

### **Анализ параметров среднеширотных СМ ПИВ с помощью ионозонда высокого временного разрешения и плотной сети ГНСС приемников**

Р.О. Шерстюков, А.Д. Акчурин, О.Н. Шерстюков

ФГАОУВО Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, Кремлевская 18,  
oleg.sherstyukov@kpfu.ru

*Плотная сеть приемников (более 150 шт.) глобальной навигационной спутниковой системы, использованная для построения двумерных карт вариаций полного электронного содержания с высоким разрешением, применена к анализу среднеширотных среднемасштабных перемещающихся ионосферных возмущений. Впервые дневные среднемасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения в форме их основной сигнатуры (полосчатой структуры) на таких картах с высоким пространственным разрешением сопоставлены с данными ионозонда с высоким временным разрешением. Осуществлено наблюдение за полосчатыми структурами возмущений полного электронного содержания движущихся со скоростями  $\sim 70$  м/с в юго-восточном направлении и эволюцией следа F-слоя на ионограммах, показана согласованность их изменений. Анализ вариаций критической частоты слоя  $F_2$  показал, что наблюдаемым вариациям полного электронного содержания  $0.4$  TECU, связанными с СМ ПИВ, соответствуют относительные вариации электронной концентрации в пике  $F_2$  слоя равные 13%.*

#### **Введение**

Комплекс явлений, связанный с перемещающимися ионосферными возмущениями (ПИВ), без малого сто лет по-прежнему озадачивает исследователей ионосферы. Попытки выделить какой-либо доминирующий физический механизм, ответственный за их существование, привели к первой классификации ПИВ, формально базирующейся на их горизонтальных размерах и скоростях перемещения: на крупномасштабные, среднемасштабные и мелкомасштабные ПИВ.

Крупномасштабные ПИВ (КМ ПИВ) изначально были отделены от среднемасштабных (СМ) ПИВ не столько из-за их конкретных размеров (например,  $>1000$  км для КМ ПИВ), сколько из-за сильной привязки их появления к возмущенным геомагнитным условиям [1]. При этом считалось, что физические механизмы формирования и КМ ПИВ, и СМ ПИВ достаточно близки – ионосферные ионы рассматривались как пассивная примесь, перераспределяемая вдоль силовых линий геомагнитного поля под действием различных мод внутренних гравитационных волн (ВГВ),двигающихся в нейтральной атмосфере [2]. Предложенная Хайнсом привязка КМ и СМ ПИВ к гравитационным волнам сразу обозначила скорости звука на интересующих высотах в качестве предельных для ПИВ. Такой предельной скоростью для СМ ПИВ стала величина скорости звука в нижней атмосфере  $\sim 300$  м/с и  $\sim 1000$  м/с для КМ ПИВ – в верхней [3, 4]. С некоторой оглядкой на параметры теоретических ВГВ и возможности конкретной экспериментальной установки, используемой для регистрации ПИВ, для СМ ПИВ устанавливались различные границы для горизонтальных размеров 100-250 км [5], 100-200 км [6], 50-500 км [7], 100-300 км [8], 50-300 км [9] и даже 300-1000 км [10]. Такая же неопределенность границ наблюдается и для периодов СМ ПИВ: 15-60 мин [5], 10-60 мин [8], 20-60 мин [9]. Часто сам диапазон исследователями не указывается явно, отмечая, что типичные периоды СМ ПИВ – это час-два [10] или, что они центрированы около 20-30 мин [11].

Кроме такой расплывчатости границ параметров КМ/СМПИВ, у экспериментаторов часто возникали затруднения с классификацией всего множества конкретных ПИВ, которые строго не вписываются в указанные границы, удовлетворяя

по одним критериям, например, по скорости, и не удовлетворяя по периоду [12-14]. Можно встретить еще более сложные случаи, когда возмущение изменяет свои параметры по ходу своего движения и может быть переклассифицировано в зависимости от расстояния  $R$  до строго известного инициирующего источника (например, до ядерного взрыва) [15].

Несмотря на то, что четких границ между параметрами КМ ПИВ и СМ ПИВ нет, их не объединяют в одну группу «всемасштабных» ПИВ с одним общим источником в лице ВГВ. И дело тут не только в более сильной привязке появления КМ ПИВ к возмущенным геомагнитным условиям, сильной привязке их распространения к экватору и значительно большей скорости распространения, но и в подспудном ожидании либо различного происхождения у КМ ПИВ и СМ ПИВ, либо их иного механизма распространения. Так теоретически для ВГВ, ответственных за распространение КМ ПИВ, предлагаются не только свободно распространяемые моды, но и различные канализированные (квазиповерхностные и полностью канализированные) и не полностью канализированные моды [16-18]. Еще одним существенным признаком, отделяющим КМ ПИВ от СМ ПИВ является амплитуда возмущений  $\Delta N/N$ , которая для большинства КМ ПИВ стабильно превышает 10% [19-21]. Если не принимать во внимание методы, сознательно ориентированные на резонансное (квазирезонансное) вульф-брегговское рассеяние, то чувствительность лишь немногих методов обеспечивает возможность наблюдения неоднородностей с амплитудами  $\Delta N/N$  менее 10%. К таким чувствительным методам относятся доплеровские и интерференционные приборы, специально подготовленные ионозонды и некоторые особо мощные радары некогерентного рассеяния. Другие ныне очень востребованные радиопросветные методы, дающие замечательные двумерные карты (обычно, либо горизонтальной проекции неоднородностей ПЭС на горизонтальную плоскость, либо томографический срез в плоскости перпендикулярной горизонтальной), не обладают чувствительностью, достаточной для регистрации большинства СМ ПИВ. Однако ее с запасом хватает для регистрации КМ ПИВ. Так для выделения КМ ПИВ по GPS измерениям ПЭС достаточно установить относительно высокий порог для вариаций ПЭС над фоновыми в 0.5 TECU [22-23].

