

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
**«БЕЛГОРОДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ  
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**  
( **Н И У « Б е л Г У »** )

**ИНСТИТУТ ИНЖЕНЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК  
Кафедра информационно-телекоммуникационных систем и технологий**

**РАЗРАБОТКА АЛГОРИТМОВ АНАЛИЗА ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ ДЛЯ  
СИСТЕМ РАДИОСВЯЗИ**

**Магистерская диссертация  
Гудова Ильи Юрьевича**

**очного отделения  
направления подготовки 11.04.02  
Инфокоммуникационные технологии и системы связи  
2 года обучения группы 07001432**

Научный руководитель  
доктор технических наук, профессор,  
Мандрикова О.В.

Рецензент  
канд. техн. наук, доцент кафедры  
Прикладной информатики и  
информационных технологий НИУ «БелГУ»  
Черноморец А. А.

**БЕЛГОРОД 2016**

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы:** настоящая работа посвящена изучению динамических свойств параметров ионосферы и созданию алгоритмов выделения и анализа аномалий в периоды её возмущенного состояния. Это актуально для наземной радиосвязи, потому что режим ионосферы определяет возможность и условия распространения радиоволн вдоль поверхности Земли. В частности, критическая частота ионосферы позволяет определять наивысшую возможную частоту, на которой возможно отражение сигнала в системах радиосвязи. Поскольку ионосфера не является постоянной и ее параметры распределяются неравномерно, а также присутствуют различные аномалии, необходим метод и реализующие его алгоритмы, которые бы позволили распознавать наличие данных аномалий.

Так в данной работе производится исследование сигнала критической частоты, который был получен путем вертикального зондирования ионосферы радиосигналом. Получение таких данных происходит путем зондирования ионосферы радиосигналами разных частот и той частоты, выше которой сигнал беспрепятственно проходит сквозь ионосферу и не отражается обратно. Это и называется сигналом критической частоты. Сам же сигнал критической частоты имеет сложную структуру, ввиду наличия локальных особенностей и аномалий[1,2,43]. В работе рассматриваются алгоритмы обработки сигнала критической частоты для обнаружения аномалий.

Ионосфера представляет собой слой атмосферы, который ионизирован вследствие облучения солнечными лучами. Ионосфера имеет сложную и неоднородную структуру, разделенную на слои, которые в свою очередь могут присутствовать в составе ионосферы постоянно, либо появляться вследствие различных факторов. Основными являются области E,D,F. В свою очередь область F может быть разделена на области  $F_1$  и  $F_2$ [1,43]. Данная структура определяется концентрацией электронов, химическим составом и

спектральными характеристиками солнечного излучения. Значения критической частоты ( $f_oF_2$ ) в свою очередь могут определять степень концентрации электронов в ионосферном слое.

На данный момент существуют методы анализа ионосферы и выделения неоднородностей, но в основном они основаны на использовании процедуры сглаживания, что очевидно ведет к потере информации [2, 30, 32, 35, 37]. Вторым недостатком существующих методов в том, что они основаны на усредняющих методах, медианных значениях, что не может служить инструментом для выделения внутренних особенностей сигнала и выделять отдельные аномальные эффекты.

В данной работе было использовано вейвлет-преобразование как основной аппарат для выделения аномалий в ионосферном сигнале ввиду того, что они могут иметь форму резких всплесков, а также пики различной амплитуды и протяженности. Вейвлет-преобразование в основе имеет множество различных базисов, имеющих разную форму. Базисы могут быть масштабированы, а значит иметь различную длительность. Это указывает на их отличную применимость к выделению локальных компонент, что позволит идентифицировать особенности структуры ионосферного сигнала и выполнить их анализ.

**Целью работы** является разработка вычислительных алгоритмов по обнаружению и оценке аномалий во временном ряде критической частоты ионосферы  $f_oF_2$ , которые характеризуют возникновение ионосферных неоднородностей и препятствуют передаче сигналов в системах радиосвязи

Для достижения этих целей решались следующие **задачи**:

1. Изучение методов обработки и анализа временных рядов параметров ионосферы
2. Разработка алгоритмов обнаружения и оценки аномалий во временном ходе параметров ионосферы

3. Оценка разработанных алгоритмов и их реализация в программной среде

**Методы исследования.** В данной работе используется аппарат теории вероятности, случайных процессов, математической статистики, цифровой обработки сигналов, аппарат вейвлет-преобразования.

**Научную новизну работы составляет:**

1. Разработан алгоритм по выделению неоднородностей ионосферы для систем радиосвязи с использованием вейвлет-преобразования
2. На основе разработанного алгоритма проведен анализ ионосферных данных за период 2010 года

**Положения выносимые на защиту:**

1. Алгоритм выделения неоднородностей ионосферы

**Практическая ценность:**

1. Разработан алгоритм по выделению неоднородностей ионосферы для систем радиосвязи
2. Реализован разработанный алгоритм по выделению неоднородностей ионосферы

# Глава 1 – Эффекты космической погоды и их влияние на технические системы

## 1.1 Динамические процессы в магнитосфере и ионосфере Земли

Магнитосфера Земли – это область околоземного пространства, занятая геомагнитным полем (ГОСТ 25645.103-84). Она формируется при обтекании солнечным ветром почти дипольного магнитного поля Земли. На дневной стороне геомагнитное поле поджато давлением солнечного ветра, и граница проходит на расстоянии порядка 60 000 км от центра Земли, а хвост магнитосферы вытянут в противоположном Солнцу направлении на миллионы километров[1,43]. Такая искаженная относительно диполя конфигурация, создаваемая солнечным ветром, поддерживается электрическими токами, величина которых может достигать миллионов Ампер (рис. 1). Выделяют пограничные слои, заполненные медленной и нагретой на околоземной ударной волне плазмой

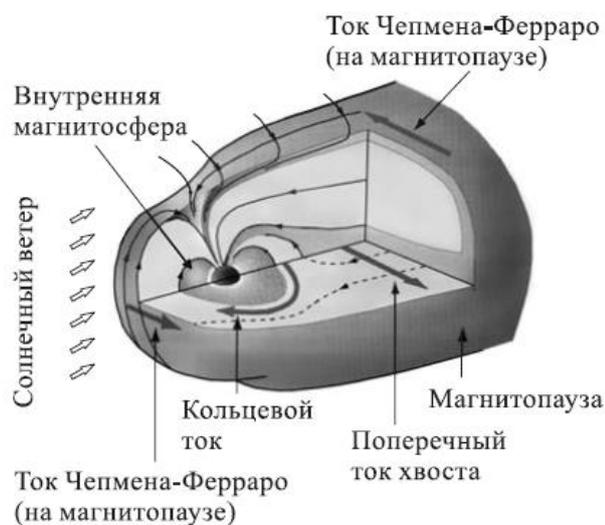


Рисунок 1 – Магнитосфера и ионосфера Земли

солнечного ветра, и отдельные от собственно магнитосферы магнитопаузой – границей между ММП и геомагнитным полем. Для лучшего понимания солнечно-земного взаимодействия необходимо представлять себе сопряжение магнитосферы с ионосферой и атмосферой вдоль силовых линий магнитного поля, лежащее в основе магнитосферно-ионосферных связей. Внешняя магнитосфера, структура магнитного поля в которой определяется в первую очередь его внешними источниками – магнитосферными токами (т.е. в значительной степени, зависит от межпланетной среды) проецируется в авроральные широты (авроральный овал), в обычных условиях располагающиеся на  $65-75^\circ$  геомагнитной широты. Полярная шапка – область на широтах выше авроральной зоны, содержит открытые силовые линии магнитного поля, уходящие в межпланетное пространство. Внутренние области магнитосферы со стабильным почти дипольным полем проецируются на умеренные широты.

Хотя гидродинамическое давление солнечного ветра определяет форму магнитосферы, передача энергии по этому каналу малоэффективна, и внутренняя динамика земной магнитосферы определяется в первую очередь ММП, составляющим всего около 2 % полной энергии солнечного ветра [4,6,10]. Как и в случае эруптивных событий в солнечной короне, ключевым механизмом динамики магнитосферы вероятно является процесс пересоединения (аннигиляции) магнитных полей. Магнитосфера открыта, если  $B_z$  - компонента ММП и геомагнитное поле на дневной стороне противоположно направлены (так называемое южное ММП,  $B_z < 0$ )[10,12,18]. В этом случае, согласно модели Данжи (Dungey, 1961) (рис. 2), пересоединение противоположно направленных

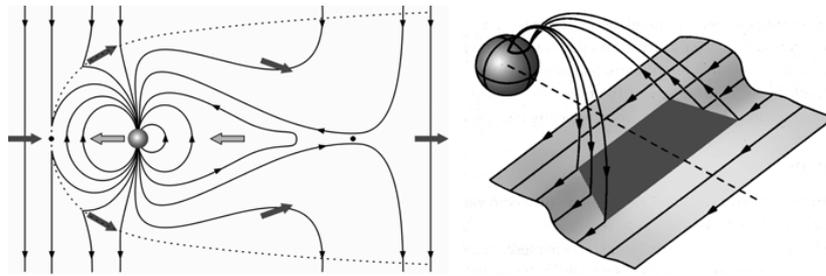


Рисунок 2 – Схема конвекции по Данжи при южном ММП (а). Схема формирования аврорального электроджета (б)

магнитных полей в подсолнечной зоне магнитопаузы приводит к переносу солнечным ветром магнитного потока (открытых силовых линий) с дневной стороны на ночную. По мере накопления потока в хвосте (в котором магнитные поля также противоположно направлены), поперечный ток хвоста периодически разрушается и пересоединение приводит к "обрыву хвоста" – сбросу магнитного потока и плазмы частично в межпланетное пространство и частично обратно к Земле [24,45]. В результате внутренняя магнитосфера наполняется горячей плазмой и происходит возврат магнитного потока на дневную сторону. Этот круговорот, составляющий основу динамики внешней магнитосферы, называют *глобальной конвекцией*. При разрушении тока хвоста часть его замыкается через авроральные области ионосферы, формируя авроральный электроджет (рис. 2). В ходе этого процесса возникает и одно из наиболее ярких проявлений магнитосферной активности — северное сияние, генерируемое в верхней атмосфере частицами, высыпаящимися вдоль авроральных силовых линий. При *северном* ММП  $V_z$ -компонента ММП сонаправлена с геомагнитным полем на дневной магнитопаузе и магнитосфера *закрыта*. Пересоединение возможно только между противоположно направленными линиями ММП и линиями поля, выходящими из полярных шапок. Глобальная конвекция плазмы в магнитосфере относительно слаба и, в основном, связана с динамикой пограничных слоев. Конвекция характеризуется величиной электрического поля "утро—вечер" (перепадом электрического потенциала поперек магнитосферы), которое в значительной степени ночного ветра (так

называемым *геоэффективным* параметром):  $V B_z$  — произведением скорости солнечного ветра на  $B_z$ -компоненту ММП (см. также 8.4.5). Подробнее эта проблематика изложена в монографиях Лайонса и Уильямса (1987), Пудовкина и Семенова (1995), Нишиды (1980).

## **1.2. Геомагнитные возмущения и их влияние на технические системы. Методы оценки состояния геомагнитного поля.**

**Геомагнитные возмущения, бури и суббури.** Варьирующиеся условия в солнечном ветре вызывают изменения структуры магнитосферы и, соответственно, магнитосферных токов, которые проявляются на поверхности Земли как *нерегулярные геомагнитные вариации*. Удобно характеризовать магнитосферную динамику в целом по уровню этих геомагнитных вариаций, в частности, *геомагнитными индексами* (Яновский, 1978). Для оценки возмущенности геомагнитного поля на данной геомагнитной станции принята логарифмическая девятибалльная шкала  $K$ , где каждому баллу соответствует определенный диапазон отклонений от кривой регулярного суточного хода поля в трехчасовом промежутке. Для оценки магнитной активности всего земного шара введен индекс  $K_p$ , получаемый осреднением по 13 обсерваториям, расположенным между 50 и 63° геомагнитной широты. Индекс  $a_p$  содержит эквивалентные амплитуды в линейной шкале. Индекс  $A_p$  определяется как среднесуточное значение  $a_p$ . Сила авроральных токов - электроджетов характеризуется индексами  $AU$ ,  $AL$  и  $AE = AU - AL$ .  $AU$  соответствует максимальному положительному отклонению горизонтальной составляющей магнитного поля от спокойного уровня по всем обсерваториям авроральной зоны, а  $AL$  — максимальному отрицательному отклонению.  $Dst$ -индекс — мера интенсивности кольцевого

тока, проявляющегося во внутренней магнитосфере только во время магнитных бурь. На земной поверхности его влияние сказывается в уменьшении горизонтальной составляющей магнитного поля. Вычисляется *Dst*-индекс по сети низкоширотных станций. Если *Kp*-индекс используется для общей характеристики возмущенности магнитосферы, то *AE*- и *Dst*-индексы более удобны для описания основных составляющих: *геомагнитных суббурь и бурь*. Появление терминов "буря" и "суббуря" объясняется, прежде всего, историческими причинами. Магнитными бурями называют периоды экстремальных вариаций геомагнитного поля, регистрирующихся по всему земному шару и сопровождающихся значительными возмущениями и по всем другим каналам наблюдений (радиопомехи в ионосфере, северное сияние не только в полярных, но и в умеренных широтах и пр.). Наблюдаемые более часто магнитные вариации в полярных широтах и связанные, в том числе, с обычным северным сиянием,

названы магнитными суббурями. Со временем стало ясно, что магнитные суббури — в некотором смысле элементарный процесс, связанный с накоплением и сбросом энергии в хвосте как при обычных условиях в межпланетной среде (южное ММП в пределах 5 нТл, электрическое поле солнечного ветра до 2–4 мВ/м) так и во время бурь. Длительность

изолированной суббури составляет 1–2 ч, общая энергетика — до 10<sup>15</sup> Дж, индекс *AE* — до сотен нТл, повторяемость — один раз в несколько часов.

Магнитные бури обладают значительно большей энергетикой — 10<sup>16</sup>–10<sup>18</sup> Дж и вызываются солнечным ветром с аномально большими величинами скорости, плотности, ММП (Gonzalez et al., 1994). Одним из общепринятых критериев начала бури считается наличие южной компоненты ММП более 10 нТл в течение не менее чем 3 ч. Усиленное внешнее воздействие приводит к интенсификации магнитосферных токов, приводящей к распространению их в слияниях вглубь магнитосферы, и возрастанию суббуревой активности (*AE* до тысяч нТл). Поэтому во время бурь авроральная зона, в которую

проецируются внешние зоны магнитосферы, сдвигается к экватору (до 40–50° магнитной широты во время очень сильных событий), что приводит к распространению зоны сияний и авроральных геомагнитных вариаций в умеренные широты. Плазма, попавшая из хвоста во внутреннюю магнитосферу, начинает дрейфовать вокруг Земли, формируя *кольцевой ток* на удалении 15 000–40 000 км от Земли. Его величина по индексу *Dst* является основной характеристикой бури.

Одной из причин, по которой ведутся наблюдения вариаций магнитного поля земли – оказание сильного и негативного влияния на современные технологические системы. С развитием технологических систем и продвижения человека на Север было обнаружено, что часть аварийных ситуаций определенно связан с развитием магнитных возмущений. (Амиантов А.С., Зайцев А.Н., Одинцов В.И., Петров В.Г. "Вариации магнитного поля Земли"). Влияние проявляется в виде развития индукционных эффектов: в линиях электропередач, в продуктопроводах (нефть, газ, другие), в кабелях связи, в протяженных сигнальных системах (железные дороги и пр.). Геомагнитные индукционные токи (ГИТ) наиболее явно проявляются в арктических регионах. При этом наиболее подвержены негативному влиянию силовые трансформаторы. Кроме частоты 50 Гц проявляются наводки и других частот, которые оказывают негативное влияние на работу регулирующих (управляющих) устройств. В результате происходит отключение энергетических систем. Геомагнитные индукционные токи в трубопроводах могут приводит к неправильной работы систем защиты от коррозии и контроля работы трубопроводов.

По всей планете разбросаны десятки обсерваторий, которые ведут контроль за вариациями магнитного поля Земли. Ввиду широкого спроса на магнитные данные в сети Интернет, также реализована система под названием "Интермагнит", которая по подписке предоставляет доступ к данным в реальном времени (с задержкой всего лишь в 1 час). Проблемой

может являться то, что каждая обсерватория имеет свой формат представления данных. В России в сети Интернет свои данные выкладывают две обсерватории - Москва и Иркутск. Стоит отметить очень важный недостаток этих данных. Ввиду того, что неоднородности поля очень велики, нельзя произвести какую-либо привязку глобальных данных для конкретного региона. Это можно сделать только в случае, если в конкретном данном регионе существует локальная точка наблюдений.

