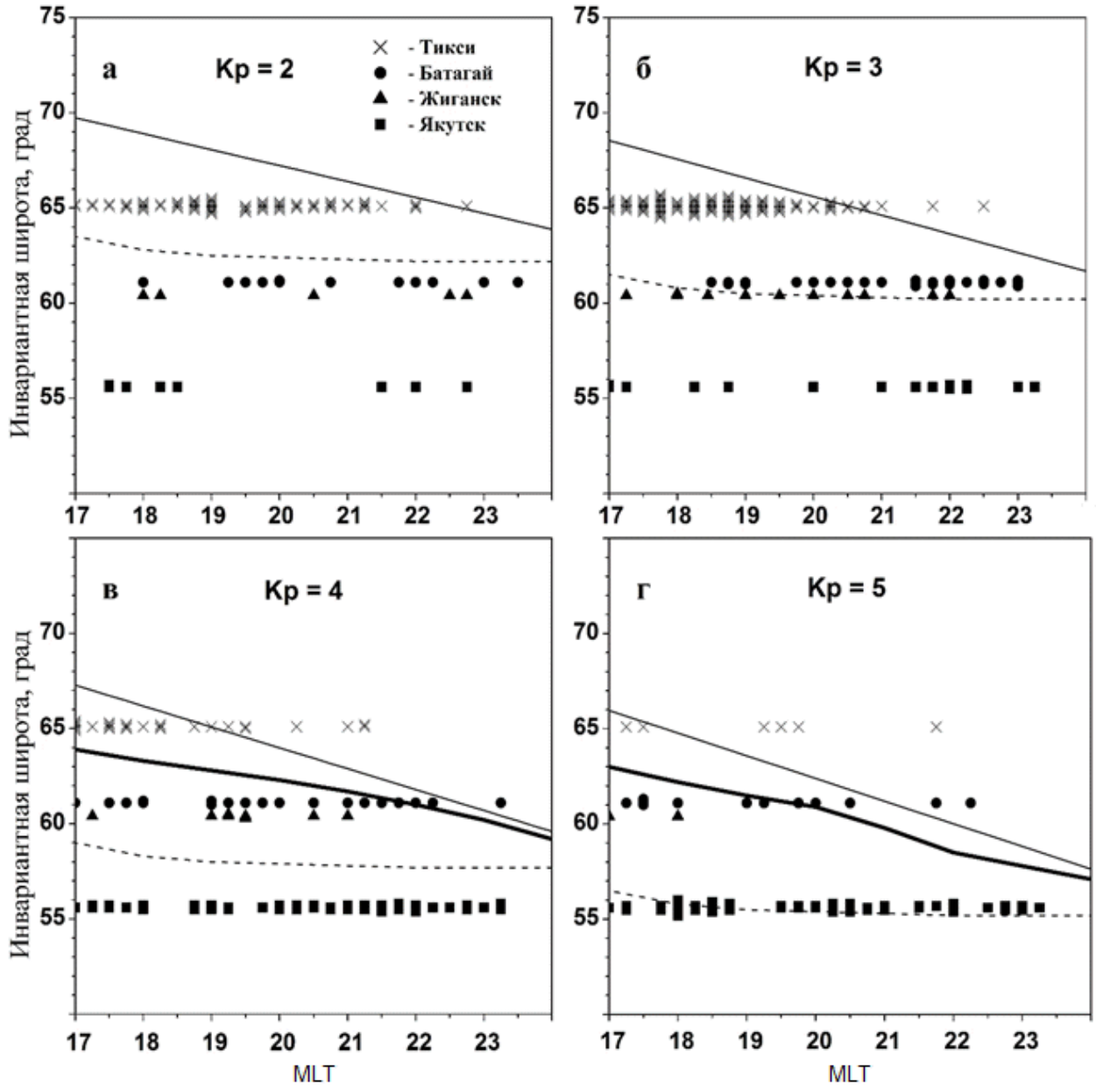


Рис.2.19. Регистрация срывов foF2 по станциям Тикси (x), Батагай (●), Жиганск (▲) и Якутск (■) в зависимости от местного магнитного времени (MLT) при различных значениях Кр-индекса. Сплошной тонкой линией нанесено положение ГДВ, а пунктирной линией - положение экваториальной границы крупномасштабной конвекции. Толстой сплошной линией при значениях Кр 4 и 5 нанесена средняя широта пика скоростей поляризационного потока (SAPS).

Для расчетов задавалась полоса поляризационного джета – узкой струи западного дрейфа или дополнительное внешнее электрическое поле с напряженностью 200 мВ/м на границе крупномасштабной конвекции. Ширина полосы 2° имела продолжительность 8 ч (с 14:00 до 22:00 MLT).

Граница крупномасштабной конвекции задавалась на 74° и 70° географической широты. Сравнение широтных Ne профилей проводилось на долготе 120° (приблизительно долгота Якутской цепочки станций ВЗ).

На Рис.2.20 представлены широтные разрезы распределения Ne для 16.00, 18.00, 20.00 и 22.00 MLT при различных значениях Кр-индекса. Из рисунка следует, что до включения электрического поля распределение Ne (линия со светлыми кружочками) меняется плавно, без резких градиентов, что соответствует средним условиям применяемой модели при равноденственных условиях.

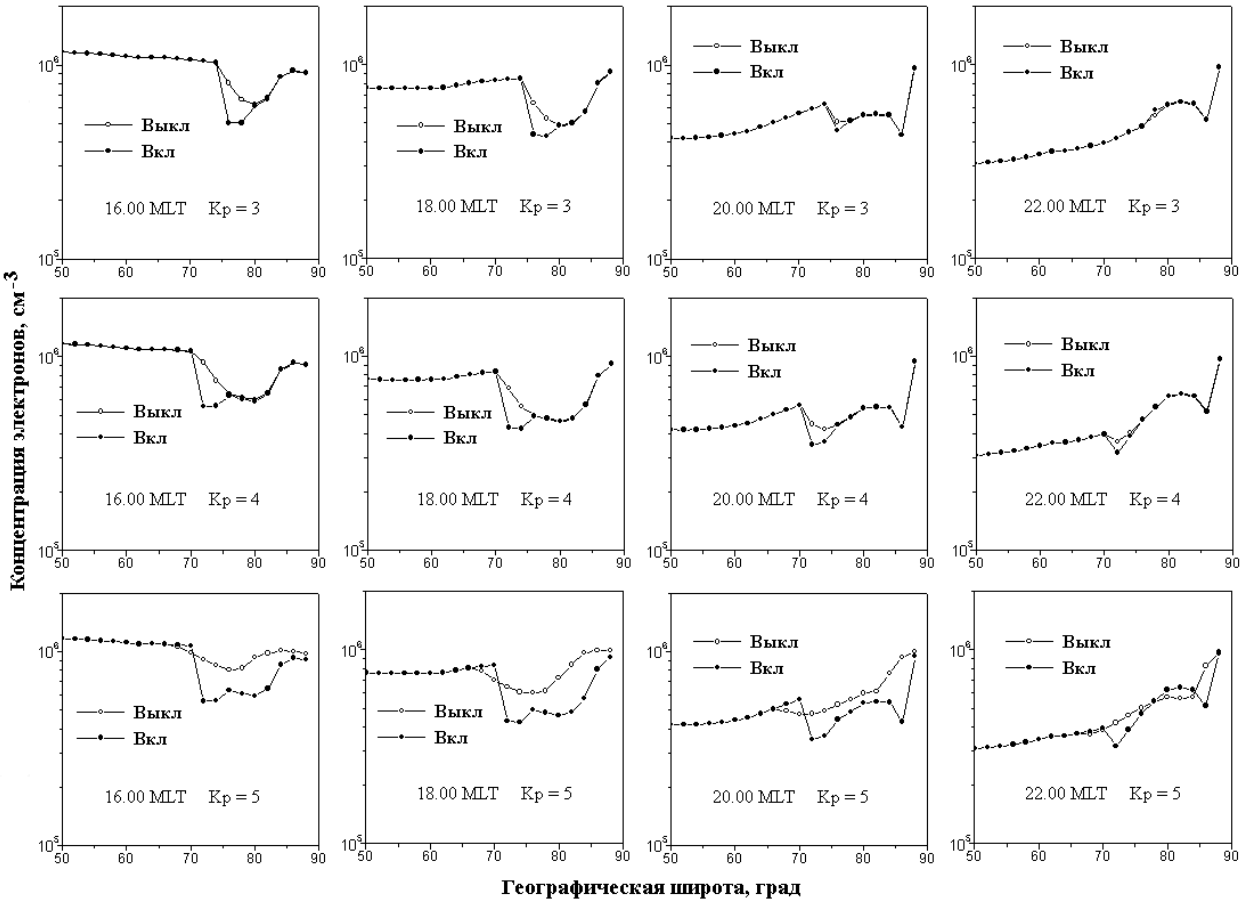


Рис.2.20. Широтные профили Ne при 16.00, 18.00, 20.00 и 22.00 MLT, рассчитанные по прогностической модели в соответствии с задаваемыми внешними параметрами.

После включения дополнительного электрического поля (200 мВ/м) на экваториальной границе провала появляются резкий градиент и углубление в широтном ходе Ne (линия с черными кружочками), вызванные ростом скоростей западного дрейфа и увеличениями скоростей основных фотохимических реакций. Увеличение Кр-индекса приводит к большей разнице между включенным и не включенным внешним электрическим полем. Полученные результаты подтверждаются расчетами по модели высокоширотной ионосферы с учетом теплового режима [Степанов и др., 2011; Голиков и др., 2012] и расчетами по модели электрического поля магнитосферной конвекции [Тащилин и Романова, 2014].

Заключение. По наземным ионосферным данным Якутской цепочки ионозондов выявлено, что срывы критических частот наблюдаются преимущественно в равноденственные месяцы года. Частота появления срывов имеет максимум в 17.00–19.00 MLT и в средне-возмущенные периоды геомагнитной активности (Кр = 3–4). С увеличением активности вероятность регистрации срывов смещается на более низкие широты.

Сопоставление случаев регистрации срывов с модельными положениями границы диффузных вторжений (ГДВ) в вечернем секторе и экваториальной границы конвекции по Хеппнеру-Майнарду показывает, что срывы всегда наблюдаются экваториальнее ГДВ, а граница крупномасштабной конвекции по модели Хеппнера-Майнарда [Heppner and Maynard, 1987] совпадает с локализацией максимумов срывов, регистрируемых на станциях Якутской цепочки. Таким образом, на основе наземных ионосферных данных возможен контроль положения экваториальной границы крупномасштабной конвекции по регистрации срывов критической частоты foF2 на ионозондах Якутской меридиональной цепочки.

Проведенные нами расчеты на прогностической модели показывают, что при включении на экваториальной границе конвекции сильного электрического поля, направленного на север, величиной до 200 мВ/м, шириной 2°и протяженностью до 8 часов, на этой границе возникают резкие градиенты электронной концентрации. Также наблюдается значительное уменьшение электронной концентрации по сравнению с невозмущенными условиями. Такой характер поведения Ne объясняется увеличением скоростей западного дрейфа ионосферной плазмы и увеличением скоростей основных фотохимических реакций на высотах ионосферы. При перемещении такой границы через зенит станции наблюдения регистрируются резкие уменьшения критических частот на ионосферных высотах, которые идентифицируются нами на f-графиках как срывы критической частоты.

2.4. Наблюдения поляризационного джета на разнесенных станциях Якутск и Подкаменная Тунгуска

В данной главе анализируются данные по регистрации поляризационного джета (ПД) на ионосферных станциях Якутск (λ = 130°E, L = 3.0, MLT = UT + 9^h) и Подкаменная Тунгуска (λ = 90°E, L = 3.0, MLT = UT + 7^h) и вариации АЕ-индекса с минутным разрешением, полученным из Мирового Центра Данных в Киото (http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jpl). Также рассмотрена динамика развития поляризационного джета при суббуревых возмущениях.

Анализировались ионосферные данные станций Якутск и Подкаменная Тунгуска за период 1989 - 1992 гг. За этот период найдено около 200 случаев регистрации ПД на широте Якутска и также около 200 случаев регистрации ПД на станции Подкаменная Тунгуска. Известно, что развитие ПД на широтах с L = 3 происходит для значений АЕ-индекса ≥ 500 нТ, поэтому моменты регистрации ПД на ионограммах вертикального зондирования сопоставлялись с моментами суббуревых возмущений с уровнем АЕ ~ 500 нТ и более [Решетников и др., 1987]. При этом отбирались события, когда появлению ПД предшествовала не более чем одна суббуревая активизация в предшествующий интервал времени длительностью не менее, чем 5 ч. Статистические зависимости событий ПД для Якутска и Подкаменной Тунгуски (подобраны только те события, которые регистрировались в один и тот же день на обеих станциях – 176 событий) приведены на Рис.2.21. Видно, что наблюдение ПД на пространственно-разнесенных ионосферных станциях довольно схожи: поляризационный джет, главным образом, регистрируется при средне-возмущенных условиях (Кр = 3–5); местные времена наблюдения приходятся в основном на вечерние часы, с пиком в 20.00 – 22.00 часа; и около 70-80% событий лежат в интервале от 0 до 180 мин после регистрации суббури по АЕ-индексу.

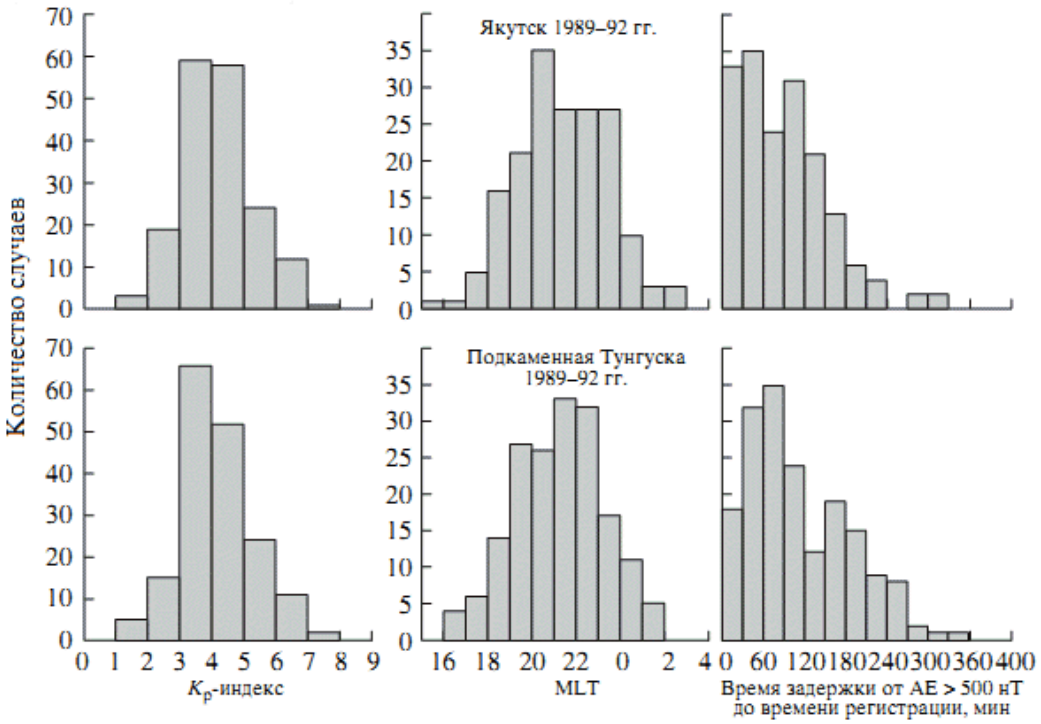


Рис.2.21. Регистрация поляризационного джета на станциях Якутск и Подкаменная Тунгуска за 1989 – 92 гг. в зависимости от индекса Кр, местного магнитного времени и времени задержки от начала суббури (верхний ряд – Якутск; нижний ряд – Подкаменная Тунгуска).

На Рис.2.22 приведен сезонный ход регистрации поляризационного джета за рассматриваемый период. Заметно, что вероятность появления ПД высока в равноденственные месяцы, сравнительно низка в зимние и отсутствует в летние месяцы. Отметим, что здесь учтены только те события, которые наблюдались и в Якутске, и в Подкаменной Тунгуске в один и тот же день.

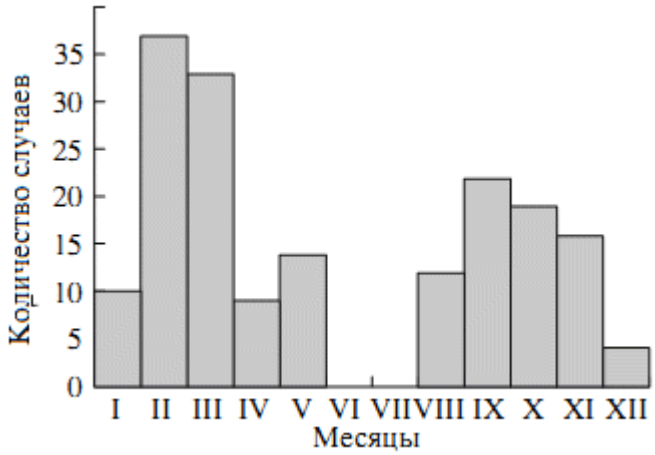


Рис.2.22. Сезонный ход регистрации поляризационного джета на станциях Якутск и Подкаменная Тунгуска за 1989 – 92 гг. Общее количество событий равно 176.

Взаимосвязь между временем начала суббури и появлением ПД над станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска для событий, когда время задержки регистрации ПД от вспышки AE не превышает 180 минут, показана на Рис.2.23. Коэффициент корреляции между началом суббури и появлением ПД для Якутска составляет 0.95, а для Подкаменной Тунгуски 0.91. Штриховая линия на этих рисунках отмечает нулевую задержку между рассматриваемыми явлениями. Сравнение хода линейной аппроксимации массива точек с линией нулевой задержки показывает возрастание средней задержки регистрации ПД в более ранние часы местного времени. Эта средняя величина запаздывания согласуется с результатом, полученным по измерениям со спутника DE-2 [Anderson et al., 1993]. Однако, как видно из приведенных результатов наземных измерений, некоторая часть событий, относящихся к околополуночному сектору, соответствует появлению ПД в ходе взрывной фазы суббури.

При изолированных магнитных возмущениях с AE > 500 нТ в интервале 11.00 UT – 16.00 UT полоса ПД перекрывает сектор 3 часа MLT между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска. Следовательно, при изолированных возмущениях станции наблюдения должны регистрировать одно и то же явление, т.е. поляризационный джет, вызванный этой активизацией возмущения. На Рис.2.24 приведена гистограмма распределения случаев запаздывания регистрации ПД между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска, а на Рис.2.25 - примеры изолированных магнитных суббурь, определенные по индексу AE. Сопоставление времен регистраций поляризационного джета на этих ионосферных станциях проводилось по реперному времени – момента регистрации ПД на ст. Якутск. Временной шаг распределения 15 мин, а количество событий N = 31. Как видно из рисунка время начала ПД на ст. Подкаменная Тунгуска запаздывает в среднем примерно на один час по сравнению с моментом начала ПД на ст. Якутск, что определяется скоростью перемещения источника с востока на запад. Расстояние между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска по дуге большого круга составляет примерно 2110 км. Среднее время задержки регистрации поляризационного джета между станциями – приблизительно 60 мин (см. Рис.2.24). Таким образом, средняя скорость джета на уровне ионосферы составляет около 590 м/с. Хотя сезонный ход поляризационного джета и показывает почти

полное отсутствие событий в летнее время, тем не менее во время сильных суббурь критические частоты слоя F2 резко падают и наблюдаются слабо выраженные эффекты ПД. Перемещение источника ПД к западу соответствует скорости центробежного и градиентного дрейфа ионов с энергией ~20 кэВ во внутренней магнитосфере.

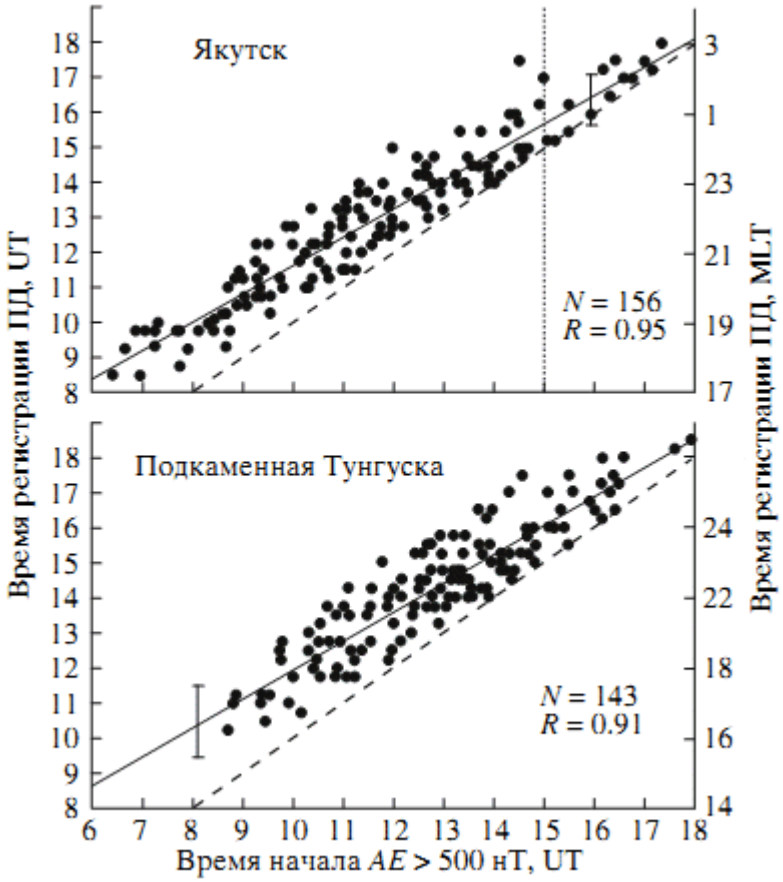


Рис.2.23. Зависимость времени появления поляризационного джета на ст. Якутск и Подкаменная Тунгуска от времени начала суббури (AE ≥ 500 нТ). Длительность задержки не превышает 3 часа. Штриховая линия означает отсутствие задержки.

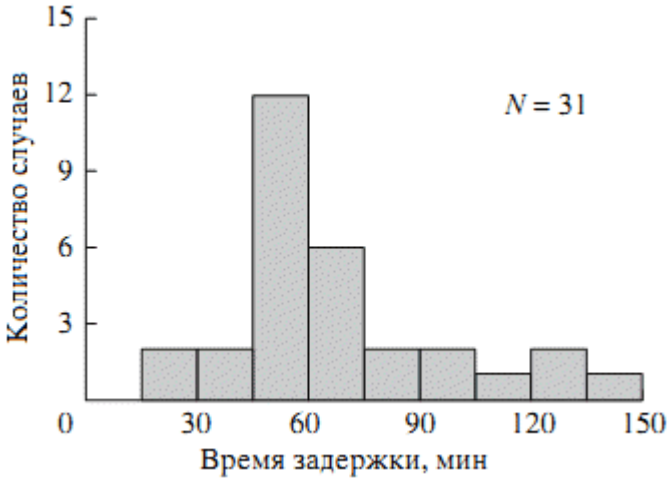


Рис.2.24. Распределение времени запаздывания регистрации ПД между Якутском и Подкаменной Тунгуской. Отобраны случаи изолированных суббурь.

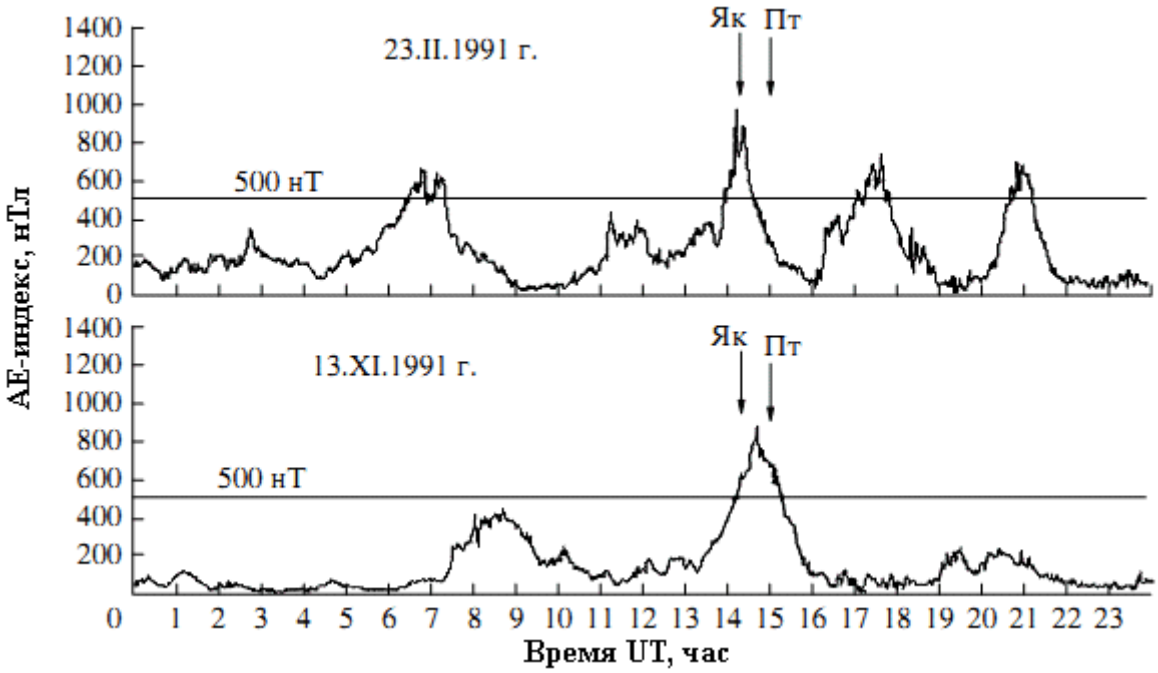
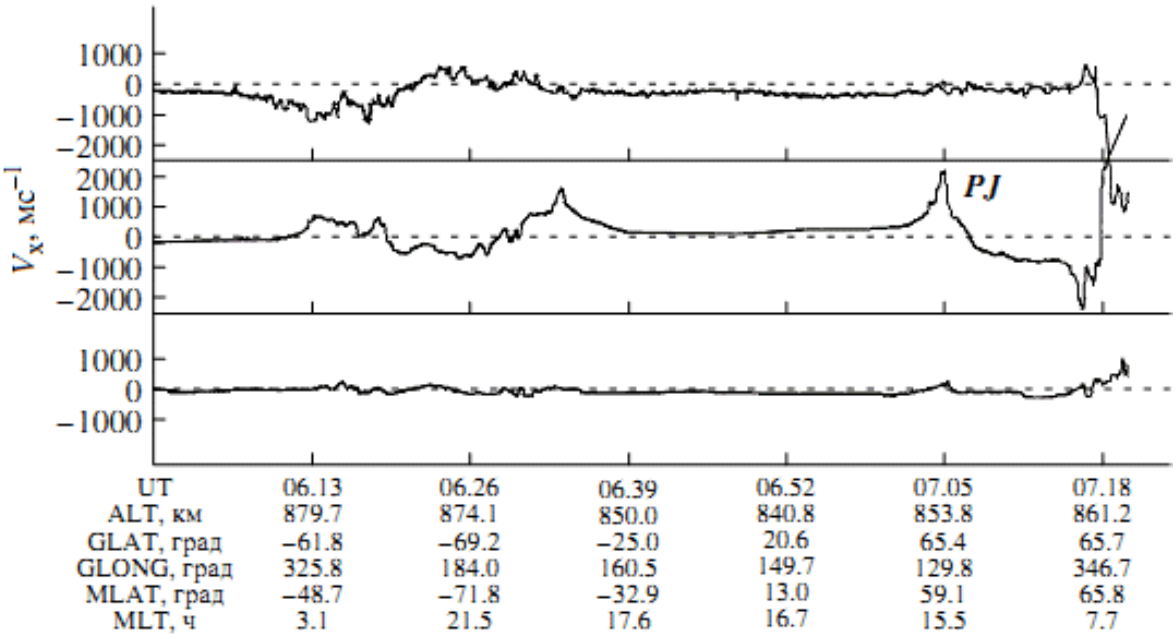


Рис.2.25. Примеры изолированных суббурь 23 февраля и 13 ноября 1991 г. Стрелками отмечены моменты регистрации поляризационного джета на станциях Якутск (Як) и Подкаменная Тунгуска (ПТ).

Остановимся подробно на рассмотрении события 21.02.1992 г. (Кр = 7+ при UT = 06.00–09.00). При пролете спутника DMSP-F11 вблизи меридиана станции Якутск в южном и северном полушариях полоса поляризационного дрейфа хорошо прослеживается на субавроральных широтах (Рис.2.26). Более точные значения положения ПД при измерении над станцией Якутск таковы: в момент 07.03.40 UT (16.03.40 LT) плавный подъем скорости дрейфа со стороны экватора ступенькой возрос до 1 км/с. Этой точке соответствует инвариантная широта ~ 55.0^{o}, долгота 132^{o} и 15.7 MLT. В южном полушарии полоса поляризационного дрейфа располагается на 2 градуса южнее. Соответствующие ионограммы ст. Якутск приведены на Рис.2.27. В 14.45 LT ионосфера спокойная, критические частоты области F составляют около 12 МГц. С 15.00 начинается возмущение и в 16.15 наблюдается след отражения в диапазоне частот 3-6 МГц от области с пониженной электронной плотностью в полосе ПД, то есть за временной интервал в сорок пять минут электронная плотность на высотах максимума слоя уменьшилась в три раза. Электронная концентрация остается пониженной и при пролете спутника в 16.00 LT (07.00 UT). Ионограммы, подобные приведенным на Рис.2.27, неоднократно сопоставлялись с измерениям DMSP полосы поляризационного джета в других событиях. Они показывают хорошее соответствие спутниковых и наземных измерений ПД и были использованы для его определения. Параметры ионосферы за этот день приведены на Рис.2.28, где видно резкое падение критической частоты («срыв») после регистрации поляризационного джета над станцией.

Обсуждение полученных результатов и заключение. Измерения поляризационного джета на пространственно-разнесенных по долготе ионосферных станциях должны давать информацию о пространственной конфигурации ПД. Исследования, проведенные в [Решетников и др., 1987; Гальперин и др., 1990] по данным станций Якутской меридиональной цепочки (L = 3 ÷6) определено широтное смещение ПД. В этих работах был проведен анализ критических частот слоя F ионосферы (f-графиков) субавроральных ионосферных станций разнесенных по долготе от М. Шмидта до Мурманска, при этом за появление ПД над станцией наблюдения принимались резкие «срывы» критических частот.

Было показано, что возможны два сценария развития поляризационного джета: **а** – источник ПД ограничен протяженностью в несколько часов по местному времени и развивается вдоль дуги, западная часть которой расположена при большей широте, чем восточная. По мере вращения Земли станции наблюдения, расположенные на разных геомагнитных широтах, подплывают под этот источник; **б** - «срывы» частоты одновременно регистрируются на далеко разнесенных станциях вдоль одной и той же L-оболочки, т.е. имеют большую долготную протяженность вдоль фиксированной магнитной параллели. Таким образом, поляризационный джет имеет две пространственные конфигурации: «спиралевидную» и «круговую», хотя, вероятнее, последняя является просто частным случаем первой, когда источник ПД расположен вдоль одной магнитной широты. Данные станций Якутск и Подкаменная Тунгуска, расположенные вдоль одной L-оболочки, подтверждают это предположение. Из всего массива проанализированных данных, когда ПД наблюдался на обеих станциях в один и тот же день, только примерно 20% событий имеют задержку менее 1 часа, т.е. ПД имел квази-круговую конфигурацию. Такая конфигурация тесно связана с развитием магнитосферной суббури на меридиане станции Якутск.



UT	06.13	06.26	06.39	06.52	07.05	07.18
ALT, км	879.7	874.1	850.0	840.8	853.8	861.2
GLAT, град	−61.8	−69.2	−25.0	20.6	65.4	65.7
GLONG, град	325.8	184.0	160.5	149.7	129.8	346.7
MLAT, град	−48.7	−71.8	−32.9	13.0	59.1	65.8
MLT, ч	3.1	21.5	17.6	16.7	15.5	7.7

Рис.2.26. Измерения скоростей ионосферной плазмы со спутника DMSP F11 21 февраля 1992 г.

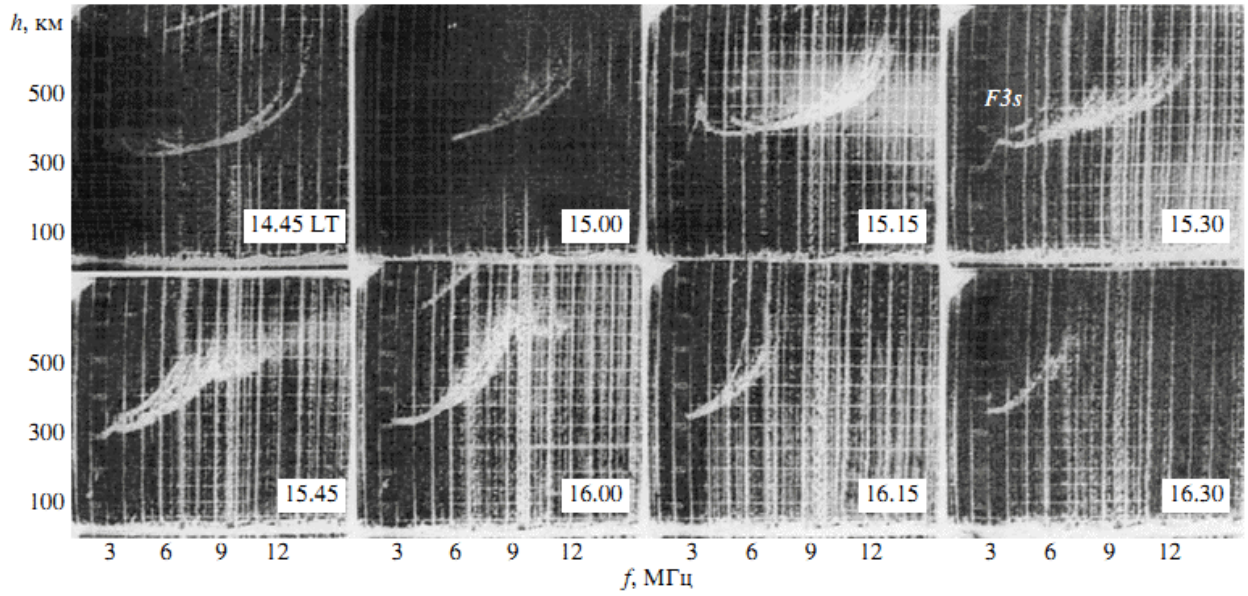


Рис.2.27. Последовательность ионограмм ст. Якутск за 21 февраля 1992 г. На ионограмме от 15.30 LT отмечен характерный след F3s, возникающий при развитии поляризационного джета.