Ситуация с выделением СМ ПИВ по GPS измерениям значительно сложнее, чтобы их выделить, нужно прикладывать значительно больше усилий. Тут и опускание порога чувствительности до 0.2 TECU [24-25] и выполнение различных требований в отношении геометрии просвечивающих ионосферу радиолиний, по сути проецирующих электронное содержание в точку приема (в виде фазового сдвига). Очевидно, что требования к числу приемников и расстояний между ними легко определить по минимальной горизонтальной длине волны СМ ПИВ (~100 км). Значительно сложнее определить требования (и еще их выполнить) к расположению просвечивающих спутников на небе. Эти требования сильно зависят от орбит спутников и форм неоднородностей, наблюдаемых как СМ ПИВ. Если отталкиваться от орбит спутников, то в настоящий момент выделяют высокоорбитальные и низкоорбитальные. Случай радиозатменного просвечивающего зондирования между высокоорбитальными и низкоорбитальными спутниками мы здесь не рассматриваем, так он эффективен лишь для достаточно тонких горизонтальных неоднородностей.

Низкоорбитальные спутники с их высокой скоростью перемещения по небу требуют больших организационных/финансовых затрат по содержанию сети приемных пунктов, поэтому здесь не рассматриваются, хотя определенные СМ ПИВ удастся выделить при работе с такими спутниками [26-28].

Высокоорбитальные спутники с разросшимися в настоящее время геодезическими и коммерческими сетями GPS/ГЛОНАСС приемников мы рассмотрим подробнее.

Различные исследователи закладывают разные модели неоднородностей от простейшей горизонтальной пластины с однородной электронной концентрацией внутри нее, синусоидально прогибающейся под внешним действием, до «классической» модели, т.е. такого перераспределения ионизации, которое создала бы классическая (бесдиссипативная в приближении Буссинеска) ВГВ, перемещающая ионы вдоль силовых линий [9,25,29,30]. Дополнительно рассматривалась модель в виде плоской монохроматической волны, размещенной в регулярной ионизации с распределением, близком к гауссовскому [9] и последовательно расставленных сгустков (blob) [31]. Современные «неклассические» модели опираются на электрические поля поляризации, в которых ионы уже двигаются не вдоль линий геомагнитного поля [25, 29].

В последнее время накопилось множество фактов, которые не совсем стыкуются с безраздельно доминировавшим объяснением ПИВ как проявление постоянно бомбардирующей среднюю атмосферу на высотах F-области ВГВ. Обычно считается, что в геомагнитно спокойных условиях основной источник ВГВ - нижняя атмосфера. Список потенциальных источников для ВГВ медленно менялся со временем с 60-х до настоящего времени, но конкретный эффективный источник такой, чтобы надежно проявлялся бы в виде ПИВ, так и не был найден (кроме сильнейших естественных или искусственных потрясений атмосферы – землетрясений с магнитудой более 6 баллов, ядерных взрывов и т.д.). Сначала в роли источников ВГВ/ПИВ проходили все активные тропосферные объекты (штормы, вулканы, ураганы, тайфуны, струйные течения и др.), но они являются значительно более редкими явлениями, чем частота появления ПИВ. Поэтому их попытались заменить/дополнить «горными волнами» (ВГВ, возникающие над горами, при прохождении над ними сильного ветра), но никакой привязки к горным массивам в долготном распределении активности найти не удалось [32-34]. В последнее время ряд исследователей отказался от поиска прямого конкретного источника ВГВ/ПИВ, заменив его на некий источник нижеатмосферного ВГВ-шума, который профильтровывается сквозь ветровую систему средней атмосферы. При таком подходе сверяются лишь спектры колебаний, изучая лишь высотные изменения спектров. В качестве таких генераторов ВГВ-шума, в основном, предлагается тропическая конвективная активность, которая по модельным расчетам распространяется наклонно к термосфере средних широт [33, 35-37]. В последние два года активно обсуждается источник ВГВ в виде поверхностных волн мирового океана [38, 39].