Для того, чтобы преодолеть данный барьер были сделаны первые шаги институтом ИЗМИРАН. На основе данного института был создан веб-портал, на котором выкладываются данные в реальном времени от обсерватории в Москве, а также имеются прогнозы геофизической обстановки и характеристики солнечного ветра вблизи орбиты Земли. Возможными дальнейшими шагами могли бы быть улучшения данной системы и расширения количество предоставляемых обсерваторий.

Традиционно для определения состояния магнитного поля Земли используются магнитометры. Это прибор для измерения характеристик магнитного поля и магнитных свойств материалов. Наблюдения характеристик магнитного поля являются очень важным фактором для работы технической инфраструктуры Арктического региона. В ночное время геомагнитная активность возрастает, а во время магнитных бурь могут наблюдаться резкие выбросы и колебания [1]. Вместе с суточным ходом, геомагнитные данные имеют также сезонные, вековой ход, а также подвержены влиянию 11-летнего цикла солнечной активности [1].

Ввиду сложной структуры геомагнитного поля, большие трудности вызывает процесс их изучения и делает малоэффективными для решения предоставленной задачи классические методы анализа данных [1, 4, 6], которые не позволяют выявлять различные закономерности и приводят к потере важной информации. Также недостатком классических методов и подходов является недостаточная степень их автоматизации, что является

очень важным в задачах оперативной обработки данных околоземного пространства и прогноза космической погоды. Из различных источников [4, 7] известно, что эффективным способом описания таких данных являются нелинейные адаптивные аппроксимирующие схемы. Те, что основаны на этом подходе методы декомпозиции на эмпирические моды (ДЭМ) [16,17], адаптивные вейвлет-разложения [4,8] получают в настоящее время интенсивное развитие в обработке и анализе сложных структур данных [4,8]. Эти методы также учитывают особенности структуры сигнала и позволяют описывать процессы со сложной структурой [18,19]. Определенным достоинством вейвлет-анализа является большое количество ортогональных базисов с компактными носителями и наличие быстрых вычислительных алгоритмов [19]. Недостатком же является неочевидность выбора базиса для решения конкретной задачи [19]. Но не смотря на это, для задачи аппроксимации функции предложены критерии выбора вейвлет-базиса и построены вычислительные алгоритмы, которые позволяют адаптивно подобрать базис и минимизировать погрешность получаемой аппроксимации [19, 20]. В методе ДЭМ функции базиса определяются непосредственно из данных и построенный базис определен апостериорно [20,22]. Это значит, что в большинстве случаев извлекаемые аппроксимирующие компоненты могут эффективно применяться только для обработки того сигнала, из которого они были извлечены. Что означает, что базис является эмпирическим и для аппроксимации вариаций геомагнитного поля с непрерывно изменяющейся структурой не является достаточно эффективным. Также недостатком ДЭМ является не полностью разработанная теоретическая база [18,20]. А именно, линейная независимость аппроксимирующих компонентов не доказана математически, а свойство ортогональности выделенных эмпирическим мод может быть проверено только апостериорно [23]. В пользу вейвлет-анализа можно сказать то, что он имеет хорошо разработанный математический аппарат и получает широкое распространение в области геофизики. На основе вейвлет-преобразования

предложены способы анализа особенностей, возникающих в геомагнитном поле в периоды мощных солнечных вспышек [24,25], разработаны алгоритмы автоматического определения периодов начальной фазы бури [26], сформулированы алгоритмы удаления шума и исключения периодической компоненты, вызванной вращением Земли [27,28].

К классическим же методам относятся непосредственные наблюдения над пространственным распределением магнитного поля и его вариациями по поверхности Земли. Наблюдения заключаются в измерении элементов земного магнетизма в разных точках и носят название магнитных съемок. Магнитные съемки подразделяют в зависимости от стоящих задач и соответственно от охватываемой ими территориями на глобальные, региональные и локальные, различия между этими видами съемок в основном методические [4]. По измеряемым элементам съемки делятся на модульные (Т-съемки) – такие съемки производятся измерением модуля полного вектора, компонентные, те, когда измеряется одна или несколько компонент и  $\Delta T$  – производится измерение приращений соответствующих элементов.

Магнитное поле на всей протяженности Земли меняется не только с течением времени, а также могут меняться в зависимости от точки земного шара и эти изменения имеют различный характер. Из-за этого наблюдения, производимые в разных районах в разное время не могут согласовываться друг с другом, для этого требуется введение поправок на "вековой ход" (изменение того или иного элемента в течение года). Эти измерения несут большое количество информации в себе, потому что могут дать определенную информацию об источниках геомагнитного поля и о внутреннем строении Земли.

Основными способами представления геомагнитного поля являются каталоги и карты. Первым способом обобщения результатов магнитных съемок были каталоги магнитных определений, содержащие координаты

пунктов, время измерений и значения измеренного элемента [4]. В рамках каталога возможно некоторое обобщение данных. Для того, чтобы предоставить себе картину распределения элементов земного магнетизма по поверхности земного шара, пользуются графическим методом изображения – методом построения карт изолиний, т.е. кривые, соединяющих на карте точки с одинаковыми значениями того или иного элемента. Так кривые, соединяющие точки с одинаковым значением, называются изогонами, кривые одинаковых накоплений носят название изоклин, одинаковых горизонтальных или вертикальных составляющих изодинам горизонтальной или вертикальной составляющих. Соответственно линии одинаковых северных и восточных составляющих называются изодинамами северной или восточной составляющих. Линии же равных измерений поля принято называть изопорами. На картах аномального поля линии равных значений называют изоаномалами [4]. На рисунке 3 отображен пример геомагнитной карты.

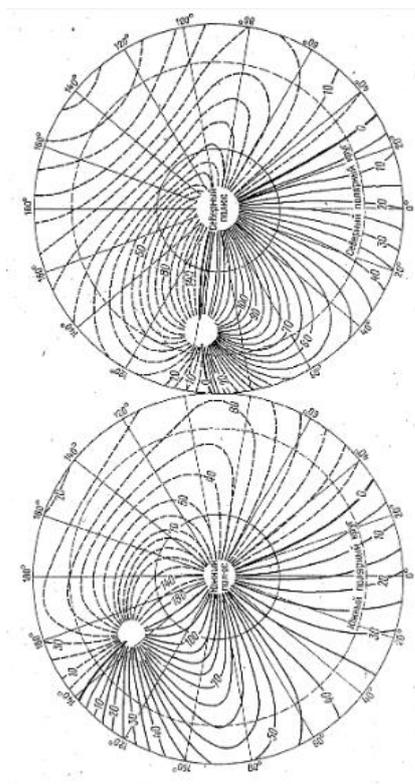


Рисунок 3 – Изогоны в районах географических полюсов.

### **1.3 Структура и режим ионосферы. Изменения в условиях распространения радиоволн и помехи в системах связи и навигации, создаваемые ионосферой**

Под ионосферой понимается область атмосферы, влияющая на распространение радиоволн. Впервые предположение о существовании ионосферы было сделано английским ученым математиком и физиком Оливером Хэвисайдом.

В зависимости от плотности заряженных частиц ( $N$  концентрация заряженных частиц) в ионосфере может быть выделено 3 слоя - D, E, F. Слой области D расположен на высотах от 60 - 90 км, концентрация в данной области составляет примерно  $10^2 - 10^3 \text{ см}^{-3}$  – слой считается областью низкой ионизации. Основной вклад в ионизацию данной области вносит рентгеновское излучение солнца. В формировании слоя могут также участвовать более слабые источники ионизации: метеориты, сгорающие на высотах 60-100 км, космические лучи, а также энергичные частицы магнитосферы (заносимые в этот слой во время магнитных бурь). Слой D также характеризуется снижением степени ионизации в ночное время суток.

Слой E расположен на высотах от 90 до 120 км и характеризуется плотностями плазмы до  $10^5 \text{ см}^{-3}$ . В дневное время наблюдается рост концентрации электронов, это связано в основном с источниками ионизации, главным из которых является солнечное коротковолновое излучение, к тому же рекомбинация ионов в этом слое происходит очень быстро и ночью плотность ионов может упасть до уровня концентрации слоя D. В данном процессе также наблюдается диффузия зарядов из области F, который находится выше, где концентрация ионов относительно велика, и ночные источники ионизации (геокооронное излучение Солнца, метеоры, космические лучи и другие источники). Этот слой является важным объектом для

изучения, поскольку также участвует в распространении средних и коротких волн.

Слой F самый верхний слой ионосферы, он расположен на высотах выше 130-140 км и простирается до высот 1000 км. Максимальная концентрация ионообразования достигается на высотах 150 - 200 км. Однако вследствие диффузии и относительно долгой длительности жизни ионов образовавшаяся плазма распространяется вверх и вниз от области максимума. Эта область называется подобластью F1 (150-200 км). Она заметно влияет на распространение коротких радиоволн. Выше располагается область F2. В данной области плотность заряженных частиц достигает своего максимума. На больших высотах преобладают более легкие ионы кислорода (400-1000км), а еще выше ионы водорода (протона) и в небольших количествах гелия. Именно область F представляет наибольший интерес для исследования. Особенностью данного слоя является то, что он отражает радиоволны в диапазоне от нескольких мегагерц до 10 мегагерц, что делает возможность передачу радиосигналов коротковолнового диапазона на большие расстояния. Состав данного слоя также в основном зависит от солнечной активности. Стабильным является то, что данный слой отражает радиоволны с частотой меньше 10 МГц, вне зависимости от солнечной активности.

Модель ионосферы представляет собой распределение значений характеристик плазмы в виде функции, зависящий от географического положения, высота, дня года, солнечной активности, геомагнитной активности. Основными характеристиками плазмы являются: электронная плотность, ионная температура, электронная температура, ионный состав (характеристика введена ввиду наличия различных типов ионов). Но не смотря на все эти характеристики распространение радиоволн зависит исключительно от электронной концентрации.

Модель ионосфера может быть представлена в виде компьютерной программы, набора статистических данных. Источником данных для программы могут быть физические законы, определяющие распределение характеристик плазмы в пространстве (которые в свою очередь учитывают взаимодействие ионов и электронов с солнечным излучением, нейтральной атмосферой и магнитным полем Земли). Наряду с этим, программа может быть составлена на основе статистического усреднения больших объемов экспериментальной информации. Одной из наиболее часто используемых моделей является модель IRI (International Reference ionosphere), которая построена на основе статистической обработки большого количества измерений и способная рассчитывать четыре основных характеристики ионосферы, которые были перечислены. Основными источниками для того, чтобы собрать информацию для модели IRI являются: глобальная сеть ионозондов, мощные радары некогерентного рассеяния (находятся на Джикамарке, Арэсibo, Майлстоун Хилл, Малверн, Сан-Сантине), спутниковые зонды ISI и Alouette, точечные измерения с нескольких спутников и ракет. Стоит отметить, что модель IRI ежегодно обновляется, в ней появляются и учитываются новые экспериментальные данные.

На высоких частотах свыше 10 МГц волны способны распространяться на большие расстояния благодаря отражению от слоя F и при использовании достаточно компактных антенн и малой мощности передатчика по сравнению с длинными волнами. На частотах свыше 30 МГц волны проходят через ионосферу насквозь, и эти диапазоны используются для вещания и связи в зоне прямой видимости в том числе, со спутниками. Эффект воздействия плазмы ионосферы на распространяющуюся в ней радиоволну определяется взаимодействием электрического поля волны со свободными электронами. В ионосфере концентрация электронов растет с высотой и достигает максимума в слое F<sub>2</sub>. Если частоты волны выше плазменной частоты максимума концентрации электронов, то отражение не происходит, волна проникает сквозь ионосферу и практически свободно распространяется

в космическом пространстве. Такая наибольшая частота отражения вертикальной волны называется критической частотой и обозначается  $f_oF_2$ . Именно поэтому на радиосвязь дальнего действия оказывает сильное влияние солнечно-земные факторы. Не смотря на многие факторы влияющие на коротковолновую связь, возможность производить общение в данном диапазоне существует. Во время магнитных бурь проявляются существенные ухудшения качества связи вплоть до ее прерывания, поэтому прогноз радиоканал тесно связан с прогнозом геомагнитных возмущений.

В основе определения графических координат лежит простая идея определения координат по расстоянию между приемником и несколькими спутниками системы, для того чтобы достичь приемлемой точности оказалось необходимым использовать достаточно сложные технические решения. Расстояние между спутником и приемником определяется по разнице между временами приема и излучения сигнала. Приемник получает сигналы как минимум от четырех спутников и, зная их орбитальное положение (также передаваемое в сигнале), можно определить координаты объекта. Так как сигнал передается на частотах около полутора гигагерц, то он проходит через ионосферу без отражения. Тем не менее фактор ионосферы и плазмосферы (а спутники находятся на орбитах высотой порядка 20 000 км) является главным источником ошибок в определении дальности и составляет 5-40 м. Необходимо учитывать, что ошибка определения координат в 2-3 раза больше, чем ошибка определения дальности. Другим важным источником ошибок является флуктуация мощности сигнала после прохождения поля неоднородностей электронной концентрации.

В целом, ионосферные эффекты не оказывают значительного воздействия на работу системы спутниковой навигации. Но не смотря на это, необходим учет различных поправок в поведение ионосферы при

использовании измерений координат в технологических системах разного рода.

## Глава 2 Ионосферные процессы и методы их изучения

### 2.1 Ионосферные параметры, аппаратура и методы определения параметров

Основными ионосферными параметрами, которые представляют в задачах геофизики являются электронная плотность, электронная температура, ионная температура, ионный состав.

Основным способом получения параметров ионосферы является вертикальное зондирование. Для этого используется специальная ионосферная станция, которой является прямо-передающее устройство, позволяющее экспериментально определить зависимость высота отражения от постепенно изменяемой частоты вертикально направленной волны. Схема устройства изображена на рисунке 4.

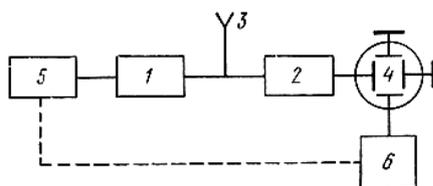


Рисунок 4 – Структурная схема ионосферной станции: 1 - передатчик, 2 - приемник, 3 - антенна, 4 - индикатор, 5 - импульсный модулятор, 6 - генератор развертки

Передатчик работает в импульсном режиме. Рабочая частота передатчика плавно меняется в диапазоне от 1 до 20 МГц за время 20-30 мкс. Частоту следования импульсов обычно выбирают равной 50 Гц. Мощность передатчика в импульсе составляет в зависимости от предъявляемых требований. Приемник синхронно настраивают с изменением частоты передатчика для чего применяют схему, в которой задающий каскад

передатчика является одновременно гетеродином приемника. Сигнал со входа приемника подается на индикатор, которым служит электроннолучевая трубка. Используют индикаторы типа А с линейной разверткой или панорамные индикаторы типа В.

Ионосферная станция с простейшим индикатором типа А работает следующим образом - устанавливается некоторая рабочая частота передатчика. Излучается вверх импульс, после отражения от ионосферы на той высоте, где  $f=f_0$ , принимается ионосферной станцией, подается на вертикальные пластины электроннолучевой трубки. На горизонтальные пластины трубки подается пилообразное напряжение развертки, пропорциональное времени. Для синхронизации генератора развертки используют импульс манипулятора. В начале развертки находят изображение импульса передатчика, а изображение отраженного импульса отстоит на расстоянии, пропорциональном времени запаздывания. Полагая, что волна проходит весь путь со скоростью света, определяют так называемую действующую высоту отражения. Таким образом, устанавливают, что на измеренной высоте собственная частота ионизированного газа равна данной рабочей частоте. Затем, меняя рабочую частоту передатчика, повторяют процедуру измерения и так снимают зависимость высоты отражения от рабочей частоты передатчика, показывающую распределение собственных частот ионизированного газа по высоте. Эта зависимость называется высотно-частотной характеристикой ионосфере, либо ионограммой. Пример ионограммы изображен на рисунке 5.