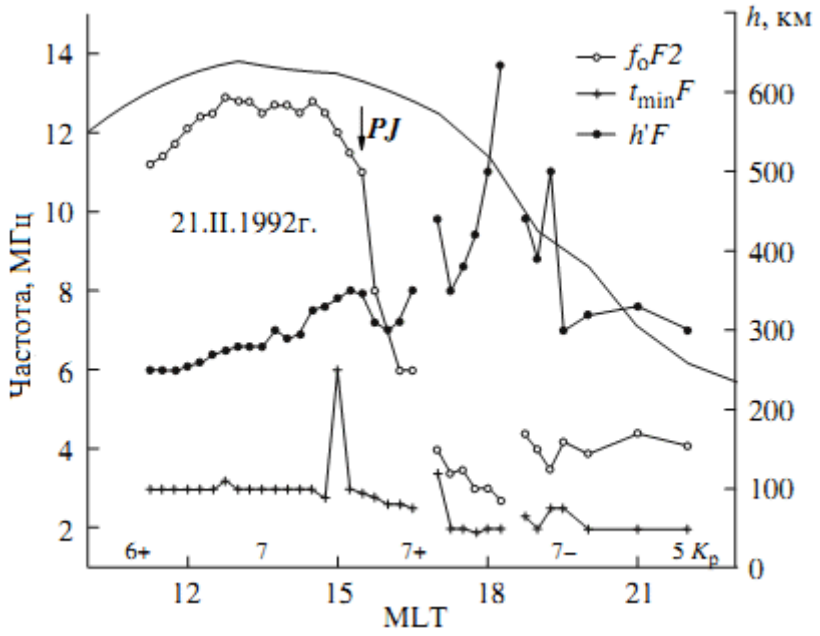


Рис.2.28. Параметры ионосферы над Якутском за 21 февраля 1992 г. (ΣKp=40.3). Стрелкой указано время начала регистрации поляризационного джета. Сплошной линией приведен ход foF2 за спокойный день 16 февраля 1992 г. - ΣKp=8.7.

Представленные нами случаи наблюдений (Рис.2.23) также показывают, что запаздывание в появлении ПД относительно вспышки АЕ-индекса минимально для суббуревых событий вблизи местной магнитной полуночи. При этом во многих случаях эти события приходятся на фазу взрыва суббури.

Среднее время начала поляризационного джета на ст. Подкаменная Тунгуска, во время изолированных суббурь, определяемых по индексу АЕ, запаздывает примерно на один час по сравнению с моментом начала ПД на ст. Якутск, что определяется скоростью перемещения источника с востока на запад.

2.5. Механизмы генерации сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения

Прошло уже много лет как были опубликованы первые работы по поляризационному джету. Группа профессора Гальперина Ю.И. из ИКИ АН СССР, в составе Пономарева В.Н. и Зосимовой А.Г., опубликовала две работы в 1973 г. [Гальперин и др., 1973а; Гальперин и др., 1973б], которые были посвящены экспериментальным материалам измерений советского спутника «Космос-184», и где впервые были приведены свидетельства об узких западных дрейфах ионосферной плазмы - поляризационном джете (ПД). В 1979 г. вышла работа исследователей в составе R.W. Spiro, R.A. Heelis-а и W.B. Hanson-а из центра космических наук университета Техаса, где по данным спутника «Atmosphere Explorer C» также наблюдались узкие и быстрые движения плазмы на субавроральных широтах [Spiro et al., 1979]. В той работе это явление было названо «субавроральным ионным дрейфом» - SAID (SubAuroral Ion Drift). Сейчас центр космических наук университета Техаса в Далласе (штат Техас, США) носит имя W.B. Hanson-а.

Возможным механизмом образования таких струй быстрых дрейфов авторы [Гальперин и др., 1973а; Гальперин и др., 1973б; Spiro et al., 1979] считали появление электрических полей поляризации при разделении за счет градиентного дрейфа положительно и отрицательно заряженных энергичных частиц плазменного слоя во время суббури, возникающих вблизи внутренней границы альфвеновского слоя.



Профессор Гальперин Ю.И. и профессор Хансон В.Б.

В настоящее время для объяснения механизмов возникновения поляризационного джета предложен ряд различных теоретических моделей, объясняющих это явление как результат магнитосферно-ионосферного взаимодействия.

В работе [Southwood and Wolf, 1978] была представлена простая модель магнитосферной конвекции, где рассматривалось проникновение инжектированных энергичных ионов на более низкие L-оболочки, чем электроны плазменного слоя вследствие сохранения двух первых адиабатических инвариантов и при наличии компоненты утро–вечер электрического поля вдоль траектории ионного дрейфа. Вследствие этого происходит накопление положительного заряда на экваториальной границе проникновения ионов и возникает электрическое поле, направленное к полюсу, величина которого обратно пропорциональна разносу границ высыпания электронов и ионов. Авторы предполагали, что источником энергии для поддержания сильного электрического поля являлась внешняя инжектированная горячая плазма. Эта модель магнитосферной конвекции получила дальнейшее развитие в работах [см. нп., Деминов и др., 1979; Spiro et al., 1981; Harel et al., 1981; Bourdillon, 1986; Деминов и Шубин, 1988; Providakes et al., 1989; Anderson et al., 1991; Marklund et al., 1998; Galperin, 2002].

В модели [Spiro et al., 1981] была продемонстрирована обоснованность идеи [Southwood and Wolf, 1978], где такая полоса направленного к полюсу электрического поля была хорошо воспроизведена на экваториальной кромке проникновения ионов после инжекции.

В статье [Rich et al., 1980] была представлена феноменологическая модель генерации ПД, в которой суббуревые продольные токи втекают в субавроральную ионосферу и замыкаются через низкопроводящую область на экваториальной кромке зоны диффузных высыпаний. Авторы [Rich et al., 1980] утверждали, что продольные токи, втекающие в ионосферу в областях сильных электрических полей указывают на наличие широтного градиента проводимости, направленного к полюсу и обусловленного высыпанием электронов. При значительных амплитудах втекающих в ионосферу продольных токов (≥ 1 мкА/м^2) имеет место существенное уменьшение концентрации электронов в верхней ионосфере. С уменьшением концентрации тепловых электронов разность между дрейфовыми скоростями ионов и электронов, которая поддерживает ток, увеличивается, что может привести при достижении некоторого порогового значения к развитию ионно-циклотронной неустойчивости.

В работах [Деминов и др., 1979; Деминов и Шубин, 1988] приведена простая и реалистичная модель генерации полосы интенсивного электрического поля, в которой учтено влияние продольного тока на проводящий слой субавроральной ионосферы. При построении модели электрического поля было учтено, что в период главной фазы магнитосферной суббури заряженные частицы плазменного слоя смещаются к Земле. В этом случае из-за более интенсивного и быстрого высыпания электронов вблизи границы диффузной авроральной зоны экваториальная граница электронов плазменного слоя расположена дальше от Земли, чем соответствующая граница горячих ионов плазменного слоя (см. [Spiro et al., 1981; Senior and Blanc, 1984]). Поэтому на субавроральных широтах образуется область относительно слабых электронных вторжений и значительных радиальных и долготных градиентов интегрального содержания захваченных ионов, генерирующих втекающий продольный ток в вечернем секторе в режиме «источника тока». Низкая проводимость ночной субавроральной ионосферы и непрерывность магнитосферного листового тока, замыкающегося через ионосферу, обеспечивают условия для генерации больших по величине электрических полей меридионального направления. Эта модель, уточняющая расчеты в [Spiro et al., 1981; Senior and Blanc, 1984], воспроизводит полосу быстрого западного дрейфа плазмы у экваториальной границы аврорального овала в вечернем секторе, причем плазма затекает в эту полосу, как со средних широт, так и из области аврорального овала.

В работах [Anderson et al., 1993; Karlsson et al., 1998] была предложена теория магнитосферного генератора тока, предполагающая, что во время суббури сильные втекающие продольные токи зоны 2 замыкаются вытекающими продольными токами зоны 1 через направленные к полюсу педерсеновские токи. Вследствие низкой ионосферной проводимости в ночной субавроральной области возникает сильное, направленное к полюсу электрическое поле, которое приводит к быстрому западному дрейфу плазмы. Вследствие изменений скоростей фотохимических реакций и вертикального оттока плазмы плотность ионосферы уменьшается. Ионосферная проводимость падает, так что механизм обратной связи ведёт к дальнейшему увеличению электрического поля.

В то же время авторы [Banks and Yasuhara, 1978], исследуя эффект сильных локальных электрических полей и проводимость в области E ионосферы отметили, что быстрый западный дрейф плазмы в пределах полосы ПД ведёт к сильному возрастанию эффективного коэффициента рекомбинации в F- и E- областях ионосферы, что приводит к сильному истощению электронной плотности внутри полосы ПД. Это истощение сопровождается и усиливается сильным западным переносом магнитных силовых трубок, и связанного с этим нагрева плазмы, и продольными движениями ионов (см., например, обзор модельных расчётов эффектов ионосферной плазмы в полосе ПД [Rodger et al., 1992], а также другие

модельные расчёты [Korosmezey et al., 1992; Moffett et al., 1998; Григорьев и др., 1999]). Эти активные процессы в субавроральной ионосфере ведут к значительному изменению характеристик плазмы на всём протяжении полосы ПД. Авторы работы [Banks and Yasuhara, 1978] обнаружили, что, вследствие условий токовой непрерывности, холловская и педерсеновская проводимости значительно уменьшаются в присутствии сильных электрических полей и эти сильные поля могут существовать в отсутствии сильных продольных токов.

Ещё один механизм объясняет поляризационный джет как результат другого типа генерации магнитосферной разности потенциалов. Авторы [Providakes et al., 1989] заметили рост ионной температуры Ti в области узкого провала ионизации в связи с сильными локальными электрическими полями, что позволило им предложить следующий механизм возникновения поляризационного джета: сильные электрические поля северного направления создаются термоэлектрическим генератором, управляемым градиентом Ti. Авторы считали, что высыпания электронов полярнее ионных высыпаний будут создавать высокую проводимость в Е-слое, которая будет шунтировать локальное магнитосферное электрическое поле. В работе было указано, что двумя границами, определяющими локализацию быстрых субавроральных ионных дрейфов, являются внутренняя граница кольцевого тока и сам кольцевой ток. Авторы предполагали, что ионы высыпаются с внутренней границы кольцевого тока, а электроны – с самой области кольцевого тока. При другом объяснении разнос ионов кольцевого тока и электронов плазменного слоя должен играть важную роль при генерации сильных электрических полей.

Авторами работ [De Keyser et al., 1998; De Keyser, 1999] было высказано предположение, что генератором для образования ПД служит термоэлектрическая сила. ПД в этой схеме рассматривается как результат взаимодействия между горячей инжектированной и холодной ионосферной плазмой. Электрическое поле в данной модели возникает из-за разности в величинах гирорадиусов для холодной и горячей плазмы. Отсюда следует, что в этой схеме ПД должен наблюдаться в области плазмопаузы и иметь широтный размер порядка нескольких гирорадиусов ионов. Однако, как следует из наблюдений, например [Гальперин и др., 1973а; Гальперин и др., 1973б; Spiro et al., 1979], ширина ПД обычно гораздо больше этой величины.

В работах [Крымский, 1989; Крымский и Филиппов, 1991] рассмотрен ещё один интересный механизм генерации сильных электрических полей вблизи проекции плазмопаузы. Автор ввёл понятие синхропаузы, т.е. границы между коротирующей и конвектирующей плазмой. В стационарном случае синхропауза пространственно совпадает с плазмопаузой. В этом случае вязким трением на синхропаузе между коротирующей и конвектирующей плазмой можно пренебречь, поскольку плотность холодной плазмы вблизи плазмопаузы мала, а вне плазмосферы концентрация горячей плазмы, заполняющей плазменный слой, магнитосферы, также мала. В периоды магнитосферных возмущений усиление электрического поля конвекции сдвигает синхропаузу ближе к Земле, где концентрации плазмы больше на 2-3 порядка по сравнению с концентрацией в районе старой синхропаузы. Вязкое трение в районе новой синхропаузы увеличивается на 4 - 6 порядков, что приводит к формированию относительно тонкого пограничного слоя Гартмана со сдвиговым течением, где важны вязкие эффекты и где текут не только азимутальные, но и меридиональные токи. Наличие в слое токов и электрического поля конвекции создаёт сильные поперечные поля поляризации, в результате на границе слоя Гартмана генерируются интенсивные продольные токи и, возможно, продольные электрические поля, а также сосредоточенные внутри слоя азимутальные токи большой величины, обусловленные проводимостью Каулинга. Плазма в слое нагревается за счёт выделения джоулева тепла в электронном и ионном газах вследствие вязкого трения. Во время возмущений в области интенсивных азимутальных токов плазма поджимается к Земле и сильно нагревается под действием гиро-релаксационного нагрева и процессов магнитной накачки. Предложенный механизм объясняет многие характеристики быстрых

субавроральных ионных дрейфов: резкое повышение в этой области электронной и ионной температур, суточные и сезонные вариации, наблюдаемую связь с магнитной активностью, пространственное расположение поляризационного джета и его динамику в ходе суббури.

Волковым и Мальцевым [Волков и Мальцев, 1992] полоса быстрого ионного дрейфа в западном направлении в вечерне-полуночные часы на субавроральных широтах объяснялась как эффект поляризации квази-кольцевой магнитосферной зоны, расположенной между границами запрещённых областей горячих ионов и электронов, дрейфующих из хвоста магнитосферы по направлению к Солнцу. Было сделано предположение, что во внешнем электрическом поле квази-кольцевая зона поляризуется вследствие эффекта Каулинга. Поле и скорость дрейфа в этой зоне возрастают примерно на порядок по сравнению с окружающими областями. На краях квази-кольцевой зоны генерируются два слоя продольных токов противоположного направления.

Анализируя данные спутника Astrid-2, авторы [Figueiredo et al., 2004] пришли к выводу, что механизм генерации ПД в применении к ионосфере не может рассматриваться только как механизм генерации напряжения (потенциалов) или генерации тока. Авторы [Figueiredo et al., 2004] считали, что в то время как антикорелляция между шириной и максимумом интенсивности структур ПД с развитием суббури указывает на магнитосферный источник ПД, ведущий себя как генератор постоянного напряжения, ионосферные же изменения, в частности, понижение в проводимости в полосе ПД, свидетельствуют о замыкании постоянной токовой системы постоянного тока через ионосферу. В работе замечено, что ионосферные механизмы обратной связи могут играть важную роль в поддержании полосы ПД.

В работе [Galperin, 2002] была представлена полуколичественная модель формирования поляризационного джета, объясняющая многие характеристики ПД. В соответствии с этой моделью ПД начинает развиваться по сценарию [Southwood and Wolf, 1978] вследствие проникновения инжектированных энергичных ионов на более низкие L-оболочки в присутствии компоненты утро-вечер электрического поля. Было сделано предположение, что первоначальная стадия развития полосы ПД приводит к её наклону внутрь к вечеру при линиях $\mathbf{B}$ = const. Предполагалось, что, сформировавшись, полоса ПД поддерживается на экваториальной стороне сначала новыми инжектированными ионами кольцевого тока, затем, в результате конвекции, через разрыв Харанга, ионами плазменного слоя. Автор считал, что на полярной стороне поддержка полосы ПД идёт за счёт энергичных электронов, дрейфующих к востоку, которые либо ранее уже были на захваченных орбитах, либо конвектировали из плазменного слоя и столкнулись с границей ПД.

В работе [Goldstein et al., 2005] сделана первая попытка построения магнитосферной модели электрического потенциала для SAPS в зависимости от магнитного Kp индекса (действительна для Kp между 4 и 7). Из работы [Foster and Vo, 2002] были подобраны зависимости средних пространственных и временных свойств ионосферного SAPS от магнитной широты (MLAT), магнитного местного времени (MLT) и индекса геомагнитной активности Kp. Из работы [Goldstein et al., 2003a] была взята формула для магнитосферного потенциала SAPS. Таким образом, в модели полоса SAPS рассматривается как разность потенциалов поперек канала западного потока, чье радиальное положение и ширина уменьшаются как функция от увеличивающегося магнитного местного времени и увеличивающегося Kp индекса. Смоделированный канал потока SAPS согласуется с результатами исследований отдельных событий по данным спутника IMAGE [Goldstein et al., 2003b]. Авторы делают заключение, что хотя модель работает хорошо, однако, параметризация, основанная на Kp, является несколько сырым, захватывая только грубые пространственные и временные характеристики SAPS.

Ещё один механизм конвекции плазмы на авроральных и субавроральных широтах рассмотрен авторами [Makarevich and Dyson, 2007]. Ими был предложен двухэтапный процесс в предположении, что первоначальный рост скорости связан с образованием поляризационного электрического поля вблизи начала суббури с задержкой, зависящей от

локализации области инжекции ионов. Дальнейшее время развития, следующее за первоначальным ростом, может зависеть как от ионосферных условий через процессы магнитосферно-ионосферного взаимодействия, так и дополнительной подпитки энергичными ионами во время последующего усиления.

В работах [Puhl-Quinn et al., 2007; Mishin and Puhl-Quinn, 2007; Mishin et al., 2010; Mishin, 2013] приведены магнитно-сопряженные многоспутниковые наблюдения (Polar, серии спутников Cluster и DMSP) субавроральных ионных дрейфов (SAID) вблизи магнитного экватора и в верхней ионосфере. Авторы утверждают, все особенности SAID противоречили моделям генераторов тока, напряжения, и вращательного разрыва, т.к. продольные токи вдоль силовых линий отсутствовали, т.е. канал SAID не замкнут мелкомасштабными продольными токами. Тот факт, что область SAID в плазмосфере лишена горячих электронов подразумевает, что холодная плазма поддерживает квазинейтральность в системе. Чтобы объяснить свои данные они расширили подход и развили проблему плазменных джетов, т.н. плазмоидов, пронизывающих магнитные баръеры. Во время суббури происходит короткое замыкание инжектированных джетов горячей плазмы над плазмосферой и формируется турбулентный граничный слой. Усиленная турбулентность плазмы в пределах SAID обеспечивает аномальное сопротивление и магнитную диффузию, как в проблеме плазмоида - магнитный барьер. Короткое замыкание встречается тогда, когда плотность холодной плазмы превышает критическое значение Ne ~ 5–10 cm^{-3} и поле поляризации на фронте замыкается. В результате горячие электроны останавливаются, тогда как горячие ионы все еще движутся во внутрь. Это дает объяснение бездисперсионной авроральной границы высыпаний, которая совпадает с внешней границей SAID и с увеличением холодной плазмы выше Ne ~ 5-10 cm^{-3} на плазмопаузе.

ГЛАВА 3. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВБЛИЗИ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ГРАНИЦЫ КОЛЬЦЕВОГО ТОКА

3.1. Результаты синхронных измерений инжекции энергичных ионов со спутника AMPTE/CCE и регистрации поляризационного джета на сети ионосферных станций

В ходе взрывной фазы суббури или одной из последующих активизаций происходит инжекция энергичных электронов и ионов и их высыпание в атмосферу. Чем выше магнитная активность, тем ближе к Земле сдвигается область инжекций. В работе [McIlwain, 1972] была разработана модель конвекции во внутренней магнитосфере для средне-возмущённого времени (Кр=3–5), где в качестве модели источника частиц была предложена модель «границы инжекции», построенная автором на основе наблюдений спектров протонов и электронов во время инжекций в ночной магнитосфере по данным спутника ATS-5. Согласно этой модели частицы во время вспышки суббури инжектируются во внутреннюю магнитосферу за короткое время (порядка 5 минут), заполняя область магнитосферы от некой эмпирически определённой резкой границы в хвостовую часть магнитосферы. Далее движение частиц во внутренней магнитосфере определяется дрейфом в стационарных магнитном и электрическом полях.

Один из возможных механизмов возникновения поляризационного джета связан с инжекцией энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу при вспышке суббури [Southwood and Wolf, 1978]. Для проверки этого предположения в работах [Khalipov et al., 2002; Бондарь и др., 2003; Khalipov et al., 2003] были обработаны и проанализированы данные измерений инжекции энергичных ионов со спутника AMPTE/CCE (Active Magnetospheric Particle Tracer Explorers/Charge Composition Explorer) за 1984-1988 годы и синхронные наземные измерения поляризационного джета по данным нескольких наземных станций (Якутск, Магадан, Салехард, Подкаменная Тунгуска, Архангельск). Было найдено 187 случаев регистрации положения экваториальной границы инжекции энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу, из них 67 – одновременно с наблюдениями поляризационного джета по наземным данным. Наиболее подходящие для сопоставлений случаи представлены в Таблице 1.

Таблица 1

Положение экваториальной границы инжекции энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу по наблюдениям со спутника AMPTE/CCE во время регистрации поляризационного джета наземными ионозондами

Дата	Время регистрации инжекции энергичных ионов со спутника				Время регистрации поляризационного джета по наземным данным			
	UT	LT	L	Описание случая	Станция наблюдения	UT	LT	L
04.09.1984	13.00	18.30	3.4	Nose event	Якутск	13.15	22.15	3.0
19.09.1984	13.00	17.20	3.4	Nose event	Магадан	11.15	21.15	2.9
					Подк.Тунгуска	12.15	18.15	3.0
					Архангельск	13.00	16.00	4.0
23.09.1984	11.00	17.40	3.0	Nose event	Якутск	09.15	18.15	3.0
					Салехард	10.30	14.30	4.0
					Подк.Тунгуска	11.30	17.30	3.0
14.09.1985	14.00	22.70	3.4	Injection boundary	Якутск	14.00	23.00	3.0
29.08.1986	15.00	20.00	3.2	Nose event	Якутск	14.30	23.30	3.0
01.09.1987	12.00	01.40	3.3	Injection boundary	Якутск	12.30	21.30	3.0
10.09.1987	15.00	06.60	2.9	Injection boundary	Якутск	14.15	23.15	3.0
16.09.1987	12.20	18.00	3.4	Injection	Якутск	13.00	22.00	3.0

				boundary				
25.09.1987	15.00	23.20	2.9	Injection boundary	Подк.Тунгуска	15.30	21.30	3.0
29.09.1987	13.00	23.20	3.0	Injection boundary	Якутск	12.00	21.00	3.0
03.10.1987	11.15	23.30	3.2	Injection boundary	Якутск	12.15	21.15	3.0
14.10.1987	13.20	22.50	3.2	Injection boundary	Якутск	12.30	21.30	3.0
16.05.1988	16.30	19.00	3.5	Nose event	Якутск	15.45	00.45	3.0

Рассмотрим несколько синхронных наземных наблюдений поляризационного джета и спутниковых измерений случаев инжекции энергичных ионов.

19 сентября 1984 г. В этот день спутником AMPTE/CCE в 13.20 UT (LT = 17.3) на L = 3.3 был зарегистрирован случай инжекции энергичных ионов в виде размытой по энергии структуры «nose-event» (Рис.3.1). Интенсивность потока частиц составляла ~10^6 ион·$см^{-2}$·$с^{-1}$ $стер^{-1}$·$кэВ^{-1}$. Из верхней части рисунка видно, что спутниковые измерения были выполнены через 3 часа после начала сильной бури с максимальным индексом AE ~ 1300 нТ. Можно предположить, что за это время энергичные ионы продрейфовали от области инжекции в околополуночном секторе в сторону вечернего сектора и достигли как минимум 17.30 LT.

Станция Подкаменная Тунгуска являлась в этот момент наиболее близко расположенной ионосферной станцией к проекции линии геомагнитного поля, пересекаемой спутником в 13.20 UT. Регистрация поляризационного джета на станции началась в 12.15 UT (LT=18.15) (сеансы зондирования ионосферы проводились каждые 15 мин). Несмотря на то, что имеется разница ~ 0.3 L между местоположением станции наблюдения поляризационного джета и L-оболочкой, на которой спутником была зарегистрирована инжекция энергичных ионов, нужно принять во внимание, что антенные системы ионосферных станций имеют широкую зону обзора и восприимчивы к записи отражений от ионосферных структур, расположенных к северу от зенита станции. Поэтому, на основе синхронных спутниковых данных и наземных измерений ионозонда можно связать возникновение поляризационного джета с инжекцией энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу.

25 сентября 1987 г. Спутник AMPTE/CCE в 14.45 UT (23.2 LT), на L = 2.9, зарегистрировал инжекцию энергичных ионов в околополуночном секторе магнитосферы вскоре после начала вспышки суббури с AE ~ 1400 нТ. (Рис. 3.2). Вблизи области инжекции дисперсии энергии не наблюдалось и для ионов всех энергий записана одна общая граница, «граница инжекции». Следовательно, для инжектированных ионов этого времени достаточно, чтобы достигнуть оболочки глубоко внутри магнитосферы. На станции Подкаменная Тунгуска, расположенной в двух часах LT западнее от меридиана спутниковых измерений, поляризационный джет наблюдался в 15.30 UT, то есть спустя примерно 1 час после начала суббури. Мы полагаем, что эта почти часовая разница во времени регистрации ПД связана с задержкой прибытия энергичных ионов в сектор ионосферных измерений.

3 октября 1987 года. По спутниковым данным «граница инжекции» наблюдалась в 11.15 UT (23.30 LT, L = 3.2). В 10.45 UT AE-индекс достигал 1200 нТ (Рис.3.3). Ионосферная станция Якутск располагалась в трёх часах к западу от меридиана спутниковых измерений. Поляризационный джет был зарегистрирован на станции в 12.15 UT (21.15 LT), то есть спустя 1 час после спутниковых измерений инжекции. Видно, что во всех рассмотренных случаях инжекция энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу сопровождаются формированием ПД и это формирование имеет место около экваториальной границы области инжекции.

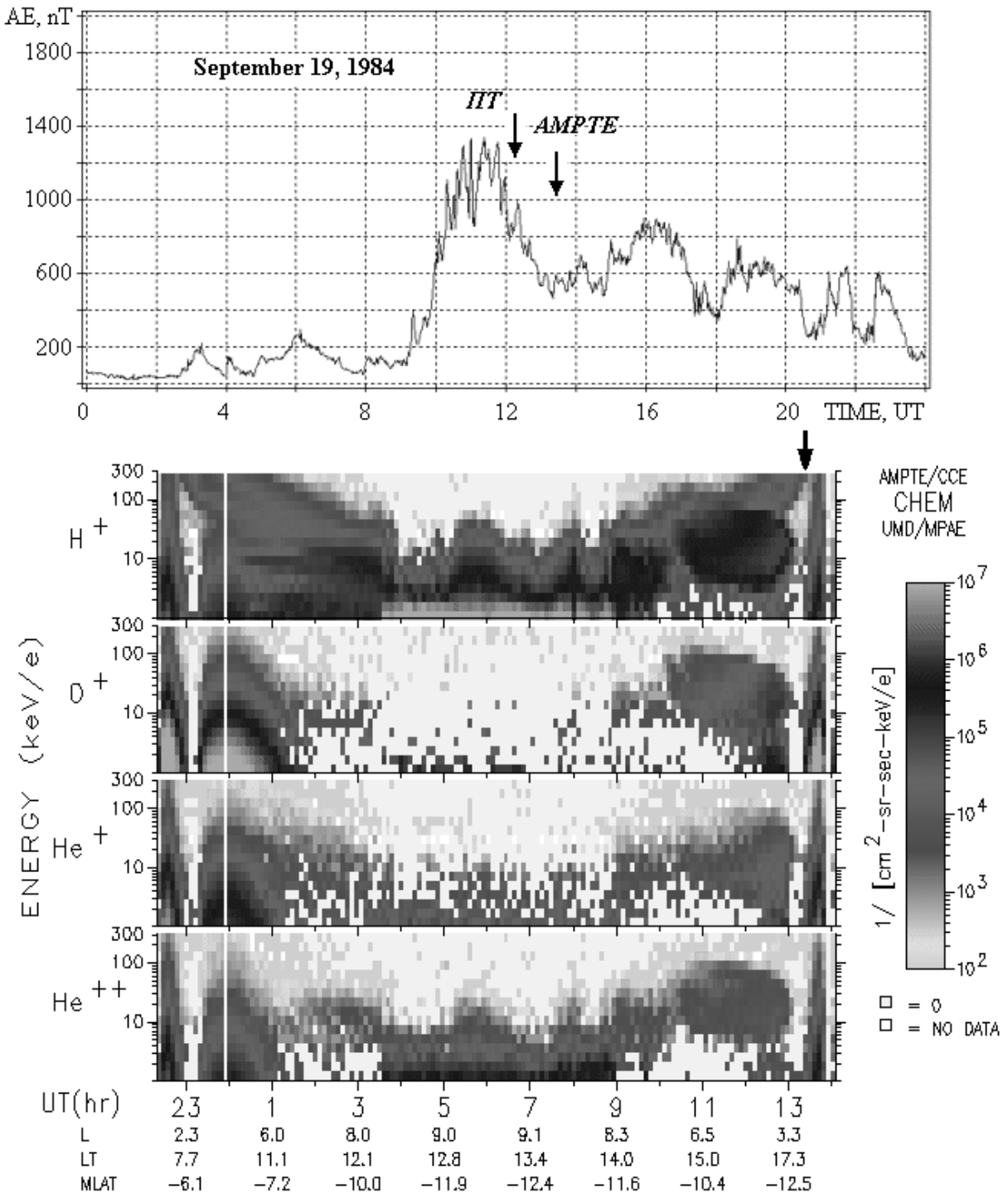


Рис.3.1. Случай синхронного наблюдения поляризационного джета на станции Подкаменная Тунгуска (12.15 UT) и регистрации инжекции энергичных ионов в виде «носовых структур» на спутнике AMPTE/CCE (13.20 UT – указана стрелкой) в раннем вечернем секторе 19 сентября 1984 г. Вверху – индекс геомагнитной активности AE (ПТ – Подкаменная Тунгуска), внизу – спутниковые данные.

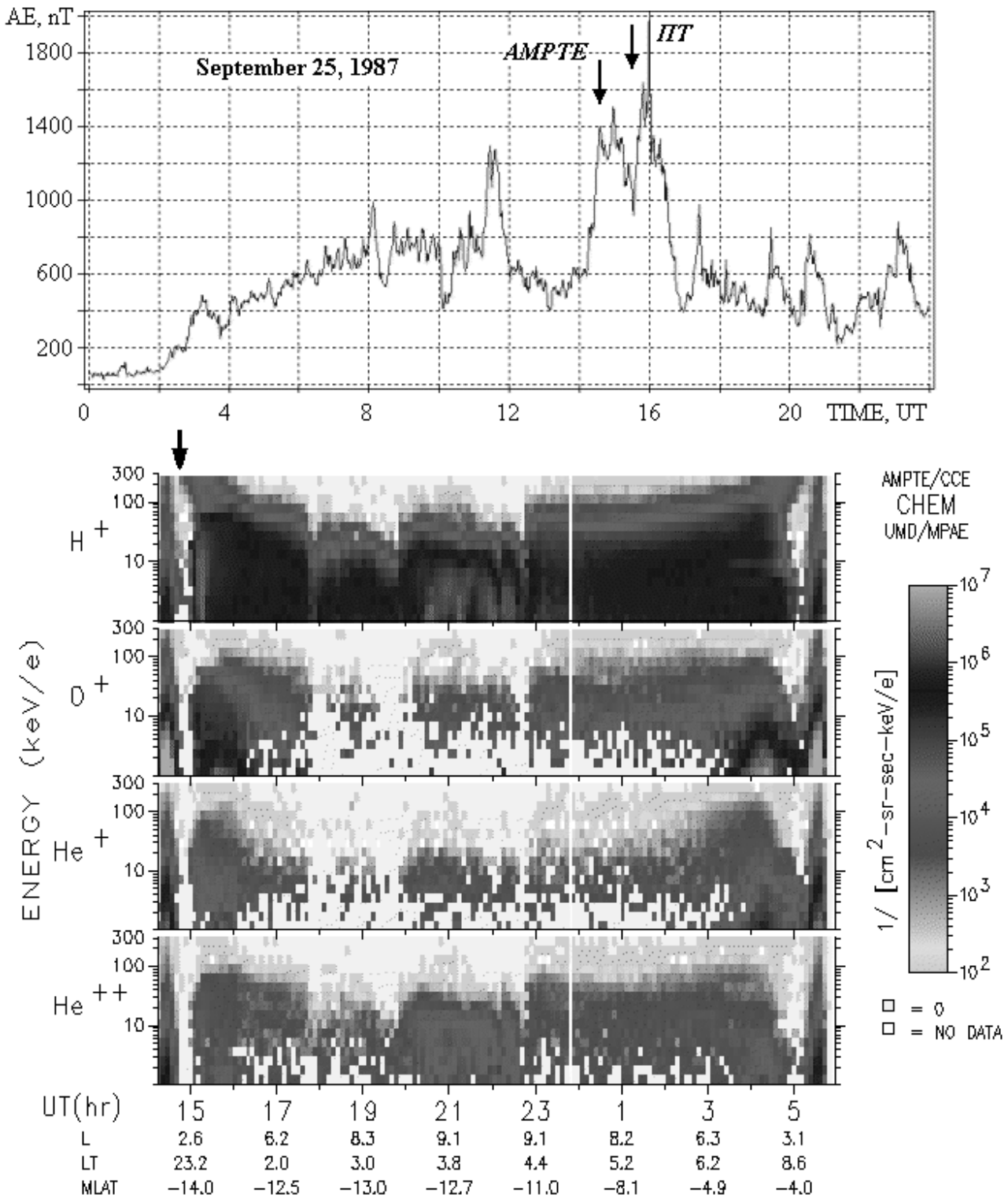


Рис.3.2. Случай синхронного наблюдения поляризационного джета на станции Подкаменная Тунгуска (15.30 UT) и регистрации инжекции энергичных ионов в виде «носовых структур» на спутнике AMPTE/CCE (14.45 UT - указана стрелкой) в раннем вечернем секторе 25 сентября 1987 г. Вверху – индекс геомагнитной активности AE (ПТ – Подкаменная Тунгуска), внизу – спутниковые данные.