Кроме источников ВГВ вызывают вопросы ветровой фильтрации нижеатмосферных ВГВ. Согласно теории возможность фильтрации ВГВ возникает лишь в случае коллинеарности волнового и ветрового векторов: попутный ветер с достаточной скоростью приводит к снижению внутренней частоты и разрушению ВГВ при приближении внутренней частоты к нулю (в более усложненной теории к диссипации ВГВ с притоком импульса от волны к среднему потоку через объемную силу), встречный ветер с достаточной скоростью, напротив, приводит к росту внутренней частоты и отражению ВГВ при приближении внутренней частоты к частоте Брента-Вяйсяля. Хотя такое «полное» отражение для высот термосферы возникает в моделировании при игнорировании кинематической вязкости и теплопроводности. Однако в литературе не приводится ни одного эксперимента, подтверждающего это. Тем не менее, случай проверить некоторые выводы теоретиков представился экспериментаторам с выводом более реалистичного дисперсионного соотношения для термосферных диссипирующих ВГВ. За счет учета кинематической вязкости и теплопроводности это дисперсионное соотношение помогло объяснить увеличение вертикальной длины волны ПИВ, наблюдаемого с помощью PFISR радара

некогерентного рассеяния, связав это событие с действием встречного фонового ветра [40]. Однако работе рассматривается только два события полярных СМ ПИВ, причем они довольно интенсивные ( $\Delta N/N > 10\%$ ). Такие интенсивности являются аномальными для средних широт. Авторами не очень убедительно указывается источник СМ ПИВ – это вторичные волны на высоте 80 км, что возникают в процессе диссипации основных волн в нижней атмосфере. Источником этих волн указан ветер, дующий над Аляской, точнее над горами с высотой 2000-3000 м. Такие же неубедительные данные относительно влияния орографии приводятся в [41]. Столкнувшись с большим числом нестыковок в объяснении всех проявлений СМПИВ в виде действия исключительно от ВГВ, группа исследователей, работающих на своем самом мощном НР-радаре в Аресибо, пошла на введение нового термина COFIs (Coherent Omnipresent Fluctuations), позволяющего разорвать эту связь с ВГВ [42]. Особенно непонятным фактом является отсутствие связей в параметрах ПИВ в мезосфере и нижней термосфере.

Для доказательства того, что ВГВ являются причиной ПИВ, обычно приводятся факты соответствия параметров ПИВ дисперсионному соотношению для ВГВ [43]. Но опять же в работе приводится соответствие лишь для интенсивных СМ ПИВ, при этом неудовлетворительные случаи связываются с интерференцией нескольких ВГВ.

В последнее время появились статьи [44 и ссылки в ней], основанные на большей сети среднеширотных и авроральных SuperDARN-радаров, убедительно показывающие, что авроральные СМ ПИВ легко доходят до средних широт, и что частоты появлений авроральных и среднеширотных изменяются синхронно с периодами 1-2 недели. Последняя периодичность убеждает авторов, основное влияние на появление СМ ПИВ оказывает стратосферный циркумполярный вихрь, фильтрующий ВГВ из нижней атмосферы.

Если подытожить данный краткий обзор на данный момент, отметим то, что на сегодняшний день не имеется убедительных доказательств о наличии явных источников ВГВ, которые способны индуцировать СМ ПИВ (исключая сильнейшие землетрясения, ядерные взрывы и т.д.). Имеются также факты, что источниками СМ ПИВ могут являться не только ВГВ. Не имеется также полного единодушия о доминирующем направлении распространения, что возможно связано не только с разной природой СМ ПИВ, но и с различными уровнями чувствительности к СМ ПИВ у различных методов регистрации направления распространения. Все это требует совершенствования приборов (методик), выделяющих ПИВ, определения параметров СМ ПИВ, используя различные методы регистрации.

### **Методы исследования параметров СМ ПИВ**

Появление плотных сетей GPS приемников придало импульс наблюдениям за ионосферными неоднородностями с помощью новых двумерных и трехмерных методов реконструкции ионосферы. Метод построения двумерных карт вариаций ПЭС, собранных из значений вертикальных проекций ПЭС на горизонтальную плоскость, на которой расположена густая сеть ГНСС-приемников с последующим закреплением карты за высотой максимума слоя F2, позволяет получить двумерную картину СМ ПИВ, перемещающихся над ионозондом (с выделением ее горизонтальных пространственных параметров). Пространственные горизонтальные размеры неоднородностей, которые способна наблюдать сеть ГНСС приемников, зависит от расстояния между приемниками сети. Чувствительность ГНСС методов к неоднородностям электронной концентрации  $\Delta N/N$  зависит от ракурсных условий на исследуемой трассе, вследствие этого некоторые СМ ПИВ могут оставаться незамеченными или детектированы искаженно. Так, максимальная амплитуда вариаций

ПЭС наблюдается в момент прохождения луча спутник-приемник вдоль фазового фронта ПИВ. Ракурсные условия становятся все более значимыми с уменьшением длины волны СМ ПИВ. Поэтому с уменьшением длины волны СМ ПИВ, увеличивается фрагментарность наблюдаемых СМ ПИВ. В работе используются данные с более чем 150 GPS/GLONASS приёмников, расположенных на Европейской части РФ, при этом среднее расстояние между приемниками ~40 км.