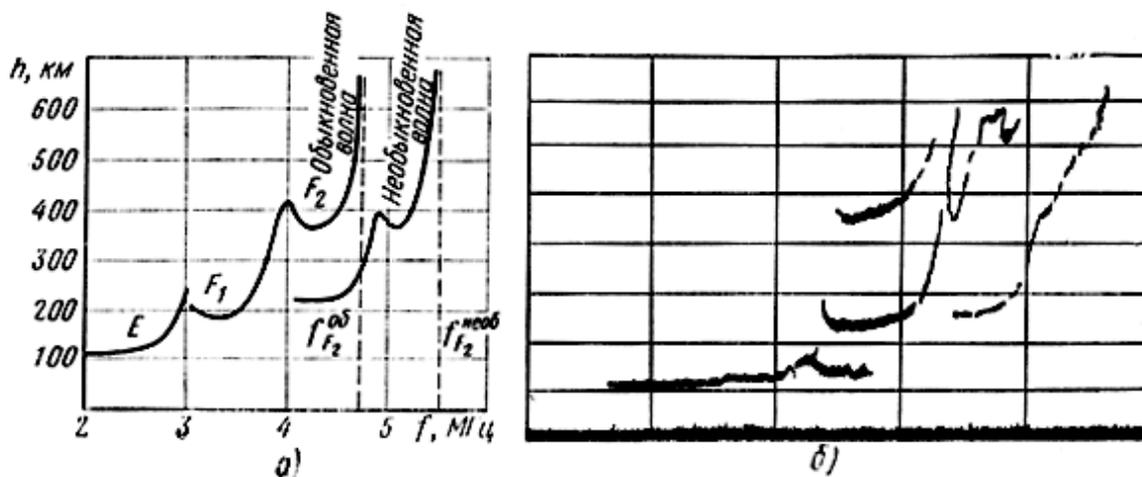


Рисунок 5 – Высотно-частотные характеристики ионосферы

Систематические наблюдения за состоянием параметров ионосферы позволяют составить прогнозы критических частот и высот ионосферных слоев.

Один из способов исследования ионосферы был разработан в ИЗМИРАН. Он основан на радиозондировании ионосферы со спутников. Самым распространенным же способом изучения ионосферы является метод импульсного зондирования. Этот метод основан на посылке радиоимпульсов и наблюдения их отражений от различных слоев ионосферы. Измеряя высоты отражения радиоимпульсов на различных частотах, фиксируя их свойства можно в деталях определить высотный профиль электронной концентрации в ионосфере, выбрать оптимальные частоты для КВ-связи. Спутник же позволяет проводить такую же схему измерений из космоса.

Первые пробные эксперименты по зондированию ионосферы сверху были выполнены учеными ИЗМИРАН на спутниках "Интеркосмос-2" (в 1969 году) и "Космос-381". Задачи, которые стояли перед ученым заключались в исследовании электромагнитных процессов в окружающей среде и определение состояния ионосферы с помощью ионозонда методом вертикального зондирования сверху. Спутник "Интеркосмос-19" был запущен 27 февраля 1979 года и проработал непрерывно в течение 3 лет.

Орбита спутника была 502 км в перигее 955 км в апогее, наклонение 74 градуса. Общий вес спутника составлял 2500 кг. на нем был установлен большой комплекс научных приборов: ИС-338 – ионосферная станция импульсного зондирования, работающая последовательно на 338 частотах; ЕТМС – единая телеметрическая система; АВЧ – анализатор высоких частот в диапазоне от 0,1 до 5 МГц; ИРС – радиоспектрометр в диапазоне от 0,6 до 6,0 МГц; СФ 3 – спектрометр электронов; МЧК – передатчик когерентных радиосигналов "Маяк". Общий вид спутника представлен на рисунке 6.

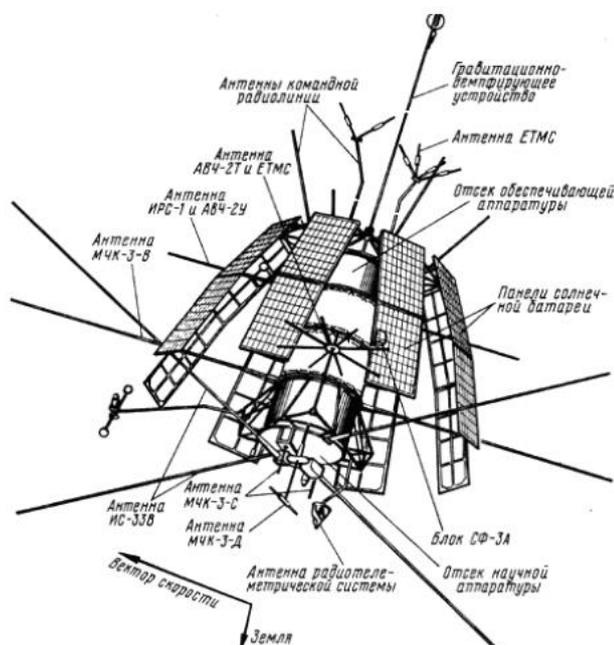


Рисунок 6 – Размещение исследовательской аппаратуры на ИСЗ "Интеркосмос-19"

По данным полученным со спутников были составлены специальные цифровые базы, которые могут быть доступны через сеть Интернет. С помощью этих данных удалось исследовать динамику главного ионосферного провала. при этом выявились сильные долготные эффекты в распределении параметров ионосферы. Для периодов магнитных бурь выявлены совершенно новые свойства в вариациях основных структурах ионосферы.

## **2.2 Модели ионосферы, классические методы изучения ионосферных процессов.**

Ввиду того, что ионосфера подвержена постоянным изменениям из-за того многообразия процессов, которые в ней происходят, существуют различные подходы к задаче моделирования ионосферных параметров. В соответствии с этим все модели ионосферы можно разделить на несколько типов: 1) эмпирические модели, основанные на статическом анализе результатов измерений в различных точках земного шара, 2) физические модели (или математические), основанные на решении систем уравнений, описывающих динамику верхней атмосферы, включая самосогласованное взаимодействие с другими областями системы Солнце-Земля (учитывая солнечно-земные связи), 3) аналитические модели, основанные на соответствующих разложениях по ортогональным функциям, 4) адаптивные модели, управляемые в реальном времени по текущим данным ионосферных измерений.

Эмпирические или как их еще нередко называют – статистические модели основаны на обобщении данных измерений. Данный подход основан на том, что данные за большой промежуток времени о параметрах ионосферы обрабатываются, а после подбирается некоторая простая аналитическая формула. Такой подход приводит к тому, что эмпирические модели всегда описывают некоторые средние состояния, поэтому их нельзя использовать для описания ионосферных возмущений. Но не смотря на это, в последнее время такие модели получили широкое распространение. В частности, можно выделить модель IRI (International Reference Ionosphere). Данная модель является наиболее удовлетворительной среди эмпирических моделей, ввиду того, что создается большим международным коллективом и объединяет опыт других подобных моделей.

Физические модели основываются на реальных физических законах, они предназначаются для изучения и понимания самих реальных процессов, происходящих в ионосфере, однако для предсказания текущего состояния ионосферы они не получили широко применения по причине сложности производимых вычислений и отсутствия необходимого количества исходных данных. В настоящее время к ним относят следующие модели ионосферы: 6-ионная модель Mitre-Rowe и 35-ионная модель SIC, а также глобальная модель ионосферы (Global Ionosphere Model), ионосферно-термосферная модель (Ionosphere-Termosphere Model), ионосферно-термосферно-мезосферная модель (Ionosphere-Termosphere-Mesosphere Model), ионосферно-термосферно-плазмосферная модель (Ionosphere-Termosphere-Plasmosphere Model), модель полярных ветров ионосферы (Ionosphere-Polar Wind Model). Данные модели также являются очень сложным с теоретической точки зрения и не позволяют использовать их достаточно широко. По причине этого были разработаны аналитические модели. В них на основании результатов, полученных от физических моделей, подбирается относительно простая, легко вычисляемая аналитическая формула, которая и используется в дальнейшем. Модели этого типа разработаны для областей низких, средних и высоких широт. Из них модель FAIM (Fully Analytic Ionospheric Model) описывает средние и низкие широты, PIM (global Parametrized Ionospheric Model) является моделью, берущей начало от FAIM и производящая моделирование для высоких широт.

В настоящее время также появился новый вид моделей - адаптивные. Одной из таких является PRISM. Она основывается на аналитической модели для высоких широт PIM, по которой строится теоретическое распределение электронной плотности. Затем это распределение корректируется в соответствии с текущими данными измерений.

Приводя в итог все вышесказанное, следует отметить, что из существующих моделей в настоящее время наиболее разработанной,

апробированной и пригодной к использованию является модель IRI. Она разрабатывается в течение двух десятилетий и ежегодно обновляется специальными рабочими группами (IRI Workshops). Эта модель использует данные всемирной сети ионозондов, спутниковых ионозондов, и прямых спутниковых измерений. Она позволяет вести расчет электронной плотности, электронной и ионной температуры, а также ионного состава на высотах от 50 до 2000 км, таким образом охватывает все интересующие параметры ионосферы. Самые точные результаты получаются для средних широт, в отличие от высоких и низких широт, а также более точное определение имеет электронная концентрация, нежели температура и ионный состав. Получить доступ к модели IRI можно через Интернет на сайте NSSDC. Данный ресурс позволяет получать различные профили ионосферы, по координатам - высоте, широте, долготе, по времени - году, месяцу, дню года, часу дня.

Насчитывается большое количество проведенных сравнений модели IRI и других моделей с результатами различных экспериментальных измерений. Представленные сравнения показывают, что модель IRI описывает только усредненную и сглаженную ионосферу, причем с невысокой точностью по концентрации. Моделированные данные значений концентрации отличаются нередко с экспериментальными данными в несколько раз. А известные структурные особенности ионосферы (провалы ионизации, экваториальная аномалия, авроральная структура и так далее) моделью вообще не описываются, из-за этого для предсказания текущего состояния ионосферы модель абсолютно непригодна.

Также стоит отметить, что любые математические модели идут по пути усложнения на данный момент. Добавляются различные совершенствования в численные алгоритмы, а также используются более мощные вычислительные средства. что приводит к возможности реализовать различные сценарии в более адекватной обстановке. Но не смотря на это, до сих пор не существует определенности при сравнении моделированных

значений с результатами наблюдений, полученными даже по наиболее совершенным математическим моделям.

К основным методам изучения процессов в ионосфере относят изучения данных о критической частоте ионосферы. Записывается временной ряд, представляющий собой данные о критической частоте ионосферы и рассматривается с применением различных математических аппаратов. Существуют две основные цели анализа временных рядов: (1) определение природы ряда и (2) прогнозирование (предсказание будущих значений временного ряда по настоящим и прошлым значениям) [2, 3]. Обе эти цели требуют, чтобы модель ряда была идентифицирована. Естественным предположением можно считать, что данные о критической частоте содержат регулярную составляющую (обычно включающую несколько компонент), аномальные структурные особенности и случайный шум (ошибку), который затрудняет обнаружение данных компонент. Большинство методов исследования временных рядов включают различные способы фильтрации шума, позволяющие увидеть регулярную составляющую более отчетливо [13,14,2,3]. Используя данные методы, процедуру анализа временного ряда можно разбить на следующие взаимозависимые этапы:

- оценка погрешностей, вносимых в данные посторонними факторами и минимизация их влияния на представление сигнала;
- разделение сигнала на составляющие с помощью выбранных методов и выявление наиболее значимых для решения задачи компонент;
- аппроксимация тренда полиномами различных степеней;
- идентификация регулярной составляющей и аномальных особенностей.

Для решения этих задач, как правило, используют базовые модели временных рядов в виде линейной комбинации трендов, сезонных

компонент, циклов – колебаний относительно тренда и случайного шума [2,3].

Одной из наиболее простых задач анализа случайных статистических данных является подбор по результатам измерений полиномиальной функции, описывающей характер зависимости этих результатов от контролируемой переменной. Эту задачу называют задачей построения **полиномиальной регрессии** [35,36]. В этом случае результаты измерений  $y_j(t_j)$ , соответствующие заданному значению  $t_j$ , аппроксимируются полиномом порядка  $r-1$ .

Методы идентификации функции подробно описаны в работе [36]. В этой же работе рассмотрена задача нахождения оптимального порядка искомого полинома. Оценки параметров модели получают на основе метода наименьших квадратов.

В традиционных методах анализа временных рядов определяют регулярные составляющие двух видов: они являются либо трендом, либо сезонной составляющей [31,33]. Оба эти вида регулярных компонент часто присутствуют в ряде одновременно. Если амплитуда сезонных изменений увеличивается вместе с трендом, то такого рода модели называются моделями с мультипликативной сезонностью [40, 44]. Не существует автоматического способа обнаружения тренда во временном ряде. Однако если тренд является монотонным (устойчиво возрастает или устойчиво убывает), то анализ такого ряда обычно выполнить нетрудно. С учетом того, что временные ряды содержат ошибку  $e$ , первым шагом выделения тренда являются операции, позволяющие уменьшить влияние шума – **сглаживание** [40, 42, 44, 48]. Самый общий метод сглаживания - **скользящее среднее**, в котором каждый член ряда заменяется простым или взвешенным средним  $n$  соседних членов. В работе [81] показано, что использование скользящего среднего в таком виде разумно лишь в случае справедливости предположения о том, что на рассматриваемом интервале времени

наблюдаемая переменная линейно зависит от времени. Либо можно сделать более общее предположение, что наблюдаемая переменная является полиномом порядка  $l$  и выполнить оценку на основе метода наименьших квадратов, как показано в этой же работе. Вместо среднего можно также использовать медиану значений, попавших в окно. Основное преимущество **медианного сглаживания** [40, 44], в сравнении со сглаживанием скользящего среднего, состоит в том, что результаты становятся более устойчивыми к выбросам (имеющимся внутри выбранного временного окна). Основной недостаток медианного сглаживания в том, что при отсутствии явных выбросов, он приводит к более "резким" кривым (чем сглаживание скользящим средним) и не позволяет использовать веса. Ряды с относительно небольшим количеством наблюдений и систематическим расположением точек могут быть сглажены с помощью **бикубических сплайнов** [68, 69]. Все эти методы отфильтровывают шум и преобразуют данные в относительно гладкую кривую.

**Периодическая и сезонная зависимости** (сезонность) представляют собой другой общий тип компонент временного ряда. Периодическая зависимость может быть формально определена как корреляционная зависимость порядка  $k$  между каждым  $i$ -м элементом ряда и  $(i-k)$ -м. Ее можно измерить с помощью автокорреляции,  $k$  обычно называют лагом (иногда используют эквивалентные термины: сдвиг, запаздывание). Коэффициенты автокорреляции для последовательности лагов из определенного диапазона показывают графически, получают **автокоррелограмму**. С помощью автокоррелограммы находят периодические составляющие временного ряда. Другой полезный метод исследования периодичности состоит в исследовании частной автокорреляционной функции, представляющей собой углубление понятия обычной автокорреляционной функции [40, 42, 44, 77]. В частной автокорреляционной функции устраняется зависимость между промежуточными наблюдениями (наблюдениями внутри лага), поэтому частная автокорреляция дает более "чистую" картину периодических

зависимостей. Периодические модели данных также исследуются в спектральном анализе [42, 47, 83]. Цель анализа - разложить комплексные временные ряды с циклическими компонентами на несколько основных синусоидальных функций с определенной длиной волн. В результате успешного анализа можно обнаружить несколько повторяющихся циклов различной длины в интересующих временных рядах, которые, на первый взгляд, выглядят как случайный шум.

К наиболее распространенному методу разделения рядов на составляющие относится класс **моделей авторегрессии-проинтегрированного скользящего среднего (АРПСС)**. Основные понятия и методология этого метода изложены в работах [30, 40, 42, 44]. Большинство временных рядов содержат элементы, которые последовательно зависят друг от друга. Эту зависимость можно выразить уравнением авторегрессии:

$$x_t = \xi + \phi_1 x_{t-1} + \phi_2 x_{t-2} + \dots + e_t,$$

где  $\xi$  – константа;  $\phi_1, \phi_2$  – параметры авторегрессии.

В отличие от процесса авторегрессии, в процессе скользящего среднего каждый элемент ряда подвержен суммарному воздействию предыдущих ошибок:

$$x_t = \mu + e_t - \theta_1 e_{t-1} - \theta_2 e_{t-2} - \dots,$$

где  $\mu$  – константа;  $\theta_1, \theta_2$  – параметры скользящего среднего.