МакИлвэйн [McIlwain, 1974] разделял наблюдавшиеся случаи инжекции на бездисперсионные, когда электроны и протоны всех энергий возрастают одновременно («общая граница инжекции») и возрастания с дисперсией («носовые структуры»). Во втором

случае временная задержка росла с уменьшением энергии частиц, что указывало на магнитный дрейф из области ускорения.

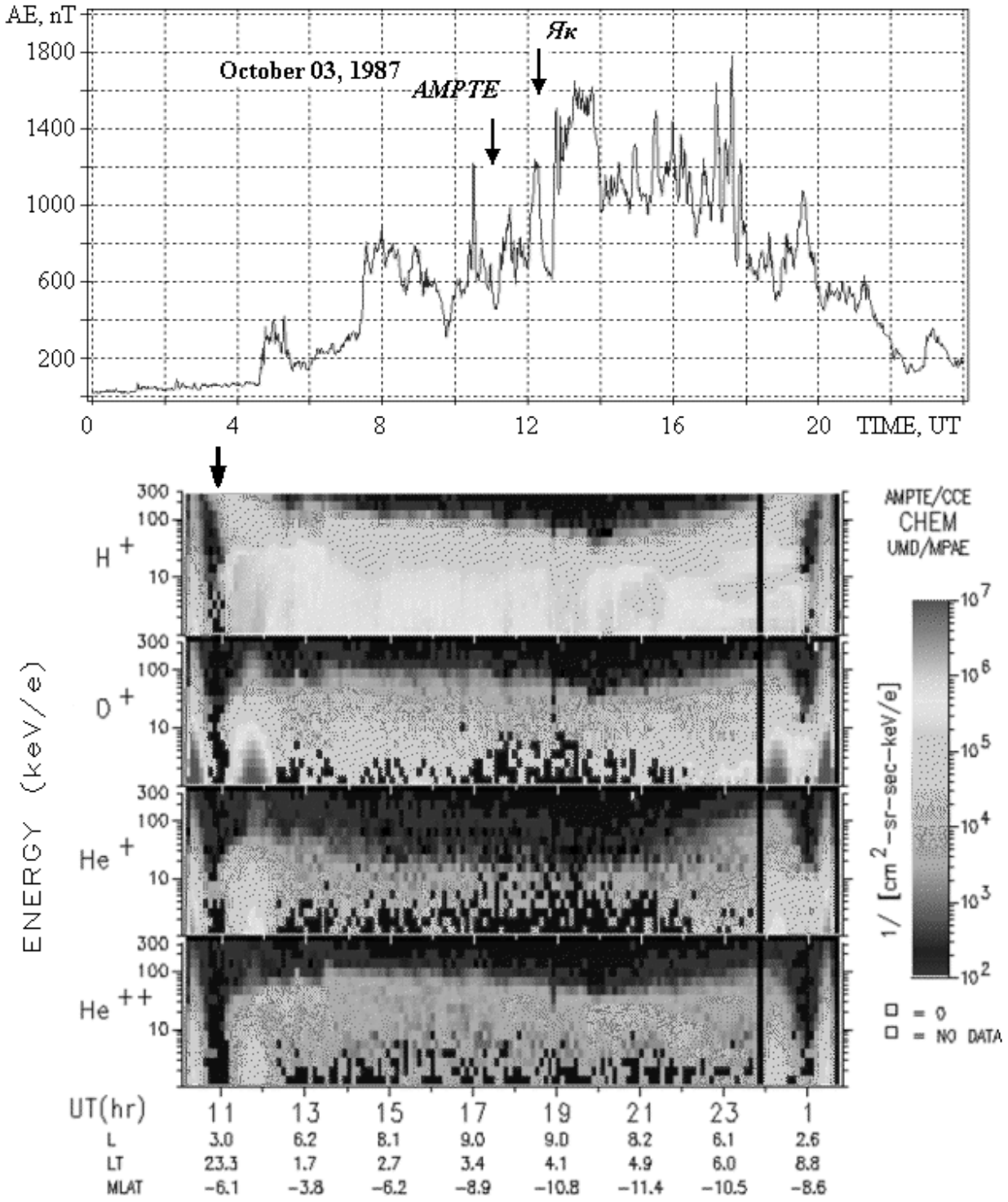


Рис.3.3. Случай синхронного наблюдения поляризационного джета на станции Якутск (12.15 UT) и регистрации инжекции энергичных ионов в виде «носовых структур» на спутнике AMPTE/CCE (11.00 UT - указана стрелкой) в раннем вечернем секторе 3 октября 1987 г. Вверху – индекс геомагнитной активности AE (Як – Якутск), внизу – спутниковые данные.

Бездисперсионные инжекции локализовались в области квази-захвата и ближе к Земле вблизи полуночи и при большом уровне активности. Так как электроны и протоны дрейфуют в разные стороны, в стороне от области ускорения наблюдается возрастание частиц одного знака.

В работе [McIlwain, 1972] по данным спутника Explorer-45 было описано проникновение энергичных протонов (с энергиями ~20-50 кэВ) во внутреннюю магнитосферу вплоть до L-оболочек 3 – 4 за плазмопаузу во время суббурь в виде «носовых структур» («nose events»). Суббуревые «носовые структуры» характеризовались быстрым временем формирования (не более получаса), энергиями около 20-50 кэВ, локализацией преимущественно в вечернем секторе. Было показано, что на энерго-временных спектрограммах протонов существует некая выделенная резонансная область энергии частиц, проникающих вглубь магнитосферы наиболее значительно. В работах [Smith and Hoffman, 1974; Ejiri et al., 1978 и др.] было дано качественное объяснение этого процесса как следствия адиабатического дрейфа частиц (с сохранением первых двух инвариантов) в электрическом поле конвекции, коротации и магнитном поле. Авторы [Ejiri et al., 1980] показали, что «носовые структуры» могут сопровождаться разделением зарядов. За одно и то же время с момента начала движения частицы H^+ проникают во внутреннюю магнитосферу на более низкие L-оболочки, чем электроны, то есть должно возникать электрическое поле, направленное к полюсу. Именно такой механизм предлагается в работах [Southwood and Wolf, 1978; ; Spiro et al., 1981; Anderson et al., 1993] для объяснения поляризационного джета.

Мы сопоставили данные наблюдений случаев инжекции в виде «резкой границы» и размытых по энергии «nose events» со временем появления поляризационного джета с целью выяснить корреляцию ПД и «носовых структур». Данные показывают, что формирование поляризационного джета сопровождается инжекцией энергичных ионов, в вечернем секторе популяция ионов чаще наблюдается как размытые по энергии «носовые структуры», в околополуночном же секторе вблизи области инжекции чаще наблюдается общая резкая (бездисперсионная) граница для ионов всех энергий, но в целом нельзя сказать, что форма границы зависит от местного времени. К тому же из опубликованных данных о «носовых структурах» (например, [Ganushkina et al., 2000]) можно сделать вывод, что морфология ПД заметно отличается от морфологии «носовых структур». Очевидно, дальнейшее изучение этого вопроса является очередной задачей.

Существенным дополнением для исследования структуры субавроральной ионосферы является использование возможностей радиозондирования ионосферы с помощью сигналов глобальной навигационной системы GPS. В работах [Афраймович и др., 2005а, Афраймович и др., 2005б] авторы показали возможность детектирования главного ионосферного провала и поляризационного джета с помощью сигналов глобальной навигационной системы GPS при условии прохождения спутников в зените станции, но этот вопрос пока требует дальнейшей разработки в связи с малой базой накопленных данных.

3.2. Формирование поляризационного джета в ходе взрывной фазы суббури: результаты наземных измерений

Статистическое распределение событий поляризационного джета показывает (см. нп. [Smiddy et al., 1977; Karlsson et al., 1998; Халипов и др., 2001]), что обычно они имеют широтную протяженность 100-200 км, наблюдаются преимущественно в предполуночном секторе 19.00 - 24.00 MLT на инвариантных широтах 55 - 65° (~ 80%); скорость дрейфа в таких структурах обычно составляет 1.0 - 1.5 км/с, но может достигать и 4 км/с. (нижний предел скорости дрейфа соответствует сверхзвуковой скорости дрейфа ионов и выбран искусственно для надежного разделения ПД от эффектов ускоренного ветрового переноса во время суббурь).

Такая полоса интенсивного дрейфа вызывает быстрые и значительные изменения электронной концентрации в субавроральной F-области вблизи полярной стенки главного провала ионизации, которые уверенно регистрируются с помощью наземных ионозондов. В работах [Galperin et al., 1986; Сивцева и др., 1983; Сивцева и др., 1984; Filippov et al., 1989; Гальперин и др., 1990] данные Якутской меридиональной цепочки ионозондов сопоставлялись с синхронными спутниковыми измерениями поляризационного джета, когда реализовались такие случаи измерений на спутниках вблизи данного меридиана. При этом важно, что измерения ионозонда в Якутске, как описано в [Galperin et al., 1986; Сивцева и др., 1983], проводятся на двух антеннах: на стандартной антенне с диаграммой, направленной вверх, и на антенне наклонного зондирования типа «Ромб» с диаграммой, направленной на север. Это существенно расширяет возможности регистрации следов, характерных для ПД, и локализации отражающих структур в субавроральной ионосфере.

В результате анализа случаев синхронных спутниковых измерений поляризационного джета вблизи ионосферной станции были установлены характерные формы отражающих структур в F-области и соответствующие изменения в ионосфере, непосредственно сопровождающие появление ПД. Они состоят в следующем: быстрое уменьшение электронной концентрации в F-области ионосферы в несколько раз за время между одним - двумя сеансами зондирования (15-30 мин), быстрое возрастание высоты максимума слоя F2 на 80 - 150 км, появление дополнительных долгоживущих рассеянных следов на ионограммах с меньшими критическими частотами и большими действующими высотами, чем в регулярном слое F2. Эти изменения соответствуют появлению локального минимума электронной плотности над станцией зондирования со значительными неоднородностями. Специфические рассеянные следы на ионограммах, соответствующие отражению радиоволн от области локального минимума F-слоя, располагающегося на большой высоте над ионосферной станцией, были названы F3s. Они позволяют надежно локализовать ПД.

Полученные характеристики ионосферных следов одновременно и в той же области пространства, что и прямые измерения поляризационного джета со спутников, несмотря на небольшое число таких случаев, позволили провести тесты моделей слоя F2 с узким минимумом концентрации. Тесты включали трассирование распространения зондирующих импульсов ионозонда с отражением типа F3s для этих условий, что позволило надежно идентифицировать наблюдаемые при этом характерные следы на ионограммах (см. [Galperin et al., 1986; Сивцева и др., 1983]). В результате обширные наземные ионозондовые измерения могут быть использованы для изучения пространственно-временной динамики ПД.

Для понимания физического механизма, действующего при формировании поляризационного джета, важно установить, на какой фазе суббури он возникает. Регулярные наземные ионосферные наблюдения осуществляются в 15-минутном патрульном режиме (либо даже с разрешением 5 мин. при работе по координированным программам) и дают лучшее временное разрешение, чем измерения ПД при их пересечении спутником.

В этой подглаве, по данным о регистрации ПД на ст. Якутск (L = 3.05; $\varphi_{геогр.}$ =62^o N; $\lambda_{геогр.}$ = 129.8^o E; MLT = UT + 9^h) и вариациям АЕ-индекса с минутным разрешением, полученным из Мирового Центра Данных в Киото (http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/aedir/downldaemn.html), рассмотрена динамика развития поляризационного джета при суббуревых возмущениях. Локальная магнитная активность анализировалась по магнитограммам станции Якутск и станции Жиганск (L = 4.06, $\varphi_{геогр.}$ = 66.8^o N, $\lambda_{геогр.}$ = 123.4^o E) [Халипов и др., 2001].

Анализ экспериментальных результатов. По данным наблюдений за 11 месяцев в зимние и равноденственные периоды 1989 - 1991 гг. найдено 110 случаев регистрации ПД на станции Якутск. Эмпирически нами было установлено, что развитие ПД в ночные часы на широте Якутска (L = 3) происходит обычно для значений АЕ-индекса ≥ 500 нТ. Моменты появления ПД по ионограммам сопоставлялись с моментами суббуревых возмущений с уровнем АЕ ~ 500 нТ и более. При этом отбирались события, когда появлению ПД предшествовала не более чем одна суббуревая активизация в предшествующий интервал времени длительностью не менее, чем 5 ч. Статистические зависимости событий ПД, анализируемых в данном сообщении, от геофизических параметров приведены на Рис.3.4. Они показывают, что на широте станции Якутск поляризационный джет наблюдается, в основном, при Кр = 3 и 4 (около 80%, Рис.3.4а) и в секторе местного времени от 20.00 до 01.00 LT (около 73%, Рис.3.4б). Почти полное отсутствие событий при Кр < 3 и АЕ < 500 нТ объясняется указанным выше пороговым эффектом, поскольку наблюдения проводятся на L = 3. Как видно, эти распределения согласуются с известными измерениями со спутников [Spiro et al., 1978].

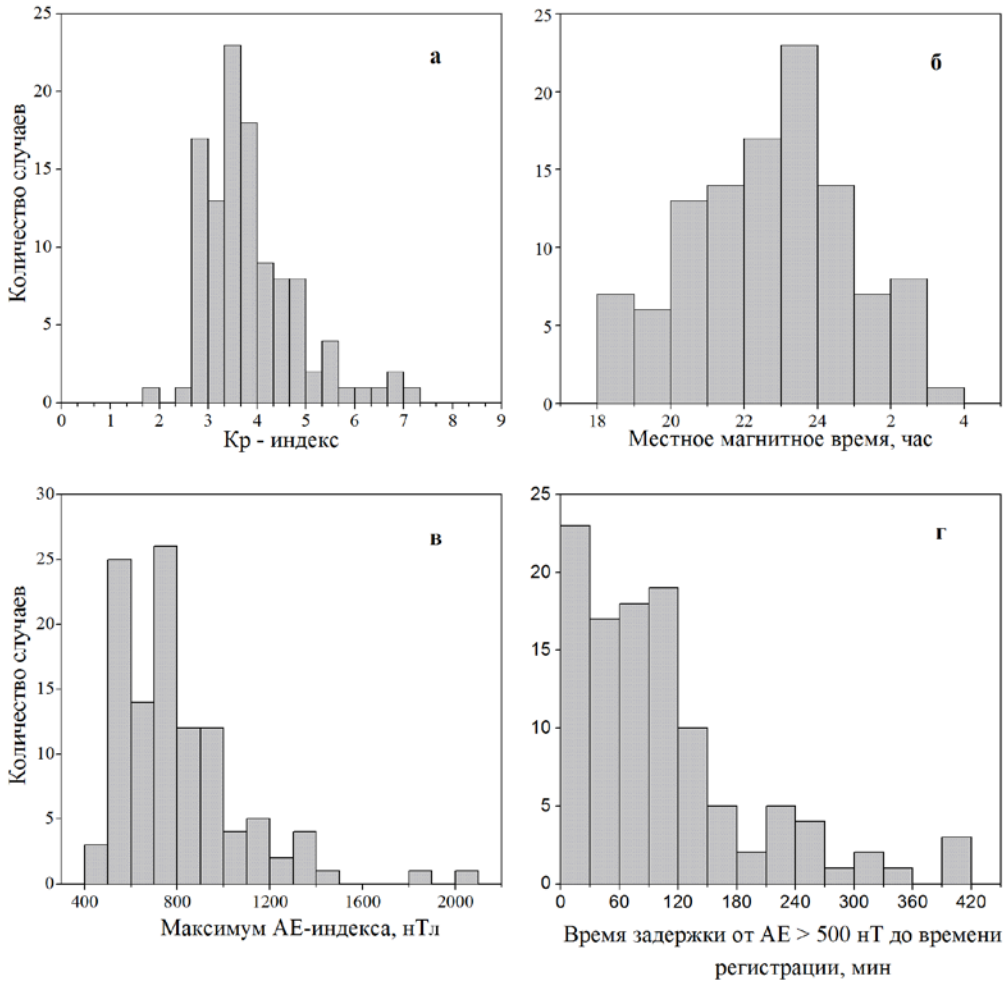


Рис.3.4. Распределение числа случаев регистрации поляризационного джета на ст. Якутск в зависимости от Кр-индекса (а), от местного магнитного времени (б), от величины АЕ-индекса авроральной активности (в), а также в зависимости от длительности временной задержки между началом суббуревого возмущения с АЕ ≥ 500 нТ и моментом регистрации ПД на ст. Якутск (г).

На Рис.3.5 показано распределение временной задержки между моментами начала суббурь и появлением ПД над станцией Якутск для случаев, отобранных таким путем. Видно, что временные задержки минимальны для суббурь во временном секторе 13.00-17.00 UT, что соответствует местному околополуночному сектору 22.00-02.00 MLT. Наблюдается хорошо выраженное возрастание средней временной задержки для суббурь, развивающихся в раннем вечернем и вечернем секторе MLT (07.00-11.00 UT). В отдельную группу выделены события с АЕ ≥ 1000 нТ, которые отмечены крестиками. Соответствующие коэффициенты линейных корреляционных зависимостей между моментами начала суббуревых возмущений с АЕ > 500 нТ и моментами появления ПД над станцией Якутск для указанных двух групп событий составляют соответственно, R_1 = - 0.75; R_2 = - 0.78. Существует также небольшая группа из 6 событий, для которых временная задержка превышает 5 часов.

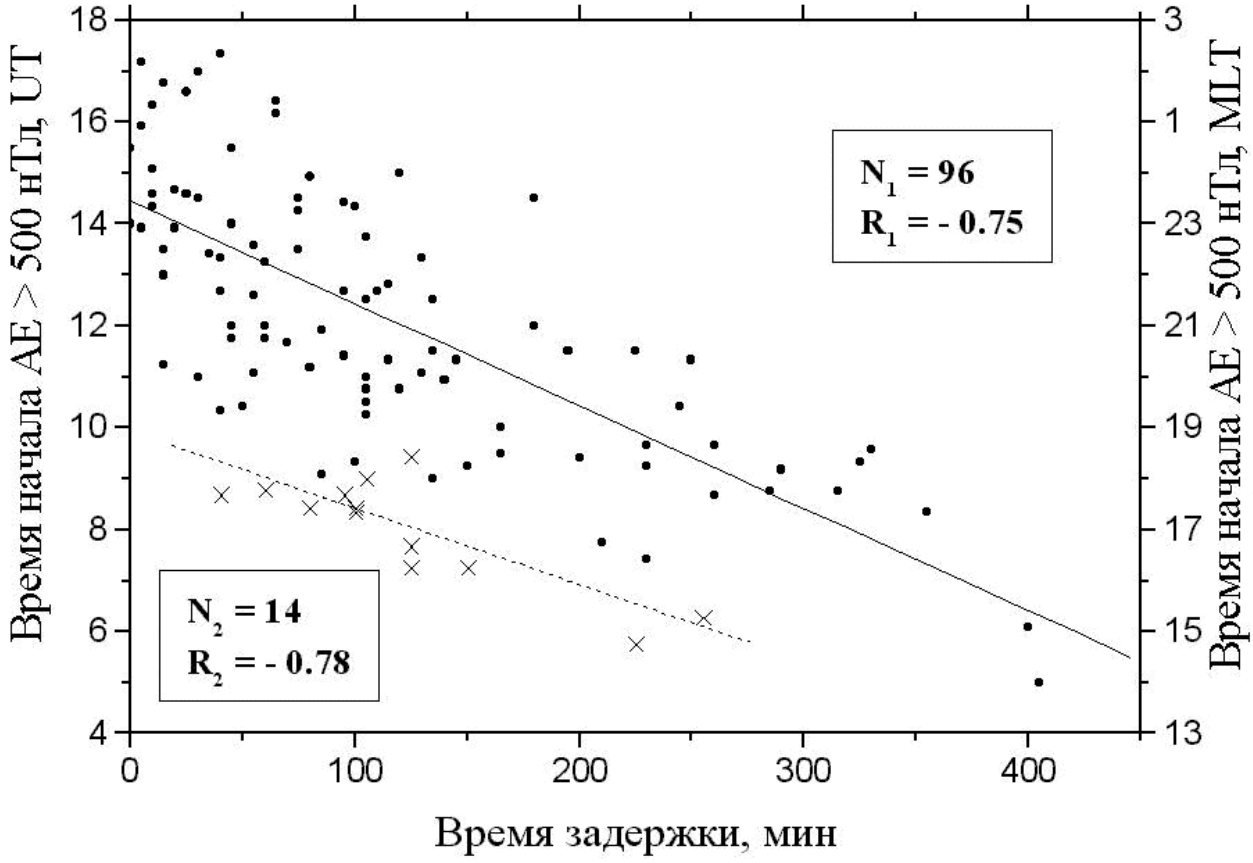


Рис.3.5. Длительность временной задержки между моментом начала суббури с АЕ ≥ 500 нТ и появлением поляризационного джета на ст. Якутск для всех случаев наблюдения ПД в вечернем и околополуночном секторах MLT.

Еще более выраженную связь между временем начала суббури и появлением ПД на станции Якутск демонстрирует Рис.3.6, в который включены события из того же массива, но выбранные с дополнительным условием, что время задержки появления ПД над станцией наблюдения не превышает 3 часов после начала суббури. Такое ограничение оправдано, поскольку характерное время жизни ПД как полосы быстрого дрейфа плазмы к западу,

определенное по измерениям со спутников [Anderson et al., 1991], составляет также около трех часов. В то же время возникшая в результате структура узкого провала в провале электронной плотности в ионосфере (названная в [Гальперин и др., 1990] «провал в провале») может существовать в неосвещенной Солнцем ионосфере более длительное время уже без электрического поля и дрейфа, давая вклад в так называемый «остаточный провал» («fossil trough»). Очевидно, такая структура будет при этом продолжать наблюдаться при ионосферном зондировании, но это уже не будет ПД. Для событий, выбранных таким образом (Рис.3.6), коэффициент корреляции между началом суббури и появлением ПД достигает 0.95. Штриховая линия на Рис.3.6 отмечает нулевую задержку между рассматриваемыми явлениями. Для пяти событий задержка по времени не превышает 5 мин. Еще для 10 событий она не превышает 15 минут.

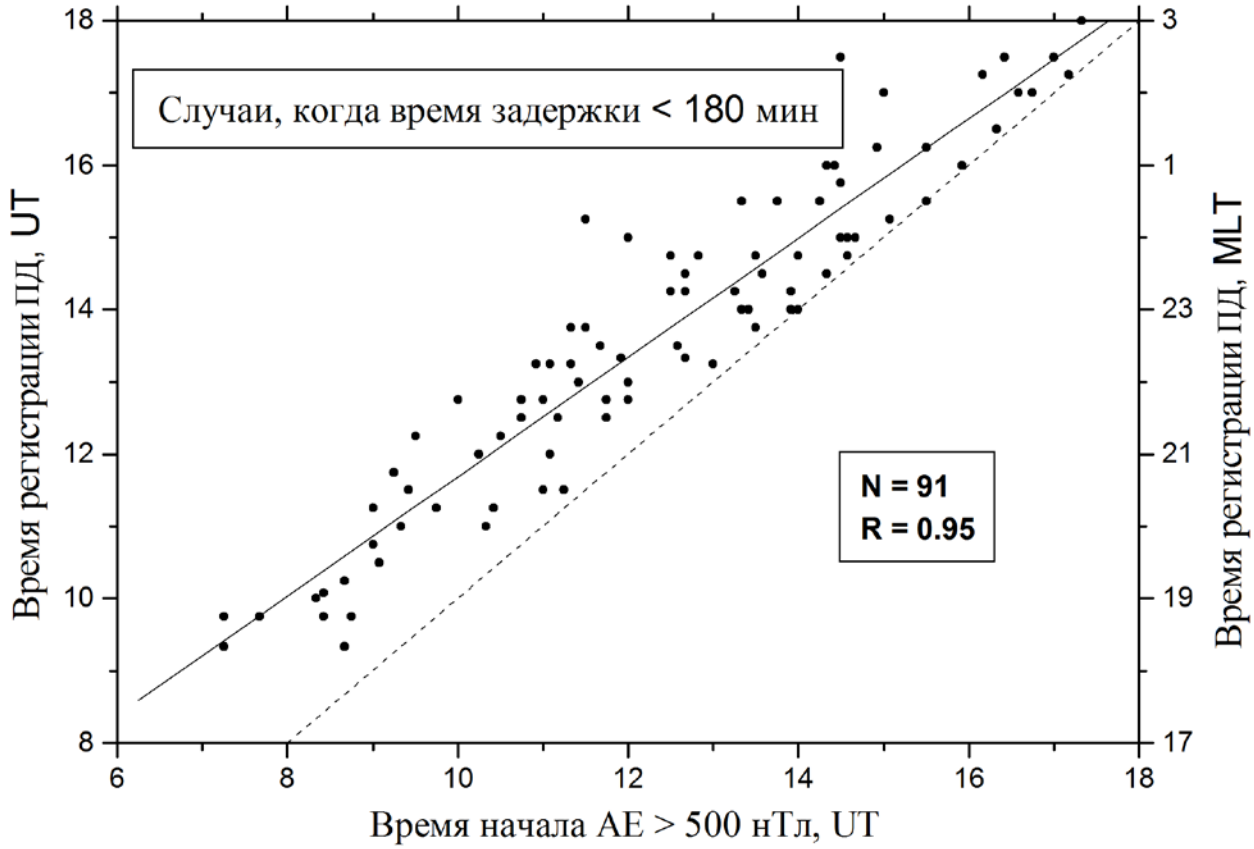


Рис.3.6. Зависимость времени появления поляризационного джета на ст. Якутск от времени начала суббури с AE ≥ 500 нТ для случаев, когда длительность временной задержки между рассматриваемыми событиями не превышает 3 часов. Штриховая линия обозначает отсутствие задержки.

Сравнение хода линейной аппроксимации массива точек с линией нулевой задержки показывает возрастание задержки регистрации ПД в более ранние часы местного времени. В среднем время запаздывания ПД относительно момента начала суббури составляет около двух часов в раннем вечернем секторе и уменьшается до получаса вблизи полуночи. Эта средняя величина запаздывания согласуется с результатом, полученным по измерениям DE-2 [Anderson et al., 1991; Anderson et al., 1993]. Однако, как видно из приведенных результатов наземных измерений, по крайней мере заметная часть событий (15), относящихся к околополуночному сектору, соответствует появлению ПД в ходе взрывной фазы суббури.

Этот результат противоречит общепринятой точке зрения о формировании ПД лишь на фазе затухания суббури (см., нп., [Сивцева и др., 1983; Anderson et al., 1993]). Вопрос об условиях появления поляризационного джета и его связи с текущим уровнем и

характеристиками магнитной активности важен для выяснения природы возникновения сильных локальных электрических полей на субавроральных широтах. Поэтому рассмотрим более подробно некоторые из событий, для которых развитие ПД происходит с минимальной задержкой после начала суббури.

В примере, иллюстрируемом Рис.3.7, вспышке суббури в 17.00 UT предшествовал длительный слабо-возмущенный период. Индекс AE достиг уровня 500 нТ в 17.10 UT, поляризационный джет был зарегистрирован на ионосферной станции Якутск в 17.15 UT. В этот момент на магнитограмме станции Якутск, показанной на врезке Рис.3.7, наблюдается максимум положительного бухтообразного возмущения H-составляющей магнитного поля амплитудой ~ 75 нТ. Уже через 15 мин возмущение H-составляющей становится отрицательным, что похоже на быстрое прохождение над станцией разрыва Харанга.

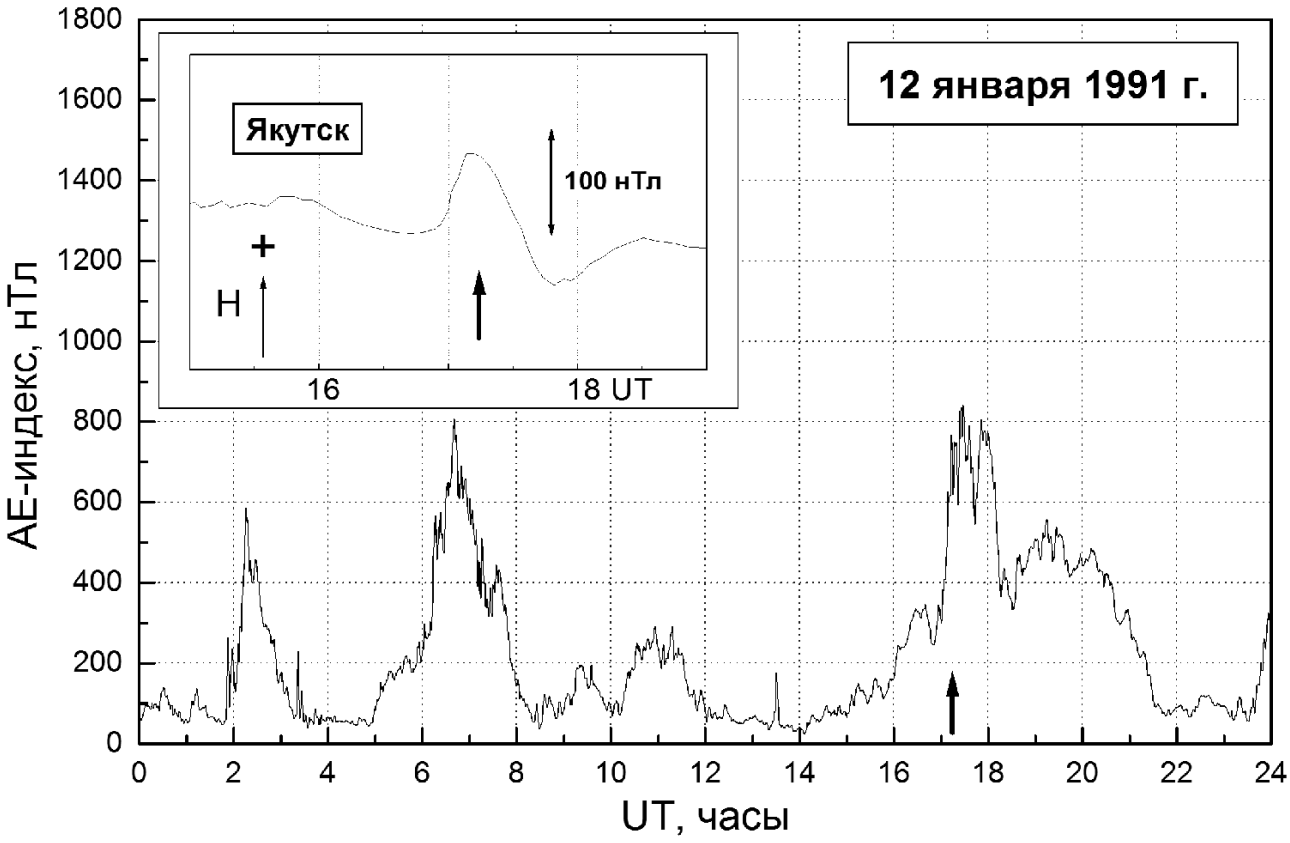


Рис.3.7. Вариации AE-индекса авроральной активности и локальной магнитной активности по данным ст. Якутск (врезка) при возникновении поляризационного джета над ст. Якутск 12.01.1991 г. Время начала ПД указано стрелкой.

В другом событии 12.03.1990 г. вспышка суббури в 15.05 UT развилась после более чем пятичасового периода с небольшой возмущенностью (Рис.3.8). Уровень возмущенности по AE-индексу составил 500 нТ в 15.05 UT, и к 15.15 UT по данным ионосферной станции Якутск уже развился поляризационный джет. Магнитное возмущение в Якутске в этот момент составляет $\Delta H \sim +50$ нТ и после 15.30 UT меняет свою полярность (на рисунке не показано). В общем магнитные вариации аналогичны показанным на Рис.3.7. Еще более выраженные кратковременные бухтообразные возмущения наблюдаются в это время на ст. Жиганск, расположенной выше по широте почти на 5^{o} (Рис.3.8, врезка). Снова, как и в предыдущем случае, можно заключить, что быстрое формирование ПД через ≤10 минут после начала фазы вспышки суббури сопровождалось биполярной магнитной вариацией, похожей на быстрое прохождение над станцией разрыва Харанга. При этом ПД начал формироваться еще перед положительной фазой вариации магнитного поля.

Было найдено еще несколько случаев наблюдений появления ПД над станцией, которые также сопровождались аналогичными локальными магнитными вариациями.

Таким образом, можно утверждать, что когда формирование ПД происходит над станцией, его запаздывание после момента вспышки может быть весьма мало (≤ 10 мин.), то есть происходить ещё во время фазы вспышки. При этом локальная магнитная вариация может быть весьма похожа на быстрое прохождение над станцией разрыва Харанга в направлении с востока к западу. Эти эффекты наблюдаются не всегда, причем случаи их наблюдений относятся к околополуночному сектору на L = 3, т.е. соответствуют высокой активности (AE ≥ 500 нТ).

