

УДК 523.31-853,551.510.535

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИНТЕГРАЛЬНЫХ СУТОЧНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК E_s ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ КРАТКОСРОЧНЫХ ИОНОСФЕРНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2023 г. Л. П. Корсунова¹, *, В. В. Хегай¹, **¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Москва, Троицк, Россия

*e-mail: lpkors@rambler.ru

**e-mail: hegai@izmiran.ru

Поступила в редакцию 23.06.2022 г.

После доработки 15.09.2022 г.

Принята к публикации 22.09.2022 г.

Исследованы изменения отклонений от реперных значений интегральных суточных характеристик спорадического слоя E ото дня ко дню в разные сезоны 1987 г., 1996 г., 2003–2004 гг. и 2014 г. Анализ проводился на основе ежечасных измерений японских наземных станций вертикального зондирования ионосферы с целью выявления возможных краткосрочных ионосферных предвестников коровых (поверхностных) землетрясений с магнитудами $M \geq 6.5$ в условиях реальных наблюдений. По совпадению максимумов в изменениях рассматриваемых характеристик E_s в одни и те же сутки на парах станций, разнесенных на сотни километров друг от друга, было обнаружено 12 возможных ионосферных предвестников землетрясений (истинные “тревоги”) и 22 ложные “тревоги”, за которыми не последовали землетрясения указанного диапазона в разных сезонах 1987 г., 1996 г., 2003–2004 гг. Определена эффективность выделения возможных краткосрочных ионосферных предвестников сильных землетрясений по выбранной методике на основе оценки Хансена–Койпера (R_{score}), которая оказалась равной 0.82 для указанных периодов времени. Сделан вывод, что предложенная методика выявления краткосрочных ионосферных предвестников сильных землетрясений может быть использована в реальных условиях.

DOI: 10.31857/S0016794022600417, EDN: DLVQCSJ

1. ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия широко обсуждались вопросы сейсмоионосферного взаимодействия (см. работы [Ondoh, 2000, 2003; Silina et al., 2001; Nobara and Parrot, 2002; Pulnits and Boyarchuk, 2004; Liu et al., 2006; Sharma et al., 2006; Sarkar et al., 2007; Dabas et al., 2007; Корсунова и Хегай, 2008, 2018; Perrone et al., 2010; Xia et al., 2011; Perevalova et al., 2014; Пулинец и др., 2014; Бычков и др., 2017]) и поиска ионосферных предвестников землетрясений (ИПЗ). При этом рассматривались изменения различных ионосферных параметров: критической частоты регулярного слоя F_2 (f_oF_2), полного электронного содержания (ПЭС) в ионосфере (иначе Total Electron Content – TEC), температуры электронов на высотах слоя F_2 , предельной частоты отражений и частоты экранирования спорадического слоя E (f_oE_s , и fbE_s соответственно), а также LF -радиосигналы (см., в частности, работу [Saha et al., 2014]). Большинство известных методов исследования изменений вышеперечисленных ионосферных параметров

дают достаточно полную информацию о состоянии верхней ионосферы в сейсмоактивные периоды, тогда как сведений о нижней ионосфере значительно меньше. Кроме прямых измерений со спутников, метод наземного вертикального зондирования позволяет получить данные об электронной концентрации как в области F , так и ниже. Это особенно важно с учетом долговременных непрерывных наблюдений на многих наземных станциях вертикального зондирования ионосферы (НСВЗИ) по всему миру. Значительный интерес в этой связи приобретает изучение изменений в ионосфере в периоды подготовки землетрясений в окрестности соответствующих НСВЗИ.

Отклик ионосферы на подготовку землетрясений определяется, как правило, по отклонению тех или иных параметров ионосферы от выбранных фоновых значений. Так, в указанной выше работе [Liu et al., 2006] на основе анализа 184 землетрясений на о-ве Тайвань было показано, что перед коровыми землетрясениями только с магнитудами $M \geq 5.4$ и эпицентрными расстояниями $R \leq 150$ км до НСВЗИ наблюдались специфици-