Уравнение скользящего среднего можно переписать (обратить) в виде уравнения авторегрессии, и наоборот. Это так называемое свойство обратимости. Общая модель, предложенная Боксом и Дженкинсом (1976) включает как параметры авторегрессии, так и параметры скользящего среднего. Существуют различные методы оценивания параметров модели АРПСС, которые дают очень похожие оценки [30, 40-42, 44]. Процедура оценивания минимизирует сумму квадратов остатков модели. Полученные оценки параметров модели АРПСС используются для того, чтобы вычислить новые значения ряда и построить доверительный интервал для прогноза.

Качественная модель должна не только давать достаточно точный прогноз, но быть экономной и иметь независимые остатки, содержащие только шум без систематических компонент. Поэтому необходим всесторонний анализ остатков. **Мультипликативная сезонная АРПСС** представляет естественное развитие и обобщение обычной модели АРПСС на ряды, в которых имеется периодическая сезонная компонента. В дополнении к несезонным параметрам, в модель вводятся сезонные параметры для определенного лага (устанавливаемого на этапе идентификации порядка модели).

Описанные методы имеют ограничения и способны выявлять частные закономерности в поведении временного ряда. Из-за этого они могут не учитывать некоторые важные характеристики структуры данных. Вторым моментом является стационарность временного ряда, традиционные методы анализа ряда позволяют описывать нестационарности только определенного вида. Природные сигналы содержат значительные ошибки, вносимые факторами различной природы, являются нестационарными и имеют нелинейную внутреннюю структуру (локальные особенности имеют форму всплесков, гладких пиков и многомасштабных явлений). Поэтому, применение этих методов влечет потерю информации и является неэффективным. А поскольку локальные структурные особенности, имеют важное значение для анализа, задача их выделения и идентификации является невыполнимой путем реализации данных методов.

### **2.3 Современные подходы и методы изучения ионосферных процессов**

Современные методы аппроксимации, базирующиеся на разложении функции по базисам объединили теорию аппроксимации и обработку сигналов. Уже разработан ряд методов для статистического анализа нестационарных временных рядов, основанных на аппроксимации вероятностных характеристик регулярными функциями: степенными и

асимптотическими рядами, ортогональными функциями - полиномами Лежандра, Лагерра, вейвлетами и другими методами. Все перечисленные методы, кроме вейвлетов, наряду с известными преимуществами обладают рядом существенных недостатков: возможность применения только для узкого класса процессов и невозможность во многих случаях производить оперативный анализ нестационарных временных рядов по мере поступления информации от объекта из-за необходимости предварительного накопления информации на исследуемом интервале [68-70,73]. Вейвлет-преобразование включает широкий спектр базисов, которые имеют различную форму и компактный носитель. а также имеют быстрые алгоритмы преобразования, поэтому метод вейвлет-преобразования применим для широкого спектра сигналов с различной внутренней структурой и позволяет производить обработку данных даже в режиме реального времени. Разработанные современные методы, основанные на вейвлет-теории, и алгоритмы позволяют достичь больших успехов при решении задач из различных областей знаний [53,54]. Вейвлет-теория позволила получить нелинейные схемы аппроксимации, которые являются основой при выполнении многих нелинейных алгоритмов обработки сигналов [73]. В теории обработки дискретных последовательностей важную роль играет связь непрерывных преобразований с дискретными схемами разложения сигналов по базисам, поскольку это позволяет понять такие важные свойства дискретных алгоритмов как выделение локальных особенностей сигналов, оценка погрешности аппроксимации и учет влияния граничных свойств на численную реализацию. Отсюда очевидна важность непрерывных преобразований. которым уделяется особое внимание в работах многих исследователей [19, 70,73]. Свойства вейвлетов позволяют любой сигнал конечной энергии  $z$  представить в виде

$$z = \sum_{j=-\infty}^{+\infty} \sum_{n=-\infty}^{+\infty} \langle z, \psi_{j,n} \rangle \psi_{j,n} ,$$

где  $\{\psi_{j,n}\}_{(j,n) \in \mathbb{Z}^2}$  – ортонормированный вейвлет-базис,  $\langle z, \psi_{j,n} \rangle$  – вейвлет-коэффициенты.

Так как среднее значение  $\psi(t)$  равняется нулю, то каждую частную сумму

$$d_j(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} \langle z, \psi_{j,n} \rangle \psi_{j,n}(t)$$

можно интерпретировать как часть изменений функции, приходящуюся на масштаб  $2^j$  [73]. Прибавление слоев, состоящих из таких частей, все более улучшает аппроксимацию  $z$  и, в конце концов, восстанавливает  $z$ .

В процессе создания систематизированной теории вейвлет-преобразования были построены ортонормированные регулярные вейвлет-базисы с компактными носителями [19, 70, 73] и разработана кратномасштабная аппроксимация сигнала [19, 70, 73], что дало фундаментальный импульс исследованиям и привело к широкому распространению этой теории. Регулярные вейвлеты позволяют получить наилучшие приближения для гладких функций. Величина носителя в свою очередь тоже влияет на погрешность аппроксимации. В теории вейвлетов была выявлена взаимосвязь между величиной носителя и гладкостью базисной функции, которая должна быть учтена при выборе функции разложения.

Другой важной характеристикой базисной вейвлет-функции являются частотно-временные свойства. Каждая  $\psi_{j,k}$  определяет свой частотно-временной прямоугольник в частотно-временной плоскости. Сдвиги  $\psi_{j,k}$  на  $2^j n$  с временным и частотным параметром ( $2^j$ ), покрывают эту плоскость прямоугольниками минимальной площади, как обусловлено принципом неопределенности.

Существует несколько видов разбиения частотно-временной плоскости. Ортогональные вейвлет-базисы разбивают частотную ось на интервалы, размер которых экспоненциально возрастает, локальные косинусные базисы – позволяют построить разбиение временной оси вместо частотной.

Существует также много видов других базисов, которые могут быть построены. Вейвлет-коэффициенты в свою очередь несут информацию о расположении и типе особенностей сигнала.

Таким образом, решение проблемы выбора базисной функции играет важную роль в задачах обработки и анализа временных последовательностей. Но сам критерий для выделения базиса может быть определен различными способами. Например, математическая теория аппроксимации предлагает выбирать базис, который с помощью линейной комбинации небольшого числа векторов из этого базиса дает возможность построить точную аппроксимацию сигнала. Эти векторы могут быть интерпретированы как существенные для структуры сигнала. Компактное кодирование и выделение сигнала из шума – это применения, в которых могут быть определены критерии измерения эффективности базиса. Поэтому способы определения критерия выбора наилучшего базиса зависят от конкретной решаемой задачи.

**Методы аппроксимации сигналов** на основе их разложения по базису можно разделить на **линейные** и **нелинейные**. В **линейной аппроксимации** сигнал  $z$  проецируется на  $M$  векторов, априори выбранных из ортонормированного базиса  $V = \{g_m\}_{m \in N}$ , например, первые  $M$ :

$$z_M = \sum_{m=0}^{M-1} \langle z, g_m \rangle g_m,$$

тогда погрешность такой аппроксимации есть

$$e[M] = \|z - z_M\|^2 = \sum_{m=M}^{+\infty} |\langle z, g_m \rangle|^2.$$

Ясно, что точность аппроксимации зависит от свойств  $z$  относительно базиса  $V$ .

Например, базис Фурье дает эффективную линейную аппроксимацию равномерно гладких сигналов, которые проецируются на  $M$  синусоидальных волн наименьших частот. Убывание погрешности с ростом  $M$  связано с глобальной гладкостью  $z$  [70, 73].

В вейвлет-базисе сигнал проецируется на  $M$  вейвлетов наибольшего масштаба, что эквивалентно аппроксимации сигнала с определенным разрешением [73].

В случае приближения класса дискретных сигналов длины  $N$ , моделированных случайным вектором  $F[n]$ , средняя погрешность аппроксимации при проекции  $F$  на  $M$  первых базисных векторов ортонормированного базиса  $V = \{g_m\}_{0 \leq m < N}$  есть

$$e[M] = E\{\|F - F_M\|^2\} = \sum_{m=M}^{N-1} E\{|\langle F, g_m \rangle|^2\}.$$

Линейную аппроксимацию можно улучшить, если выбрать апостериори  $M$  векторов  $g_m$ , зависящих от  $z$ . Приближение  $z$   $M$  векторами, индексы которых принадлежат  $I_M$ , имеет вид

$$z_M = \sum_{m \in I_M} \langle z, g_m \rangle g_m.$$

Погрешность аппроксимации есть:

$$e[M] = \|z - z_M\|^2 = \sum_{m \notin I_M} |\langle z, g_m \rangle|^2.$$

Чтобы минимизировать погрешность, выбирать  $I_M$  следует таким, что  $M$  векторов с индексами из  $I_M$  имеют наибольшие модули скалярного произведения.

Если сигнал имеет изолированные особенности, такая аппроксимация гораздо ценнее, чем линейная схема. Поэтому пространства функций, которые хорошо приближаются нелинейными вейвлет-схемами, гораздо более обширны, чем для линейных схем.

В настоящее время не создана процедура вычисления оптимального базиса, который минимизирует среднюю нелинейную погрешность. В данном случае можно поступить следующим образом: вместо базиса  $V$  априори, адаптивно выбираем базис, зависящий от сигнала  $z$ . Этот базис минимизирует функцию стоимости, связанную с погрешностью нелинейной аппроксимации  $z$ . Быстрый алгоритм динамического программирования

может найти лучший базис из семейства вейвлет-пакетов и локальных косинусных базисов [73]. Выбранный базис соответствует частотно-временному покрытию, которое «лучшим образом» концентрирует энергию сигнала на небольшом числе частотно-временных атомов.

Для оценки сигнала, погруженного в шум, необходимо воспользоваться любой априорной информацией о сигнале и шуме. Нелинейные алгоритмы сглаживания, как было замечено выше, являются специализированными и могут быть использованы для сигналов определенного вида. Донохо и Джонтон [71] доказали, что если базис  $B$  дает редкое представление сигнала, то близкая к оптимальной нелинейная оценка получается с помощью простой пороговой функции:

$$\tilde{H} = DY = \sum_{m=0}^{N-1} \rho_T(\langle y, g_m \rangle) g_m, \text{ где } \rho_T(x) = \begin{cases} 0, & \text{если } |x| < T, \\ x, & \text{если } |x| \geq T \end{cases}$$

В базисе вейвлетов такая пороговая функция дает адаптивное сглаживание, которое усредняет данные  $y$  с ядром, зависящим от гладкости функции  $h$  [71, 73].

Наряду со всем вышесказанным, непрерывное вейвлет-преобразование, которое использовано в данной работе, позволяет отобразить функцию в вейвлет-спектр для дальнейшего рассмотрения особенностей временного ряда. Чтобы произвести непрерывное вейвлет-преобразование, необходимо, чтобы вейвлет-базис удовлетворял некоторым особенностям.

Если  $\Psi \in L^2(\mathbb{R})$  удовлетворяет условию «допустимости»:

$$C_\Psi := \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\hat{\Psi}(w)|^2}{|w|} dw < \infty,$$

где  $\hat{\Psi}$  – преобразование Фурье функции  $\Psi$ , то ее называют «базисным вейвлетом».

Относительно каждого базисного вейвлета  $\Psi$  непрерывное вейвлет-преобразование на  $L^2(\mathbb{R})$  определяется формулой [19, 60]:

$$(W_\Psi f)(b, a) := |a|^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)} dt,$$

$$f \in L^2(\mathbb{R}), a, b \in \mathbb{R}, a \neq 0.$$

Положив

$$\Psi_{b,a}(t) := |a|^{-1/2} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right),$$

непрерывное вейвлет-преобразование может быть записано как

$$(W_\Psi f)(b, a) = \langle f, \Psi_{b,a} \rangle.$$

В анализе сигналов мы рассматриваем только положительные частоты  $w$  и, как будет видно дальше, мы должны рассматривать в этом случае только положительные значения  $a$ . Поэтому, восстанавливая  $f$ , мы можем использовать только значения  $(W_\Psi f)(b, a)$ , где  $a > 0$ . В этом случае на базисный вейвлет  $\psi$  накладываются дополнительные ограничения:

$$\int_0^{\infty} \frac{|\hat{\Psi}(w)|^2}{w} dw = \int_0^{\infty} \frac{|\hat{\Psi}(-w)|^2}{w} dw = \frac{1}{2} C_\Psi < \infty$$

тогда для любой  $f \in L^2(\mathbb{R})$ , и  $x \in \mathbb{R}$  в которой  $f$  непрерывна

$$f(x) = \frac{2}{C_\Psi} \int_0^{\infty} \left[ \int_{-\infty}^{+\infty} (W_\Psi f)(b, a) \Psi_{b,a}(x) db \right] \frac{da}{a^2}$$

## **Глава 3 Создание алгоритма по выделению аномальных эффектов в ионосфере с использованием современных информационных технологий**

### **3.1 Разработка вычислительного алгоритма и настройка параметров.**

Для представления временного ряда, представляющего собой отображение информации о критической частоте слоя F2, которая выбрана для рассмотрения состояния ионосферы и выделения неоднородностей, было выбрано непрерывное вейвлет-преобразование. Причина выбора заключается в том, что непрерывное вейвлет-преобразование позволяет производить отображение временного ряда на вейвлет-спектр и последующее рассмотрение этого отображения дает возможность выделять различные особенности временного ряда, а также определять в какой времени они были обнаружены. При использовании компактного носителя в вейвлет-преобразование существует возможность выделять как локальные так и глобальные компоненты сигнала, что является определяющим качеством выбора. Перед нами стоит задача по выделению особенностей сигнала для того, чтобы можно было предположить о том, что имеет место какая-либо аномалия в поведении параметров ионосферы, а именно изменение критической частоты, что говорит об изменении электронной концентрации в ионосфере.

Для разработки вычислительного алгоритма мы ознакомились с исследуемыми параметрами – значения критической частоты за период 2010 года, которые были получены на станции Паратунка на полуострове Камчатка. Данные содержат возможные пробелы в информации, что происходит по различным причинам. Отсюда возникает задача аппроксимации временного ряда данными, которые были бы максимально схожи с возможными значениями. Поскольку данные о критической частоте

представляют собой временной ряд значений, которые отражают значения за каждый час. Итого, мы имеем двадцать четыре значения за день. Для заполнения значений использовалось медианное значение, взятое за определенный час. Заполнив данными недостающие значения, можно приступить к следующему этапу анализа временного ряда. А именно, производить непрерывное преобразование для отображения временного ряда в вейвлет-спектр по следующей формуле:

$$(W_{\Psi}f)(b,a) := |a|^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)} dt, (1)$$

где  $W_{\Psi}f_{b,a}$  – вейвлет-коэффициенты, отражающие значения за каждый час на каждом масштабе, взятые за каждый час,

$a$  – масштаб,

$b$  – временной сдвиг,

$t$  – время,

$\Psi$  – материнский вейвлет.

После получения вейвлет-отображения временного ряда необходимо проанализировать данный спектр. Известно, что убывание амплитуды коэффициентов  $|W_{\Psi}f_{b,a}|$  в зависимости от масштаба  $a$  связано с равномерной и точечной гладкостью Липшица функции  $f$  (Mallat, 1999; Daubechies, 1992). Следуя теореме Жаффара (Mallat, 1999; Jaffard, 1991), когда масштаб  $a$  убывает, амплитуды коэффициентов  $|W_{\Psi}f_{b,a}|$  имеют быстрое убывание до нуля в областях, где функция  $f$  гладкая и не имеет локальных особенностей. Основываясь на данном свойстве вейвлет-преобразования, можно построить инструмент для выделения локальных особенностей во временном ряде, отражающем значения криической частоты foF2, который в свою очередь свидетельствует о наличие аномалий в ионосфере. Для выделения аномалий использовалась пороговая функция:

$$P_{T_a}(W_{\Psi} f_{b,a}) = \begin{cases} W_{\Psi} f_{b,a}, & \text{если } |W_{\Psi} f_{b,a} - W_{\Psi} f_{b,a}^{med}| \geq T_a \\ 0, & \text{если } |W_{\Psi} f_{b,a} - W_{\Psi} f_{b,a}^{med}| < T_a \end{cases}, \quad (2)$$

где  $P_{T_a}$  – пороговая функция,

$W_{\Psi} f_{b,a}$  – вейвлет-коэффициенты, отражающие значения за каждый час на каждом масштабе,

$W_{\Psi} f_{b,a}^{med}$  – медианное значение вейвлет-коэффициентов за определенный час, на каждом масштабе

$T_a$  – некоторый порог, рассчитываемый для определенного масштаба.