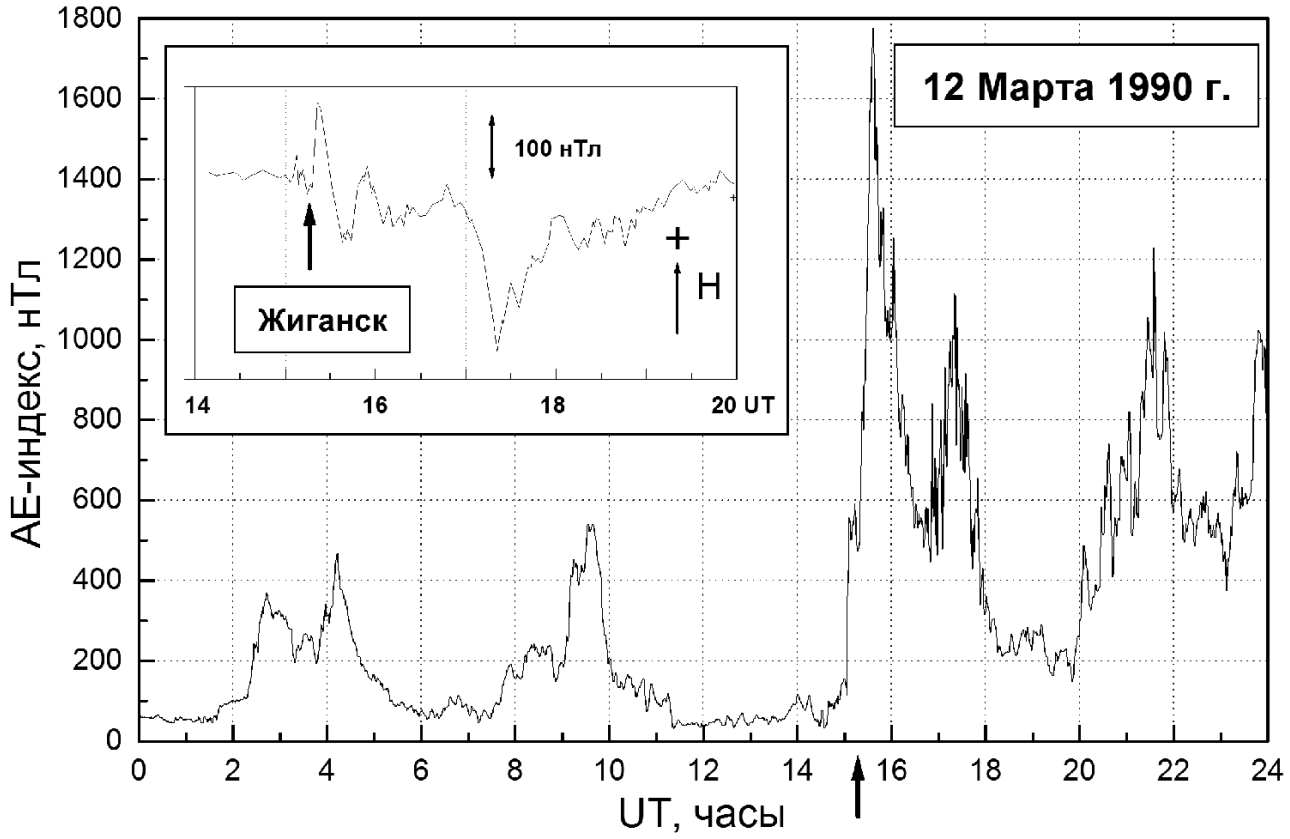


Рис.3.8. Вариации AE-индекса авроральной активности и локальной магнитной активности по данным ст. Жиганск (врезка) при возникновении поляризационного джета над ст. Якутск 12.03.1990 г. Время начала ПД указано стрелкой.

Обсуждение полученных результатов и выводы. Для наблюдения начала процесса формирования ПД необходимы непрерывные наблюдения со стационарной платформы в околополуночные часы при возникновении суббури. Это можно осуществить пока только с помощью наземных наблюдений, выбирая такие удачные случаи за длительный период, поскольку вероятность формирования ПД над станцией весьма мала. Представленные нами случаи наблюдений (Рис.3.6) показывают, что запаздывание в появлении ПД относительно вспышки AE-индекса минимально для суббуревых событий вблизи местной магнитной полуночи. При этом во многих случаях эти события приходятся на фазу взрыва суббури. Кроме того, такие события зачастую (но не всегда!) сопровождались началом суббуревого возмущения на меридиане формирования ПД, регистрируемого и другими наземными методами. Многократные сравнения ионозондовых данных с одновременными магнитными и оптическими измерениями на той же станции помогли точнее идентифицировать начало формирования ПД.

В работе [Anderson et al., 1993] по результатам 30 измерений со спутника DE-2 сделан вывод, что развитие ПД происходит на восстановительной фазе суббури с минимальным временем задержки около получаса после ее начала. Очевидно, что прямые измерения ПД с околоземного спутника, имеющие скважность не менее чем четверть орбитального периода, т.е. более 25 мин., могут уступать наземным при точной временной привязке момента появления ПД над станцией относительно фаз суббури и анализе времени его развития. Заметим, что случаи задержек < 10 мин. между появлением ПД и моментом вспышки суббури иногда наблюдались и со спутника (см. данные, приведенные на Рис. 9 в [Karlsson et al., 1998]), однако на них не акцентировалось внимание.

На наш взгляд, именно особенности методики наземных ионозондовых наблюдений ПД, их лучшее временное разрешение и существенно большая статистика по сравнению со спутниковыми измерениями лежат в основе различия наших результатов с работой [Anderson et al., 1993]. Вместе с тем, для вечернего сектора среднее время запаздывания ПД относительно начала суббури составляет 1.0-1.5 часа и хорошо согласуется с данными работ [Anderson et al., 1993; Karlsson et al., 1998].

Процесс формирования ПД как узкой полосы значительного электрического поля, направленного к полюсу, расположенной в ночном и вечернем секторе примерно вдоль экваториальной границы конвекции, и в частности, время его формирования, остаются дискуссионными (см. [Soutwood and Wolf, 1978; Banks and Yasuhara, 1978; Deminov and Shubin, 1987; Deminov and Shubin, 1988; Anderson et al., 1993; Karlsson et al., 1998; De Keyser et al., 1998; De Keyser, 1999]).

Один из предложенных ранее механизмов возникновения поляризационного джета [Soutwood and Wolf, 1978] связан с инжекцией энергичных ионов во внутреннюю магнитосферу при суббуре в околополуночном секторе и с их более глубоким проникновением к Земле в дополуночном секторе за счёт дрейфового движения вдоль компоненты электрического поля западного направления. Согласно этой модели ПД создаётся электрическим полем, направленным к полюсу и возникающим под действием зарядов энергичных ионов на экваториальной границе их проникновения. При этом естественно ожидать наиболее быстрого проявления этого эффекта в околополуночном секторе, точнее, вблизи меридиана инжекции, и его запаздывающего развития в вечернем секторе по мере долготного дрейфа к западу популяции инжектированных горячих ионов, что качественно согласуется с описанными выше измерениями. Заметим, что некоторые измерения методом когерентного рассеяния радиоволн также указывают на развитие процесса формирования ПД от полуночного сектора к вечернему [Bourdillon et al., 1982].

Сделаем оценку времени формирования ПД в рамках этого сценария. Заметим сразу же, что решение этой динамической нелинейной задачи с учетом роста электрического поля в полосе ПД и связанного с этим падения педерсеновской проводимости в ионосфере возможно лишь на основе весьма детальной и сложной модели, которая выходит за рамки этой работы. Поэтому мы ограничимся здесь лишь качественной оценкой временного масштаба формирования ПД. Рассмотрим характеристики траекторий инжектированных энергичных ионов на таких L-оболочках с точки зрения создания ими положительного заряда на экваториальной стороне ПД, как это было предложено в [Soutwood and Wolf, 1978].

Предположим, что инжекция ионов происходит в области разрыва Харанга [Erickson et al., 1991] вблизи точки разворота скорости электрического дрейфа к западу на L = 4, и что здесь же начинается формирование ПД.

Если электрическое поле в ионосфере, которое здесь направлено к западу, равно 20 мВ/м, то смещение к экватору ионосферной проекции иона за счет электрического дрейфа для B = 0.5 Гс за 10 минут составит ~ 0.4 км/с*600 с = 240 км, а его поперечная энергия увеличится на 20 В/км*240 км = 4.8 кэВ. Скорость и период дрейфа частиц за счёт градиента и кривизны дипольного магнитного поля для дипольного поля в экваториальной плоскости,

пренебрегая ростом скорости дрейфа за счет бетатронного ускорения, составляют, соответственно,

$$V_{\nabla B} = \frac{mV^2}{2qB}\left|\nabla_{\perp}\mathbf{B}\right| \qquad \text{и} \qquad \tau_{\nabla B} = 2\pi L / V_{\nabla B}\,.$$

При этом для ионов с энергией 30 кэВ, характерной для так называемых «носовых структур» (проникновение инжектированных энергичных ионов на более низкие L-оболочки, см., например, [Ejiri et al., 1980; Ganushkina et al., 2000]), на L = 4 период дрейфа соответствует 6.1 часа. Поэтому за 10 минут такой ион сместится на ~ 0.7 часа MLT, что в проекции на ионосферу составит 584 км в направлении к западу, что превышает размеры области формирования отраженного сигнала наземного ионозонда. Одновременно произойдет смещение иона по широте, которое можно оценить из условия сохранения его полной энергии:

$$\mu B + e\Phi = \text{const},$$

где μ, e – магнитный момент и заряд частицы, B – магнитное поле на экваторе, Φ – электрический потенциал. Для начальных значений L = 4 и 30 кэВ после несложных выкладок получаем смещение на оболочку L = 3.8, т.е. на ~1^{o} к экватору, что соответствует ширине ПД.

Отсюда видно, что для инжектированных ионов в широком диапазоне энергий уже в течение первых 10 минут после инжекции будет происходить заметное смещение их ионосферной проекции к западу и к экватору. Это должно привести к электрической поляризации экваториальной границы их проникновения. Одновременно по мере роста и расширения к западу области положительного заряда будет происходить смещение к западу и всего разрыва Харанга, если понимать его как область разветвления эквипотенциалей крупномасштабного электрического поля на утренний и вечерний вихри.

Как видно, эти оценки и следствия принятой простой модели, доступные наблюдательной проверке, качественно согласуются с описанными выше результатами наземных измерений ПД.

3.3. Скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций

В подглаве 2.4 мы сделали оценку скорости перемещения источника ПД. При изолированных магнитных возмущениях с AE > 500 нТ в интервале 11.00-16.00 UT полоса ПД перекрывает сектор в 3 часа MLT между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска. Следовательно, при изолированных возмущениях станции наблюдения должны регистрировать одно и то же явление, т.е. поляризационный джет, вызванный этой активизацией возмущения. На Рис.2.24 из главы 2.4 приведена гистограмма распределения случаев запаздывания регистрации ПД между станциями Якутск и Подкаменная Тунгуска, а примеры изолированных магнитных суббурь приведены на Рис.2.25 – для 23 февраля и 13 ноября 1991 года. Стрелками отмечены моменты регистрации поляризационного джета на станции Якутск (Як) и на ст. Подкаменная Тунгуска (ПТ). Оцененная в той главе средняя скорость перемещения источника поляризационного джета на уровне ионосферы составляла около 590 м/с.

Случаи регистрации поляризационного джета на ионосферных станциях, расположенных на разных долготах, но вдоль инвариантных широт на L = 3-4, приведены в Таблице 3.1, а расположение станций на Рис.3.9.

Таблица 3.1.

N	Дата	Станция	UT	LT	L	λ, град	Delta t, мин
1	02.04.1984	Магадан	11.00	21.00	2.9	150	210
		Якутск	11.15	20.15	3.0	130	
		Архангельск	12.30	15.30	4.0	40	
2	07.04.1984	Магадан	11.00	21.00	2.9	150	105
		Якутск	11.15	20.15	3.0	130	
		Архангельск	12.30	15.30	4.0	40	
3	19.09.1984	Магадан	11.15	21.15	2.9	150	80
		Подк. Тунгуска	12.15	18.15	3.0	90	
		Архангельск	13.00	16.00	4.0	40	
4	23.09.1984	Якутск	09.15	18.15	3.0	130	120
		Салехард	10.30	14.30	4.0	67	
5	19.09.1985	Магадан	10.45	20.45	2.9	150	100
		Подк. Тунгуска	11.45	17.45	3.0	90	
		Архангельск	12.30	15.30	4.0	40	
6	09.04.1990	Магадан	11.15	21.15	2.9	150	150
		Подк. Тунгуска	12.15	18.15	3.0	90	
7	24.04.1990	Магадан	10.45	20.45	2.9	150	
		Подк. Тунгуска	11.30	17.30	3.0	90	15

Отметим, что ионосферные станции регистрируют характерные следы от ПД на ионограммах вертикального радиозондирования (F3s-отражения) или резкие «срывы» критической частоты F2-слоя на суточных f-графиках. Также отметим и то, что станции работали в патрульном, 15-минутном, режиме и все события относятся к изолированным суббурям. В таблице в последней колонке приведена разность времени между началом

условной суббури (момент времени, когда вариации AE-индекса превышала величину 500 нТ) и временем регистрации ПД наземной станцией вертикального зондирования.

Проведем некоторые вычисления скорости распространения фронта поляризационного джета. Так, в случаях №1, 2, 3 и 5 из Таблицы 3.1, крайними пунктами регистрации ПД являются Магадан и Архангельск. Разница во времени между этими пунктами наблюдений составляет примерно 7.3 часов по MLT, а расстояние по прямой – около 5050 км. Промежуточной точкой в двух случаях является ст. Якутск, еще в двух – ст. Подкаменная Тунгуска. Между Магаданом и Якутском разница 1.3 часа, расстояние – 1100 км, а между Магаданом и Подкаменной Тунгуской, соответственно, 4 часа и 3300 км.



Рис.3.9. Расположение ионосферных станций, данные которых использовались для расчета скорости распространения ПД.

В первых двух случаях ПД распространился с восточной точки до западной за 1.5 часа (90 мин), следовательно, средняя скорость распространения фронта составляет примерно 935 м/с или 4.8 ч MLT за 1 час времени. До промежуточной станции Якутск эта скорость составляла около 1220 м/с или 4.3 MLT/ч. В событиях, когда промежуточной точкой является Подкаменная Тунгуска получаются следующие значения: 801 м/с или 4.2 MLT/ч (событие №3 и №5). До промежуточной станции Подкаменная Тунгуска эта скорость составляла около 916 м/с или 6.0 MLT/ч. События №4, 6 и 7 включают по две станции наблюдения и получаются следующие значения: 658 м/с или 3.4 MLT/ч (№4), 916 м/с или 6.0 MLT/ч (№6) и 1220 м/с или 8.0 MLT/ч (№7).

На Рис.3.10 приведена зависимость скорости распространения фронта ПД от момента начала условной суббури.

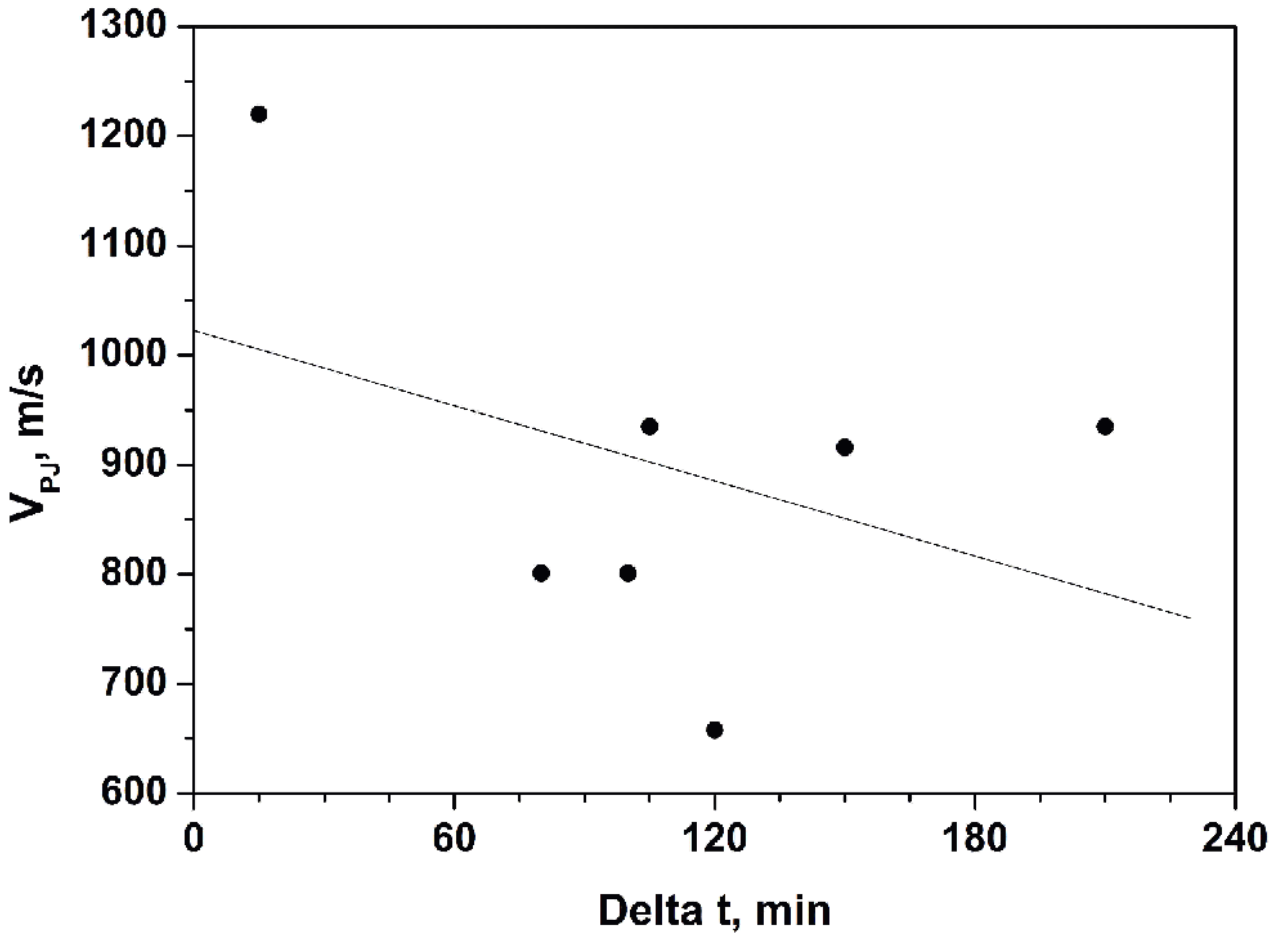


Рис.3.10. Зависимость скорости распространения фронта ПД от момента начала условной суббури.

Из рисунка видно, что чем меньше разность времени между регистрацией на ионограммах поляризационного джета и началом суббури, тем больше скорость распространения ПД.

Вывод. Скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций составляет в среднем от 4 до 6 MLT/ч. (~800-900 м/с) на L≈ 3-4, причем чем меньше разность времени между регистрацией на ионограммах поляризационного джета и началом суббури (порог AE > 500 нТ), тем больше скорость распространения ПД (~1200 м/с).

3.4. Вертикальные скорости дрейфа плазмы при наблюдении поляризационного джета

В большинстве работ по ПД и SAPS (и по наземным, и по спутниковым данным), для идентификации быстрых западных потоков ионосферной плазмы использовалась горизонтальная составляющая скорости в полосе поляризационного джета. В ряде работ сообщалось об измерениях вертикальных потоков плазмы на субавроральных широтах [Yau et al., 1985; Yeh and Foster, 1990; Yeh et al., 1991; Heelis et al., 1993], но эти измерения не соотносились с развитием поляризационного джета. По данным радара некогерентного рассеяния в Милстоун Хилле, полученным во время мировой магнитной бури 8 февраля 1986 г., Yeh and Foster [1990] наблюдали восходящие потоки ионов кислорода со скоростями до 3 км/с на высоте 1000 км. Такие потоки, по-видимому, возникают из-за мощного фрикционного разогрева ионов при движении в плотной нейтральной атмосфере в полосе интенсивного западного дрейфа со скоростями, достигающими 2 км/с, также регистрировавшимися радаром. При этом ионная температура достигала 6000 К. Восходящий поток ионов кислорода регистрировался в течение трех часов и составлял $3 \cdot 10^9$ $см^{-2}с^{-1}$. По принятой современной терминологии эти измерения выполнены в широкой полосе SAPS с внедренным в нее поляризационным джетом.

В работе [Heelis et al., 1993] приводятся измерения на спутнике DE-2 восходящих потоков сверхтепловых ионов O^+ величиной 10^{10} $см^{-2}с^{-1}$ и имеющих скорость ~2 км/с. Направленные вверх потоки низкоэнергичных ионов во внутренней магнитосфере измерялись также в ряде последующих экспериментов [Giang, 2010]. Автор работы [Giang, 2010] проанализировал измерения восходящих потоков низкоэнергичных ионов H^+, He^+, O^+ по данным спутника Cluster за январь 2001 – май 2004 г. и установил, что с ростом геомагнитной активности такие потоки возрастают в вечернем, утреннем и полуденном секторах и уменьшаются в полуночном секторе. Им же была дана оценка общих потерь ионов водорода, гелия и кислорода из ионосферы.

Детальные модельные расчеты воздействия на ионосферу сильного поперечного электрического поля были выполнены в ряде работ [Gombosi and Killeen, 1987; Rodger et al., 1992; Heelis et al., 1993]. Был сделан вывод о том, что импульсный фрикционный разогрев электрическим полем области F ионосферы порождает восходящие потоки плазмы со скоростями более 1.5 км/с [Heelis et al, 1993].

В этой главе проводится анализ результатов измерений вертикальных и горизонтальных движений плазмы по доплеровским данным наземных ионозондов и данным дрейфометров на спутниках DMSP на высоте ~850 км. Целью работы является выявление постоянных восходящих потоков плазмы над полосой поляризационного джета. Рассмотрены также события развития поляризационного джета в условиях летней освещенной ионосферы во время сильных геомагнитных возмущений.

Экспериментальные результаты. На доплеровские измерения наземными ионозондами при критических отражениях радиосигнала от ионосферы влияют эффекты, возникающие при прохождении фронтов перемещающихся ионосферных возмущений. Как правило, таких эффектов можно избежать, рассматривая конкретную геофизическую обстановку. Перемещающиеся ионосферные возмущения не связаны с суббуревыми активизациями геомагнитного поля. В то же время поляризационный джет развивается после суббуревого геомагнитного возмущения с пороговой величиной 500 нТ для станции Якутск [Халипов и др., 2001]. Автограф поляризационного джета на ионограммах субавроральных станций описан также в работах [Dudeney et al., 1983; Rodger, 1984; Galperin et al., 1986; Решетников и др., 1987] и сводится к следующему. На ионограммах при развитии поляризационного джета появляются дополнительные следы критических отражений, т.н. F3s-отражения [Шульгина, 1974], расположенные на большей дальности. При этом критические частоты слоя F2 сильно уменьшаются в течение 15 – 30 минут на 2-4 МГц и более в их суточном ходе. В момент развития явления может кратковременно наблюдаться частичное или полное поглощение радиоволн. Нередко явлению ПД сопутствует

авроральный спорадический слой Esa. Часто возникновение поляризационного джета сопровождается развитием “лакуны”, которая характеризуется исчезновением отражений в некоторой полосе частот на ионограмме, при этом практически не наблюдается возрастание поглощения. Исчезновение отражений, по-видимому, связано с рассеянием электромагнитных волн на плазменных неоднородностях [Руководство …, 1977]

Рис.3.11 иллюстрирует последовательность ионограмм, характеризующих возникновение поляризационного джета. Именно такая физическая ситуация описана в работе [Dudeney et al., 1983] при анализе явлений вблизи полярной кромки главного ионосферного провала по данным субавроральной станции Halley Bay. Такая двойная привязка измерений вертикальных дрейфов к моментам суббуревых интенсификаций и определенной последовательности следов на ионограммах позволяет однозначно установить развитие поляризационного джета и исключить наложение эффектов, возникающих при прохождении фронтов ионосферных возмущений.

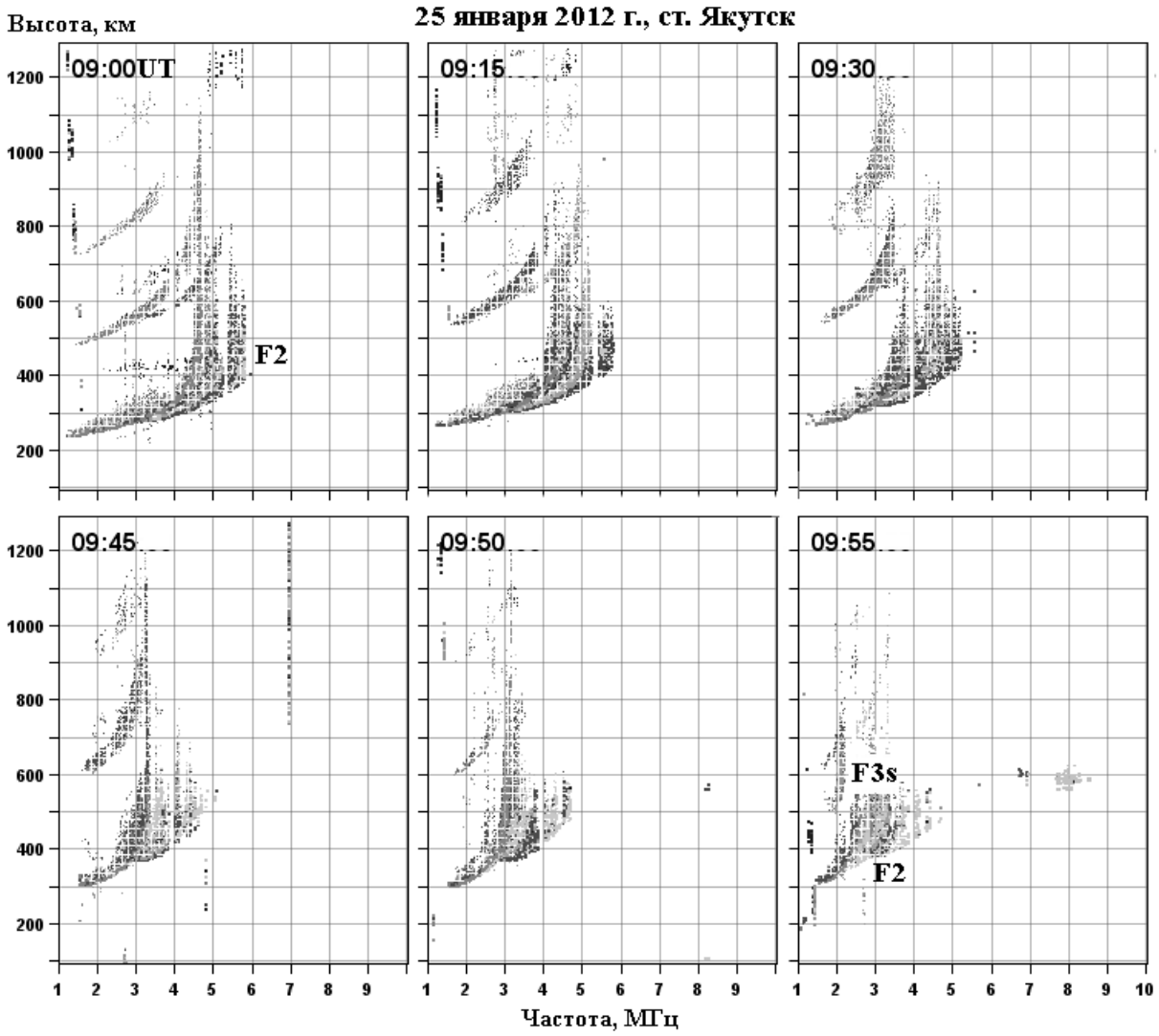


Рис.3.11. Последовательность ионограмм станции Якутск 25.01.2012 г. во время развития поляризационного джета. Частоты foF2 уменьшаются с 09.10 UT. В 09.55 UT сформировался дополнительный след F3s, сопровождающий развитие ПД над станцией.

Рассмотрим результаты комплексных измерений 25 января 2012 года. Последовательность ионограмм ионозонда DPS – 4 на ст. Якутск показывает резкое

уменьшение критических частот слоя F2 и формирование в 09.55 UT отражения характерного для структуры поляризационного джета в зените станции (Рис.3.11). В 10.30 UT возникают наклонные отражения от полярной кромки главного ионосферного провала на дальности примерно 500 км (Рис.3.12). По результатам наших траекторных расчетов это соответствует положению полярной кромки на инвариантной широте 59.5º. С течением времени происходит перемещение полярной кромки провала к зениту ст. Якутск.

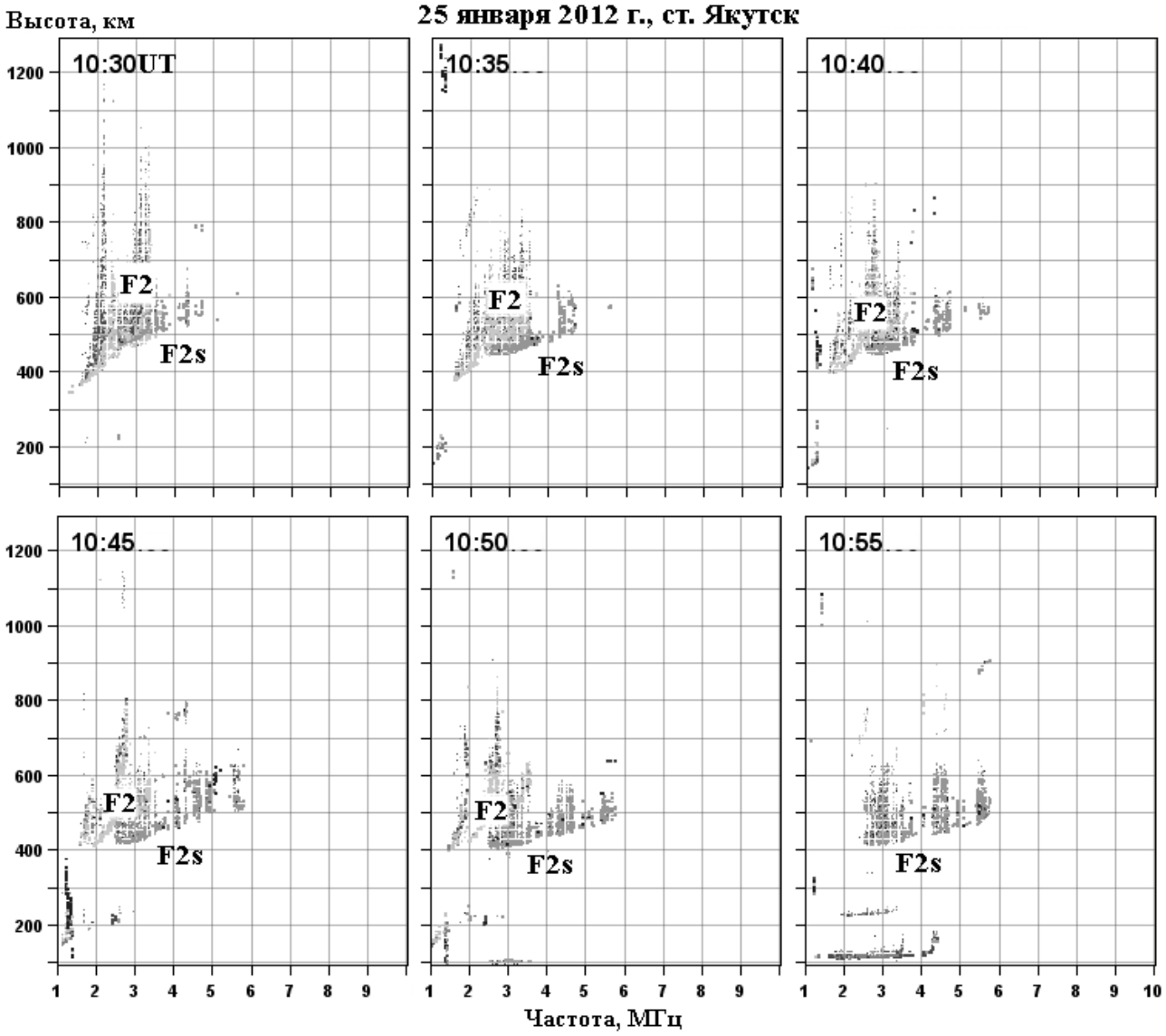


Рис.3.12. Последовательность ионограмм станции Якутск 25.01.2012г, иллюстрирующая движение полярной кромки провала к зениту станции Якутск.

В это время проводились синхронные измерения высыпающихся электронов и ионов над якутским меридианом на спутнике DMSP F16 в южном полушарии и на спутнике F18 в северном полушарии (Рис. 3.13). Экваториальная граница высыпаний электронов плазменного слоя, отмеченная вертикальными линиями по уровню 0.1 эрг·см$^{-2}$·с$^{-1}$, располагается на широте 60.8º. Это соответствует уровню потока энергии на экваториальной границе диффузной авроральной зоны [Гальперин и др., 1977]. Как можно видеть, положение полярной кромки провала и экваториальной границы высыпаний из электронного плазменного слоя хорошо согласуются между собой в соответствии с результатами работы Халипова и др. [1977]. Высыпания энергичных ионов сдвинуты к экватору на 1-2 градуса по отношению к границе электронных высыпаний.

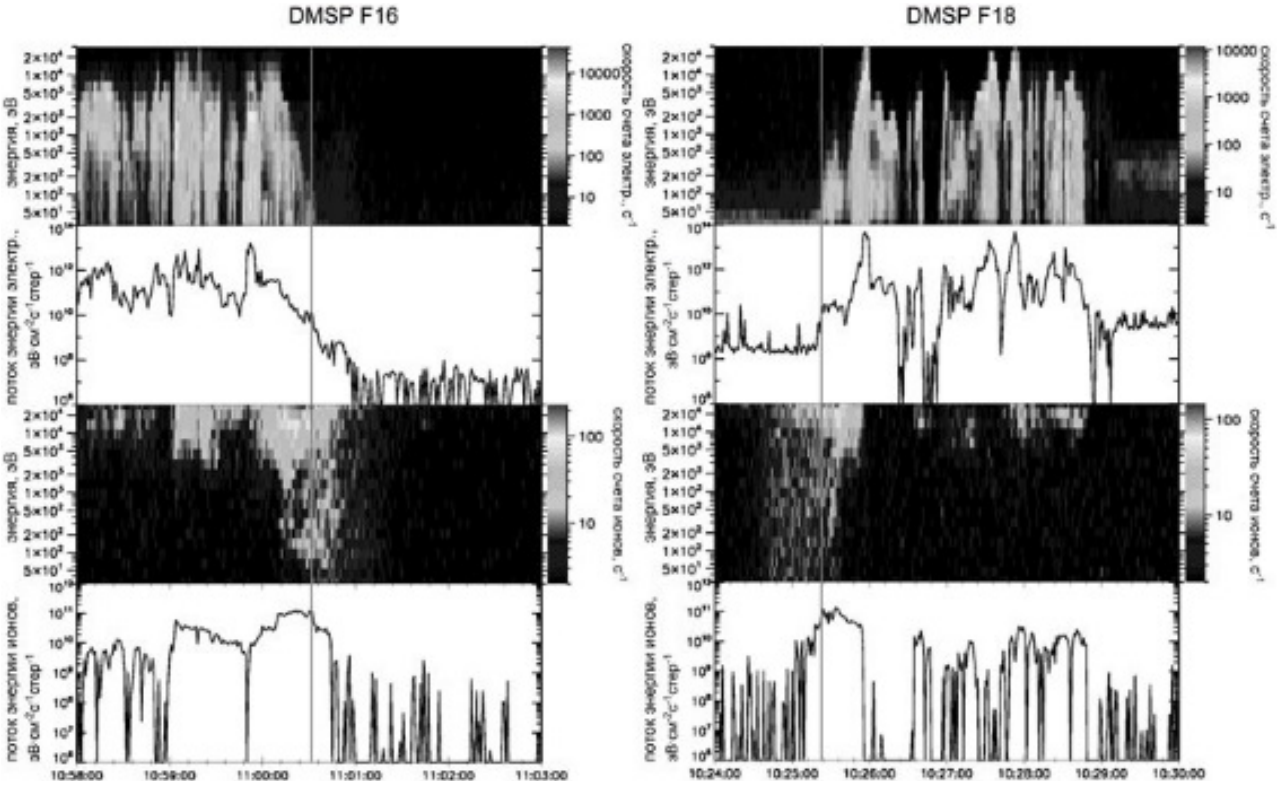


Рис.3.13. Измерения потоков высыпающихся электронов и ионов 25.01.2012 г. на спутниках DMSP F16 в южном и DMSP F18 в северном полушариях вблизи якутского меридиана. Тонкими серыми линиями показаны границы, где поток энергии электронов достигает уровня 0.1 эрг·см$^{-2}$·с$^{-1}$.