Особенностью исследования является совместное использование как GPS, так и GLONASS данных для определения параметров СМ ПИВ и построения двумерных карт вариаций ПЭС. Увеличение количества используемых орбит позволяет чаще находить удовлетворительные ракурсные условия на спутниковых трассах, тем самым уменьшая суточную фрагментарность данных. Отметим, что трассы спутников GLONASS гораздо чаще позволяют уверенно детектировать дневные СМ ПИВ, традиционно вытянутых с северо-востока на юго-запад, в условиях средних широт, вследствие большего наклона орбит GLONASS (64.8 град.), чем орбит GPS (55 град.). С помощью сети ГНСС приемников, можно будет наблюдать за горизонтальными параметрами СМ ПИВ с длинами волн не менее 100 км, и амплитудами вариаций ПЭС не менее 0.2 TECU, что соответствует примерной интенсивности неоднородности  $\Delta N/N \sim 10\%$ .

Еще одним экспериментальным источником информации о СМ ПИВ является уникальный исследовательский ионозонд Циклон, распложенный в пос. Ореховка около г. Казань, и работающий в минутном режиме снятия ионограмм и позволяющий получать высотное разрешение отражений не менее 200 м. Стандартное использование 15 минутных режимов работы ионозонда приводит к пропускам в наблюдениях за СМ ПИВ. Главные недостатки метода: невозможность наблюдения за высотами выше области F2 максимума, сложность в корректной интерпретации действующей высоты с последующим восстановлением высотного профиля электронной концентрации, отсутствие достоверной классификации сигнатур на ионограммах, ответственных за неоднородности с величиной интенсивности  $\Delta N/N < 10\%$ .

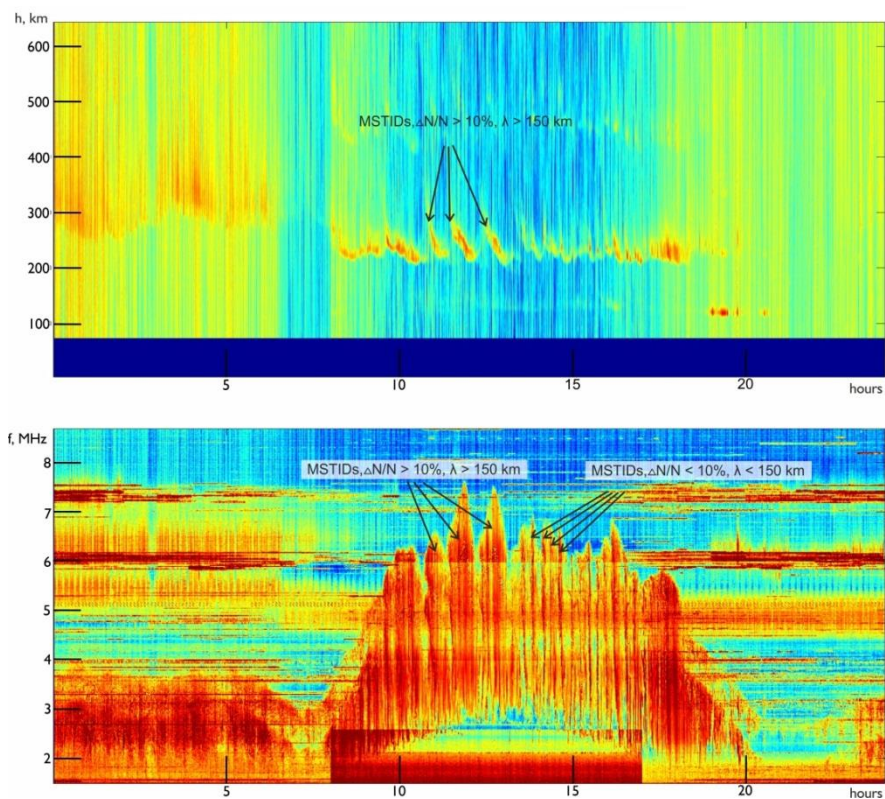
Анализ многочисленных ионограмм, учашенно снятых на казанском ионозонде в различные времена года, позволил установить, что оперативно обнаруживать перемещающиеся ионосферные возмущения в F-области можно не только по вариациям критических частот, но и по другим более чувствительным параметрам ионосферных следов на ионограммах, это: быстроперемещающиеся по основному следу касповые сигнатуры, амплитудные фокусировки/дефокусировки основного следа, наклоны каспа ионосферного слоя около критической частоты. Ценность таких сигнатур в том, что они позволяют повысить чувствительность вертикального зондирования к ионосферным неоднородностям от типовых значений  $\Delta N/N > 10\%$ , до  $> 1\%$ . Это повышение чувствительности является важным по многим причинам. Так летом, когда интенсивность ПИВ в спокойных геомагнитных условиях в средних широтах очень низка ( $\Delta N/N < 10\%$ ), типовые ионозонды, регистрирующие вариации критических частот с 15-минутным шагом выборки, практически «слепнут» из-за малых вариаций критической частоты на 15 минутных интервалах времени, и фактически регистрируют лишь суточный ход критической частоты.