Порог  $T_a$ , рассчитываемый по формуле (3), определяет наличие аномалии на масштабе  $a$  вблизи точки  $\xi$ , содержащейся в носителе  $\Psi_{b,a}$ .

$$T_a = U * St_a, \quad (3)$$

где  $U$  – коэффициент порога, который рассчитывается на основе проведения опытов,

$St_a$  – стандартное отклонение, рассчитываемое по формуле (4).

$$St_a = \sqrt{\frac{1}{\Phi - 1} \sum_{k=1}^{\Phi} (W_{\Psi} f_{b,a} - \overline{W_{\Psi} f_{b,a}})^2}, \quad (4)$$

где  $\Phi$  – длина скользящего временного окна,

$\overline{W_{\Psi} f_{b,a}}$  – среднее значение вейвлет-коэффициентов для определенного часа на определенном масштабе.

С учетом суточного хода ионосферных данных среднее значение  $\overline{W_{\Psi} f_{b,a}}$  и медиана  $W_{\Psi} f_{b,a}^{med}$  вычислялись отдельно для каждого часа.

Из-за случайной природы данных о состоянии критической частоты использование любого порога  $T_a$  (который является главным определяющим

фактором в решение задачи о наличие или отсутствии аномалии) неминуемо связано с возможностью ошибочных решений. В работе использовался критерий наименьшей частоты ошибок (оценивался минимизировался апостериорный риск (Levin, 1975), который при располагаемых априорных данных представляет наиболее полную их характеристику.

Интенсивность же аномалии определялась по формуле (5), которая рассчитывается для определенного момента времени  $t=b$ .

$$Y_b = \sum_a \frac{|P_{T_a}(W_\Psi f_{b,a})|}{\|W_\Psi f_{b,a}\|_2}, \quad (5)$$

где  $Y_b$  – интенсивность аномалии в момент времени  $t=b$ ,

$P_{T_a}(W_\Psi f_{b,a})$  – значение порога на определенном масштабе,

$\|W_\Psi f_{b,a}\|_2$  – норма значений вейвлет-коэффициентов на определенном масштабе, рассчитываемая по формуле (6)

$$\|W_\Psi f_{b,a}\|_2 = \sqrt{\sum_{N_a} (P_{T_a}(W_\Psi f_{b,a}))^2}, \quad (6)$$

где  $P_{T_a}(W_\Psi f_{b,a})$  – значение порога на определенном масштабе,

$N_a$  – длина ряда на масштабе  $a$ .

Полученный алгоритм изображен в блок-схеме на рисунке 7, который включает следующие шаги:

- 1) Получение данных о критической частоте в виде временного ряда;
- 2) Обработка данных путем заполнения недостающих данных по медианному значению за определенный час;
- 3) Непрерывное вейвлет-преобразование полученного временного ряда;
- 4) Анализ полученного вейвлет-спектра в скользящем временном окне;
- 5) Выделение аномальных окрестностей на основе пороговой функции;

б) Оценка параметров выделенных аномальных эффектов.



Рисунок 7 – Блок-схема разработанного алгоритма

### 3.2 Разработка и оценка программных модулей по реализации алгоритма

Первым этапом в разработке алгоритма стало создание метода для заполнения недостающих данных во временном ряде критической частоты foF2. Блок-схема алгоритма отображена на рисунке 8.

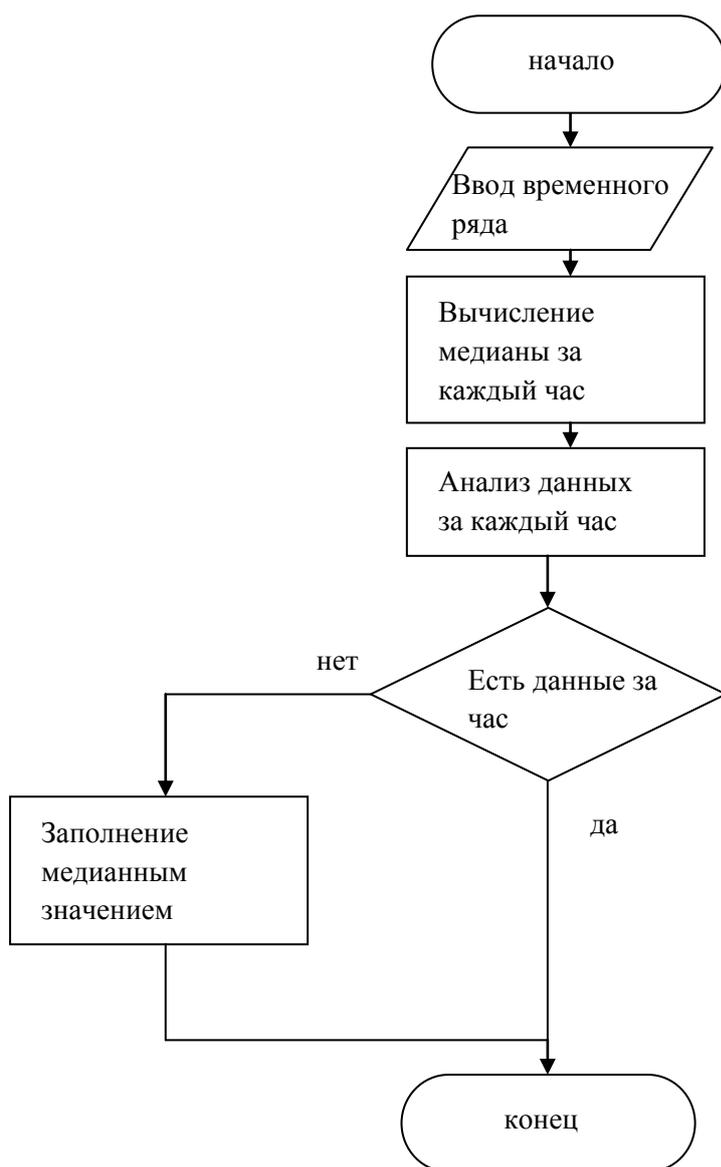


Рисунок 8 – Блок схема модуля для заполнения недостающих данных

Вторым этапом в алгоритме выделения аномалий во временном ряде является вейвлет-преобразование и определение наличия аномалии. Рисунок

9 отображает блок-схему, которая отражает принцип работы модуля по выделению аномалии.

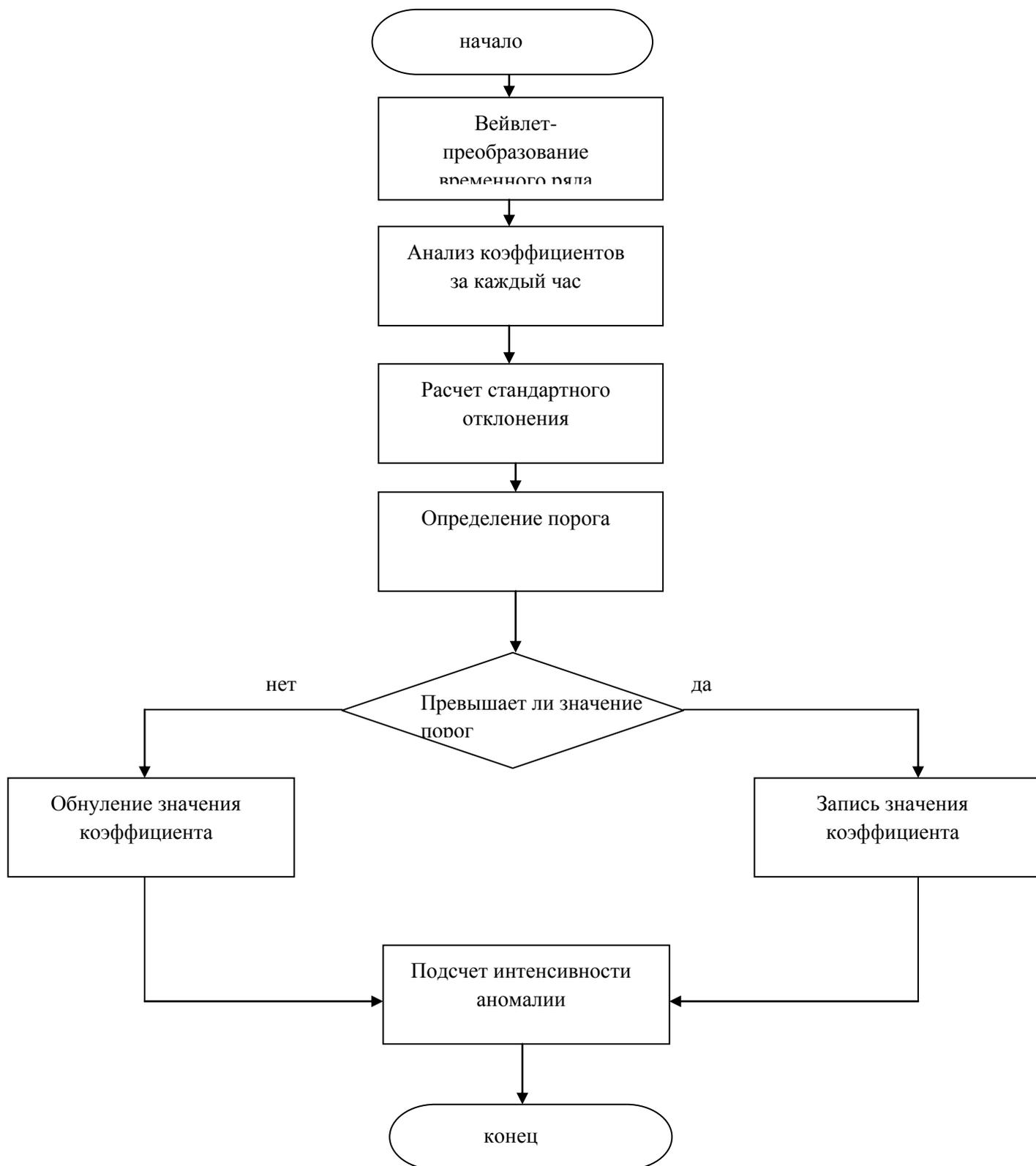


Рисунок 9 – Блок-схема модуля по анализу и выделению аномалии, а также оценки ее интенсивности

### 3.3 Выделение и оценка аномальных эффектов в ионосфере с использованием разработанного алгоритма.

При оценке апостериорного риска для определения состояния ионосферы использовались данные ионограмм (данные, полученные от ионосферной станции "Паратунка", Камчатка, Россия. регистрацию данных выполняет ИКИР ДВО РАН), которые также сопоставлялись с геомагнитными данными (в работе использовались данные о К индексе за определенный период), а также с данным из каталога землетрясений полуострова Камчатка.

Для проведения исследования работы алгоритма предлагается выбор периодов повышенной магнитной активности по параметру К-индекса, значения которого превышают 2, и с учетом сезонности. Производится выбор интервалов высокой солнечной активности для зимнего сезона, высокой солнечной активности для летнего сезона, а также периоды низкой солнечной активности для зимнего и летнего сезонов. В соответствие с данными периодами произведен анализ критической частоты и сделаны соответствующие выводы. Для исследование предлагается рассмотрение значений критической частоты и к-индекса за период с января по декабрь 2010 года. Также при выделении аномалия предлагается учитывать наличие сейсмической активности для области, расположенной близ станции, регистрирующей значения критической частоты и К-индекса.

Таблица 1 – Интервалы данных foF2, используемые для диагностики предложенного алгоритма

Высокая солнечная активность	
Зимний сезон	Летний сезон
17.01.10-22.01.10	22.05.10-01.06.10
29.01.10-05.02.10	10.07.10-19.07.10
08.02.10-19.02.10	24.08.10-08.08.10

26.12.10.-31.12.10	19.08.10-31.08.10
Низкая солнечная активность	
8.01.10-13.01.10	13.05.10-16.05.10
20.01.10-27.01.10	05.06.10-9.06.10
01.02.10-06.02.10	17.06.10-23.06.10
01.12.10-19.12.10	12.08.10-22.08.10

Зная участки высокой солнечной активности и низкой солнечной активности, определенные эмпирическим путем по значениям K-индекса за 2010 год, была проверена работа алгоритма для выделения аномалий в изменении значений критической частоты foF2.

На рисунке 10 показаны результаты анализа временного ряда критической частоты за период 17.01.10-22.01.10 с целью выделения аномалии по предложенному алгоритму, а также оценке интенсивности выделенной аномалии в период повышенной активности Солнца. Было предположено, что если значения вейвлет-коэффициентов превышают на величину порога соответствующие им медианные значения, то аномалия считается положительной (что характеризует увеличение концентрации электронов в ионосфере по сравнению с обычным уровнем, на рисунке 1 с) такие участки отмечаются символом "+"). В случае же, если медианное значение за определенный час, превышает на величину порога соответствующее ему настоящее значение вейвлет-коэффициента, то аномалию считали отрицательной( что характеризует уменьшение концентрации электронов по сравнению с обычным уровнем, на рисунке 1 с) такие участки отображены символом "o"). Анализ результат показывает, что в период повышенной солнечной активности в ионосфере возникает отрицательная аномалия длительностью менее суток. После того, как геомагнитная обстановка приходит в спокойное состояние концентрация электронов увеличивается, о чем свидетельствует положительная аномалия. Также можно отметить

наличие мелкомасштабных аномалий, которые могут быть связаны с локальными колебаниями электронной плотности ионосферы.

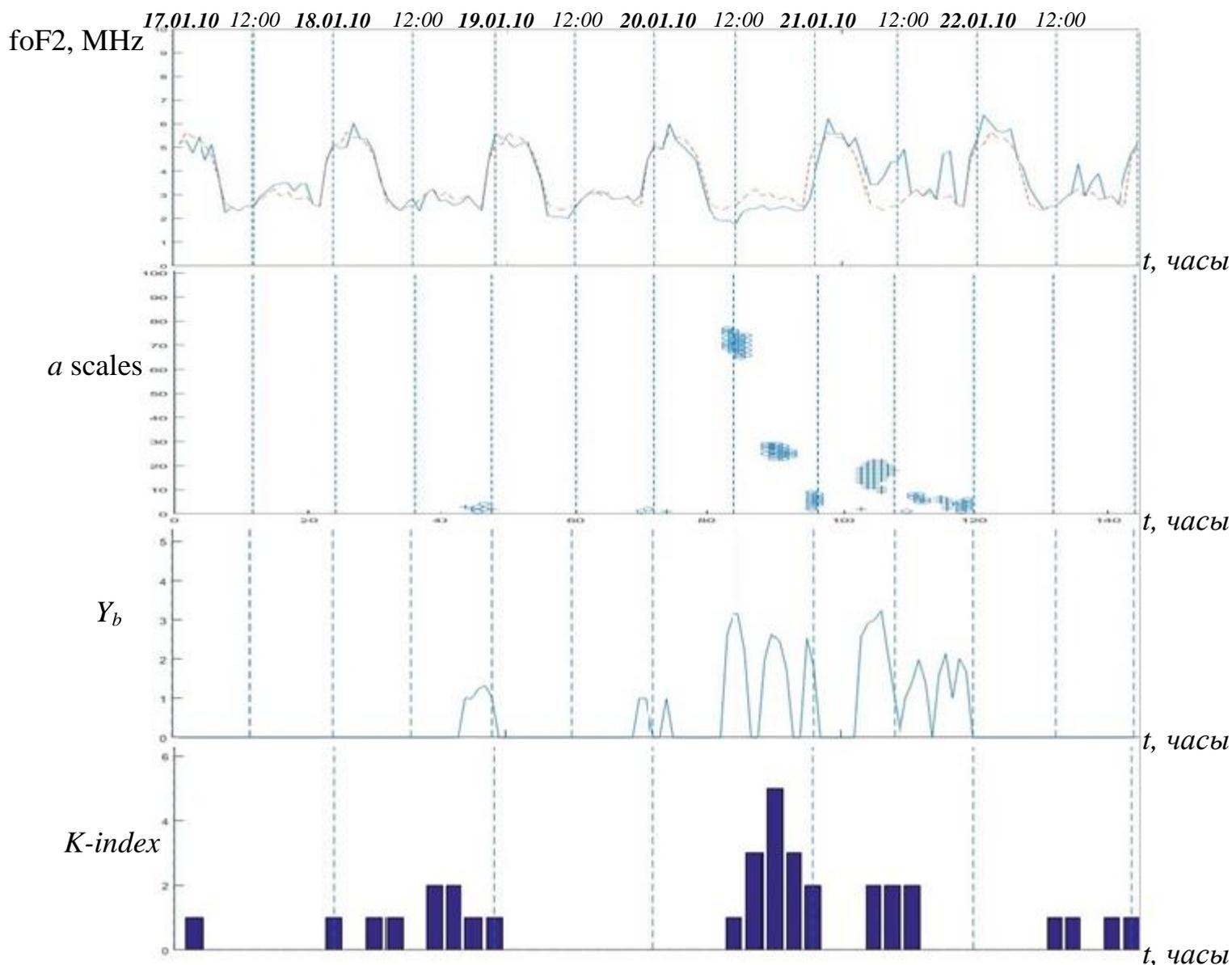


Рисунок 10 – Результаты анализа данных за период 17.01.10-22.01.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

Наибольшее отклонение от медианных значений ряда наблюдаются в дневное время в период магнитной бури, а также во время спокойного состояния геомагнитного поля.