На Рис.3.14 приведены временные вариации скорости вертикального дрейфа V_z и скорости горизонтального дрейфа V_h во временном масштабе, соотнесенном с вариациями горизонтальной составляющей (H компоненты) магнитного поля на станции Якутск и AE – индекса геомагнитного поля. Скорости вертикального и горизонтального дрейфа возрастают при повышении геомагнитной активности (AE ~ 800 нТ, 08.30 UT) и достигают максимальных значений после роста AE – индекса до ~1400 нТ в 10.15 UT. Вертикальными прямыми линиями на Рис.3.14 показаны моменты пролета спутников F16, F18 вблизи меридиана станции наблюдения. При приближении полярной границы провала к зениту станции наблюдения происходит обращение скорости вертикального дрейфа плазмы с восходящего направления на нисходящее (см. Рис.3.12 и Рис.3.14). Дрейфовые измерения скорости проводились при отражении от фонового слоя F2 до момента 10.55 UT. Далее измерения проводились при отражении от полярной кромки провала, поскольку произошла экранировка регулярного слоя F2 полярной кромкой провала. В 12.00 UT возникли кратные отражения от слоя F2, что свидетельствует о том, что полярная кромка главного ионосферного провала (ГИП) находится в зените станции наблюдения. Подобные обращения направления вертикальной компоненты скорости дрейфа с восходящего на нисходящее наблюдались и в измерениях 20.02.2006 г., 21.02.2006 г., 01.11.2011 г., 07.03.2012 г., что свидетельствует о закономерности обнаруженного явления. Отметим и максимальные значения скоростей по измерениям ионозондом DPS-4. Так восходящая вертикальная компонента скорости превышала 40 м/с, а нисходящая скорость была больше 20 м/с.

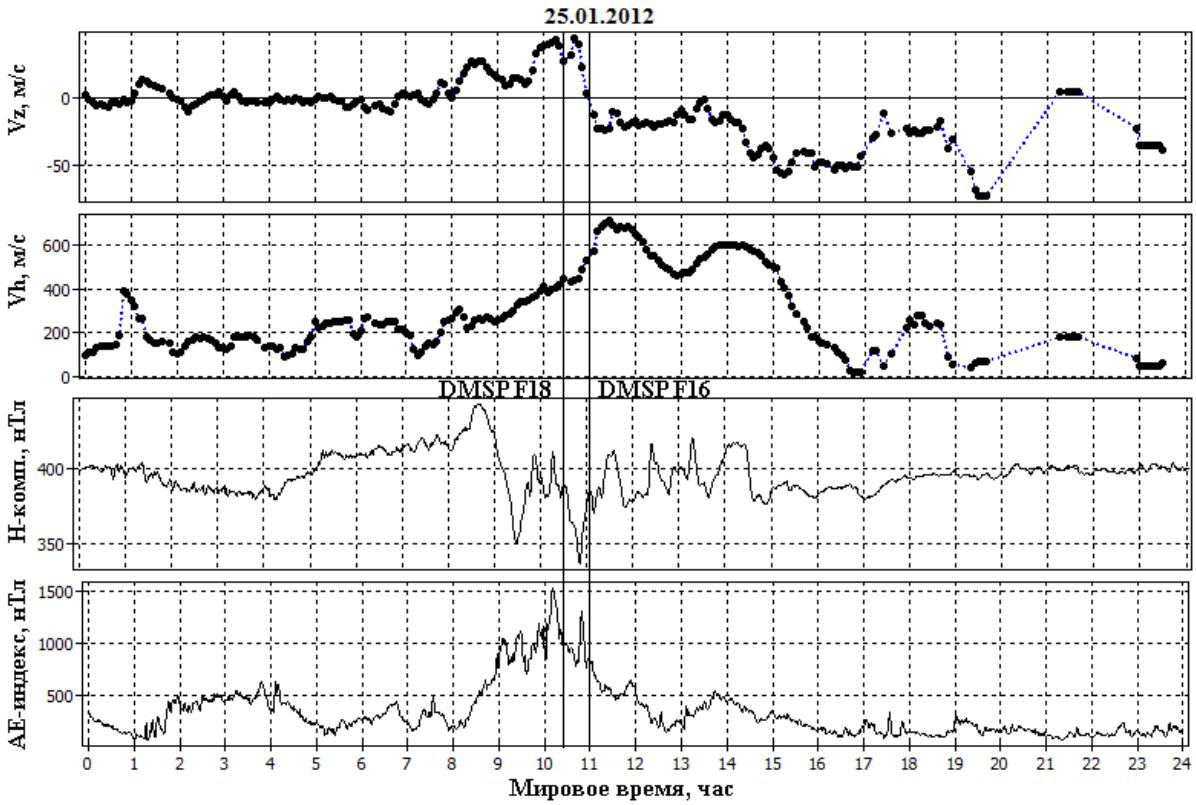


Рис.3.14. Доплеровские измерения скоростей вертикального – V_z и горизонтального – V_h дрейфов плазмы ионозондом DPS–4 25.01.2012 г. Подъем скоростей выше фоновых значений начинается с повышением магнитной активности. Вертикальными прямыми линиями показаны моменты пролета спутников DMSP вблизи меридиана наземных измерений. В нижней части рисунка приведены вариации H-компоненты магнитного поля в относительных единицах на станции Якутск и ход АЕ-индекса за этот день.

Обратимся теперь к рассмотрению дрейфовых измерений 23.06.2005 г., полученных во время сильной геомагнитной бури (Рис.3.15). Это событие интересно по двум причинам. Во-первых, измерения выполнены в условиях освещенной летней ионосферы. Во-вторых, в течение этой бури наблюдался постоянный очень высокий уровень геомагнитной активности. 23.06.2005 г. спутники DMSP выполнили целую серию дрейфовых измерений, синхронных с наземными доплеровскими измерениями скорости ионосферной плазмы. На Рис.3.15 видно, что возрастание скоростей дрейфа в области F ионосферы начинается с 07.00 UT при резком увеличении АЕ-индекса с 800 нТ до 1800 нТ. Следующего максимума скорости дрейфа достигают в 13.30 UT после интенсивного возмущения порядка 1600 нТ в 13.00 UT. Вертикальными линиями на Рис.3.15 показаны моменты пролета спутников вблизи меридиана.

На Рис.3.16 слева приведена полярная проекция пролета спутника F14, на которой хорошо виден поляризационный джет, внедренный в структуру SAPS. Максимальная скорость в полосе поляризационного джета составляет 2.5 км/с. Синхронное измерение ионозондом DPS-4 дает значение скорости около 550 м/с на высоте области F. Максимальные скорости по данным спутниковых измерений наблюдаются на 1.5º экваториальнее станции Якутск. На широте наземной станции наблюдается дрейф со скорость около 1 км/с. В правой части Рис.3.16 приведены развертки по времени вертикальной и горизонтальной скоростей дрейфа, измеренных на спутнике F14. Можно видеть над полосой поляризационного джета восходящие потоки плазмы со скоростью, превышающей 1 км/с. Спустя час спутник F13 наблюдает полосу ПД при пролете над северным полушарием и также регистрирует восходящие потоки над поляризационным

джетом (не показано на рисунке). Пролет спутника F15 в отрезок времени 10.08 – 10.15 UT происходит точно над ст. Якутск (см. левую часть Рис. 3.17). Скорости горизонтального и вертикального дрейфов, измеренные на спутнике и наземным ионозондом, достаточно хорошо согласуются между собой (Рис.3.16, Рис. 3.17 и Рис. 3.15). Скорость вертикального дрейфа, измеренная на спутнике F15, очень высока и составляет 1.4 км/с. Последующий пролет спутника F15 в 13.30- 13.40 UT регистрирует все ту же структуру SAPS на субавроральных широтах и скорости восходящих потоков до 500 м/с.(не показано на рисунке).

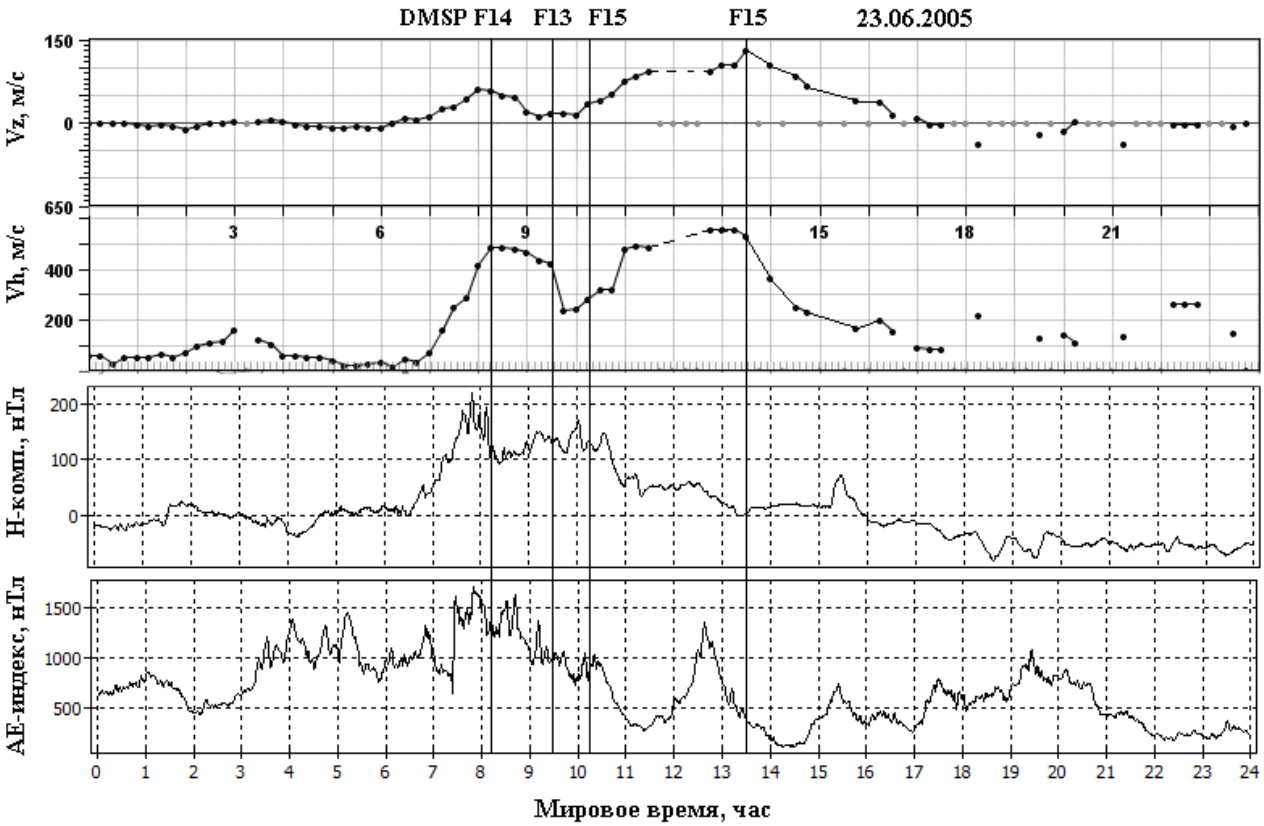


Рис.3.15. Измерения дрейфов на ст. Якутск 23.06.2005 г во время развития сильной магнитной бури. Моменты пролета спутников DMSP вблизи якутского меридиана обозначены вертикальными прямыми линиями. V_z, V_h – вертикальная и горизонтальная компоненты скорости ионосферной плазмы, соответственно.

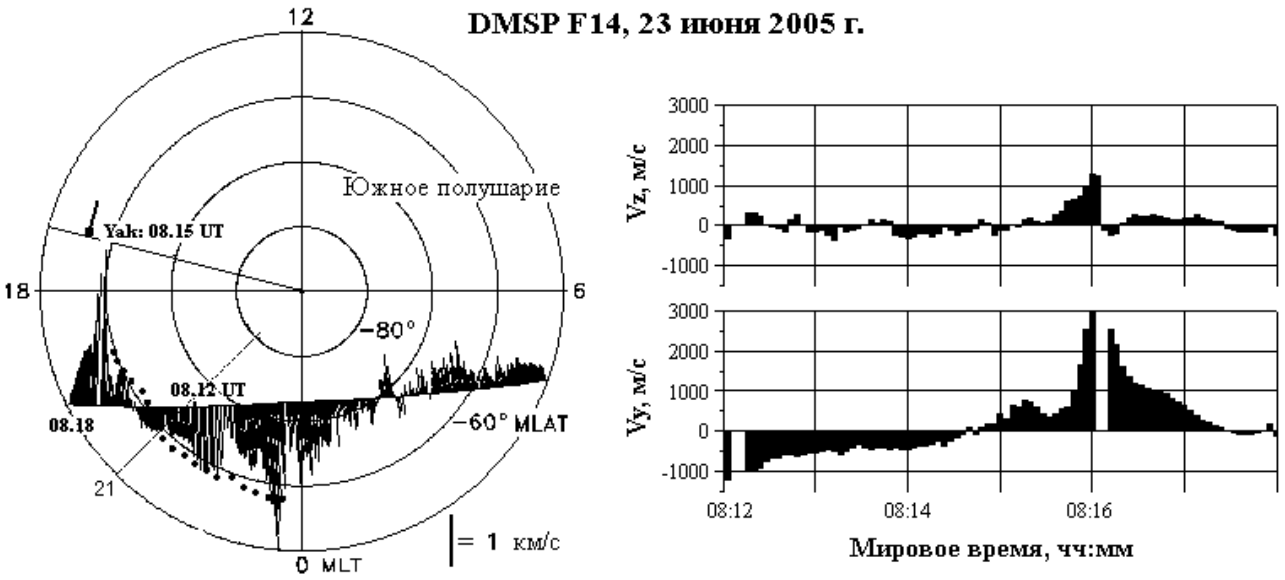


Рис.3.16. Одновременные измерения дрейфа плазмы спутниками DMSP при пролетах в южном и северном полушариях и дигизондом DPS-4 на станции Якутск. Стрелками на полярных проекциях отмечены величина и направление дрейфа плазмы по наземным данным. В нижней части рисунков приведена временная развертка измерений вертикальной скорости– V_z и горизонтальной скорости – V_y плазмы по данным спутников F-14 и F-13. Спутник F13 наблюдает дрейфовое движение вниз на субавроральных широтах. Точками отмечено положение полярной стенки провала.

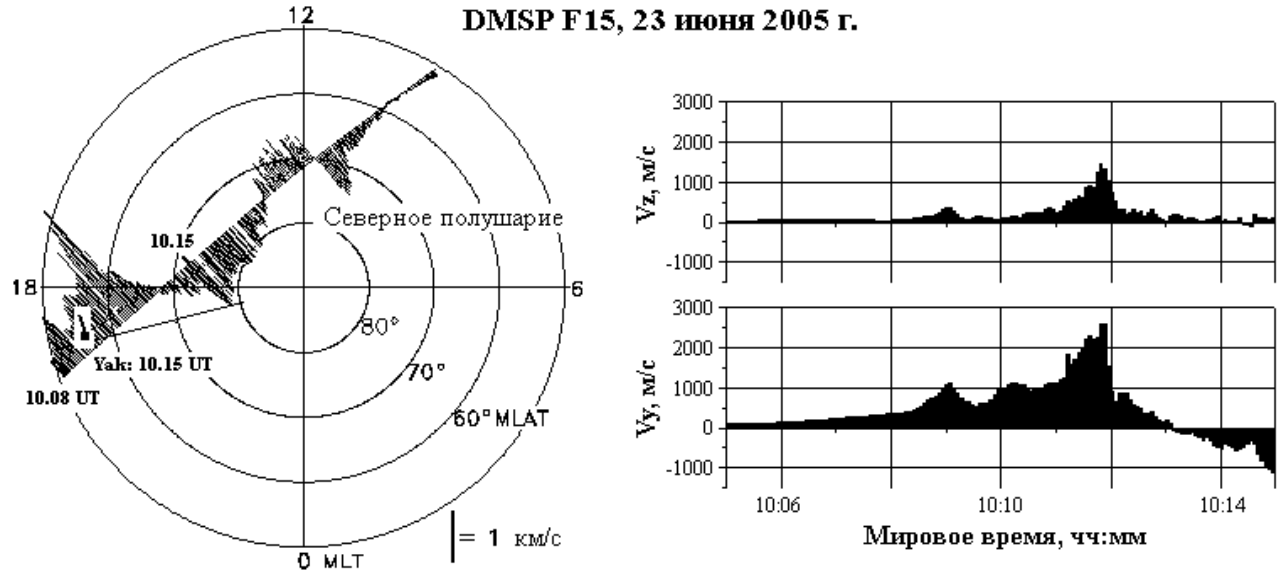


Рис.3.17. Одновременные измерения дрейфа плазмы на спутнике F-15 при пролетах в северном полушарии и дигизондом DPS -4 на ст. Якутск. Полоса SAPS перекрывает диапазон более 15 градусов по широте.

В этот возмущенный период как горизонтальная, так и вертикальная скорости выноса плазмы были столь высоки, что в условиях летней освещенной ионосферы скорости ионизации электронами диффузной авроральной зоны оказалось достаточно, чтобы сформировать полярную кромку провала. Полярная кромка провала, отмеченная на Рис.3.16 точками, сформировалась в 10.45 UT и просуществовала в этих условиях несколько часов. Как можно видеть из приведенных спутниковых данных, полоса быстрого дрейфа

регистрировалась в течение пяти с половиной часов. Примерно такое же время жизни ПД зарегистрировано и по наземным ионозондовым измерениям (Рис.3.15).

Рис.3.18 показывает вариации параметров ионосферы над станцией Якутск. Из Рис.3.18 видно, что в условиях освещенной летней ионосферы концентрация плазмы в области F2 может уменьшиться в 10 раз за время 30 минут под воздействием электрического поля поляризационного джета после момента срыва критической частоты [Степанов и др., 2016], отмеченного стрелкой в 09.00 UT. Таким образом, в результате развития ПД и в последующем структуры SAPS образовалась огромная депрессия электронной концентрации над Северо-Восточным регионом.

На Рис.3.19 приводится пример измерений параметров плазмы на спутниках DMSP в ходе развития мировой магнитной бури 20 ноября 2003 года. Полоса SAPS сместилась до 49 градусов инвариантной широты и имеет протяженность больше 20 градусов. Снова наблюдаются мощные восходящие потоки плазмы над полосой SAPS со скоростью, превышающей 2 км/с. Ионная концентрация понижена в области SAPS более чем на порядок.

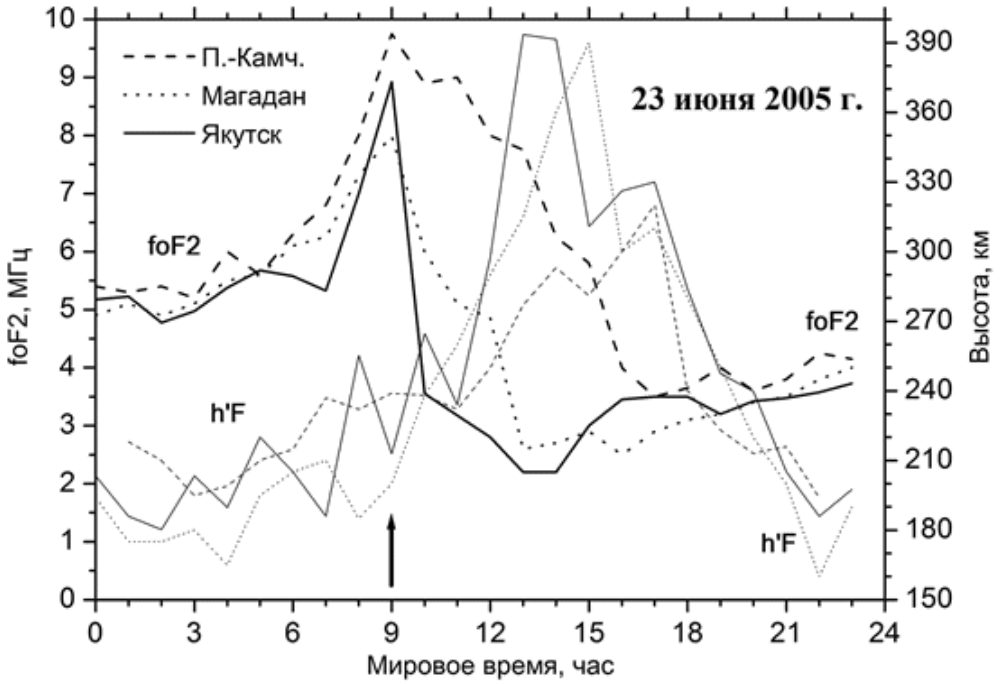


Рис.3.18. Вариации критических частот и высот слоя F2 над станциями Якутск, Петропавловск-Камчатский и Магадан во время развития поляризационного джета 23.06.2005 г. Стрелкой отмечен момент срыва критических частот на станциях.

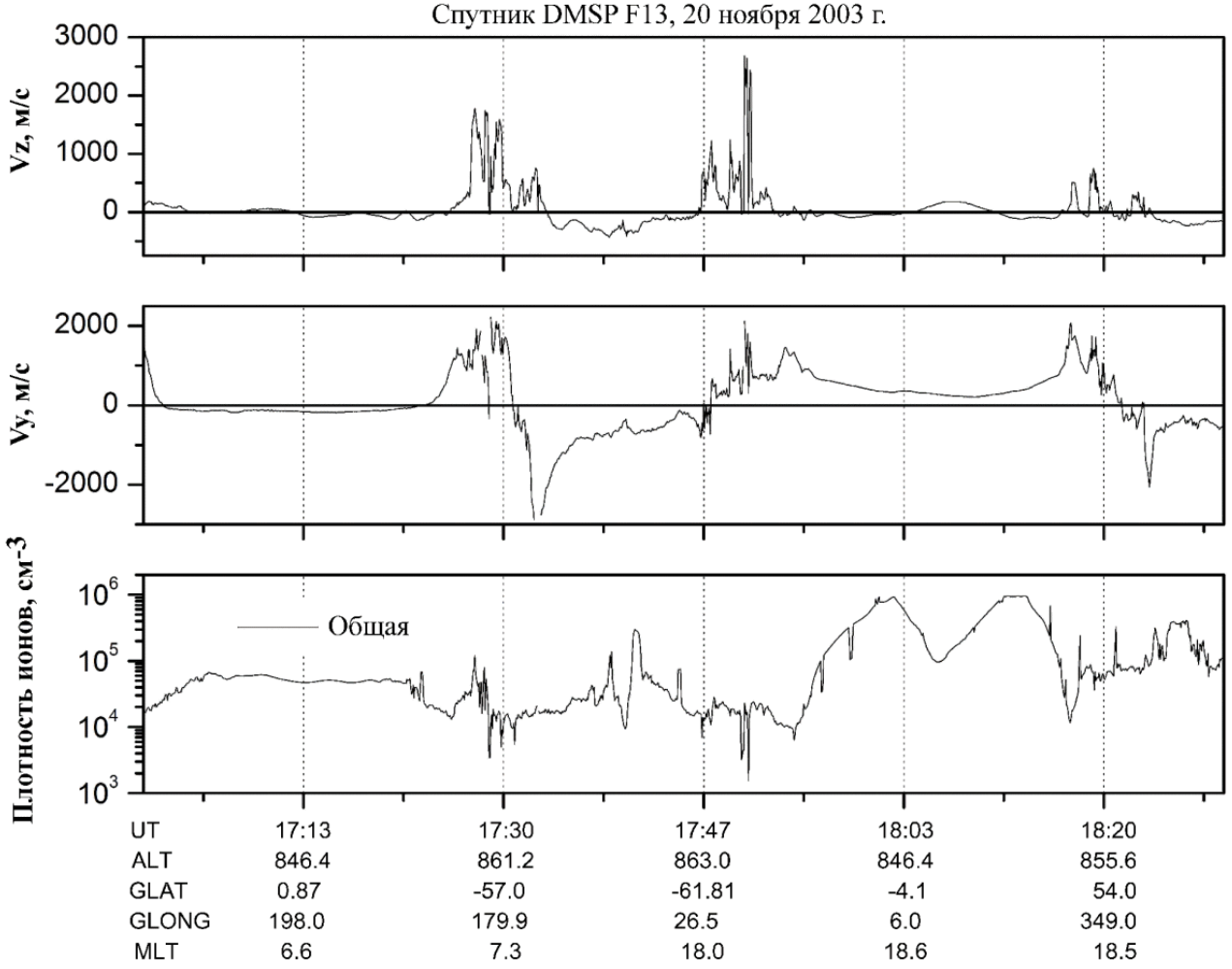


Рис.3.19. Измерения дрейфов и электронной концентрации на спутнике DMSP F-13 во время развития мировой магнитной бури 20 ноября 2003 года.

По данным вертикального зондирования и доплеровских измерений на ст. Якутск за 2006 – 2012 гг. было рассмотрено 44 события ПД [Bondar et al., 2014; Степанов и др., 2017]. Статистические выкладки по этим событиям, с применением метода наложения эпох, приведены на Рис.3.20. Рассматривался 4-х часовой интервал измерений скоростей ионосферной плазмы: по 2 часа до и после реперного времени. За реперное время (0 на оси абсцисс) принималось время максимума горизонтальных скоростей во время наблюдения ПД (Рис.3.20, а). Кривые на рисунках – аппроксимирующие линии, точки – значения скоростей. Видно, что вертикальные скорости в полосе ПД, полученные по всем событиям, имеют два горба, примерно, за 1 час до максимума горизонтальных скоростей и 1 час после (Рис.3.20, б). Те же события, разделенные по максимумам (горбам) вертикальных скоростей до и после репера приведены на Рис. 3.20, в и г.

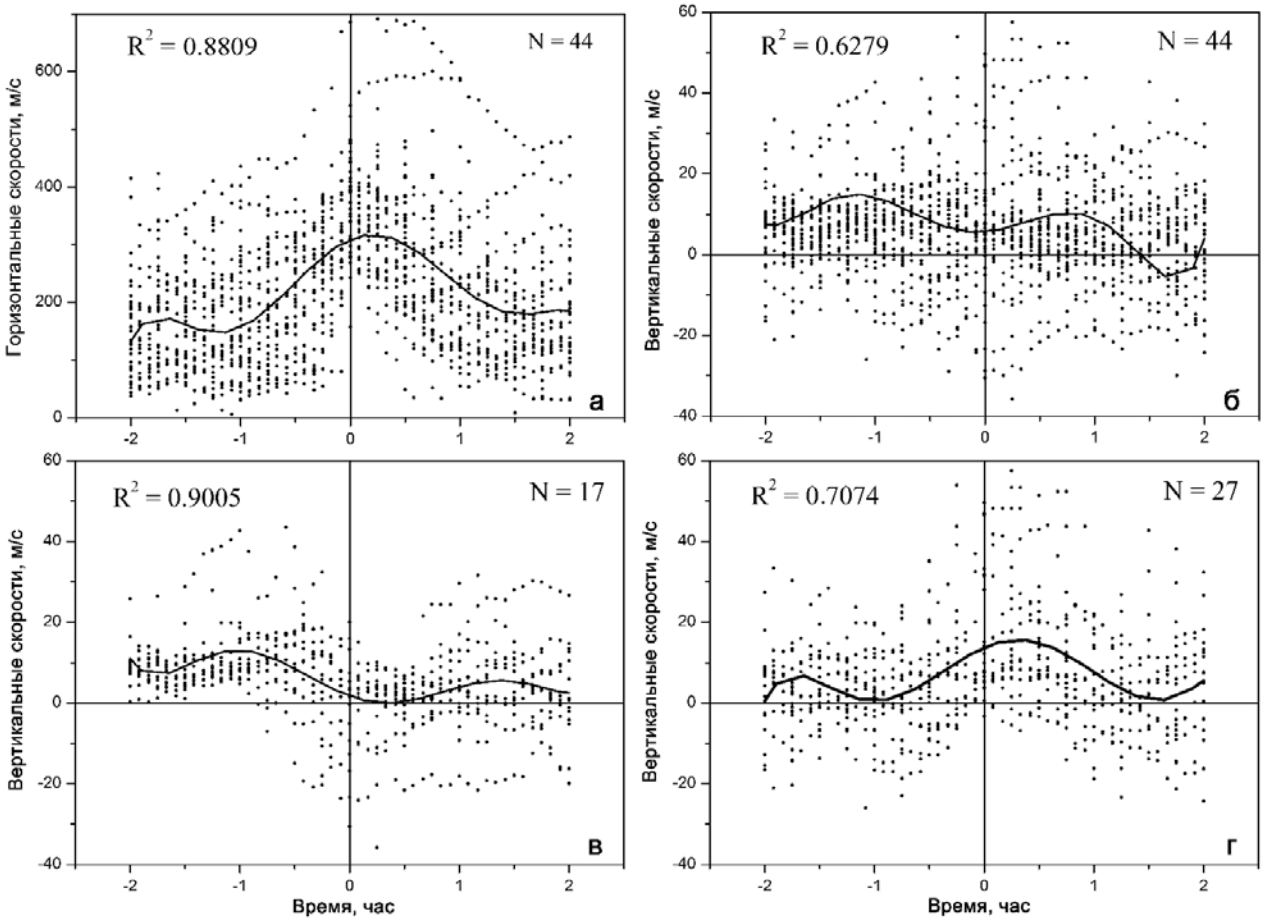


Рис.3.20. Горизонтальные и вертикальные скорости плазмы в полосе ПД. Кривые на рисунках – аппроксимирующие линии, точки – значения скоростей.

Обсуждение результатов измерений. Рассмотренное событие 25 января 2012 г. развивалось как изолированное магнитное возмущение. На фоне вариаций АЕ-индекса 200-300 нТ в 08.30 UT начались суббуревые возмущения продолжительностью около 4.5 часов. В 11.00 UT индекс Dst = - 80 нТ. Скорости дрейфа достаточно согласованно следуют росту и развитию аврорального возмущения, но скорости западного и вертикального дрейфа остаются высокими и спустя несколько часов после падения АЕ – индекса до фоновых значений. Это, по-видимому, связано с продолжающимся действием кольцевого тока, величина Dst индекса сохраняется на уровне -40 - -50 нТ еще несколько часов после окончания суббуревых возмущений [Khalipov et al., 2003; Халипов и др., 2016].

Скорость ионообразования высыпающимися электронами на экваториальной границе диффузной авроральной зоны достаточна чтобы сформировать полярную кромку главного ионосферного провала (Рис.3.13). В работе [Белинская и Халипов, 1983] выполнены расчеты ионизации атмосферы электронами в диффузной авроральной зоне и показано, что потока энергии мягкоэнергичных (0.1 – 4 кэВ) электронов порядка 0.1 эрг·см$^{-2}$·с$^{-1}$ достаточно, чтобы вызвать подъем электронной плотности до уровня 10^5 см$^{-3}$. Такие потоки электронов и наблюдаются на границах электронного плазменного слоя, отмеченных вертикальными линиями на Рис.3.13. Восходящий поток на широтах главного ионосферного провала наблюдался в течении 3 часов, вплоть до момента прихода полярной стенки провала к зениту станции наблюдения (Рис.3.14). К полюсу от полярной кромки провала всегда регистрируется нисходящий поток плазмы.

Возмущение 23.06.2005 г. имело большую интенсивность и продолжительность по сравнению с возмущением 25.01.2012 г. Dst индекс составил -100 нТ в 11.00 UT. При

авроральных интенсификациях произошло приращение скорости горизонтального и вертикального дрейфов. По мере затухания кольцевого тока происходило уменьшение скоростей дрейфа. Поляризационный джет развивался на фоне широкой полосы дрейфа к западу в виде структуры SAPS, охватывающей широтный интервал более 10 градусов. В ходе этого возмущения происходило несколько суббуревых интенсификаций, что привело к непрерывной генерации восходящих потоков. Подобные процессы наблюдаются в ходе сильных мировых бурь. Отток плазмы вдоль силовых трубок вверх, наряду с усилением рекомбинации приводит к сильному падению электронной плотности в F-области, что и было зарегистрировано наземными ионозондами. Однако, связать это падение концентрации только с усилением процессов рекомбинации не удается, поскольку возмущение развивается в освещенной летней ионосфере и ионизация ультрафиолетовым излучением очень велика. Спутники DMSP также зарегистрировали резкое уменьшение электронной плотности в несколько раз на высоте 850 км, что можно объяснить наблюдаемым на этих же спутниках дрейфом, направленным вверх и, тем самым, выносом плазмы в плазмосферу.

Статистические данные по измерениям ПД во время 2006 – 2012 гг. показывают, что вертикальная компонента скорости ионосферной плазмы имеет два выраженных максимума: первый - примерно за 1 час до реперного времени, второй – спустя также примерно 1 час после реперного времени. Напомним, что за реперное время принималось время максимума горизонтальной компоненты скорости. Природу такого поведения вертикальных скоростей можно объяснить следующим образом: первый горб возникает за счет фрикционного нагрева, далее, при максимуме горизонтальной скорости (в 0 часов) нейтралы уже вовлечены в движение и разность скоростей меньше и нагрев меньше, после максимума ионы притормаживают, а нейтралы движутся по старой, приданной им ионами скорости и разность скоростей снова нарастает и, в результате, снова растет нагрев и вертикальный вынос.