### **Результаты исследования параметров СМ ПИВ**

Суточную динамику параметров СМ ПИВ (21 сентября 2016) можно наблюдать по А-Н- картам (см. рис. 1). В примерном диапазоне времен от 11:00 до 13:00 МСК (МСК=UT+4) наблюдаются три локальных максимума критической частоты foF2 на А-карте, и три локальных максимума hF2 на Н-карте. На двумерных картах вариаций ПЭС (см. рис 2) в это же время можно наблюдать полосчатые структуры в широкой

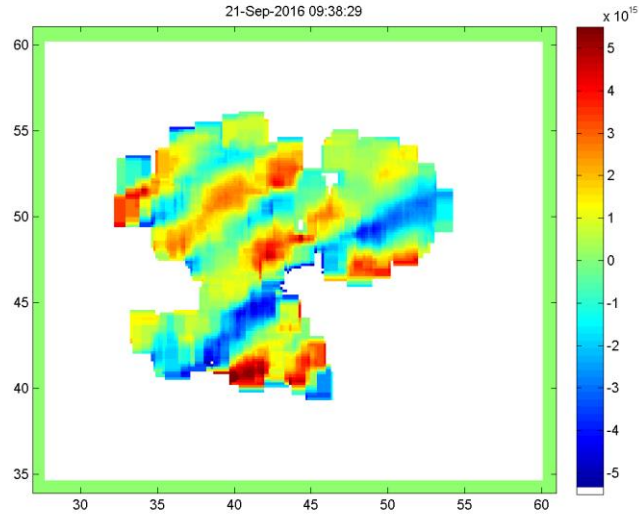
области пространства, в том числе в области над ионозондом (56 С.Ш, 49 В.Д). В примерном диапазоне времен от 13:00 до 15:00 LT (UT+4) вариации критической частоты на А-карте не значительны, но наблюдаются пять локальных амплитудных максимумов. Имеющиеся спутниковые данные не позволили наблюдать СМ ПИВ проявляющиеся в амплитудных вариациях на А-картах, т.к. такие неоднородности имеют длину волны менее 100 км и интенсивность неоднородности  $\Delta N/N < 10\%$ , такие значение мы оцениваем, как пороговые для детектирования СМ ПИВ с помощью используемой нами сети ГНСС приемников. Поэтому дальнейшее исследование будет направленно на определение параметров СМ ПИВ с  $\Delta N/N > 10\%$ .

На рис 3 показаны ионограммы и ПЭС-карты для дневного времени суток с 15-минутным интервалом (13:30 - 14:15 по местному времени (09:30 UT-10:15 UT), 21 Сентября 2016). Чувствительность спутников НИСЗ сильно зависит от ракурсных условий на исследуемой трассе, это значит, что для уверенного детектирования неоднородностей необходимо, чтобы луч спутник-приемник и вертикальная плоскость фронта неоднородности типа ПИВ были параллельны. Этому условию удовлетворяют один спутник GPS-сигналов (G18) и один спутник GLONASS-сигналов (R03). На ПЭС-картах наблюдаются полосчатые структуры с волновыми фронтами, вытянутыми с северо-востока на юго- запад и перемещающимися в юго-восточном направлении. По параметрам неоднородностей можно сделать вывод, что это дневные СМ ПИВ. Эти неоднородности распространяются со скоростью  $\sim 70$  м/с, имеют длину волны  $\sim 200$  км и амплитуду вариаций ПЭС более 0.4 TECU. В то же время наблюдаются вариации критической частоты слоя  $F_2$  с максимальным отклонением 0.4 МГц. Периоды вариаций ПЭС и критической частоты слоя  $F_2$  совпадают и равны  $\sim 50$  мин. Интенсивность неоднородности может быть оценена как  $\Delta N/N = 13\%$  ( $\Delta N/N = 2\Delta f_0F_2/f_0F_2$ ).