На рисунке 11 отображены результаты работы алгоритма при анализе данных за период 29.01.10-05.02.10.

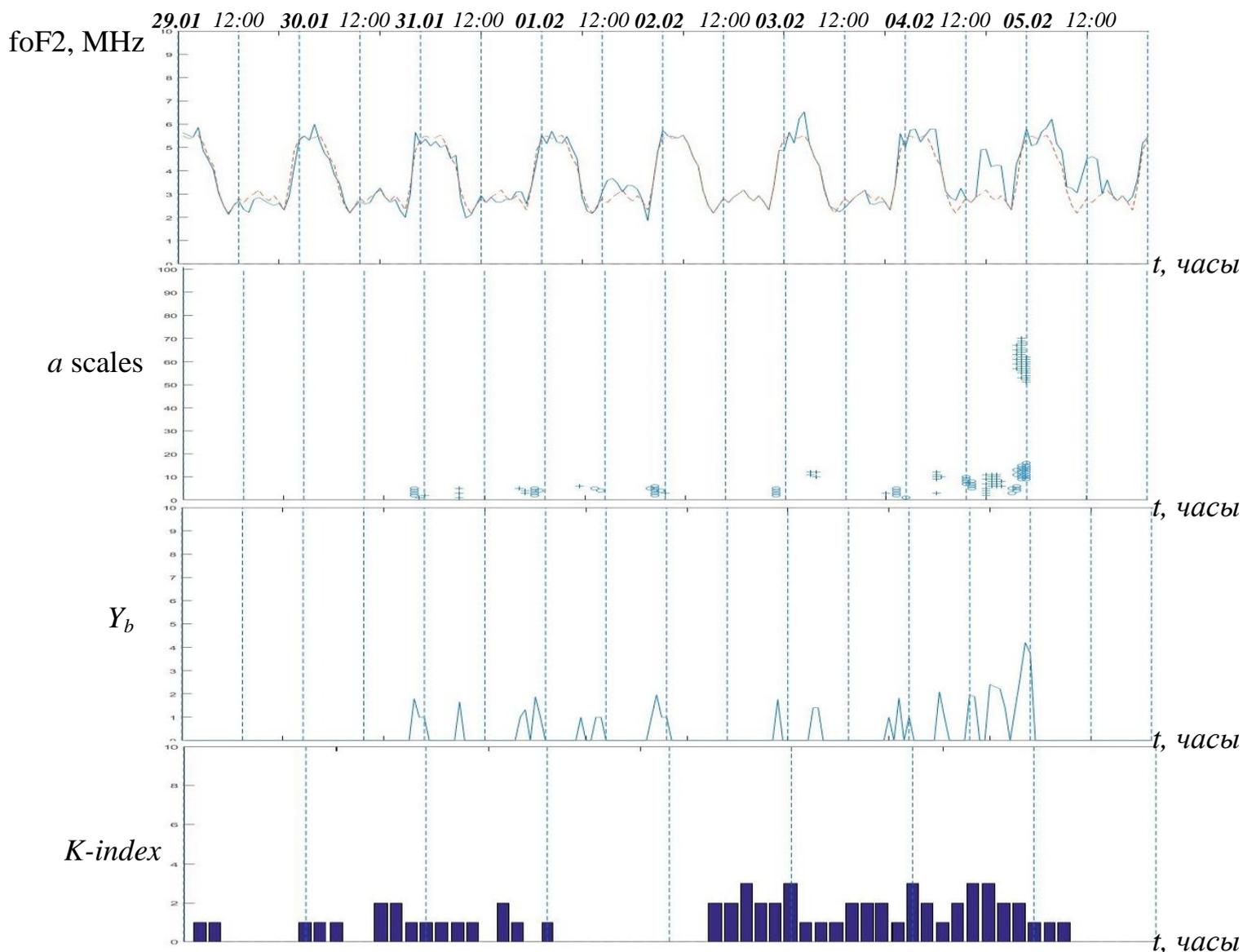


Рисунок 11 – Результаты анализа данных за период 29.01.10-05.02.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

Из рисунка видно, что алгоритм выделяет локальные особенности поведения временного ряда во время повышенной солнечной активности. Видно, что во время повышенной активности, в случае, где К-индекс превышает значение 3, что свидетельствует о возмущенной геомагнитной

обстановке, проявляются аномальные эффекты в виде отклонений значения критической частоты от медианного значения. Из рисунка видно, что в моменты повышенной активности проявляются эффекты отрицательной аномалии, что означает уменьшение концентрации электронов.

На рисунке 12 изображен результат работы алгоритма при возмущенной геомагнитной обстановке за период 08.02.10-19.02.10. Из рисунка видно выделение аномальных явлений в периоды возникновения повышенной геомагнитной активности. При помощи алгоритма была зарегистрирована аномалия 17.02.10, которая длилась в течение полудня, что выразалось в повышенных значениях критической частоты, а следовательно увеличения концентрации электронов. За день до аномалии наблюдается уменьшение значений критической частоты ниже медианного значения. Также регистрируются незначительные мелкомасштабные аномалии в течение всего периода ввиду изменений геомагнитной обстановки, что также свидетельствует об изменениях электронной концентрации.

На рисунке 13 изображен результат работы алгоритма при возмущенной геомагнитной обстановке за период 26.12-31.12. Из рисунка видно, что алгоритм выделяет аномальное поведение значений критической частоты во время повышенной геомагнитной обстановки ( $k$ -индекс $>3$ ). Во время аномалии наблюдается понижение значений критической частоты, что свидетельствует об отрицательной аномалии и понижении концентрации электронов, а после магнитной бури - положительная аномалия, что свидетельствует об увеличении концентрации электронов. Также заметны мелкомасштабные аномалии.

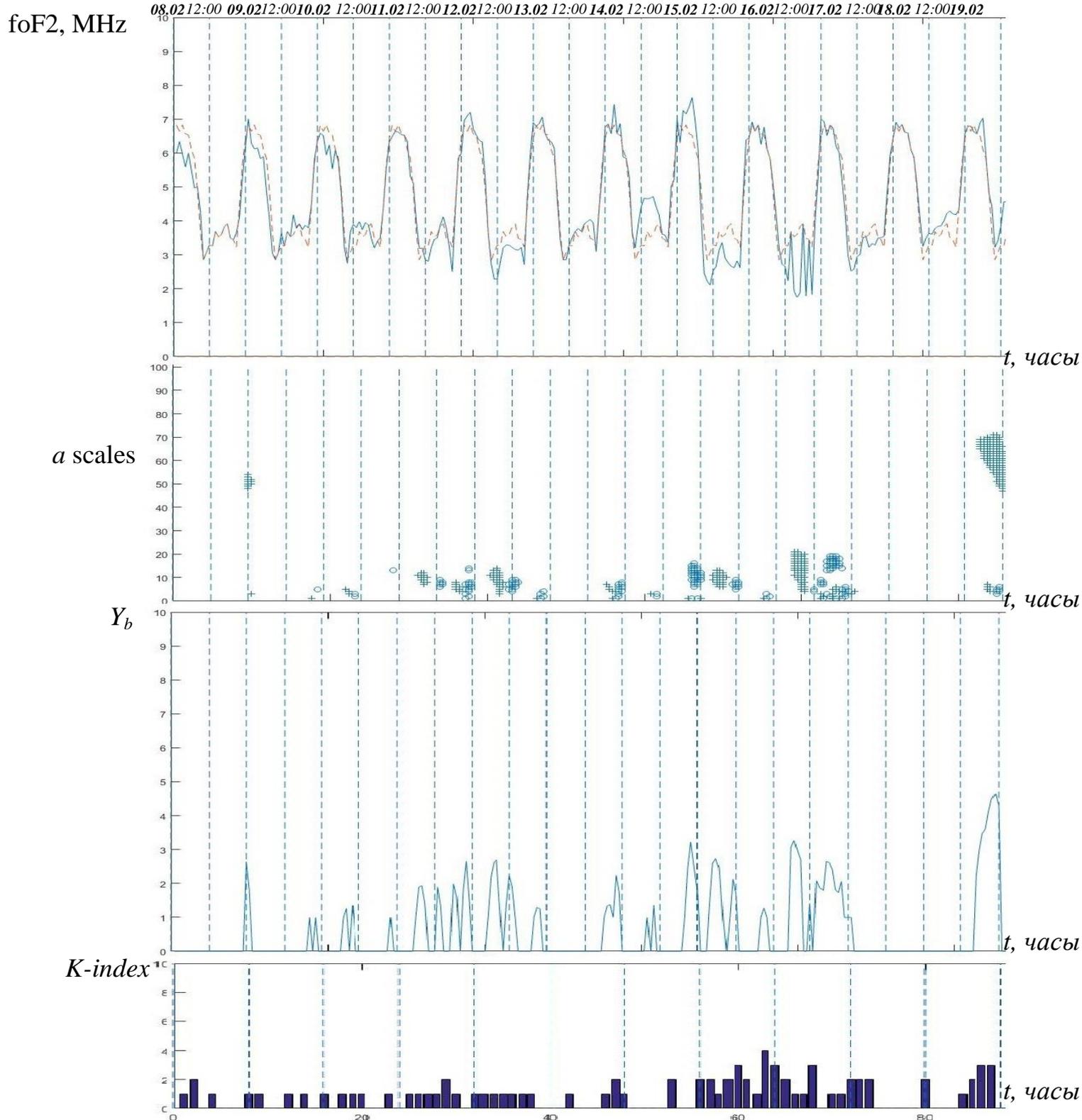


Рисунок 12 – Результаты анализа данных за период 08.02.10-19.02.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения K-индекса за тот же период.

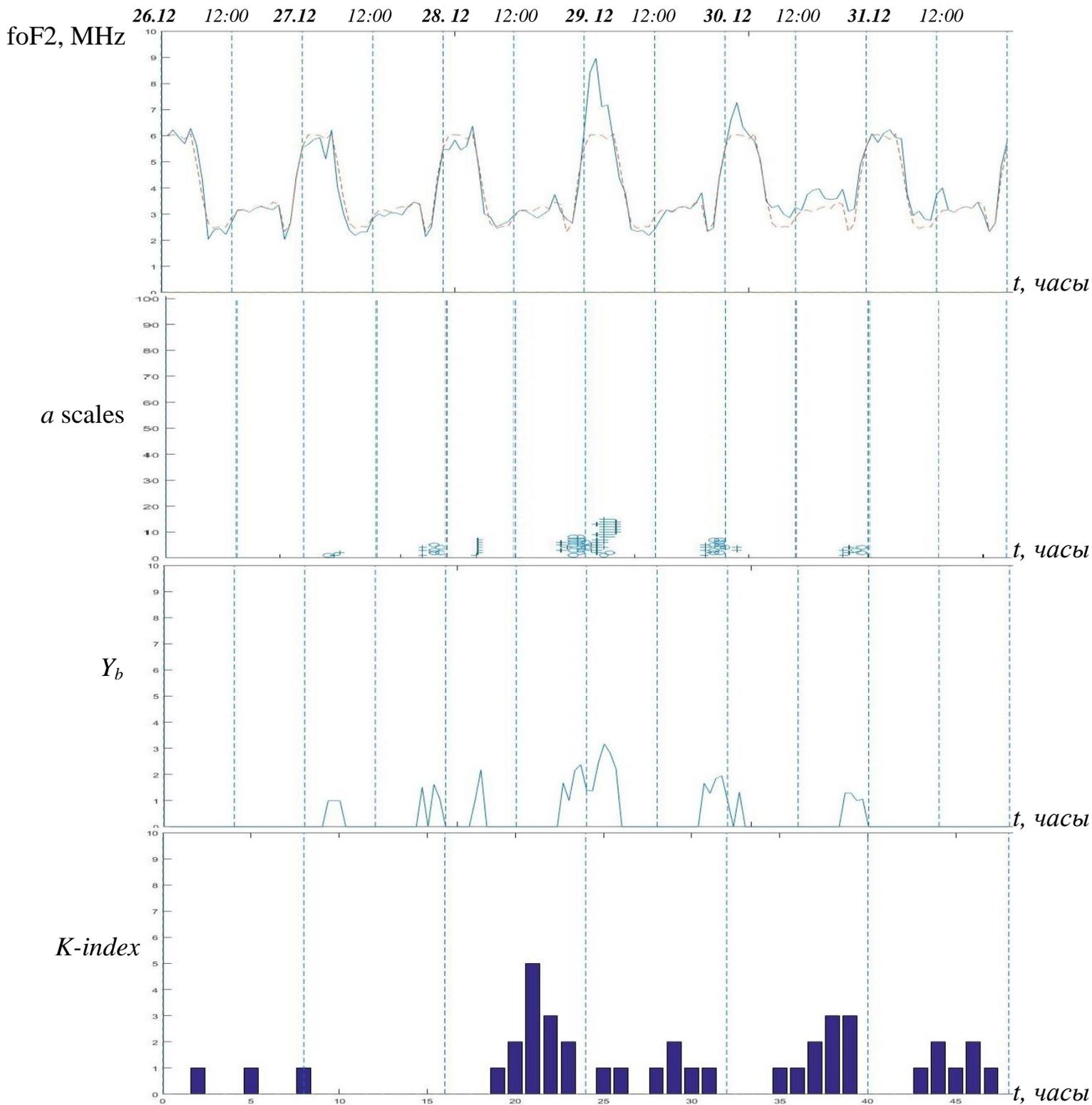


Рисунок 13 – Результаты анализа данных за период 26.12.10-31.12.10 (станция Паратунка, Камчатка): а)  $f_oF_2$ , медианные значения ряда  $f_oF_2$  (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

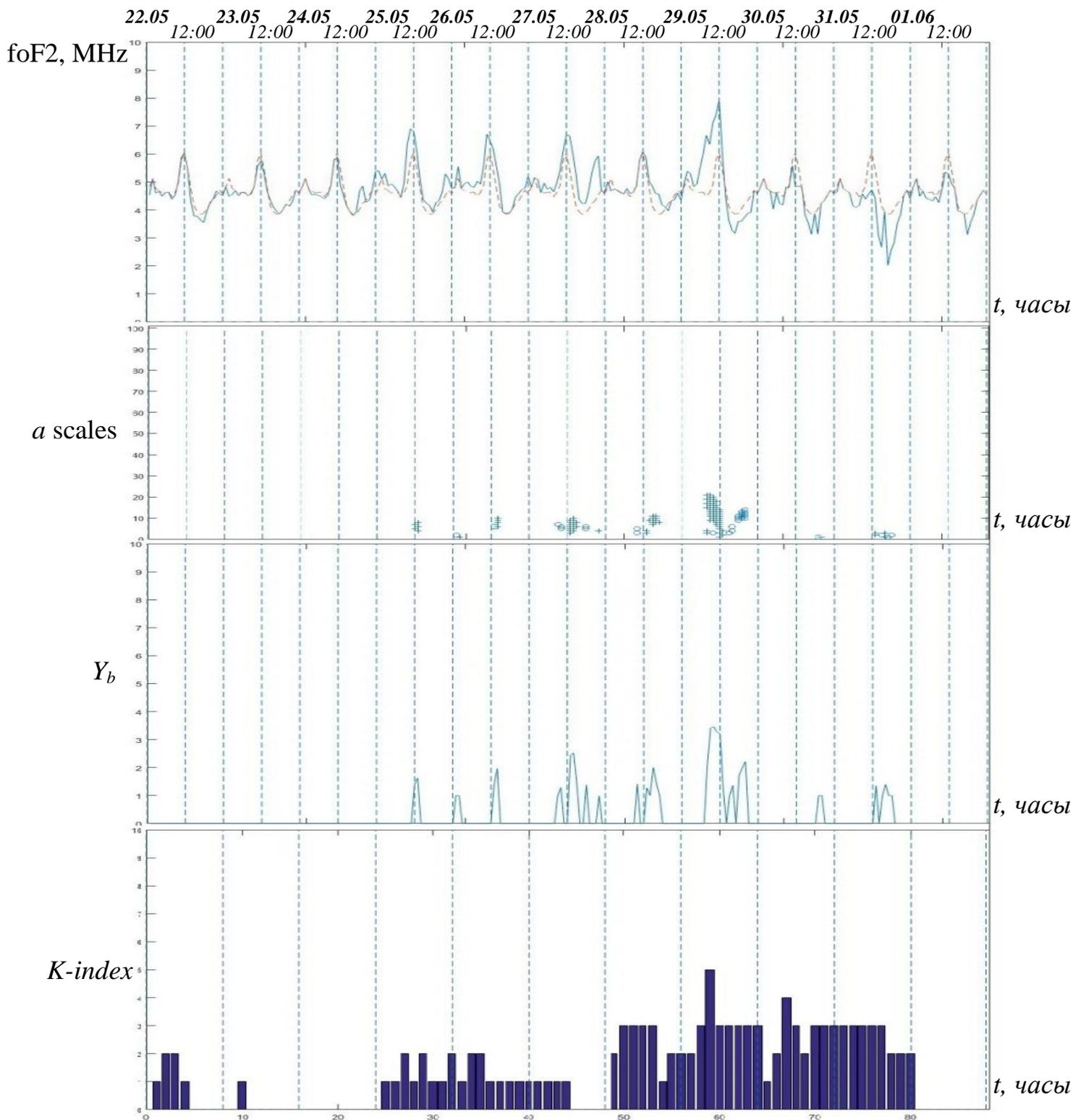


Рисунок 14 – Результаты анализа данных за период 22.05.10-01.06.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения K-индекса за тот же период.