Во время больших магнитных бурь формирование поляризационного джета регистрировалось на станции DPS-4 ИЗМИРАН в г. Москве. При этом наблюдались ионосферные возмущения, характерные для субавроральных широт. В дальнейшем представляет интерес исследование развития поляризационного джета на разнесенных на значительное расстояние по долготе станциях Якутск и Москва.

Таким образом, в ходе одновременных наземных и спутниковых измерений полосы поляризационного джета, можно заключить:

1. По наземным доплеровским измерениям на ионосферной станции Якутск обнаружено, что во время регистрации быстрого западного дрейфа плазмы также наблюдается возрастание вертикального дрейфа плазмы до 50-150 м/с.
2. При развитии поляризационного джета в главном ионосферном провале наблюдается восходящий дрейф плазмы, который меняет свое направление на нисходящее к полюсу от полярной кромки провала.
3. Проведены ионозондовые доплеровские измерения в полосе поляризационного джета в условиях освещенной летней ионосферы во время сильного геомагнитного возмущения 23.06.2005 г, и выполнено сопоставление с одновременной регистрацией дрейфа плазмы на спутниках DMSP. Измерения дрейфа на ст. Якутск хорошо согласуются с синхронными измерениями дрейфа на спутниках.
4. Во время сильного геомагнитного возмущения 23.06.2005 г спутники DMSP наблюдали восходящие потоки плазмы над полосой поляризационного джета со скоростями до 1.2 км/сек. в течение пяти с половиной часов.
5. При возникновении поляризационного джета электронная концентрация по измерениям наземных ионозондов уменьшается в на порядок в течение 15-30 минут.
6. В течение мировой магнитной бури 23.06.2005 г полоса SAPS расширилась до 15 градусов по широте и около пяти часов по MLT, охватывая наземные измерительные пункты Петропавловск-Камчатский, Магадан, Якутск, что вызвало уменьшение электронной

концентрации в области F2 на порядок. В несколько раз произошло падение электронной концентрации на высоте 850 км.

7. Статистические данные показывают, что вертикальная компонента скорости ионосферной плазмы имеет два выраженных максимума: первый - примерно за 1 час до реперного времени, второй – спустя также примерно 1 час после реперного времени.

ГЛАВА 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ДЖЕТА НА СТРУКТУРУ СУБАВРОРАЛЬНОЙ ИОНОСФЕРЫ

В данной главе кратко рассмотрен метод численного моделирования ионосферных процессов, проведены расчеты на трехмерной модели высокоширотной ионосферы и сделано сопоставление результатов расчетов и экспериментальных данных в условиях формирования в субавроральной ионосфере поляризационного джета.

4.1. Математическая модель высокоширотной ионосферы в переменных Эйлера

Моделирование магнитосферно-ионосферных процессов является важнейшим средством интерпретации результатов экспериментальных данных. Результатом моделирования является обобщённое количественное описание пространственно-временных вариаций ионосферных параметров. Успешное применение этого метода исследования обязано, прежде всего, бурному прогрессу в области компьютерных технологий, позволяющему быстро перерабатывать значительные объёмы информации и решать сложные задачи математической физики численными методами.

Математические модели представляют собой системы магнито-гидродинамических уравнений, описывающих законы сохранения частиц, импульса и энергии (уравнения непрерывности, движения и теплового баланса, соответственно) компонент атмосферы, часто дополненные уравнениями для некоторых других процессов, влияющих на ее поведение, таких как электрические поля или функции распределения сверхтепловых электронов.

В высоких широтах происходит множество явлений, не получивших ещё полного теоретического объяснения, такие как ионизация высыпающимися заряженными частицами с энергиями в сотни электронвольт в дневные и ночные часы, электрические поля магнитосферного происхождения, вызывающие нагрев и крупномасштабные конвективные движения плазмы и др. К таким недостаточно исследованным явлениям относится и поляризационный джет.

Если на средних широтах для параметров заряженной компоненты ионосферного газа одномерное приближение дает удовлетворительное описание, то при переходе к высоким широтам, где важную роль в формировании структуры ионосферы играет перенос плазмы в горизонтальном направлении, это приближение неприменимо. Необходимо решение системы трехмерных моделирующих уравнений, учитывающих как вертикальный, так и горизонтальный перенос ионосферной плазмы.

Для описания явлений, характерных для высокоширотной ионосферы, требуется математическая модель, адекватно описывающая крупномасштабную структуру области F ионосферы. Поэтому для исследования влияния поляризационного джета на структуру ионосферы воспользуемся трехмерной моделью области F2 высокоширотной ионосферы, построенной на основе системы уравнений гидродинамики в переменных Эйлера, и учитывающей несовпадение географического и геомагнитного полюсов [Колесник и др., 1993]. Здесь приведем краткое описание данной модели.

Ионосферная плазма в области высот 120 – 500 км может быть описана в гидродинамическом приближении следующими характеристиками: концентрацией ионов $n(O^+)$, электронов ($n_e \approx n(O^+)$), нейтральных составляющих и их температурами, а также компонентами скоростей ионов O^+ и электронов ($\mathbf{u}_i = \mathbf{u}_e = \mathbf{u}$).

Для определения концентрации ионов O^+ необходимо решить уравнение непрерывности в сферической географической системе координат, имеющее следующий вид:

$$\frac{\partial n(O^+)}{\partial t} = q(O^+) - l(O^+) - \frac{\partial}{\partial r}(n(O^+)u_r) -$$

$$- \frac{1}{R\sin\theta}\left\{\frac{\partial}{\partial\theta}[n(O^+)u_\theta \sin\theta] + \frac{\partial}{\partial\varphi}[n_i(O^+)u_\varphi]\right\}$$

(1)

,

где $q(O^+)$, $l(O^+)$ – скорости образования и исчезновения ионов O^+ соответственно;

r – радиальное расстояние, θ – коширота, φ – долгота, R – радиус Земли, c – скорость света. Причем, $q(O^+) = q^{\Phi}(O^+) + q^{\kappa}(O^+)$, где $q^{\Phi}(O^+)$ и $q^{\kappa}(O^+)$ – скорости образования ионов в результате фото- и корпускулярной ионизации, соответственно.

Компоненты скорости ионов O^+ u_r, u_θ, u_φ в дипольном магнитном поле определены из уравнения движения, в котором опущены второстепенные члены, связанные с инерционным ускорением, ускорением Кориолиса и межионным соударением [Гершман, 1974] и имеют вид:

$$u_r = -D_a \left[\frac{1}{n(o+)} \frac{\partial n(o+)}{\partial r} + \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial r} + \frac{1}{H_p} \right] \sin^2 I + \frac{c E_\varphi}{H} \cos I + u_{n\theta} \sin I \cos I;$$

$$u_\theta = -\frac{c E_\varphi}{H} \sin I + u_{n\theta} \cos^2 I; \qquad (2)$$

$$u_\varphi = \frac{c E_\theta}{H} \operatorname{cosec} I,$$

где T_p – температура ионосферной плазмы, E_θ *и* E_φ - меридиональная и зональная компоненты электрического поля соответственно, которые определяют в высоких широтах магнитосферную конвекцию, $u_{n\theta}$ - меридиональная компонента скорости термосферного ветра, I – наклонение геомагнитного поля, H – напряженность геомагнитного поля ($H = H_r$, $H_\Theta = H_\varphi = 0$), D_a – коэффициент амбиполярной дифузии, $см^2с^{-1}$, равный

$$D_a = \frac{kT_p}{m_i \nu_{in}},$$

m_i – масса иона; k – коэффициент Больцмана; ν_{in} – частота соударений ионов с нейтральными частицами.

При выводе (2) вертикальная компонента электрического поля E_r была исключена согласно [Stubbe, 1970]. Но в нашем случае, когда рассматривается строго направленный западный дрейф, т.е. поляризационный джет, то

$$E_r = E_\varphi = 0,$$
$$E_\theta \equiv E_{ПД}.$$

Следовательно, $u_\varphi = c\, E_\theta / H$, так как в высоких широтах можно положить cosec I = 1. Компонента E_θ задаётся за областью магнитосферной конвекции в области субавроральной ионосферы.

Уравнение (1) записано в сферической географической системе координат с полярной осью, совпадающей с осью вращения Земли. А электрическое поле магнитосферного происхождения задается в сферической геомагнитной системе координат, с полярной осью, несовпадающей с осью вращения Земли.

Здесь используется эффективный метод для перерасчёта компонент электрического поля магнитосферного происхождения из геомагнитной системы координат в географическую, предложенный в [Голиков и др., 2005], где приведён простой метод определения компонент вектора в географической системе координат по данному вектору в геомагнитной системе.

Так, меридиональная и зональная компоненты электрического поля в геомагнитной системе координат будут соответственно $\vec{E}_{\theta}^{M}$ и $\vec{E}_{\varphi}^{M}$. Проекции меридиональной компоненты $\vec{E}_{\theta}^{M}$ в географической системе координат можно обозначить как E_{θ}^{Γ} и E_{φ}^{Γ}, аналогично проекции зональной компоненты $\vec{E}_{\varphi}^{M}$ - как E'^{Γ}_{θ} и E'^{Γ}_{φ} (Рис.4.1). Из рисунка видно, что меридиональная компонента вектора электрического поля в географической системе координат определяется как

$$\vec{E}_{\theta}^{\Gamma} = E_{\theta}^{\Gamma} + E'^{\Gamma}_{\theta} = E_{\theta}^{M} \cdot \cos q + z_n \cdot E_{\varphi}^{M} \cdot \sin q$$

причем $z_n = -1$, при $L_M < 180°$ и $z_n = 1$, при $L_M > 180°$, где L_M – геомагнитная долгота. Здесь

$$\cos(q) = \frac{\cos\theta - \cos\varphi_M \cdot \cos\varphi_\Gamma}{\sin\varphi_M \cdot \sin\varphi_\Gamma},$$

где $\theta = 11.5^{o}$ коширота магнитного полюса, φ_Γ и φ_M – географическая и геомагнитная кошироты точки наблюдения соответственно, q – угол между меридианами геомагнитной и географической систем координат. Зональная компонента определяется в следующем виде:

$$\vec{E}_{\varphi}^{\Gamma} = E_{\varphi}^{\Gamma} + E'^{\Gamma}_{\varphi} = z_n \cdot E_{\theta}^{M} \cdot \sin q + E_{\varphi}^{M} \cdot \cos q$$

где $z_n = 1$, при $L_M < 180^{\circ}$ и $z_n = -1$, при $L_M > 180°$.

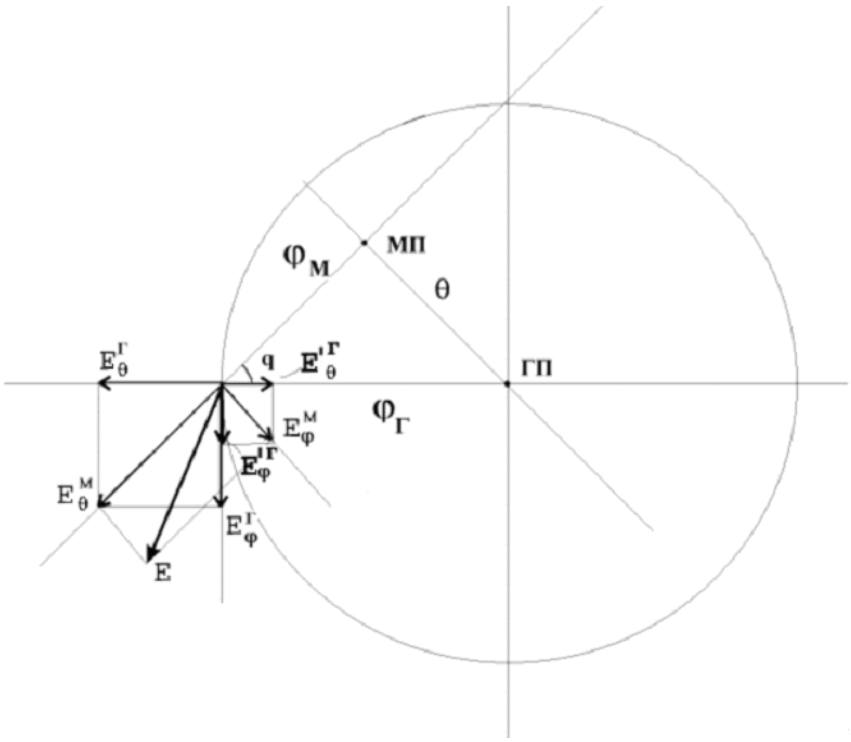


Рис.4.1. Перевод компонент вектора $\vec{E}$ из геомагнитной системы в географическую, МП – магнитный полюс, ГП – географический полюс, θ– коширота северного магнитного полюса [Голиков и др., 2005] (остальные обозначения в тексте)

Напряженность геомагнитного поля имеет вид:

$$H = - 2g_o (R / r)^3 \cos \Theta,$$

где $g_o \sim 0.3$ Гс.

Таким образом, через заданное электрическое поле в геомагнитной системе координат вычисляется компонента вектора скорости дрейфа плазмы в географической системе координат, в которой решается исходное трёхмерное уравнение для O^+ (1).

Для решения данного уравнения, после подстановки в нее уравнения (2), используется метод суммарной аппроксимации в сочетании с расщеплением по физическим факторам. Применение конечно-разностной аппроксимации с центральными разностями сводит уравнение (1) к трехточечным уравнениям, которые решаются методом прогонки. В качестве начальных условий задаются высотно-широтные профили $n(O^+)$ по модели Чэпмена. Краевые условия: по r на h_o = 120 км используется условие фотохимического равновесия, а на h = 500 км – поток ионов $P(O^+) = \pm (1 \div 5)\ 10^8 \sin I$, $см^{-2}с^{-1}$ («+» - днём, «-» - ночью; по Θ - усреднение на полюсах, по φ используется условие периодичности решения, т.е. $n(r, \Theta, \varphi) = n(r, \Theta, \varphi+2\pi)$.

4.2. Модельные расчеты распределения концентрации ионов (электронов) в субавроральной области F ионосферы при включении сильных электрических полей магнитосферного происхождения

По сопоставлению одновременных комплексных спутниковых и наземных измерений (по данным Якутской цепочки ионосферных станций Якутск – Жиганск – Тикси), в главах 1.3 и 1.4 настоящей работы было показано, что появление полосы быстрого дрейфа ионосферной плазмы к западу обусловлено развитием интенсивного (более 30 мВ/м) направленного к полюсу электрического поля вблизи проекции плазмопаузы [Филиппов и др., 1985; Galperin et al., 1986; Филиппов и др., 1987; Филиппов и др., 1989; Халипов и др., 2001]. Такое поле приводит к формированию узких (100-200 км) и глубоких ($\leq 10^4$ см$^{-3}$) провалов ионизации в области главного ионосферного провала. Таким образом, развитие ПД на высотах ионосферы вызывает значительное уменьшение критических частот и подъем F2-слоя и довольно хорошо определяется по измерениям ионозондов. Анализ ионограмм, полученных в моменты развития ПД вблизи зенита станции наблюдения показал, что в эти периоды происходит резкое уменьшение критической частоты foF2 на 2 – 4 МГц и более за короткий интервал времени 15 – 30 мин. Во время развития ПД на ионограммах ионосферных станций, появляются дополнительные следы отражений, классифицируемые как отражения F3s [Шульгина, 1974], которые являются основным ионосферным признаком поляризационного джета [Galperin et al., 1986].

На Рис.1.8 (см. главу 1) приведена ионограмма станции Якутск от 21 ноября 2002 г. в 07:45 UT (16:45 LT), в которой зарегистрирован след от F3s. Отражения F3s характеризуются малыми значениями частот и большими значениями действующих высот, чем регулярный слой F2. Наиболее заметное влияние поляризационного джета, при достаточно высоком уровне геомагнитной активности (Кр>3÷5), проявляется на суточных f-графиках в виде резкого понижения хода критических частот F2-слоя («срыв» частоты) и повышения высоты h’F.

На Рис.4.2 для примера показаны суточные хода foF2 и h’F по данным ст. Якутск за 4 марта 2003 г. Здесь тонкой линией для сравнения показан прогностический ход критических частот foF2p по модели IRI [Bilitza and Reinisch, 2008]. Видно, что резкое понижение частоты и повышение высот отражений регистрируется во время наблюдения на станции признаков поляризационного джета. Интервал наблюдения ПД (с 9:15 до 10:00 UT) на рисунке отмечен отрезком прямой, во время которого «срыв» частоты составил около 4 МГц.

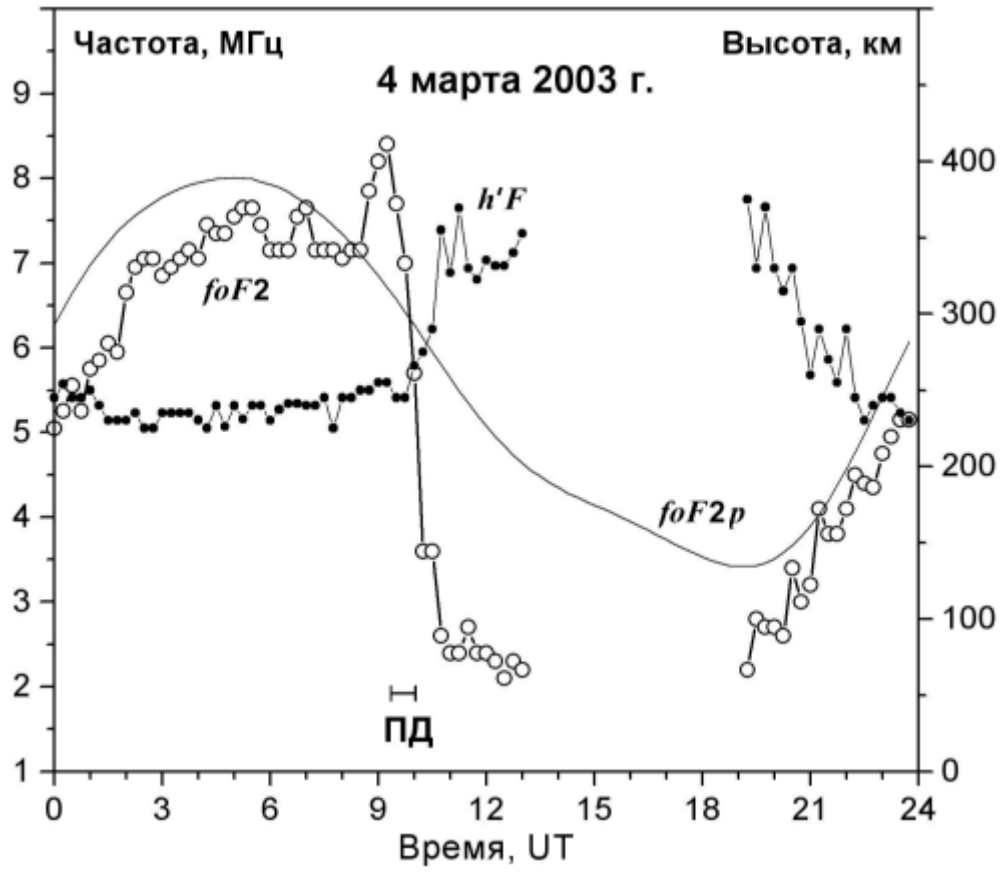


Рис.4.2. Суточные хода foF2 и h'F по данным ст. Якутск за 4 марта 2003 г. Тонкая линия - прогностический ход критических частот foF2p. Отрезком прямой отмечен интервал наблюдений ПД на ионограммах.

Для исследования влияния поляризационного джета на структуру субавроральной ионосферы нами был сделан численный эксперимент на трёхмерной модели высокоширотной ионосферы, модернизированной с учётом возникновения сильных локальных электрических полей магнитосферного происхождения [Голиков и др., 2005; Голиков и др., 2008; Голиков и др., 2009; Bondar et al., 2009; Бондарь и др., 2010;, Степанов и др., 2010; Golikov et al., 2011; Степанов и др., 2011].

Для сравнения модельных и экспериментальных данных в условиях возникновения в субавроральной ионосфере поляризационного джета были обработаны данные цифрового и аналогового ионозондов за равноденственные периоды 2005 – 2006 гг. для станций Тикси, Жиганск и Якутск. Выбор равноденственных периодов объяснялся тем, что наибольшая частота регистрации этого явления по наземным данным приходится на эти промежутки времени [Решетников и др., 1987; Степанов и др., 2008]. Начальные условия для модельных расчётов были приближены к реально наблюдаемым геофизическим условиям при возникновении ПД.

Положение электрического поля может задаваться на определенной широте и долготе. Фоновые модельные значения напряженности электрического поля $\mathbf{E}_0$ на субавроральных широтах составляют около 5 мВ/м.

В модельных расчётах дополнительно задавались следующие условия, учитывающие поляризационный джет:

– Долготный (временной) интервал расчетов – от 0 до 270° (от 12.00 до 06.00 часов MLT);

– Широтный интервал расчетов – от 40 до 90° географической широты;

– Геомагнитная активность – Кр = 3 ÷ 5;

– Сезон – равноденствие, лето, зима;

– Локальные электрические поля магнитосферного происхождения северного направления шириной 1 - 2° и значениями поля от 5 до 100 мВ/м.

Модельные расчеты с включением дополнительного локального электрического поля показали существенно изменившуюся структуру субавроральной ионосферы – в области главного ионосферного провала формируется и наблюдается узкий и глубокий провал. Формирование такого субпровала в работах [Гальперин и др., 1973; Филиппов и др., 1987; Филиппов и др., 1989] объясняется выносом ионосферной плазмы на дневную сторону при сильных электрических полях и изменением скоростей фотохимических реакций ионов и нейтральных частиц.

На Рис.4.3 в географической системе координат приведены картины изолиний равной электронной концентрации n_e (в ед. 10^4 $см^{-3}$). Спокойный период равноденствия без включения дополнительного локального электрического поля показан на Рис.4.3 (а), а последующие картины этого же периода (б, в, г) показывают изолинии при $\mathbf{E}_{\theta}$, равном 25.5, 51 и 76.5 мВ/м, соответствующим скоростям западного дрейфа 500, 1000 и 1500 м/с. Положения поляризационного джета для расчетов были локализованы на широтах станций Тикси, Жиганск и Якутск соответственно, и для разных значений геомагнитной возмущенности (Кр = 3о, 4о и 5о). Из рисунка видно, что на месте включения сильных электрических полей возникают сгущения изолиний, свидетельствующие о формировании здесь узких и глубоких провалов в n_e, в результате влияния западного дрейфа ионосферной плазмы.

Широтные профили n_e в 18.00, 20.00 и 22.00 MLT показаны на Рис.4.4 при трех значениях скоростей. Положение ПД на широте 66^o отмечено стрелкой. Отметим, что узкие провалы в n_e наиболее выражены при высоких фоновых значениях n_e, т.е. в ранние вечерние часы MLT, и менее выражены при низких уровнях фона в предполуночные часы.

Результаты сопоставления модельных расчетов с экспериментальными данными наземных станций ионосферного зондирования приведены на Рис.4.5. За конкретные дни весеннего равноденствия поляризационный джет в двух случаях регистрировался вблизи зенита ст. Тикси, а еще в двух – ст. Жиганск. Здесь по оси абсцисс отложены географические широты, а по оси ординат – частоты foF2 в МГц. Расположения станций Якутской цепочки на оси абсцисс обозначены как Як, Жг и Тк, соответственно для ионозондов Якутска, Жиганска и Тикси.

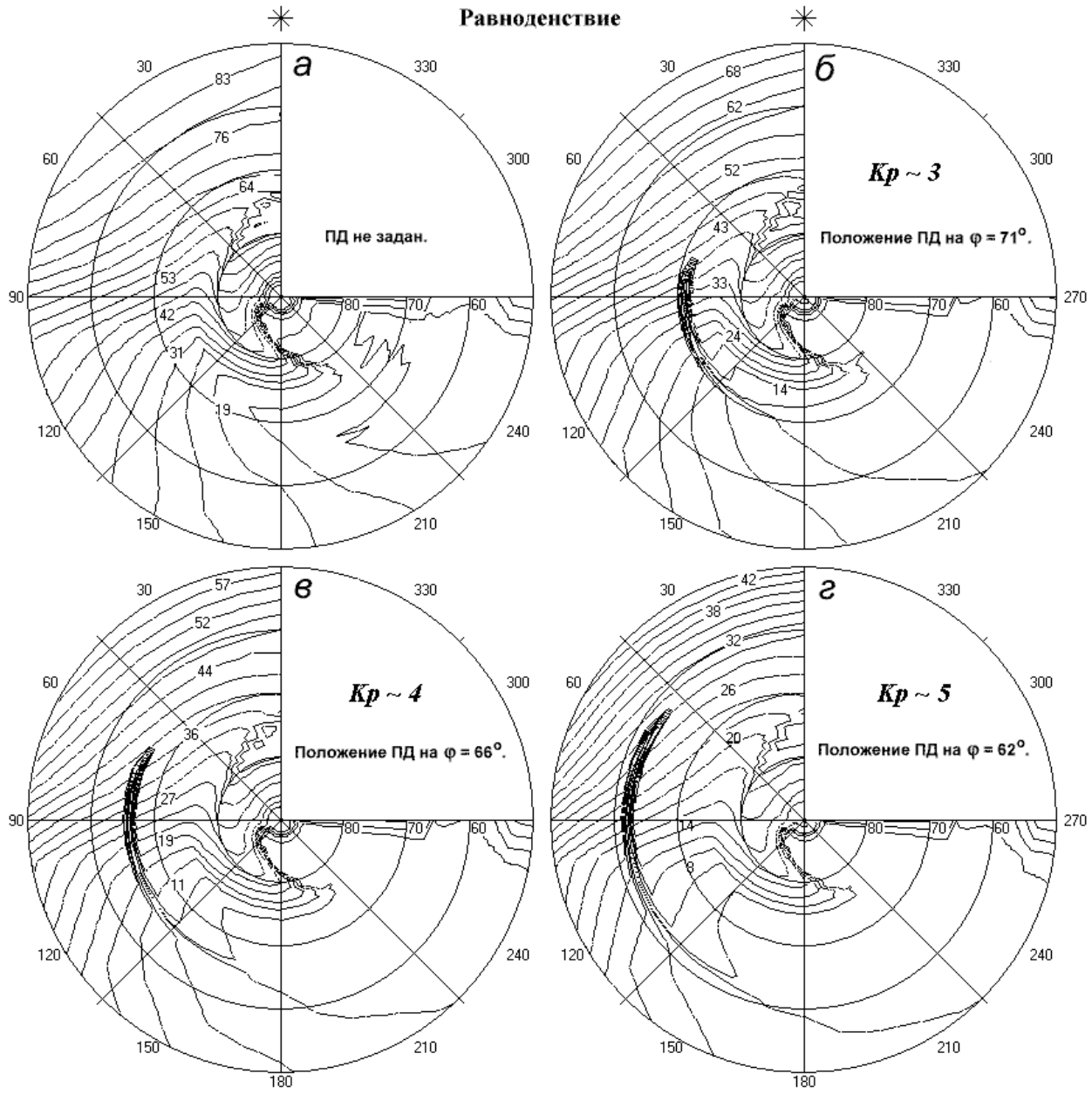


Рис.4.3. Картины изолиний равной электронной концентрации n_e (в ед. 10^4 $см^{-3}$): *а* - спокойный период равноденствия без включения дополнительного локального электрического поля; *б, в, г* - изолинии при E_θ равном 25.5, 51 и 76.5 мВ/м, или при скоростях западного дрейфа 500, 1000 и 1500 м/с.

Из Рис.4.5 видно, что между рассчитанными по формуле частотами модельных значений n_e и ионосферными плазменными частотами наземных станций имеется вполне удовлетворительное согласие.

Наши расчеты на трехмерной модели высокоширотной ионосферы с включением локальных электрических полей показали:

−наличие сильного локального электрического поля на субавроральных широтах существенно влияет на структуру ионосферы;

−на месте включения электрического поля формируется узкий провал в широтном ходе электронной концентрации максимума F2-слоя за счет выноса ионосферной плазмы с вечерней стороны на дневную, который в свою очередь, обусловлен низкой проводимостью в области главного ионосферного провала;

–узкий провал более выражен в ранние вечерние часы, когда фоновая концентрация электронов еще высока и менее выражен при низких уровнях фона в предполуночные часы;

–сравнение результатов расчетов и экспериментальных данных показало хорошее их согласие, что позволяет говорить о поляризационном джете как об основном механизме формирования узких провалов ионизации в субавроральной ионосфере.

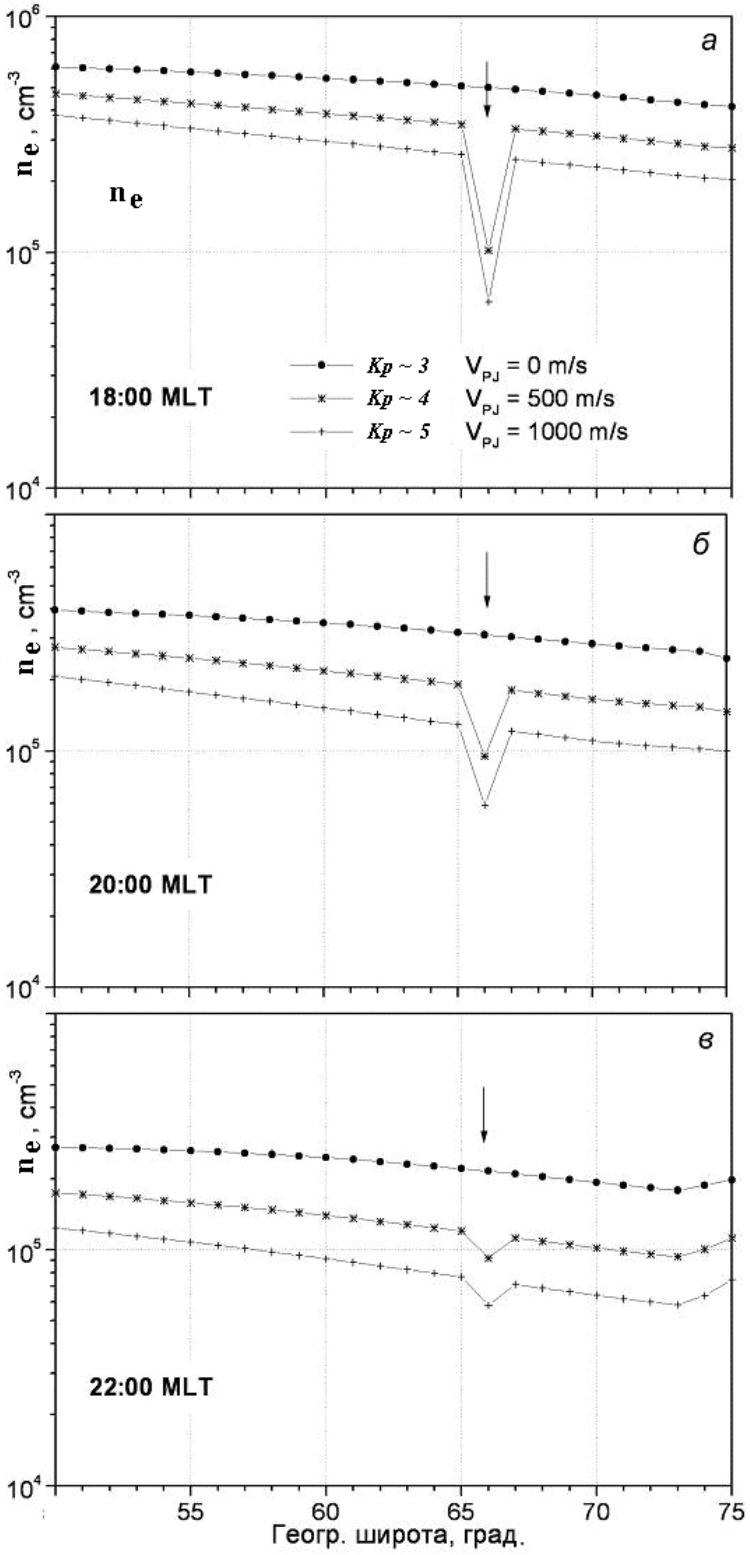


Рис.4.4. Широтные профили n_e в 18:00, 20:00 и 22:00 MLT при трех значениях скоростей.

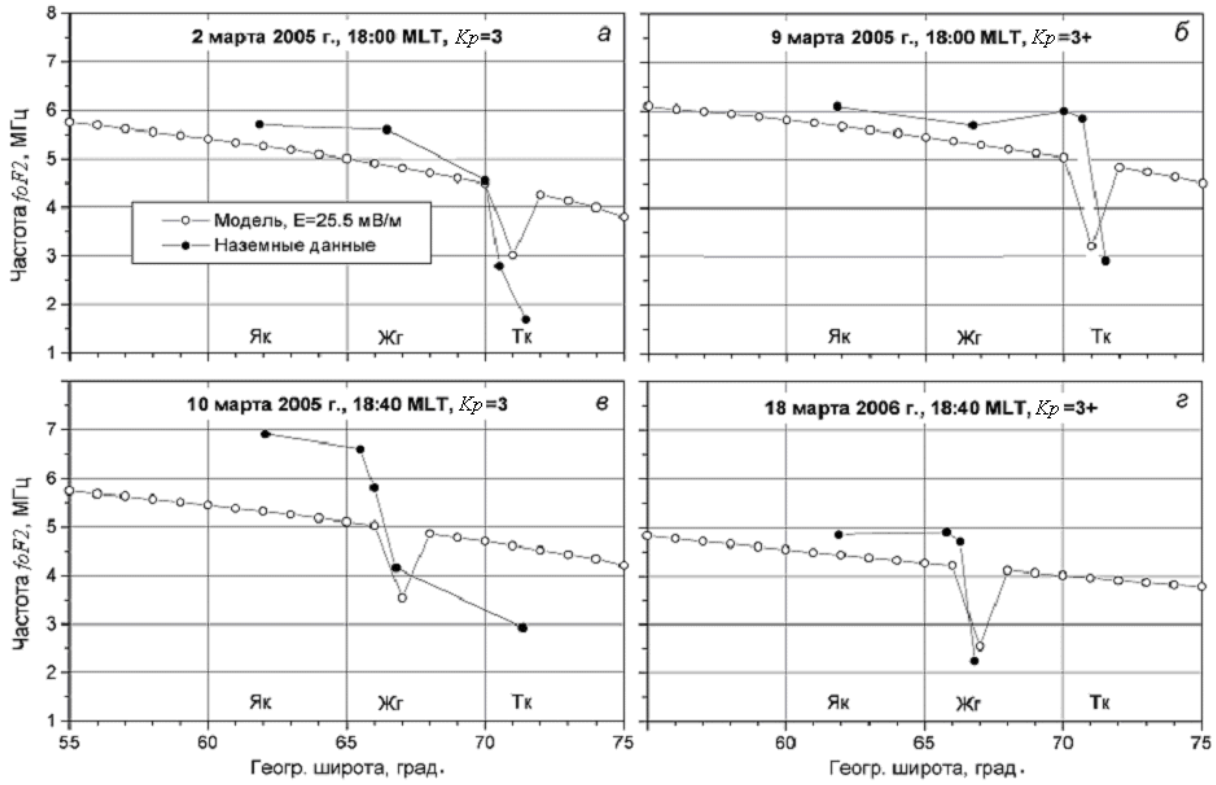


Рис.4.5. Случаи сопоставления модельных расчетов с экспериментальными данными наземных станций ионосферного зондирования за конкретные дни

4.3. Моделирование сезонных особенностей проявления поляризационного джета

В работах [Решетников и др., 1987; Степанов и др., 2016] рассмотрено сезонное распределение частоты появления поляризационного джета по данным f-графиков Якутской меридиональной цепочки станций ВЗ Якутск – Батагай – Тикси за период максимума (1968 – 1969 гг.) и минимума 1973 – 1974 гг. солнечной активности. Показано, что частота появления срывов foF2 имеет ярко выраженные пики в периоды весеннего и осеннего равноденствия. В зимние и летние месяцы наблюдалось заметное уменьшение частоты появления срывов (см. Рис.2.18).