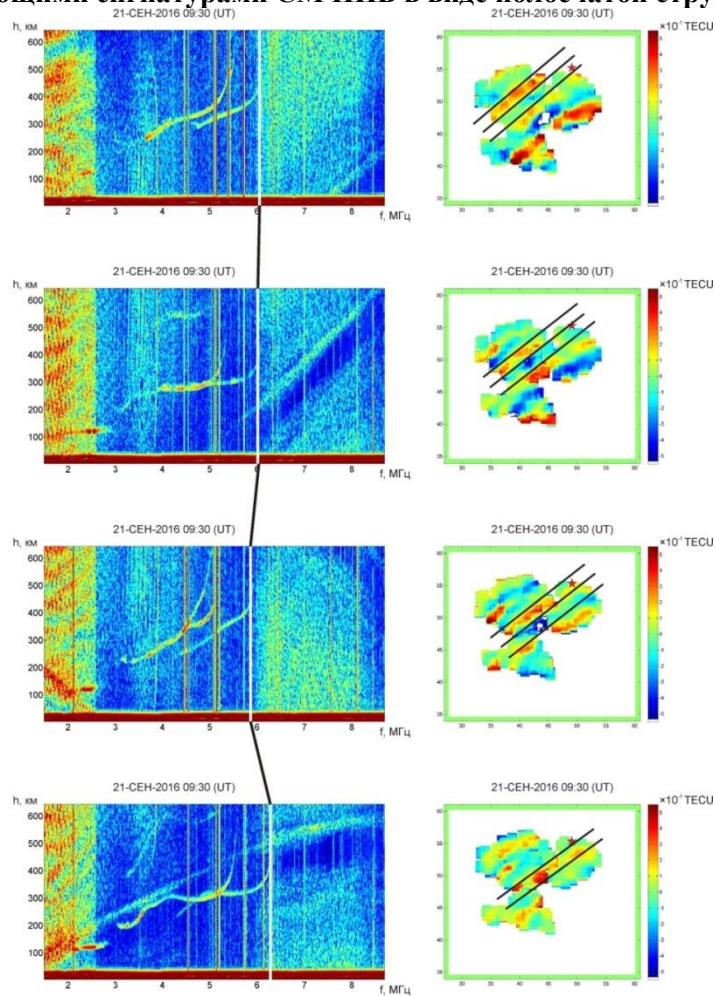


**Рис. 1.** Суточные H-(верхний рисунок) и A-(нижний рисунок) карты. Черные стрелки указывают на сигнатуры СМ ПИВ в виде вариаций  $f_0F_2$  и амплитудных вариаций следа слоя  $F_2$ .



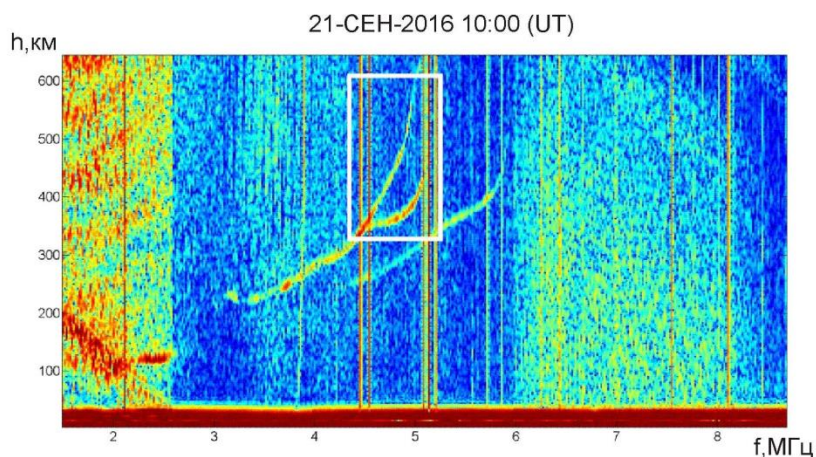


**Рис. 2. Двумерная карта вариаций ПЭС за 21 Сентября 09:38 UT (UT=МСК-4) с присутствующими сигнатурами СМ ПИВ в виде полосчатой структуры.**



**Рис. 3. Слева представлены ионограммы вертикального зондирования, справа представлены ПЭС – карты, построенные для одного и того же времени. Белые сплошные линии на ионограммах указывают на значение  $foF_2$ . Черные сплошные полосы на ПЭС-картах обозначают фронты полосчатой структуры.**

Также во время прохождения СМ ПИВ над ионозондом на ионограммах присутствуют сигнатуры типа «клювики» (см. рис 4). Эти сигнатуры традиционно считаются проявлениями СМ ПИВ на ионограммах, однако в наших исследованиях время жизни этих сигнатур (наблюдаемое время жизни 8-12 мин) и время прохождения полосчатой структуры над ионозондом не совпадают.



**Рис. 4. Ионограмма вертикального зондирования с присутствующей на ней сигнатурой типа «клювики».**

#### **Обсуждение и заключение**

На данный момент существует доминирующая точка зрения, что с помощью ионозондов можно наблюдать только КМ ПИВ с интенсивностью неоднородности  $\Delta N/N > 10\%$ . Это мнение основано на свойстве КМ ПИВ перемещаться на расстояния более 1000 км без значительного затухания. Данное свойство позволяет наблюдать КМ ПИВ при помощи оборудования с низкой чувствительностью к неоднородностям плазмы, такие приборы могут располагаться на расстояниях 500 км друг от друга [11]. В настоящее время только такие исследования с помощью ионозондов в основном и проводятся.

Наш анализ вышеизложенное подтверждает частично, а именно, выявлена четкая связь между полосчатой структурой и вариацией критической частоты. Полученные вариации критической частоты указывают, что интенсивность перемещающихся неоднородностей превышает 10%. Несмотря на то, что предыдущие исследования показали, что такую интенсивность обычно имеют крупномасштабные неоднородности с источником в авроральной зоне, другие параметры волны, установленные нами, указывают на наличие среднего масштаба неоднородностей.

В работе мы показали, что наблюдения, за СМ ПИВ с  $\Delta N/N > 10\%$  возможно по вариациям критической частоты слоя F2. Мы использовали двумерные карты вариаций ПЭС, чтобы найти параметры дневных СМ ПИВ. Были обнаружены дневные СМ ПИВ со скоростями 70 м/с, длинами волн 200 км и периодом вариаций ПЭС 50 мин. Периоды вариаций критической частоты F2 и вариаций ПЭС совпадают, поэтому считаем, что эти вариации являются откликом на прохождения СМ ПИВ. Для двух событий найдено соответствие между интенсивностью неоднородности  $\Delta N/N$  и максимальными отклонениями ПЭС. Максимальные значения вариаций ПЭС, равные 0.4 TECU, соответствуют значениям  $\Delta N/N$ , равным 13%. Во время прохождения СМ ПИВ над ионозондом наблюдаются клювообразные и серпообразные сигнатуры, но время жизни этих сигнатур не совпадает с периодом СМ ПИВ, значит, неоднородности, ассоциирующиеся с этими сигнатурами, имеют меньшие размеры чем СМ ПИВ.