На рисунке 14 изображены результаты работы алгоритма для выделения аномалий в поведении временного ряда критической частоты за период 22.05.10-01.06.10. Из рисунка видно наличие положительной аномалии в период повышенной геомагнитной обстановки, в случае , когда К-индекс больше 3. А также после магнитной бури отрицательная аномалия, свидетельствующая о понижении концентрации электронов.

На рисунке 15 изображены результаты работы алгоритма для выделения аномалий в поведении временного ряда критической частоты за период 10.07.10-19.07.10.

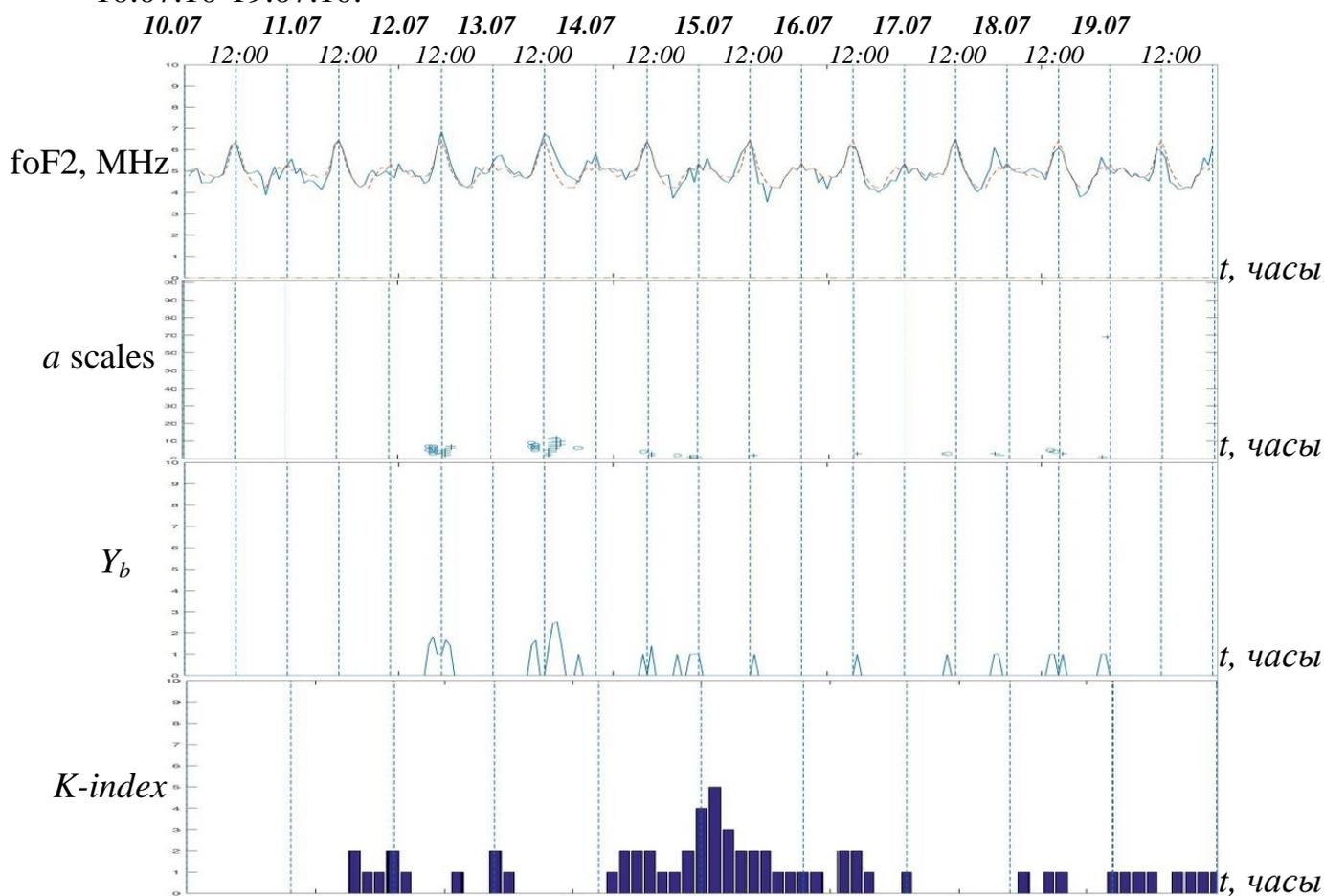


Рисунок 15 – Результаты анализа данных за период 10.07.10-19.07.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.1$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

Из рисунка видно наличие положительной аномалии длительностью около половины дня перед геомагнитным возмущением. А также некоторые локальные особенности ввиду изменений геомагнитной обстановки.

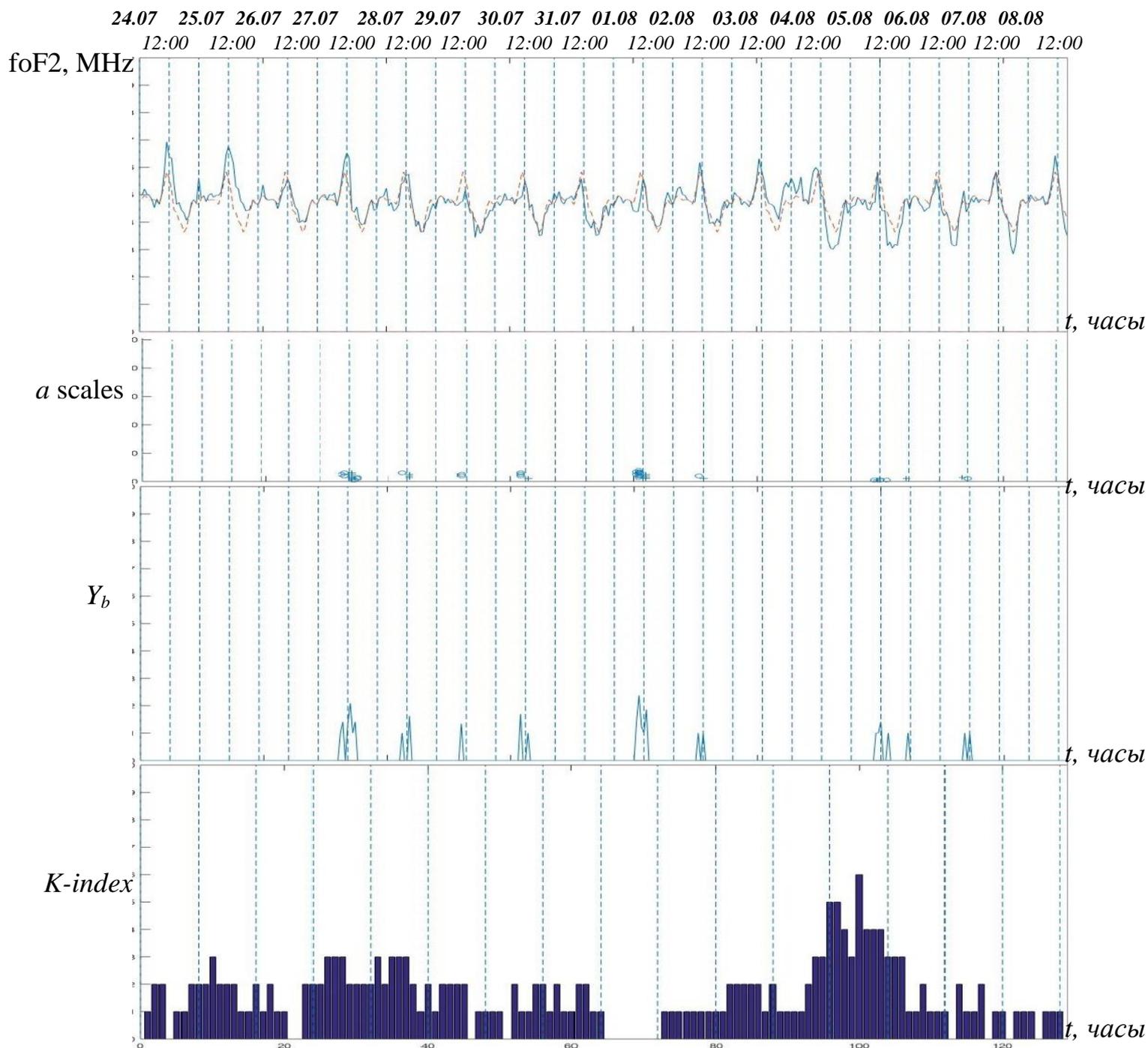


Рисунок 16 – Результаты анализа данных за период 24.07.10-08.08.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.1$ , длина

скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

На рисунке 16 отображены результаты работы алгоритма для анализа поведения временного ряда критической частоты за период 24.07.10-08.08.10. Из рисунка видно наличие локальных особенностей ввиду различных геомагнитных возмущений.

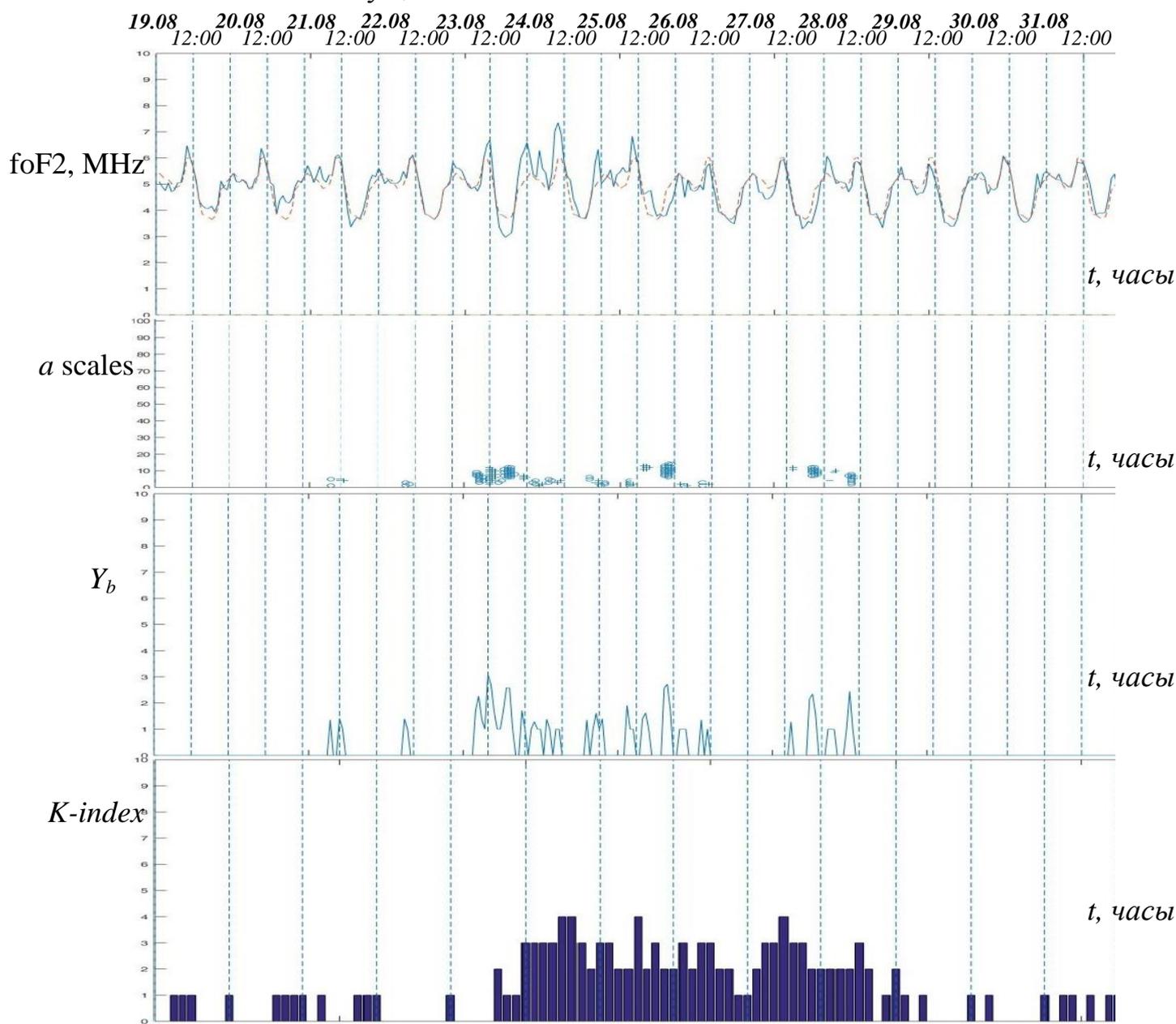


Рисунок 17 – Результаты анализа данных за период 19.08.10-31.08.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина

скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

На рисунке 17 отображены результаты работы алгоритма для периода 19.08.10-31.08.10. Из рисунка видно, что во время повышенной геомагнитной активности ( $K$ -индекс  $> 3$ ) возникает отрицательная аномалия за день до геомагнитного возмущения. А также прослеживаются различные локальные отклонения в поведении временного ряда критической частоты слоя F2.