Для объяснения данных сезонных особенностей влияния ПД на структуру субавроральной ионосферы в работах [Бондарь и др., 2010; Golikov et al., 2011] проведены расчёты на трёхмерной модели высокоширотной ионосферы, учитывающей поляризационный джет и UT-контроль для трёх сезонов – равноденствия, летнего и зимнего периодов (при склонении Солнца $\delta = 0^o$ – равноденствие, 23° – лето, -23° – зима).

При этом задавались:

- геомагнитная активность Кр = 3;
- скорости поляризационного джета u_φ = 500÷3000 м/с;
- ширина ПД – 2°;
- положение ПД за областью магнитосферной конвекции (за плазмопаузой);
- интервал местного времени от 12.00 до 24.00 часов.

На Рис.4.6 – 4.8 показаны изолинии рассчитанной электронной концентрации в максимуме слоя F2 (n_mF2) в экваториальной плоскости в географической системе координат при скорости поляризационного джета v = 1000 м/с, что соответствует значению электрического поля E_θ = 51 мВ/м. За внешним кругом указаны долготы и местное время для момента мирового времени UT = 09:00 часов (а) и UT = 18:00 (б). Положение терминатора (граница освещенной и неосвещенной частей Земли) обозначено жирной линией, положение плазмопаузы – штриховой линией. Направление поляризационного джета показано стрелками.

Область «полной тени» [Колесник и Голиков, 1984], лишённая источников прямой, как волновой, так и корпускулярной, ионизации, формирующаяся в зимний период в восточном полушарии вследствие несовпадения географического и геомагнитного полюсов, показана в виде заштрихованного серпа.

Видно, что в равноденствие (рис. 4.10 а) в вечернем секторе на долготах станции Якутск (φ = 129°, восточное полушарие) наблюдается узкий провал ионизации, тянущийся вдоль границы плазмопаузы (изолиния $n_mF2 = 2.2 \cdot 10^5$ см$^{-3}$), который формируется в результате выноса ионизации с ночной стороны на дневную направленным к западу дрейфом плазмы. Для этого же местного времени в западном полушарии на долготах (рис. 4.10 б) можно наблюдать возникновение узкого провала ионизации, но смещённого в более ранние вечерние часы.

В период летнего солнцестояния в восточном и западном полушариях (рис. 4.11 а, б), несмотря на полное освещение субавроральной ионосферы, при больших значениях скорости дрейфа плазмы порядка v = 1000 м/с и более также могут формироваться слабовыраженные провалы ионизации в области действия ПД.

В условиях зимнего солнцестояния (рис. 4.12а) субавроральная ионосфера на долготах станции Жиганск оказывается в области «полной тени», вследствие чего вынос плазмы с ночной на дневную сторону становится невозможным. В то же время глубокий провал ионизации образуется в области «полной тени» в результате рекомбинационных процессов ($n_mF2 < 10^4$см$^{-3}$). При моделировании возникновения поляризационного джета в западном полушарии на долготах Северной Америки и Канады в условиях зимнего солнцестояния (δ = -23°) провал в вечернее время исчезает (рис. 4.12б), т.к. в дневные часы субавроральная ионосфера подпитывается корпускулярно-волновой ионизацией.

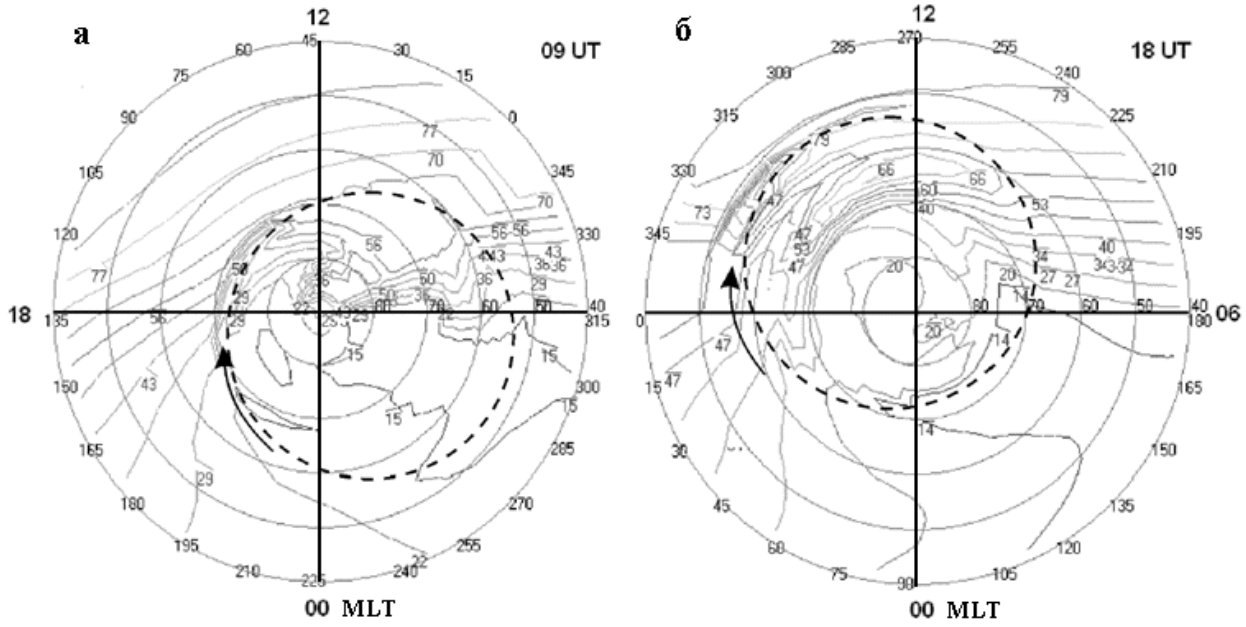


Рис.4.6. Изолинии ионной концентрации (в 10^4 cm^{-3}) в максимуме слоя F2 для равноденствия (склонение Солнца δ = 0) в 9.00 UT (а) и 18.00 UT (б), географическая система координат.

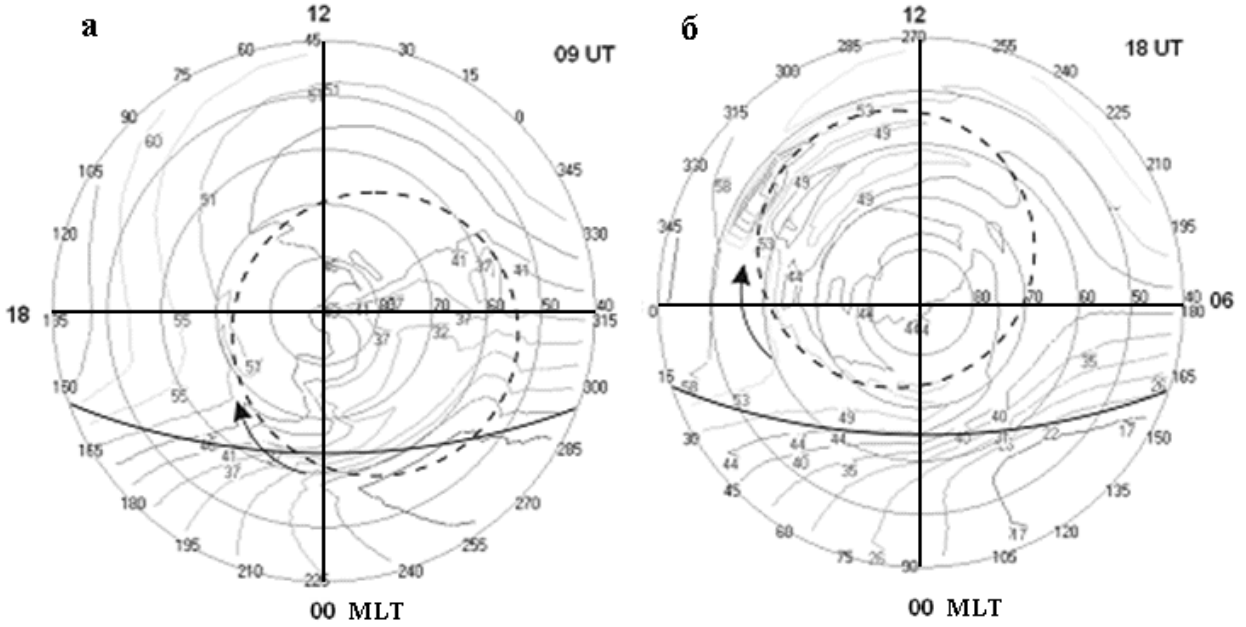


Рис.4.7. Изолинии ионной концентрации (в 10^4 cm^{-3}) в максимуме F2 для лета (склонение Солнца δ = 23°) в 9:00 UT (а) и 18:00 UT (б), географическая система координат

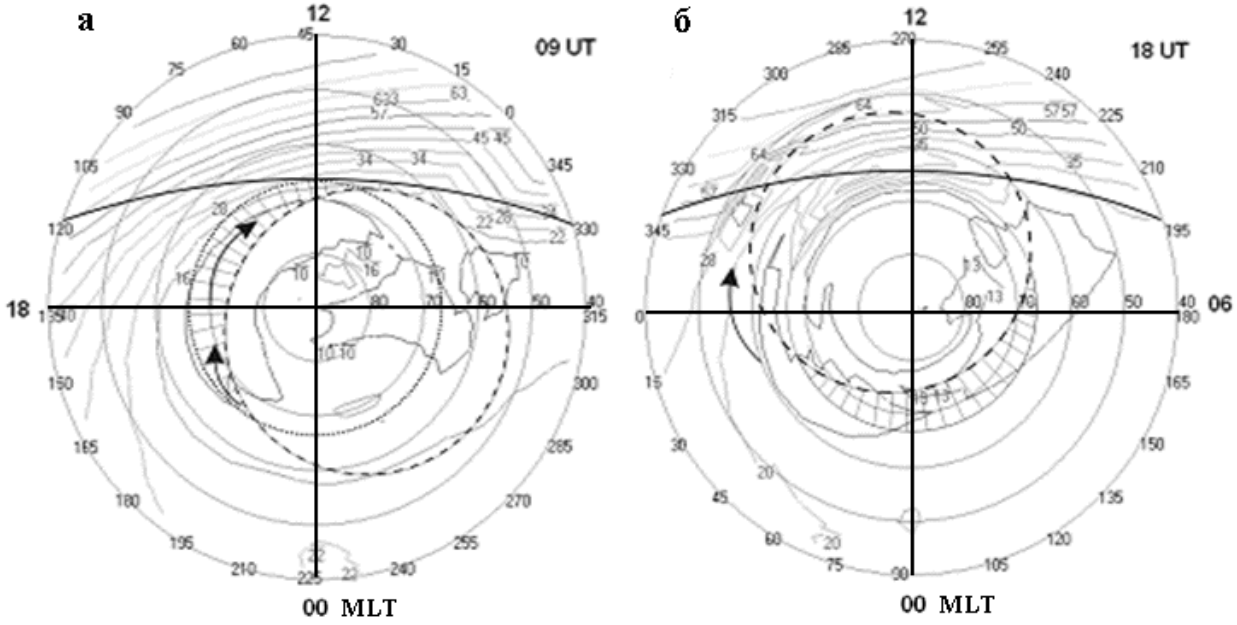


Рис.4.8. Изолинии ионной концентрации (в 10^4 cm^{-3}) в максимуме F2 для зимы (склонение Солнца δ = - 23°) в 9:00 UT (а) и 18:00 UT (б), географическая система координат

Можно видеть, что при моделировании явления ПД в западном полушарии на долготах φ = 240°÷300° появление ПД в форме глубокого узкого провала ионизации наблюдалось в 00 UT в вечернем секторе на δ = 0° (равноденствие) и 23° (летнее солнцестояние). Дрейф плазмы в этих случаях направлен поперёк контуров изолиний. При δ = -23° (зимнее солнцестояние) провал исчезает. В течение этого периода область формирования ПД расположена на теневой стороне. Дрейф плазмы в этом случае направлен вдоль контуров и, как результат, локальное электрическое поле не приводит к структурным изменениям в ионосфере.

Сопоставление модельных расчетов с экспериментальными данными показало, что сезонные особенности проявления поляризационного джета, как по F3s-отражениям на ионограммах, так и по рассчитанным узким провалам ионизации на высотах F-области субавроральной ионосферы хорошо согласуются. Существенные изменения в пространственно-временном распределении электронной концентрации происходят в весенне-осенний период, в летний – во время усиления магнитосферного электрического поля, а в зимних условиях изменения за счет быстрого субаврорального дрейфа минимальны.

Выводы. Расчёты на трехмерной модели высокоширотной ионосферы с включением локальных электрических полей показали:

- Возникновение сильного локального электрического поля на субавроральных широтах существенно влияет на структуру ионосферы. В области включения электрического поля формируется узкий провал в широтном ходе электронной концентрации максимума F2-слоя за счет выноса ионосферной плазмы с вечерней стороны на дневную. Узкий провал более выражен в ранние вечерние часы, когда фоновая концентрация электронов еще высока и менее выражен при низких уровнях фона в предполуночные часы;
- Результаты модельных исследований показали, что вероятность появления ПД зависит от сезона – глубокие узкие провалы ионизации в области поляризационного джета наиболее вероятны в равноденственные периоды как результат выноса плазмы с ночной стороны на дневную в вечернем секторе. Летом субавроральная ионосфера в восточном полушарии практически полностью освещена и процессы фотоионизации доминируют над процессами переноса, что затрудняет формирование узких провалов ионизации. Зимой, субавроральная ионосфера в восточном полушарии находится в

области «полной тени». Глубокие провалы ионизации в этой области могут формироваться и в отсутствие ПД.

- Модельные расчёты поляризационного джета хорошо согласуются с экспериментальными данными Якутской меридиональной цепочки ионосферных станций.

Заключение

Одной из основ для решения задач, рассмотренных в монографии, являются методики, разработанные во время многолетней исследовательской работы, выполненной в ходе координированных экспериментов на Якутской цепочке ионозондов и измерений со спутников «Ореол 1 - 3» советско-французского проекта Аркад с привлечением дополнительно данных нескольких высоко-апогейных космических аппаратов, выполнявших синхронные измерения плазмопаузы над районом Якутии. В этих экспериментах измерялись высыпания энергичных электронов и ионов, концентрации тепловых ионов кислорода и водорода. Было установлено, что в условиях умеренных и сильных возмущений электронный плазменный слой диффузной авроральной зоны совпадает с полярной стенкой главного ионосферного провала (ГИП), а ионизация энергичными электронами создает скачок электронной концентрации на полярной стенки ГИП. Причем скачок электронной концентрации на этой структуре регистрируется как наземными ионозондами, так и прямыми измерениями на спутнике. В свою очередь полярная стенка провала в условиях геомагнитной возмущенности совпадает с плазмопаузой и эти две структуры смещаются к экватору по мере нарастания геомагнитной возмущенности. Были построены модели положения границы диффузной авроральной зоны в зависимости от уровня геомагнитной возмущенности (параметризация по Кр-индексу). Это позволяет расширить возможности измерений, выполненных вдоль меридиана наземных наблюдений. Модели границ диффузной авроральной зоны позволяют организовать данные различных геофизических измерений по времени и пространству в таком же представлении, как и концепция аврорального овала.

Все ионозонды якутской меридиональной цепочки были оснащены мощными горизонтальными ромбическими антенными системами для возвратно-наклонного зондирования ионосферы, которые имеют в рабочем частотном диапазоне коэффициент усиления порядка 20 на передачу и столько же на прием. При этом обеспечивается перекрытие по широте более 20 градусов с точной локализацией ионосферных структур методом возвратно-наклонного зондирования. Результаты исследования были опубликованы в работах [см. нп., Халипов и др., 1977; Сивцева и др., 1984]

В дальнейшем разработанные методики использовались для исследования воздействия на ионосферу сильных электрических полей магнитосферного происхождения в структуре поляризационного джета. Путем сопоставления наземных ионозондовых измерений с синхронными измерениями со спутников Космос – 184, AE-C, S3-2, была найдена сигнатура («автограф») поляризационного джета в ионосфере, возникающая при воздействии на нее мощных электрических полей до 300 мВ/м. В среднем 50-80 мВ/м. Это огромные поля, которые полностью меняют структуру ионосферы из-за продольного и поперечного переноса, и роста температуры тепловых ионов на несколько тысяч градусов, возникающего при фрикционом разогреве ионосферной плазмы при движении через нейтральную среду. В ионосфере формируется узкий провал плотности протяженностью несколько градусов по широте, где концентрация понижена на порядок. Процесс развивается с характерным временем 15-30 минут. Провал располагается внутри плазмосферы на экваториальной границе кольцевого тока [Galperin et al., 1986; Филиппов и др., 1989; Khalipov et al., 2003]. Последовательно изложенный выше подход содержится в нашей первой монографии: [Гальперин и др., 1990].

Мы считаем, что и в современных экспериментальных геофизических исследованиях при изучении субавроральных явлений важное значение имеют результаты многолетних наземных измерений параметров субавроральных и авроральных явлений. В архивах данных ионозондовых измерений на сети станций содержится информация об уникальных событиях за последние пять циклов солнечной активности. Нередко, ионозондовые измерения перекрываются со спутниковыми измерениями тепловой плазмы в ионосфере и плазмосфере, электрических полей и токов, энергичных ионов и электронов. Ионозондовые измерения

проводятся в круглосуточном режиме каждые 15 минут и позволяют отслеживать физические процессы до и после возникновения какого-то явления. Появление в ионосферных измерениях ионозонда последнего поколения DPS-4 кардинальным образом изменило уровень исследования. Стал общепринятым цифровой формат представления данных измерений и, что особенно важно, реализовалась возможность работы станций в on-line режиме. Появляется прямая возможность обеспечивать различные геофизические службы оперативной информацией. В частности, одна из актуальных и важных задач - возможность мониторинга крупномасштабных структур субавроральной ионосферы, в первую очередь широты ГДВ, рассматриваемой как наглядный и эффективный индекс геофизической активности, имеющий ясный физический смысл.

Отметим в заключение, что структура и динамика кольцевого тока, который играет основную роль в накоплении во внутренней магнитосфере энергии, высвобождающейся в периоды магнитосферных суббурь, также тесно связаны с рядом процессов на субавроральных широтах. В диффузной зоне, которая является частью субавроральной ионосферы, важное значение имеют вторжения энергичных частиц к экватору от аврорального овала. Процессы формирования и распада кольцевого тока (горячей компоненты квазизахваченной магнитосферной плазмы) теснейшим образом связаны с текущими характеристиками субавроральной ионосферы.

Анализ экспериментальных ионосферно-плазмосферно-магнитосферных материалов, полученных наземными и спутниковыми методами, а также теоретических результатов исследований, рассмотренных в монографии, показывает, что поляризационный джет (ПД) является неотъемлемой частью субавроральной ионосферы во время геомагнитных активизаций.

Основные результаты исследований ПД в субавроральной ионосфере и магнитосфере, за четыре цикла солнечной активности, которым посвящена эта книга, можно резюмировать следующим образом.

- Прямыми сопоставлениями спутниковых и наземных измерений показано, что на ионограммах ВЗ ионосферным признаком (или «автографом») развития поляризационного джета над станцией наблюдения является дополнительный характерный след отражения - F3s-отражение, критическая частота которой всегда ниже критической частоты регулярного F-слоя, а виртуальная высота выше минимальной высоты слоя F.
- Измерения методом пространственно-разнесенного приема радиосигналов D1 показали, что в области узкого провала резко возрастают скорости конвекции ионосферной плазмы (до ~700÷800 м/с) к западу.
- По большой статистике наземных ионосферных измерений на северо-востоке азиатской части России выявлена морфология и динамика поляризационного джета. Показано, что сезонная частота появления узких провалов имеет максимум в периоды весеннего и осеннего равноденствия с наибольшей частотой появления на L~4 в послеполуденно-вечерние часы (15.00-23.00 MLT). В период максимума солнечной активности «срывы» встречаются при небольших уровнях геомагнитной активности, а в период минимума солнечной активности - при достаточно высоком уровне геомагнитной активности. Такие же статистические результаты по наблюдениям SAID были недавно получены по данным серии спутников DMSP за три солнечных цикла [He et al., 2014].
- Сопоставление случаев регистрации срывов с модельными положениями границы диффузных вторжений (ГДВ) в вечернем секторе и экваториальной границы конвекции по Хеппнеру-Майнарду показывает, что срывы всегда наблюдаются экваториальнее ГДВ, а граница крупномасштабной конвекции по модели Хеппнера-Майнарда [Heppner and Maynard, 1987] совпадает с локализацией максимумов срывов, регистрируемых на станциях Якутской цепочки. Таким образом, на основе наземных ионосферных данных возможен контроль положения экваториальной границы крупномасштабной конвекции по

регистрации срывов критической частоты foF2 на ионозондах Якутской меридиональной цепочки.

- На основе комплексных наземных и спутниковых измерений, проводившихся одновременно на различных высотных уровнях, а именно в нижней и верхней F-области и в плазмосфере, упорядочены представления о взаиморасположении ПД с основными структурами в субавроральной зоне: с главным ионосферным провалом, с его полярной стенкой, с провалом легких ионов и плазмопаузой.
- Изучение моментов появлений ПД или узких провалов ионизации, охватывающее данные станций, разнесенных на большом долготном секторе, показало, что имеется два типа формирования узкого провала: *первый тип*, когда узкий провал существует длительное время и источник, ответственный за формирование узких провалов, неподвижен в магнитосферной системе координат; *второй*, когда узкий провал имеет большую долготную протяженность в один и тот же момент мирового времени (вплоть до ~100°) и связан с развитием магнитосферной суббури.
- С развитием магнитной активности максимум частоты появления узких провалов смещается от высоких широт к низким и с увеличением Кр время появления субпровала смещается в более ранние вечерние и послеполуденные часы.
- Сопоставление данных наблюдений случаев инжекции в виде «резкой границы» и размытых по энергии «nose events» со временем появления поляризационного джета показало, что формирование поляризационного джета сопровождается инжекцией энергичных ионов - в вечернем секторе популяция ионов чаще наблюдается как размытые по энергии «носовые структуры», в околополуночном же секторе вблизи области инжекции чаще наблюдается общая резкая (бездисперсионная) граница для ионов всех энергий, но в целом нельзя сказать, что форма границы зависит от местного времени. К тому же из опубликованных данных о «носовых структурах» (нп. [Ganushkina et al., 2000]) можно сделать вывод, что морфология ПД заметно отличается от морфологии «носовых структур». Очевидно, дальнейшее изучение этого вопроса является очередной задачей.
- Случаи наблюдений ПД во время изолированных суббурь показывают, что запаздывание в регистрации ПД на ионограммах наземных станций относительно вспышки AE-индекса минимально для суббуревых событий вблизи местной магнитной полуночи и составляет около 10 мин. При этом во многих случаях эти события приходятся на взрывную фазу суббури.
- Скорость перемещения источника поляризационного джета по данным разнесённых по долготе станций составляет в среднем от 4 до 6 MLT/ч. (~800-900 м/с) на L≈ 3-4, причем чем меньше разность времени между регистрацией на ионограммах поляризационного джета и началом суббури (порог AE > 500 нТ), тем больше скорость распространения ПД (~1200 м/с).
- Результаты модельных исследований показали, что возникновение сильного локального электрического поля на субавроральных широтах существенно влияет на структуру ионосферы. В области включения электрического поля формируется узкий провал в широтном ходе электронной концентрации максимума F2-слоя за счет выноса ионосферной плазмы с вечерней стороны на дневную. Узкий провал более выражен в ранние вечерние часы, когда фоновая концентрация электронов еще высока и менее выражен при низких уровнях фона в предполуночные часы;
- Вероятность появления ПД зависит от сезона – глубокие узкие провалы ионизации в области поляризационного джета наиболее вероятны в равноденственные периоды как результат выноса плазмы с ночной стороны на дневную в вечернем секторе. Летом субавроральная ионосфера в восточном полушарии практически полностью освещена и процессы фотоионизации доминируют над процессами переноса, что затрудняет формирование узких провалов ионизации. Зимой, субавроральная ионосфера в восточном

полушарии находится в области «полной тени». Глубокие провалы ионизации в этой области могут формироваться и в отсутствие ПД.

- Модельные расчёты поляризационного джета хорошо согласуются с экспериментальными данными Якутской меридиональной цепочки ионосферных станций.

Мы надеемся, что приведенные в данной работе материалы по морфологии и динамике, а также характеристикам и параметрам поляризационного джета внесут определенный вклад в прояснение сложной картины ионосферно-магнитосферного взаимодействия в субавроральной и авроральной ионосфере.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность всем бывшим и нынешним сотрудникам лабораторий ионосферных исследований, физики ионосферы, оптических измерений и магнитосферно-ионосферных исследований ИКФИА СО РАН, сотрудникам кафедры радиофизики и космофизики ЯГУ и СВФУ. Особая благодарность инженерам и обслуживающему персоналу ионосферных станций в Якутске, Жиганске и Тикси за получение качественных экспериментальных ионосферных материалов. Выражаем уважение и признательность своим коллегам в научных институтах РАН в Апатитах, Иркутске, Магадане, Москве, Мурманске, Петропавловске-Камчатском, Санкт-Петербурге, Томске и др. городах за полезные обсуждения, ценные замечания и поддержку.

Работа выполнялась при частичной поддержке грантов РФФИ №03-05-96081, №09-05-98501, №09-05-98546, №12-05-98523, №15-45-05066, №15-45-05090 и программ РАН П7, П9. Авторы выражают благодарность Центру космических наук Университета Техаса в Далласе (http://cindispace.utdallas.edu/DMSP/) за предоставление данных спутников DMSP, Г. Глоклеру (G. Gloeckler) и Д. Хамильтону (D. Hamilton) за предоставление данных эксперимента CHEM спутника AMPTE/CCE и Мировому центру данных по геомагнетизму в Киото (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/) за предоставление данных по индексам геомагнитной активности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзенберг Г.З. Коротковолновые антенны. М., Связьиздат. 1962. 110 с.

Аладьев Г.А., Мингалев В.С. Особенности вариаций ионного состава полярной ионосферы при воздействии электрических полей // Исследование высокоширотной ионосферы. Апатиты: КФ АН СССР. С. 35. 1986.

Афонин В.В., Филиппов В.М., Шестакова Л.В., Алексеев В.Н. Узкие провалы ионизации в области *F* по измерениям со спутника «Космос-900» и их сопоставление с наземными ионосферными наблюдениями // Космические исследования. Т. 27. № 2. С. 267-271. 1989.

Афраймович Э.Л., Пирог О.М., Бондарь Е.Д. Главный ионосферный провал по данным GPS и ионосферной станции Якутск 26 декабря 2002 года // Астрофизика и физика околоземного космического пространства: Сб. трудов БШФФ-2005. Иркутск. 12–17 сент. 2005 г. Иркутск: Изд. ИСЗФ СО РАН. С. 54–56. 2005.

Афраймович Э.Л., Лесюта О.С., Перевалова Н.П., Пирог О.М., Смирнов В.Ф., Зикрач Э.К., Бондарь Е.Д. Исследование главного ионосферного провала по данным GPS и ионосферных станций в районе Якутска // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. №2. С. 215–220. 2005.

Баранова А.В., Горелый К.И., Данилова Л.Г., Надубович Ю.А., Пономарев Е.А. Авроральные явления вблизи экваториальной границы диффузных высыпаний // Полярные геомагнитные возмущения и связанные сними явления. Материалы международного симпозиума "Полярные геомагнитные явления". Апатиты: КНЦ ПГИ. С. 35-38. 1989.

Белинская С.И., Халипов В.Л. Некоторые аэрономические эффекты в диффузной зоне сияний // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. Вып. 63. Физика ионосферы и распространения радиоволн. С. 116-124. 1983.

Бенькова Н.П., Васильев Г.В., Козлов Е.Ф., Коченова Н.А., Кушнеревский Ю.В., Саморокин Н.И., Филиппова А.И., Флигель М.Д. Профили электронной концентрации в субавроральной зоне по данным ИК-19 и наземных станций // Физические процессы в области главного ионосферного провала. Прага. КАПГ проекты N 5 и 6. С. 43-52. 1983.

Бенькова Н.П., Козлов Е.Ф., Осипов Н.К., Саморокин Н.И. Главный ионосферный провал в дневном секторе по данным вертикального зондирования // Геомагнетизм и аэрономия. Т.20. №5. С. 817-821. 1980.

Бенькова Н.П., Козлов Е.Ф., Саморокин Н.И., Гальперин Ю.И., Беген К. Двумерная картина распределения электронной плотности в районе главного ионосферного провала и диффузной авроральной зоны по данным сети близкорасположенных ионосферный станций: сравнение с измерениями на спутнике «Ореол-3» // Препринт № 34(567). М.: ИЗМИРАН. 32 с. 1985.

Беспрозванная А.С., Пирог О.М., Щука Т.И. Широтно-временные особенности послеполуденной ионизации слоя F2 по данным меридиональной цепочки ионосферных станций // Геомагнетизм и аэрономия. Т.24. N2. С. 320-322. 1986.

Бондарь Е.Д., Голиков И.А., Попов В.И., Степанов А.Е., Халипов В.Л. Исследование эффектов влияния поляризационного джета на структуру субавроральной ионосферы с использованием трёхмерной модели высокоширотной ионосферы // Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых, аспирантов и студентов. Нерюнгри. 2–3 апреля 2010 г. Нерюнгри: Технический институт ЯГУ. С. 204–207. 2010.

Бондарь Е.Д., Халипов В.Л., Степанов А.Е. Модель положения экваториальной границы инжекции энергичных ионов при различных уровнях геомагнитной возмущенности // Гелио- и геофизические исследования: Сб. трудов БШФФ-2002. Иркутск. 16–21 сентября 2002 г. Иркутск: Изд. ИСЗФ СО РАН. С. 97–100. 2003.

Брюнелли Б.Е. Ионосфера у западной границы аврорального овала // Высокоширотная ионосфера и магнитосферно-ионосферные связи. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. С. 71–77. 1986.

Васильев Г.В., Васильев К.Н., Гончаров Л.П. Автоматическая панорамная ионосферная станция типа АИС. Геомагнетизм и аэрономия. Т.1. №11, 120-125. 1961.

Верхняя атмосфера высоких широт / Сост. Ю.А. Надубович. Якутск. ЯФ СО АН СССР. Вып.1. 183 с. 1969.

Волков М.А., Мальцев Ю.П. О происхождении субаврорального поляризационного джета // Геомагнетизм и аэрономия. Т.32. № 3. С. 125– 130. 1992.

Гальперин Ю.И., Кранье Ж., Лисаков Ю.В., Николаенко Л.М., Синицын В.М., Сово Ж.-А., Халипов В.Л. Диффузная авроральная зона. I. Модель экваториальной границы диффузной зоны вторжения авроральных электронов в вечернем и околополуночном секторах // Космические исследования. Т.15. № 3. С. 421-434. 1977.

Гальперин Ю.И., Пономарев Ю.Н., Зосимова А.Г. Прямые измерения скорости дрейфа ионов в верхней ионосфере во время магнитной бури. I. Вопросы методики и некоторые результаты измерений в магнитно-спокойное время // Космические исследования. Т.11. № 2. С. 273-283. 1973а.

Гальперин Ю.И., Пономарев В.Н., Зосимова А.Г. Прямые измерения скорости дрейфа ионов в верхней ионосфере во время магнитной бури II. Результаты измерений во время магнитной бури 3 ноября 1967 г. // Космические исследования. Т.1. № 2. С. 284–296. 1973б.

Гальперин Ю.И., Рэм М. Исследования магнитосферно-ионосферных процессов в советско-французском проекте «АРКАД-3» // Магнитосферные исследования. № 7. С. 79-86. 1985.

Гальперин Ю.И., Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л. Субавроральная верхняя ионосфера // Новосибирск: Наука. 192 с. 1990.

Гершман Б.Н. Динамика ионосферной плазмы // М.: Наука. 256 с. 1974.

Голиков И.А., Гололобов А.Ю., Попов В.И. Численное моделирование теплового режима высокоширотной ионосферы // Вестник СВФУ. Т.9. №3. С.22-28. 2012.

Голиков И.А., Колесник А.Г., Гермогенов В.И., Попов В.И. Математическая модель области F2 высокоширотной ионосферы с учетом теплового режима // Вестник ЯГУ. Т.2. №3. С. 61–69. 2005.

Голиков И.А., Муксунов И.Х., Попов В.И. Преобразование компонент вектора из геомагнитной системы координат в географическую // Геомагнетизм и аэрономия. Т.45. № 2. С. 279–281. 2005.

Голиков И.А., Степанов А.Е., Бондарь Е.Д., Попов В.И., Соловьёв Т.Н. Исследование влияния быстрых субавроральных дрейфов на структуру субавроральной ионосферы // Мат. конф. научной молодёжи Эрэл-2009. Якутск. 1–3 декабря 2009 г. С. 11–14. 2009.