### **Литература**

1. Georges, T. M. (1968), HF Doppler studies of traveling ionospheric disturbances, J. Atmos. Terr. Phys. 30, 735-746.
2. Hines, C.O. (1960): Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, Canad. J. Phys., 38, 1441-1481.
3. Hunsucker, R.D., 1982. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: a review. Reviews of Geophysics and Space Physics 20(2), 293–315.
4. Yeh K. C. and C. H. Liu, Acoustic-Gravity Waves in the Upper Atmosphere, Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 12, No. 2, 1974
5. Hunsucker, R.D., 1982. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: a review. Reviews of Geophysics and Space Physics 20(2), 293–315.
6. Seker, I., D. J. Livneh, and J. D. Mathews (2009), A 3-D empirical model of F region Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbance bands using incoherent scatter radar and all-sky imaging at Arecibo, J. Geophys. Res., 114, A06302, doi:10.1029/2008JA014019.
7. Kelley M. C.. The Earth's Ionosphere. Plasma Physics and Electrodynamics. 2009
8. Harris, T. J., M. A. Cervera, and D. H. Meehan (2012), SpICE: A program to study small-scale disturbances in the ionosphere, J. Geophys. Res., 117, A06321, doi:10.1029/2011JA017438.
9. Афраймович Э.Л. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли / Э.Л. Афраймович, Н.П. Перевалова - Иркутск: ГУНЦРВХВШЦСОРАМН, 2006. - 480 с.
10. Kelley M. C. On the origin of mesoscale TIDs at midlatitudes, Ann. Geophys., 29, 361-366, 2011
11. Evans J. V., J. M. Holt and R. H. Wand, A differential-Doppler study of traveling ionospheric disturbances from Millstone Hill, Radio Science, V. 18, No 3, p. 435-451, 1983
12. Tedd, B. L., and M. G. Morgan, TID observations at spaced geographic locations, J. Geophys. Res., 90(A12), 12,307-12,319, 1985.
13. Crowley, G., and I. W. McCrea, A synoptic study of TIDs observed in the United Kingdom during the first WAGS campaign, 1985, Radio Sci., 23(6), 905-917, 1988.
14. Morgan M. G. Daytime traveling ionospheric disturbances observed at L ~ 4.5 in western Quebec with rapid-run ionosondes // Radio Science, V. 25, N 1, P.73-83, 1990.
15. Федоренко Ю. П., Федоренко В. Н., Лысенко В. Н. Экспериментальные параметры модели среднemasштабных перемещающихся ионосферных возмущений // Геомагнетизм и аэрономия, 2011, том 51, № 1, с. 90-106
16. Francis, S. H., Acoustic-gravity modes and large-scale traveling ionospheric disturbances of a realistic dissipative atmosphere, J. Geophys Res., 78, 2278-2301, 1973
17. Richmond, A. D., The nature of gravity wave ducting in the thermosphere, J Geophys. Res., 83, 1385-1389, 1978
18. Liang J., W. Wan, and H. Yuan, Ducting of acoustic-gravity waves in a nonisothermal atmosphere around a spherical globe, Journal of Geophysical Research, 103, No. D10, 11229-11234, 1998
19. Booker H., The role of acoustic gravity waves in the generation of spread-F and ionospheric scintillation, J. Atmos. and Terr. Phys., Vol. 41, No. , P. 501-515, 1979.
20. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в ионосфере и космической плазме.- М.:Наука, 1984.- 392 с.
21. Hunsucker, R. D., J. K. Hargreaves, The high-latitude ionosphere and its effects on radio propagation, Cambridge University Press, 2003. 617p.