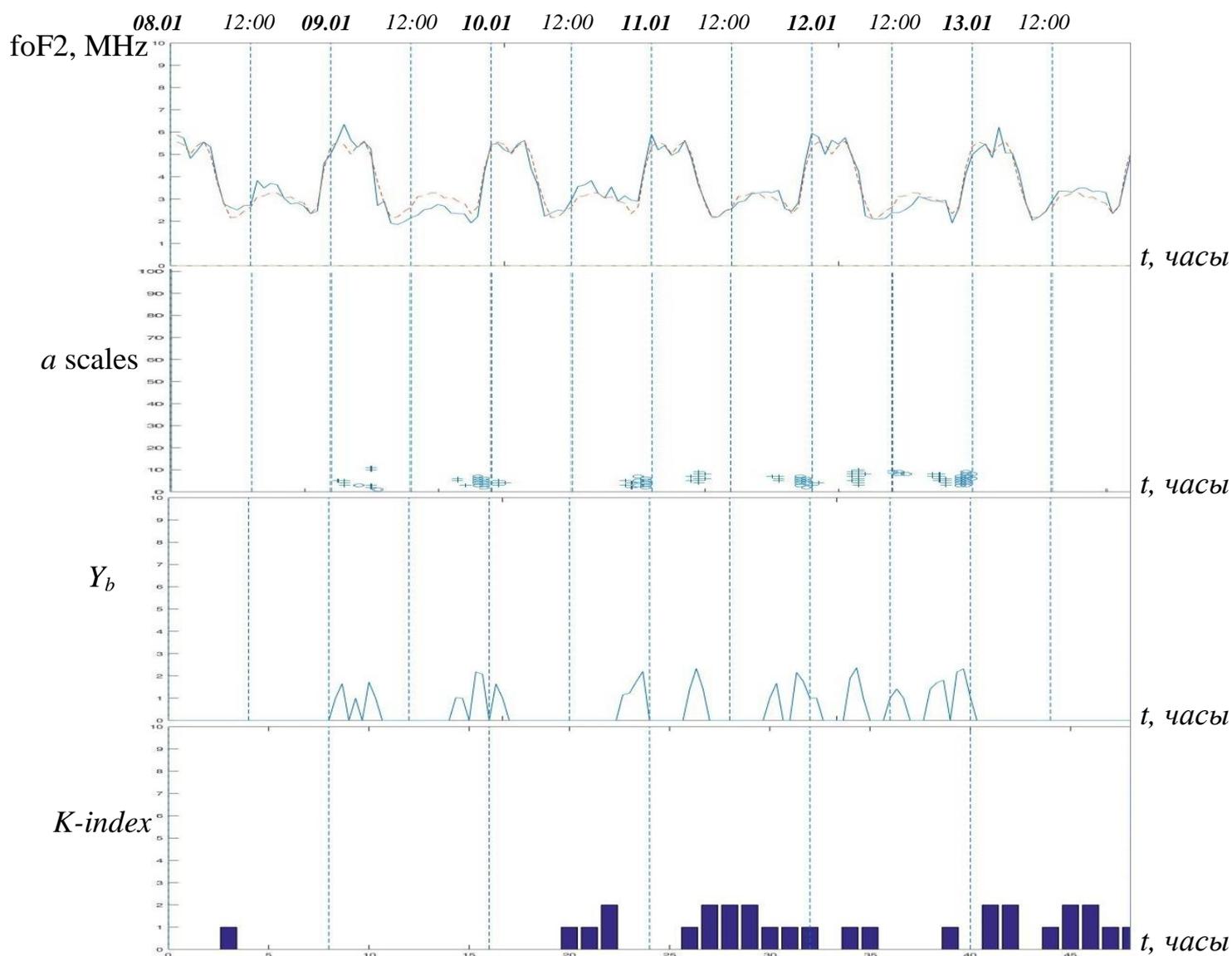


Рисунок 18 – Результаты анализа данных за период 08.01.10-13.01.10 (станция Паратунка, Камчатка): а)  $foF2$ , медианные значения ряда  $foF2$  (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина

скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности

аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

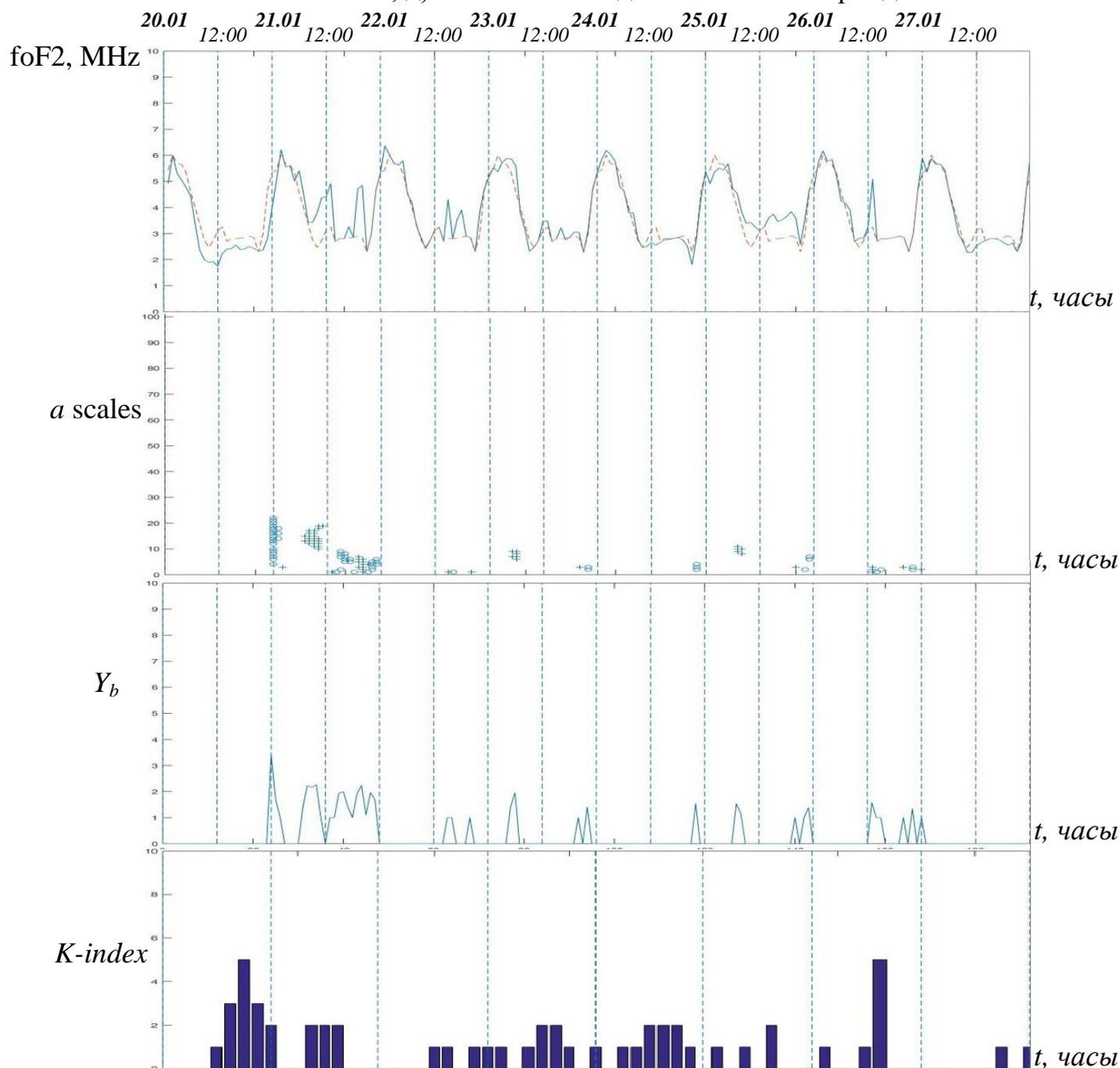


Рисунок 19 – Результаты анализа данных за период 20.01.10-27.01.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

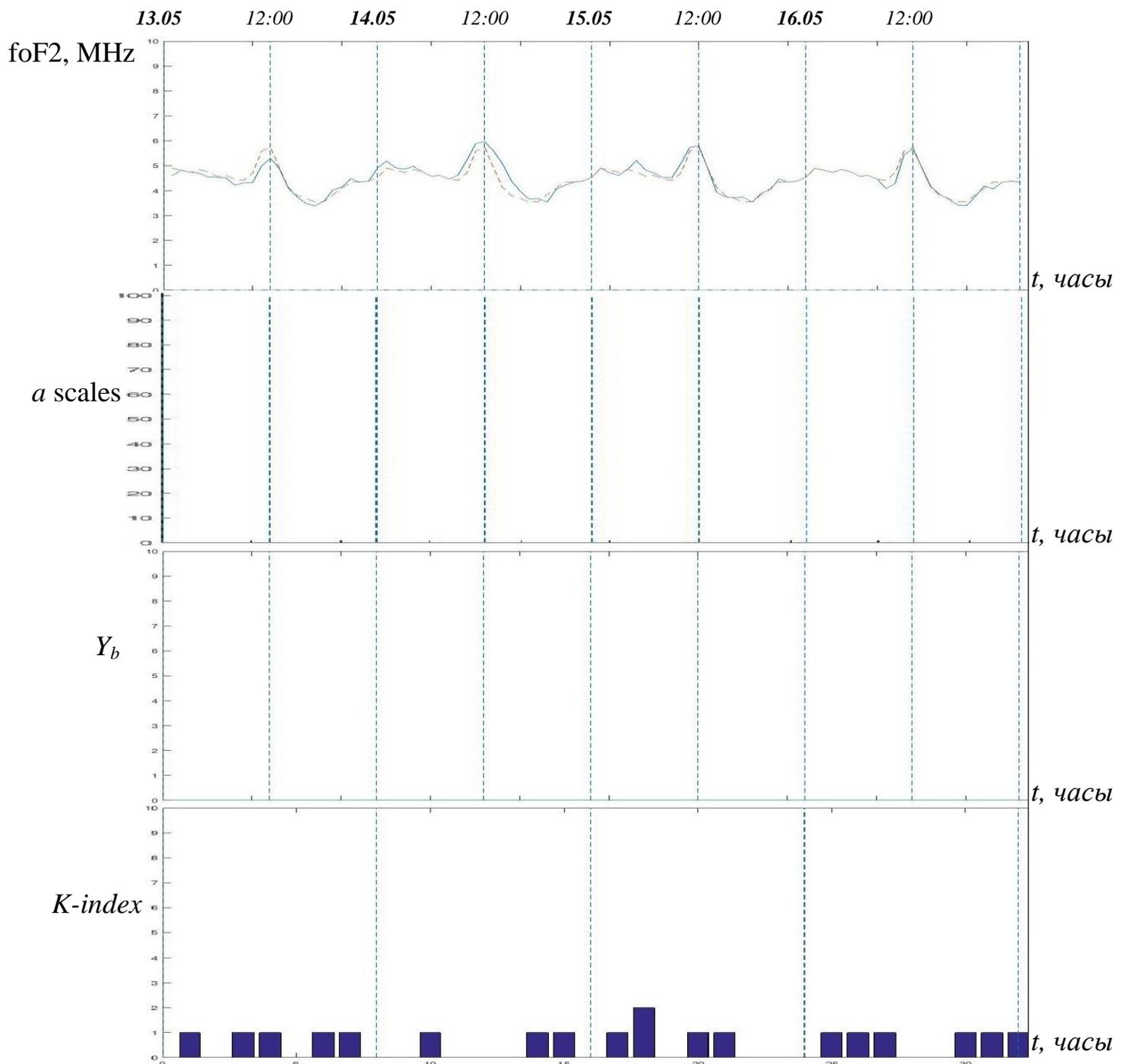


Рисунок 20 – Результаты анализа данных за период 13.05.10-16.05.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; с) представление интенсивности аномалии; д) значения К-индекса за тот же период.

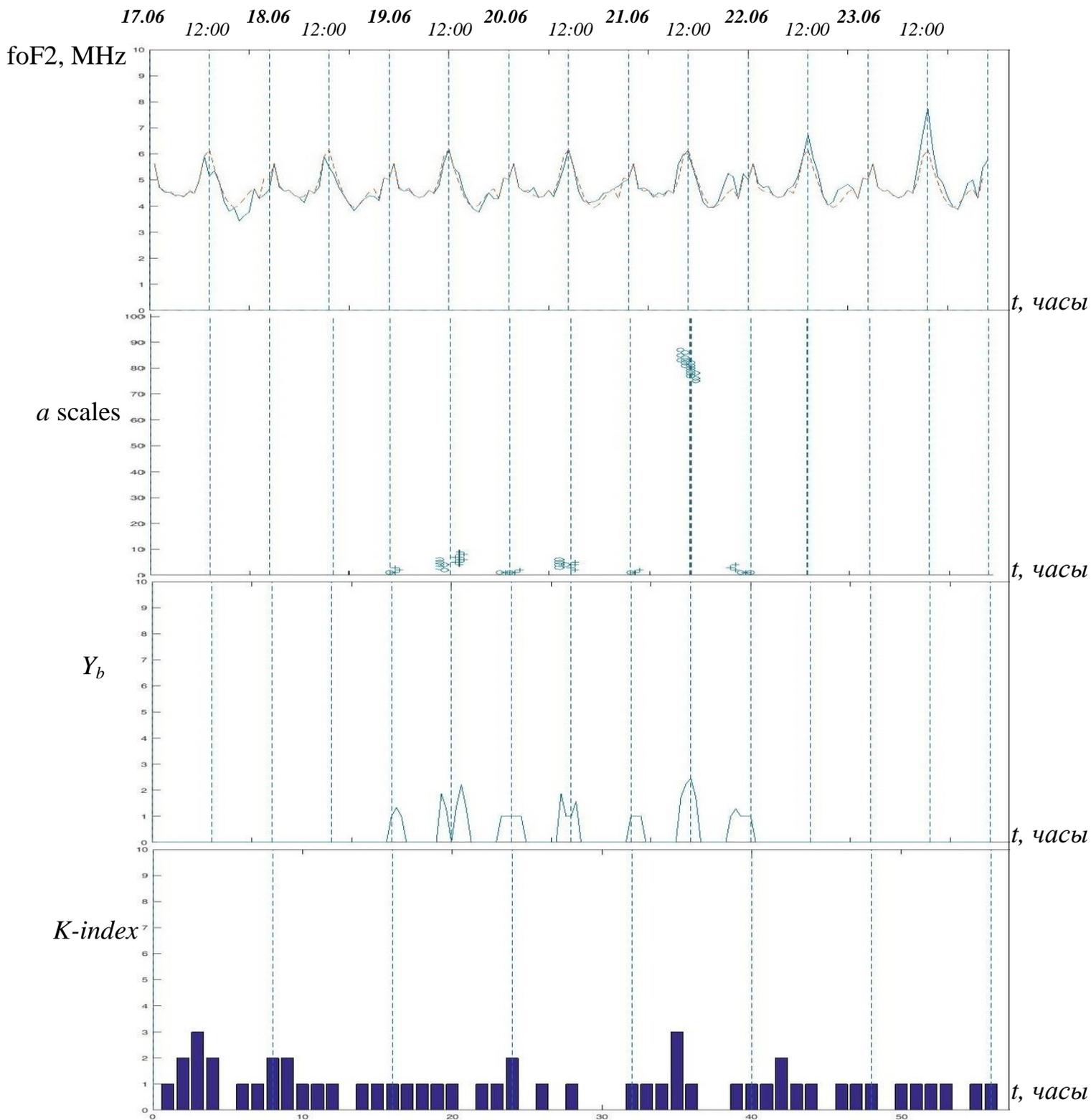


Рисунок 21 – Результаты анализа данных за период 17.06.10-23.06.10 (станция Паратунка, Камчатка): а) foF2, медианные значения ряда foF2 (прерывистая линия); б) выделенные аномалии, коэффициент порога  $U=2.3$ , длина скользящего временного окна  $\Phi=226$  часов; в) представление интенсивности аномалии; г) значения К-индекса за тот же период.

В таблице 2 собраны итоги проведенных анализов временных рядов различных периодов и длительностей.

Таблица 2 – Итоги анализа временных рядов критической частоты слоя F2 с применением алгоритма по выделению аномалий

Период	Выделенная аномалия	Порог	Длительность аномалии	Сезон	Значения к - индекса
17.01.10-22.01.10	20.01.10, 21.01.10	U=2.3	6ч., 8ч.	Зима	2, 4
29.01.10-05.02.10	04.02.10	U=2.3	6ч.	Зима	3
08.02.10-19.02.10	16.02.10	U=2.3	12ч.	Зима	4
26.12.10.-31.12.10	28.12.10- 29.12.10	U=2.3	12ч.	Зима	5
22.05.10-01.06.10	29.05.10	U=2.3	8ч.	Лето	5
10.07.10-19.07.10	13.07.10	U=2.1	4ч.	Лето	5
24.08.10-08.08.10	05.08.10	U=2.1	4ч.	Лето	6
19.08.10-31.08.10	23.08.10, 25.08.10	U=2.1	12ч., 8ч.	Лето	4
8.01.10-13.01.10	-	U=2.3	-	Зима	2
20.01.10-27.01.10	20.01.10	U=2.3	12ч.	Зима	5
13.05.10-16.05.10	-	U=2.1	-	Лето	<2
17.06.10-23.06.10	21.06.10	U=2.1	4ч.	Лето	3

Из таблицы 2 видно, что при помощи алгоритма были выделены аномальные участки в поведении временного ряда критической частоты, а также определены моменты возникновения аномалий и их длительность.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данном исследовании рассматривалась возможность нахождения неоднородностей в параметрах ионосферы на основе вейвлет-преобразования.

Первая глава является обзорной и рассказывает о параметрах ионосферы, о методах получения этих параметров, а также о том, как параметры ионосферы влияют на распространение сигнала.

Вторая глава данной работы рассматривает методы исследования временных рядов, как классические, так и современные. Производится обзор данных методов, а также их объяснение и способ применения.

Третья глава является практической. В данной главе описывается разрабатываемый алгоритм обработки временного ряда критической частоты с целью выделения неоднородностей в ионосфере.

Основные научные и практические результаты работы можно охарактеризовать следующим образом:

1. Предложен алгоритм для выделения неоднородностей ионосферы.
2. Реализован алгоритм для выделения неоднородностей ионосферы.
3. Проведена апробация алгоритма на основе данных, полученных с ионосферной станции Паратунка Камчатка.