Голиков И.А., Степанов А.Е., Бондарь Е.Д., Попов В.И., Халипов В.Л. Исследование быстрых субавроральных ионосферных дрейфов по данным наземных ионосферных измерений и модельных расчётов // Физика окружающей среды: Мат. VII межд. школы молодых ученых. Томск. 22– 29 июня 2008 г. С. 30–33. 2008.

Григорьев С.А., Зинин Л.В., Василенко И.Ю., Лыновский В.Е. Многоионные одномерные модели динамики высокоширотной ионосферы. 1. Математическая модель ионосферы, учитывающая 7 сортов положительных ионов // Космические исследования. Т.37. №5. С. 451–462. 1999.

Деминов М.Г., Ким В.П., Хегай В.В. Влияние продольных токов на структуру ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 19. № 4. С. 743–745. 1979.

Деминов М.Г., Ким В.П., Шубин В.Н. Электрические поля в неосвещенной субавроральной ионосфере. Препринт № 56(670). М.: ИЗМИРАН. 1986.

Деминов М.Г., Шубин В.Н. Динамика субавроральной ионосферы в возмущенных условиях // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 27. № 3. С. 398–403. 1987.

Деминов М.Г., Шубин В.Н. Эффекты электрических в ночной субавроральной F-области // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 28. № 3. С. 409–415. 1988.

Зикрач Э.К., Мамруков А.П. Главный ионосферный провал в электронном содержании на субавроральных широтах. // Комплексные исследования явлений высокоширотной атмосферы. Якутск. ЯФ СО АН СССР. С. 3-11. 1978.

Колесник А.Г., Голиков И.А., Чернышев В.И. Математические модели ионосферы. Томск: МГП Раско. 240 с. 1993.

Колесник А.Г., Голиков И.А. Явление «полной тени» в верхней атмосфере Земли // Доклады АН СССР. С. 832–834. 1984.

Крымский П.Ф. Геофизические эффекты, связанные с вращением плазмосферы и с трением на её границе // Препринт. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 40 с. 1989.

Крымский П.Ф., Филиппов В.М. О генерации электрических полей вблизи плазмопаузы во время магнитосферных возмущений // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 31.№ 3. С. 552-554. 1991.

Кукушкина Р.С. Характеристики вторгающихся потоков частиц, вызывающих образования спорадической ионизации в Е-слое // Геомагнитные исследования. № 26. С. 95-99. 1979.

Мамруков А.П. Изменения параметров регулярных слоев невозмущенной ионосферы над Якутском за половину цикла солнечной активности. // Ионосферные исследования. М.: Наука. №17. С. 101-114. 1969.

Мамруков А.П., Киселев В.А., Неустроев Е.М., Филиппов Л.Д. Совмещенный ионозонд ВЗ и ВНЗ для диагностики ионосферы на широтах плазмопаузы в Жиганске // БНТИ: Проблемы космофизики и аэрономии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 24-27. Октябрь 1982.

Мамруков А.П., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Зикрач Э.К. Исследование неоднородной структуры субавроральной ионосферы методом ВНЗ // Актуальные вопросы распространения декаметровых волн. М.: Наука. Секц.4. С. 145-147. 1973.

Мамруков А.П., Филиппов Л.Д. Якутская меридиональная цепочка ионозондов ВЗ и ВНЗ и круглосуточные наблюдения на ней главного ионосферного провала // Эффекты высыпания заряженных частиц в верхней атмосфере. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 107-123. 1988.

Мамруков А.П., Халипов В.Л., Филиппов В.М. Расчет ионограмм для ракурсно-чувствительных отражений от ионосферы // Геофизические явления в полярной области. Якутск. изд. ЯФ СО АН СССР. С. 92-97. 1973.

Пирог О.М. Определение крупномасштабной структуры ионосферы по данным наземного вертикального зондирования // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. М.: Наука. № 59. С. 33-37. 1982.

Пономарев Ю.Н., Гальперин Ю.И. Программа "Кадр" // Препринт ИКИ АН СССР. Пр-70. (30). 1972.

Решетников Д. Д., Соловьев В.С., Филиппов В.М. Измерительный комплекс пространственно-разнесенного приема с малой базой (метод Д1) в Якутске, Жиганске, Тикси // Комплексные исследования авроральной и субавроральной ионосферы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 118-123. 1983.

Решетников Д.Д., Филиппов В.М., Баишев Д.Г., Степанов А.Е., Андреев Р.П. Эверстов А.И., Гальперин Ю.И., Халипов В.Л., Сивцева Л.Д., Шестакова Л.В., Афонин В.В., Алексеев В.Н., Соловьёв В.С. Морфология и динамика узких провалов ионизации в субавроральной области F // Препринт. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 39 с. 1987.

Решетников Д.Д., Филиппов В.М., Степанов А.Е., Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Баишев Д.Г. Комплексные измерения узких провалов ионизации наземными и спутниковыми методами. // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. М.: Наука. Вып. 85, С. 26-32. 1989.

Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм. (Перевод с английского). Ред. Н.В. Медникова. М.: Наука. 342 с. 1977.

Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Ершова В.А., Николаенко Л.М., Пономарев Ю.Н., Синицын В.М. Координированные исследования среднеширотного ионосферного провала с помощью наземных геофизических методов и синхронных измерений со спутников Ореол-1 и Ореол-2 // Препринт АН СССР. Пр-724. М.: ИКИ. 55 с. 1982.

Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Ершова В.А., Николаенко Л.М., Пономарев Ю.Н., Синицын В.М. Исследования среднеширотного ионосферного провала с помощью наземных геофизических методов и синхронных измерений со спутников // Космические исследования. Т. 21. № 4. С. 584-608. 1983.

Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Ершова В.А., Николаенко Л.М., Пономарев Ю.Н., Синицын В.М. Координированные исследования процессов в субавроральной верхней ионосфере и провала концентрации лёгких ионов // Космические исследования. Т.22. №5. С.720-741. 1984.

Степанов А.Е., Голиков И.А., Бондарь Е.Д., Попов В.И., Халипов В.Л. Моделирование эффекта влияния локальных электрических полей магнитосферного происхождения на структуру субавроральной ионосферы // Физика окружающей среды: Мат. VIII Межд. школы молодых ученых, Томск, 22– 27 июня 2010 г. Томск: ТМЛ-пресс. С. 30–33. 2010.

Степанов А.Е., Голиков И.А., Попов В.И., Бондарь Е.Д., Халипов В.Л. Структурные особенности субавроральной ионосферы при возникновении поляризационного джета // Геомагнетизм и аэрономия. Т.51. №5. С.643-649. 2011.

Степанов А.Е., Халипов В.Л., Бондарь Е.Д. Сопоставление характеристик поляризационного джета на разнесенных станциях Якутск-Подкаменная Тунгуска. Космические исследования. Т.46, №2, С.116-121. 2008.

Степанов А.Е., Халипов В.Л., Котова Г.А., Заболоцкий М.С., Голиков И.А. Данные наблюдений крупномасштабной конвекции плазмы в магнитосфере в зависимости от уровня геомагнитной активности // Геомагнетизм и аэрономия. Т.56, №2, С.194-199. 2016.

Степанов А.Е., Халипов В.Л., Филиппов В.М. Динамика области дневного полярного каспа по наземным данным // Исследования субавроральной ионосферы. М.: ИЗМИРАН. С. 27-35. 1989.

Степанов А. Е., Халипов В.Л., Котова Г.А., Кобякова С.Е., Богданов В.В., Кайсин А.В. Восходящие потоки ионосферной плазмы в полосе поляризационного джета // Геофизические методы исследования Земли и ее недр. 2017 (в печати).

Тащилин А.В., Романова Е.Б. Моделирование свойств плазмосферы при спокойных и возмущенных условиях // Геомагнетизм и аэрономия. Т.54. №1. С. 13-22. 2014.

Филиппов В.М. Конвекция плазмы в субавроральной зоне. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 122 с. 1996.

Филиппов В.М., Решетников Д.Д., Соловьёв В.С., Степанов А.Е. Наземные измерения полосы быстрого западного ионного дрейфа // Физические процессы в субавроральной ионосфере. Якутск: Изд. ЯГУ. С. 13–16. 1985.

Филиппов В.М., Решетников Д.Д., Соловьёв В.С., Степанов А.Е., Андреев Р.П. Наблюдения методом Д1 полосы быстрого субаврорального ионного дрейфа // Комплексные исследования полярной ионосферы. Апатиты: КФ АН СССР. С. 45–48. 1987.

Филиппов В.М., Решетников Д.Д., Халипов В.Л., Соловьев В.С., Степанов А.Е., Гальперин Ю.И., Мулярчик Т.М. Комплексные наблюдения узких провалов ионизации в области F наземными и спутниковыми методами // Космические исследования. Т.27. №4: С. 568-584. 1989.

Филиппов В.М., Шестакова Л.В., Гальперин Ю.И. Полоса быстрого дрейфа ионов в субавроральной F-области и её проявление в структуре высокоширотной ионосферы // Космические исследования. Т.22. №4. С. 557-564. 1984.

Филиппов Л.Д., Киселев В.А., Корнильев В.М., Мамруков А.П., Семенова В.А., Халипов В.Л., Зикрач Э.К. О применимости антенн типа РГ для исследования структуры и динамики

ионосферы методом ВНЗ // Структурные особенности субавроральной ионосферы. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 79-90. 1979.

Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Лисаков Ю.В., Кранье Ж., Николаенко Л.М., Синицын В.М., Сово Ж.-А. Диффузная авроральная зона. II. Формирование и динамика полярного края субавроралного ионосферного провала в вечернем секторе // Космические исследования. Т.15. №5. С. 708-724. 1977.

Халипов В.Л., Гальперин Ю.И., Степанов А.Е., Шестакова Л.В. Формирование поляризационного джета в ходе взрывной фазы суббури: результаты наземных измерений // Космические исследования. Т.39. №3. С. 244 -253. 2001.

Халипов В.Л., Степанов А.Е., Котова Г.А., Бондарь Е.Д. Вариации положения поляризационного джета и границы инжекции энергичных ионов во время суббурь // Геомагнетизм и аэрономия. Т.56. №2. С. 187-193. 2016.

Халипов В.Л., Степанов А.Е., Новопашина Е.Ю. Модель положения полярной кромки ионосферного провала в вечернем секторе. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 27, №5. С. 842-843. 1987.

Шафер Ю.Г., Гальперин Ю.И., Пономарев Е.А. Некоторые вопросы планирования спутниковых и наземных исследований // Верхняя атмосфера высоких широт. Вып.1. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 9-59. 1969.

Шульгина Н.В. Спорадические образования в F-области // Авроральные явления 70. Апатиты: КФ АН СССР. С. 44-46. 1974.

Чернышев В.И., Заболоцкий М.С. Прогностическая модель высокоширотной ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 34. №3. С. 67-71. 1994.

Anderson P. C., Hanson W. B., Heelis R. A., Craven J. D., Baker D. N., Frank L. A. A proposed production model of rapid subauroral ion drifts and their relationship to substorm evolution // J. Geophys. Res. V.98. NA4. P. 6069-6078. 1993.

Anderson P. C., Heelis R. A., Hanson W. B. The ionospheric signatures of rapid subauroral ion drifts // J. Geophys. Res. V.96. N A4. P. 5785–5792. 1991.

Banks P., Yasuhara F. Electric fields and conductivity in the nighttime E-region: A new magnetosphere-ionosphere-atmosphere coupling effect // Geophys. Res. Lett. V.5. N12. P. 1047–1050. 1978.

Bates H.F. Aspect Sensivity of Spread-F Irregularities // J. Atmos. Terr. Phys. V.33. N1. P. 111-115. 1971.

Bates H.F., Albee P.R. Aspect Sensivity of HF Auroral Echoes // J. Geophys. Res. V.74. N5. P. 1164-1168. 1969.

Beghin C., Karczewski J.F., Poirier B., Debrie R., Massevich N. The ARCAD-3 ISOPROBE Experiment for High Time Resolution Thermal Plasma Measurements // Ann. Geophys. V. 38. N5. P. 615-629. 1982.

Benkova N.P., Kozlov E.F., Samorokin N.I., Galperin Yu.I., Beghin C. Two- dimensional Snapshots of Electron Density in the Main Trough and Diffuse Auroral Zone from a Close Network of Ionosondes: Comparison with Measurements from AUREOL-3 Satellite // The Results of the ARCAD-3 PROJECT and of the Recent Programmes in Magnetospheric and Ionospheric Physics. Trans. of Intern. Symp. Toulouse, May 1984. Ed. CNES, CEPADUES-EDITIONS. Toulouse. P. 855-878. 1985.

Bilitza D., Reinisch B. International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters // J. Adv. Space Res. V.42. N4. P. 599-609. 2008.

Bondar Ye., Golikov I., Khalipov V., Koryakin A., Popov V., Solovyev T., Stepanov A. The Polarization Jet influence on the subauroral ionospheric structure // Conference Proceedings of the 29th International Conference on Phenomena in Ionized Gases(ICPIG 2009) in Cancun, Mexico, July 12-17. Mexico. V.1. P.365–368. 2009.

Bondar E., Khalipov V., Stepanov A. Vertical drift velocities during the polarization jet observations by the ground-based ionospheric data // 40th COSPAR Scientific Assembly. 2-10 August 2014. Moscow. C0.2-0054-14. 2014.

Bosqued J.M., Barthe H., Coutelier I., Crasnier J., Cuvilo J., Medale J. L., Rême H., Sauvaud J.A., Kovrazhkin R.A. The Low Energy Electron and Ion Spectrometers on the AUREOL-3 Satellite: the SPECTRO Experiment // Ann. Geophys. V. 38. № 5. P. 567-582. 1982.

Bourdillon A. Spectral Characteristics of High Frequency Waves Backscattered by Small-Scale F-Region Irregularities: Evidence of Strong Subauroral Ion Flow // J. Atmos. Terr. Phys. V. 48. N8. P. 703-714. 1986.

Bourdillon A., Nicolet M., Parent J. Velocity characteristics of F-region irregularities at subauroral latitudes // Geophys. Res. Lett. V.9. N6. P.696-699. 1982.

Burke, W. J., N. C. Maynard, M. P. Hagan, R. A. Wolf, G. R. Wilson, L. C. Gentile, M. S. Gussenhoven C. Y. Huang, T. W. Garner, and F. J. Rich. Electrodynamics of the inner magnetosphere observed in the dusk sector by CRESS and DMSP during the magnetic storm of June 4-6, 1991 // J. Geophys. Res. V.103. NA12. P. 29399–29418. 1998.

De Keyser J. Formation and evolution of subauroral ion drift in the course of a substorm // J. Geophys. Res. V.104. NA6. P. 12339–12349. 1999.

De Keyser J., Roth M., Lemaire J. The magnetospheric driver of subauroral ion drifts, Geophys.Res.Lett. V.25. N10. 1625-1628, 1998.

Deminov M.G., Shubin V.N. Dynamics of nightside subauroral F-region during disturbed conditions // Geomagnetism and Aeronomy (in Russian), V.27. P.398-403. 1987.

Deminov M.G., Shubin V.N. Electric field effects in the night-side subauroral F-region // Geomagnetism and Aeronomy (in Russian), V.28, P.409-415. 1988.

Dudeney J.R., Rodger A.S., Jarvis M.J. Radio studies of the main F-region trough in Antarctica // Radio Sci. V. 18. N6. P. 937-946. 1983.

Ejiri M. Trajectory traces of charged particles in the magnetosphere // J. Geophys. Res. V. 83. NA10. P. 4798–4810. 1978.

Ejiri,M. Hoffman R.A., Smith P. H. Energetic particle penetrations into the inner magnetosphere // J. Geophys. Res. V.85. NA2. P.653–663. 1980.

Erickson G.M., Spiro R.W., Wolf R.A. The physics of the Harang discontinuity // J.Geophys.Res. V.96, NA2. P.1633-1645, 1991.

Figueiredo S., Karlsson T., Marklund G. T. Investigation of subauroral ion drifts and related field-aligned currents and ionospheric Pedersen conductivity distribution // Ann. Geophys., V.22, N3. P.923-934. 2004.

Filippov V.M., Reshetnikov D.D., Khalipov V.L., Soloviev V.S., Stepanov A.E., Galperin Yu.I., Mularchik T.M. Complex measurements of narrow ionization troughs in the F-region by ground-based and satellite methods, Cosmic Research(in Russian), V.27. P.568-584. 1989.

Foster J.C., Burke W.J. SAPS: A new characterization for subauroral electric fields // Eos AGU Trans. V. 83. P. 393–394. 2002.

Foster J. C., Park C. G., Brace L. H., Burrows J. R., Hoffman J. H., Maier E. J., Whitteker J. H. Plasmapause signatures in the ionosphere and magnetosphere // J. Geophys. Res. V.83. NA3. P.1175– 1182. 1978.

Foster J. C., Rich F. J. Prompt midlatitude electric field effects during severe geomagnetic storms // J. Geophys. Res., 103, 26,367– 26,372, 1998.

Foster J. C., Vo H. B. Average characteristics and activity dependence of the subauroral polarization stream // J. Geophys. Res. V. 107. NA12. P.1475-1484. 2002.

Freeman M.P., Southwood D.J., Lester M., Yeoman T.K., Reeves G.D. Substorm-associated radar auroral surges // J. Geophys. Res. V. 97. NA8. P. 12173–12185. 1992.

Galperin Yu.I. Polarization Jet: characteristics and a model // Ann. Geophys. V. 20. N3. P. 391–404. 2002.

Galperin Yu.I., Ainbund M.R., Boljunova A.D., Gladyshev V.A., Gorn L.S., Jorjio N.V., Khazanov B.I., Klimashov A.A., Kovalenko V.G., Kovrazhkin R.A. Suprathermal Plasma and Energetic Particle Measurements Aboard the AUREOL-3 Satellite // Ann. Geophys. V. 38. N5. P. 583-590. 1982.

Galperin Yu.I., Khalipov V.L., Filippov V.M. Signature of rapid subauroral ion drifts in the high-latitude ionosphere structure // Ann. Geophys. V.4. NA2. P.145-154. 1986.

Galperin Yu.I., Khalipov V.L., Filippov V.M., Reshetnikov D.D. Large latitudinal ionization gradients in the subauroral F-region during rapid ion drifts // Acta Geod. Geophys. Mont. Hung. V.22. N1/2. P. 97-106. 1987.

Galperin Yu.I., Ponomarev V.N., Zosimova A.G. Plasma convection in the polar ionosphere // Ann. Geophys. V.30, N1, P. 1–7. 1974.

Galperin Yu. I., Reme H., Beghin C., Berthelier J.J., Bosqued J.M., Khmyrov B.E. The ARCAD-3 Project // Ann. Geophys. V. 38. N5. P. 543-546. 1982.

Ganushkina N.Y., Pulkkinen T.I., Sergeev V.A., Kubyshkina M.V., Baker D.N., Turner N.E., Grande M., Kellett B., Fennell J.F., Roeder J.L., Sauvaud J.-A., Fritz T.A. Entry of plasma sheet particles into the inner magnetosphere as observed by Polar/CAMMICE // J.Geophys.Res. V. 105, NA11. P.25205-25219, 2000.

Giang T.T., Low-energy ion outflow from the sub-auroral region // Licentiate Thesis in Space Physics IRF Scientific Report 300, Swedish Institute of Space Physics, Umea, Sweden, 2010.

Goldstein J., Burch J. L., Sandel B. R. Magnetospheric model of subauroral polarization stream // J. Geophys. Res. V.110. NA9. doi:10.1029/ 2005JA011135. 2005.

Goldstein J., Sandel B. R., Reiff P. H., Hairston M. R. Control of plasmaspheric dynamics by both convection and sub-auroral polarization stream // Geophys. Res. Lett. V.30. N24. P.2243, doi:10.1029/2003GL018390. 2003a.

Goldstein J., Spasojevic M., Reiff P.H., Sandel B.R., Forrester W.T., Gallagher D.L., Reinisch B.W. Identifying the plasmapause in IMAGE EUV data using IMAGE RPI in situ steep density gradients // J. Geophys. Res. V.108. NA4. P.1147. doi:10.1029/2002JA009475. 2003b.

Golikov I., Stepanov A., Popov V., Reshetnikov A., Bondar Ye., Koryakin A., Solovyev T. The modelling of the seasonal features of the Polarization Jet appearance // Conference Proceedings of the 30th International Conference on Phenomena in Ionized Gases. Belfast. Northern Ireland. August 28th – September 2nd. C7-103. 2011.

Gombosi T. I., Killeen T. L. Effects of thermospheric motions on the polar wind: A time-dependent numerical study // J. Geophys. Res. V.92. NA5. P.4725-4729. 1987.

Gonzales C. A., Kelley M. C., Carpenter L. A., Holzworth R. H. Evidence for a magnetospheric effect on mid-latitude electric fields // J. Geophys. Res. V.83, NA9. P.4397– 4399. 1978.

Harel M., Wolf R.A., Reiff P.H., Spiro R.W. Quantitative simulation of a magnetospheric substorm. 2. Comparison with observations // J. Geophys. Res. V. 86. NA4. P. 2242–2260. 1981.

He F., Zhang X.-X., Chen B. Solar Cycle, Seasonal, and Diurnal Variations of Subauroral Ion Drifts: Statistical Results // J. Geophys. Res. V.119. NA6. P.5076-5086. 2014.

He F., Zhang X.-X., Chen B., Fok M.-C. Plasmaspheric trough evolution under different conditions of subauroral ion drift // Sci. China. Tech. Sci. V.55. N5. P.1-8. 2012.

He F., Zhang X.-X., Wang W., Chen B. Double-peak subauroral ion drifts(DSAIDs) // Geophys. Res. Lett., V.43. N11. P. 5554–5562. doi:10.1002/2016GL069133. 2016.

Heelis R.A., Bailey G.J., Sellek R., Moffett R.J., Jenkins B. Field-aligned drifts in subauroral drift events // J. Geophys. Res. V.98. NA12. P.21493-21499. 1993.

Heppner J.P., Maynard N.N. Empirical high-latitude electric field models // J. Geophys. Res. V.92. NA5. P. 4467–4489. 1987.

Holt J.M., Wand R.H., Evans J.V. Millstone Hill measurements on 26 February during the Solar Eclipse and formation of a midday *F*-region trough // J. Atmos. Terr. Phys.V. 46. N 3. P. 251–264. 1984.

Horwitz J.L. Relationship of dusk sector radial electric field to energy dispersion at the inner edge of the electron plasma sheet // J.Geophys. Res. V.89. NA5. P.3011-3013. 1984.

*Horwitz J.L., Brace L.*H, *Comfort R.H., Chappell C.R.* Dual-Spacecraft Measurements of Plasmasphere-Ionosphere Coupling // J. Geophys. Res. V. 91. NA10. P. 11203-11216. 1986.

Huang C.-S., Foster J. C., Holt J. M. Westward plasma drift in the midlatitude ionospheric F region in the midnight-dawn sector // J. Geophys. Res. V.106. NA12. P.30349-30362. 2001.

Isaev N.V., Gdalevich G.L., Benkova N.P., Gubsky V., Trushkina E.P., Kozlov E.F., Samorokin N.I., Stanev G., Teodosiev D., Samardjiev T. Auroral electric field penetration into the middle-latitude trough // Adv. Space Res. V. 7. N 8. P. 59–65. 1987.

Karlsson T., Marklund G. T., Blomberg L. G., Malkki A. Subauroral electric fields observed by the Freja satellite: A statistical study // J. Geophys. Res. V.103 NA3. P.4327-4314. 1998.

Khalipov V.L., Galperin Yu.I., Stepanov A.E., Bondar' E.D. Formation of polarization jet during injection of ions into the inner magnetosphere // Adv. Space Res. V.31. N5. P.1303-1308. 2003.

Khalipov V.L., Gubsky V.F., Afonin V.V., Bondar' E.D., Stepanov A.E. SAR-arc characteristics in the region of ring current dissipation and during polarization jet development // Physics of Auroral Phenomena. Proc. XXVII Annual Seminar. Apatity. 2–5 March 2004. P. 9–12. 2004.

Khalipov V.L., Sivtseva L.D., Filippov V.M., Stepanov A.E., Nikolaenko L.M., Bosqued J.M., Beghin C. Step-like profiles of electron density in the subauroral lower F-region in the morning sector and possible mechanisms of their formation during substorms : the comparison of data of ground-based ionosondes with the AUREOL-3 satellite measurements // Results of the ARCAD 3 project and of the recent programmes in magnetospheric and ionospheric physics, Toulouse,1984. CNES, editor. CEPADUES-EDITIONS. Toulouse. P. 895-916. 1985.

Khalipov V.L., Stepanov A.E., Bondar' E.D. Formation of Polarization Jet during a injection of ions into the Inner Magnetosphere // Physics of Auroral Phenomena. Proc. XXV Annual Seminar. Apatity. P. 43–46. 2002.

Korosmezey, A. C.E. Rasmussen, T.I. Gombosi, G.V. Khazanov. Anisotropic ion heating and parallel O+ acceleration in regions of rapid E×B convection // Geophys. Res. Lett. V. 19. N23. P. 2289–2292. 1992.

Makarevich R. A., Bristow W. A. Fine structure of subauroral electric field and electron content // J. Geophys. Res. V.119. NA5. P.3789–3802. 2014

Makarevich R.A. Dyson P.L. Dual HF radar study of the subauroral polarization stream // Ann. Geophys. V. 25. N12. P. 2579–2591. 2007.

Marklund G., Blomberg L., Malkki A. Subauroral electric fields observed by the Freja satellite: A statistical study // J. Geophys. Res. V. 103. NA3. P. 4327–4341. 1998.

Maynard N.C. On large poleward directed electric fields at subauroral latitudes // Geophys. Res. Lett. V.5. N7. P.617-618. 1978.

Maynard N.C., Aggson T.L., Heppner J.P. Magnetospheric observation of large subauroral electric fields // Geophys. Res. Lett. V.7. N11. P.881-884. 1980.

Maynard, N. C., Aggson T. L., Heppner J. P. The plasmaspheric electric field as measured by ISEE 1 // J. Geophys. Res. V.88. NA5. P.3991– 4003. 1983.

McIlwain C. E. Plasma convection in the vicinity of the geosynchronous orbit // Earth's Magnetospheric Processes, edited by McCormac B. M. Hingham, Mass: D. Reidel. Pub. Comp. P. 268–279. 1972.

McIlwain C.E. Substorm injection boundaries // Magnetospheric physics, edited by McCormac B.M. Dordrecht-Holland: D. Reidel Pub. Comp. P. 143–154. 1974.

Mikkelsen I.S., Jorgensen T.S., Kelley M.C., Larsen M.F., Pereira E., Vickrey J. Neutral winds and electric fields in the dusk auroral oval. 1. Measurements // J. Geophys. Res. V. 86 N A3. P. 1513–1524. 1981.

Mishin E.V. Interaction of substorm injections with the subauroral geospace: 1. Multispacecraft observations of SAID // J. Geophys. Res. V. 118. NA9. P.5782–5796. 2013.

Mishin E.V., Puhl-Quinn P.A. SAID: Plasmaspheric short circuit of substorm injections // Geophys. Res. Lett., V.34, L24101, doi:10.1029/2007GL031925. 2007.

Mishin E. V., Puhl-Quinn P. A., Santolik O. SAID: A turbulent plasmaspheric boundary layer // Geophys. Res. Lett., V.37, L07106, doi:10.1029/2010GL042929. 2010.

Moffett R.J., Ennis A.E., Bailey G.J., Heelis R.A., Brace L.H. Electron temperatures during sub-auroral ion drift events // Ann. Geophys. V. 16. N4. P. 450-459. 1998.

Ober D.M., Horwitz J.L., Gallagher D.L. Formation of density troughs embedded in the outer plasmasphere by subauroral ion drift events // J. Geophys. Res., V.102. NA7. P.14595-14602. 1997.

Parkinson M. L., Pinnock M., Ye H., Hairsto M. R., Devlin J. C., Dyson P. L., Morris R. J., Ponomarenko P. On the lifetime and extent of an auroral westward flow channel (AWFC) observed during a magnetospheric substorm // Ann. Geophys. V. 21. N4. P. 893–913. 2003.

Providakes J.F., Kelley M.K., Swartz W.E., Mendillo M., Holt J.M. Radar and optical measurements of ionospheric processes associated with intense subauroral electric fields // J. Geophys. Res. – V. 94. NA5. P. 5350–5366. 1989.

Puhl-Quinn P., Matsui H., Mishin E., Mouikis C., Kistler L., Khotyaintsev Y., Décréau P., Lucek E. Cluster and DMSP Observations of SAID electric fields // J. Geophys. Res., V.112. A05219, doi:10.1029/2006JA012065. 2007.

Rich F.J., Burke W.J., Kelley M.C., Smiddy M. Observations of field-aligned currents in association with strong convection electric fields at subauroral latitudes // J. Geophys. Res. V. 85. NA5. P.2335–2340. 1980.

Rodger A.S. Spread-F ionospheric irregularities and their relationship to stable auroral red arcs at magnetic mid-latitudes // J. Atm. Solar-Terr. Phys. V.46. N4. P.335-342. 1984.

Rodger A.S., Moffett R.J., Quegan S. The role of the ion drift in the formation of ionization troughs in the mid- and high-latitude ionosphere – A review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 54. N1. P. 1–30. 1992.

Rowland D. E., Wygant J. R. Dependence of the large-scale, inner magnetospheric electric field on geomagnetic activity // J. Geophys. Res. V.103. NA7. P.14959– 14964. 1998.

Ruohoniemi J.M., Greenwald R.A., Baker K.B., Villain J. P., McCready M. A. Drift Motions of Small-Scale Irregularities in the High-Latitude F-Region: an Experimental Comparison with Plasma Drift Motions // J. Geophys. Res. V. 92. N A5. P. 4553-4564. 1987.

Russell C. T., McPherron R. L. Semiannual variation of geomagnetic activity // J. Geophys. Res. V.78. NA1. P.92-108. 1973.

Schunk R.W., Banks P.M. Auroral N2 vibrational excitation and the electron density trough // Geophys.Res.Lett. V.2. N6. P.239-242. 1975.

Schunk R.W., Banks P.M., Raitt W.F. Effects of Electric Fields and Other Processes upon the Nighttime High-Latitude F-layer // J. Geophys. Res. V.81. N8. P.3271-3282. 1976.

Schunk R. W., Raitt W. J., Banks P. M. Effect of Electric Fields on the Daytime High-Latitude *E* and *F* Regions // J. Geophys. Res. V. 80. N22. P. 3121-3130. 1975.

Senior C., Blanc M. On the control of magnetospheric convection by the spatial distribution of ionospheric conductivities // J. Geophys. Res. V. 89. N Al. P. 261–284. 1984.

Shestakova L.V., Stepanov A.E., Khalipov V.L., Mamrukov A.P., Filippov L.D., Zikrach E.K., Afonin V.V. High-latitude ionosphere structure in dayside sector on ground-based and satellite measurements // Adv. Space Res. V.20. N3. P. 415-418. 1997.

Smiddy M., Kelley M.C., Burke W.J., Rich R., Sagalyn R., Shuman B., Hays R., Lai S. Intense poleward directed electric fields near the ionospheric projection of the plasmapause // Geophys. Res. Lett. V.4. N11. P.543-546. 1977.

Smith P.H., Hoffman R.A. Direct observations in the dusk hours of the characteristics of the storm time ring current particles during the beginning of magnetic storms // J. Geophys. Res. V. 79. N7. P. 966–971. 1974.

Southwood D.J., Wolf R.A. An assesment of the role of precipitation in magnetospheric convection // J. Geophys. Res. V. 83. NA11. P. 5227– 5332. 1978.

Spiro R.W., Harel M., Wolf R.A., Reiff P.J. Quantitative simulation of a magnetospheric substorm. 3. Plasmaspheric electric fields and evolution of the plasmasphere // J. Geophys. Res. V.86. NA4. P.2261-2272. 1981.

Spiro R.W., Heelis R.A., Hanson W.B. Ion convection and the formation of the midlatitude F-region ionization trough // J. Geophys. Res. V. 83. NA9. P. 4255–4264. 1978.

Spiro R.W., Heelis R.A., Hanson W.B. Rapid subauroral ion drifts observed by Atmospheric Explorer C // Geophys. Res. Lett., V.6. N8. P.657–660. 1979.

Strom G.B., Brekke A., Bratteng O., Klokervoll F.N. Polar F-Region Plasma Flow as Observed by a Spaced Receiver System at Ny-Alesund, Svalbard // Ann. Geophys. V.4. N2A. P. 107-112. 1986.

Stubbe P. Simultaneous solution of the time dependent coupled continuity equations, heat conduction equations, and equations of motion for a system consisting of a neural gas, an electron gas, and a four component ion gas // J. Atmos. Terr. Phys. V. 32. N5. P. 865–903. 1970.

Sugiura M., Iyemori T., Hoffman R. A., Maynard N. C., Burch J. L., Winningham J. D. Relationships between Field-Aligned Currents, Electric Fields and Particle precipitation as Observed by Dynamics Explorer-2 // Magnetospheric Currents. Ed. Potemra T. A. AGU Geophys. Monograph. 28. Washington. P. 96-103. 1984.

Taylor G.M. Structure of the poleward edge of a mid-latitude F-region trough // J.Atmos.Terr.Phys. V.35. N4. P.647-656. 1973.

Unwin R.S., Cummack C.H. Drift Spikes: The ionospheric signature of large poleward directed electric fields at subauroral latitudes // Memoirs of National Institute of Polar Research. N16. P.72 – 83. 1980.

Wand R. H., Evans J. V. The penetration of convection electric fields to the latitude of Millstone Hill ($\Lambda = 56^{o}$) // J. Geophys. Res. V.86. NA7. P.5809–5814. 1981.

Wang H., Lühr H., Ritter P., Kervalishvili G. Temporal and spatial effects of subauroral polarization streams on the thermospheric dynamics // J. Geophys. Res. V.117. NA11. doi:10.1029/2012JA018067. 2012.

Yau A.W., Shelley E.G., Peterson W.K., Lenchyshyn L. Energetic auroral and polar ion outflow at DE-1 altitudes: Magnitude composition, magnetic activity dependence, and long-term variations // J. Geophys. Res. V.90. NA9. P. 8417-8432. 1985.

Yeh H.C., Foster J.C. Storm time heavy ion outflow at mid-latitude // J. Geophys. Res. V.95. NA6. P.7881-7891. 1990.

Yeh H.-C., Foster J. C., Rich F. J., Swider W. Storm time electric field penetration observed at mid-latitude // J. Geophys. Res. V.96. NA4. P.5707– 5721. 1991.