21. Tsugawa, T., K. Shiokawa, Y. Otsuka, T. Ogawa, A. Saito, and M. Nishioka (2006), Geomagnetic conjugate observations of large-scale traveling ionospheric disturbances using GPS networks in Japan and Australia, *J. Geophys. Res.*, 111, A02302, doi:10.1029/2005JA011300.
22. Song, Q., F. Ding, W. Wan, B. Ning, L. Liu, B. Zhao, Q. Li, and R. Zhang (2013), Statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances generated by the solar terminator over China, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 118, 4583–4593, doi:10.1002/jgra.50423.
23. Ding, F., W. Wan, Q. Li, R. Zhang, Q. Song, B. Ning, L. Liu, B. Zhao, and B. Xiong (2014), Comparative climatological study of large-scale traveling ionospheric disturbances over North America and China in 2011–2012, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 119, 519–529, doi:10.1002/2013JA019523.
24. Kotake, N., Y. Otsuka, T. Ogawa, T. Tsugawa, and A. Saito Statistical study of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed with the GPS networks in Southern California // *Earth Planets Space*, 59, 95-102, 2007
25. Otsuka Y., K. Suzuki, S. Nakagawa, M. Nishioka, K. Shiokawa, and T. Tsugawa, GPS observations of medium-scale traveling ionospheric disturbances over Europe // *Ann. Geophys.*, 31, 163-172, 2013
26. Andreeva, E. S. (1990), Radio tomographic reconstruction of ionization dip in the plasma near the Earth, *J. Exp. Theor. Phys. Lett.*, 52, 142–148.
27. Куницын В. Е., Терещенко Е. Д., Андреева Е. С. Радиотомография ионосферы. — М.: ФИЗМАТЛИТ, 2007. — 336 с.
28. Bust, G. S., and C. N. Mitchell (2008), History, current state, and future directions of ionospheric imaging, *Rev. Geophys.*, 46, RG1003, doi:10.1029/2006RG000212.
29. Beach, T. L., M. C. Kelley, P. M. Kintner, and C. A. Miller, Total electron content variations due to nonclassical traveling ionospheric disturbances: Theory and Global Positioning System observations, *J. Geophys. Res.*, 102, 7279-7292, 1997.
30. Deng, Z., Schön, S., Zhang, H., Bender, M., and Wickert, J., Medium-scale traveling ionospheric disturbances (MSTID) modeling using a dense German GPS network, *Adv. Space Res.*, 51, 1001–1007, doi:10.1016/j.asr.2012.07.022, 2013.
31. Katamzi, Z. T., Smith, N. D., Mitchell, C. N., Spalla, P., and Materassi, M.: Statistical analysis of travelling ionospheric disturbances using TEC observations from geostationary satellites, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.*, 74, 64-80, doi:10.1016/j.jastp.2011.10.006, 2012.
32. Grocott, A., K. Hosokawa, T. Ishida, M. Lester, S. E. Milan, M. P. Freeman, N. Sato, and A. S. Yukimatu (2013), Characteristics of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed near the Antarctic Peninsula by HF radar, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 118, 5830-5841, doi:10.1002/jgra.50515.
33. Miyoshi, Y., H. Fujiwara, H. Jin, and H. Shinagawa (2014), A global view of gravity waves in the thermosphere simulated by a general circulation model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 119, 5807-5820, doi:10.1002/2014JA019848.
34. Wu, D., and S. Eckermann (2008), Global gravity wave variances from Aura MLS: Characteristics and interpretation, *J. Atmos. Sci.*, 65, 3695-3718.
35. Vadas, S. L., H.-L. Liu, and R. S. Lieberman (2014), Numerical modeling of the global changes to the thermosphere and ionosphere from the dissipation of gravity waves from deep convection, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 119, 7762-7793, doi:10.1002/2014JA020280.
36. Forbes, J. M., S. L. Bruinsma, E. Doornbos, and X. Zhang (2016), Gravity wave-induced variability of the middle thermosphere, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6914-6923, doi:10.1002/2016JA022923.
37. Alexander, S. P., T. Tsuda, Y. Kawatani, and M. Takahashi (2008), Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere: COSMIC

- observations of wave mean flow interactions, *J. Geophys. Res.*, 113, D24115, doi:10.1029/2008JD010039.
38. Zabolotin, N. A., O. A. Godin, and T. W. Bullett (2016), Oceans are a major source of waves in the thermosphere, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 3452–3463, doi:10.1002/2016JA022357.
39. Vadas, S. L., J. J. Makela, M. J. Nicolls, and R. F. Milliff (2015), Excitation of gravity waves by ocean surface wave packets: Upward propagation and reconstruction of the thermospheric gravity wave field, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 120, 9748–9780, doi:10.1002/2015JA021430.
40. Vadas, S. L., and M. J. Nicolls (2009), Temporal evolution of neutral, thermospheric winds and plasma response using PFISR measurements of gravity waves, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 71, 744–770, doi:10.1016/j.jastp.2009.01.011.
41. Livneh, D. J., I. Seker, F. T. Djuth, and J. D. Mathews (2007), Continuous quasiperiodic thermospheric waves over Arecibo, *J. Geophys. Res.*, 112, A07313, doi:10.1029/2006JA012225.
42. Livneh, D. J., I. Seker, F. T. Djuth, and J. D. Mathews (2009), Omnipresent vertically coherent fluctuations in the ionosphere with a possible worldwide-midlatitude extent, *J. Geophys. Res.*, 114, A06303, doi:10.1029/2008JA013999.
43. Медведев А.В. Развитие методов и аппаратных средств радиофизических исследований верхней атмосферы земли на иркутском радаре некогерентного рассеяния: дис. ... д-ра физ.-мат. наук: 01.04.03 / Медведев Андрей Всеволодович. - Иркутск. 2014. - 225с.
44. Frissell, N. A., J. B. H. Baker, J. M. Ruohoniemi, R. A. Greenwald, A. J. Gerrard, E. S. Miller, and M. L. West (2016), Sources and characteristics of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed by high-frequency radars in the North American sector, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 3722–3739, doi:10.1002/2015JA022168.