ческие аномалии в ионосфере сейсмогенного происхождения (preearthquake ionospheric anomalies — PEIAs), которые оказались статистически значимыми. Они представляли собой аномальные понижения более чем на 25% величины $foF2$ от своего фонового значения в дневной период (12:00–18:00 LT) в интервале 1–5 дней до подземного толчка. Кроме того, авторы этой работы установили, что вероятность регистрации PEIA перед подземным толчком увеличивается с магнитудой землетрясения, но уменьшается с увеличением расстояния от эпицентра землетрясения до НСВЗИ. Аналогичные возмущения ионосферы, предшествующие землетрясению (ВИПЗ) и связанные с последующим подземным толчком, т.е. отрицательные сейсмоионосферные аномалии $foF2$, превышающие стандартное отклонение от фонового уровня, описаны также и в работе [Nobara and Parrot, 2005]. Они были обнаружены за 4 дня до мощного подводного землетрясения с магнитудой $M = 8.3$ вблизи Японии (Nachinohe earthquake, 16.05.1968 г., географические координаты эпицентра $\varphi_e = 40.81^\circ \text{ N}$, $\lambda_e = 143.21^\circ \text{ E}$). Значимые понижения $foF2$ фиксировались только на ионосферных станциях, расположенных на эпицентральных расстояниях, не превышающих ~1500 км.

Однако, так как часто изменения в $foF2$ перед землетрясениями составляют примерно 20–25% от фоновых значений и не превышают стандартного отклонения (см., например, работу [Корсунова и Хегай, 2005]), затруднительно всегда однозначно определять их как ИПЗ. Для повышения надежности выделения возможных ИПЗ в работе [Korsunova and Khagai, 2006] было предложено в дополнение к $foF2$ использовать еще 2 параметра ионосферного спорадического слоя E (E_s): действующую (виртуальную) высоту $h'E_s$ и экранирующую частоту обыкновенной волны спорадического E -слоя ионосферы — fbE_s . Идентификация ИПЗ согласно предложенной в этой работе методике производилась по следующим морфологическим признакам: появление в период подготовки коровых землетрясений с $M \geq 6.0$ (на шестидневном интервале до подземного толчка) аномально высокого слоя E_s (с превышением медианного значения $h'E_s$ на более чем 10 км, которое длится 2–3 ч), сопровождающееся увеличением частот fbE_s и $foF2$ (с превышением на 20% их медианных значений) в течение одних и тех же суток. Для расчета медианных значений ионосферных характеристик в подготовительный период накладывалось дополнительное требование, согласно которому значение суточного планетарного геомагнитного индекса $A_p \leq 20$ нТл для всех “реперных” дней.

Дальнейшая апробация этой методики проводилась с использованием данных японских НСВЗИ за 1968–1992 гг. для 18 землетрясений с

магнитудами $M \geq 6.5$ в работе [Корсунова и Хегай, 2008]. Для всех землетрясений были выделены их возможные ионосферные предвестники (ИПЗ) и показано, что величина аномальных отклонений во всех ионосферных параметрах уменьшается с удалением от эпицентра. Этот же подход был реализован в регионе Италии применительно к массиву менее сильных коровых землетрясений, случившихся за период 1979–2009 гг. (с магнитудами, лежащими в диапазоне $5.5 \leq M < 6.0$) в работе [Perrone et al., 2010]. Для этих коровых землетрясений, эпицентры которых располагались на расстояниях менее 500 км от НСВЗИ ROME, были выделены предполагаемые ИПЗ, за которыми последовали землетрясения. В этой же работе также было показано, что в ряде случаев аналогичные изменения ионосферных параметров наблюдаются и в отсутствие землетрясений (так называемые ложные “тревоги”). Они были немногочисленны, но их количество оказалось сравнимо с количеством истинных ИПЗ.

Для того чтобы в дальнейшем успешно применять предложенную выше методику выделения ИПЗ, необходимо выяснить, насколько она эффективна. В работе [Chen et al., 2004] было предложено несколько способов определения эффективности того или иного метода выделения ИПЗ из экспериментальных ионосферных данных в эпигнозе. При этом составляется соответствующая таблица сопряженности признаков (contingency table) для выбранного интервала наблюдений, и дни распределяются в матрице 2×2 согласно своим характеристикам, а затем используется та или иная оценка качества выделения предполагаемых ИПЗ, как если бы на основании их появления был бы сделан прогноз.

Одна из таких оценок, это так называемая оценка Хансена—Койпера (*Hanssen—Kuipers Score*, *True Skill Statistic*, *Pierce Skill Score*, *Rscore*), которая представляет собой **разность между вероятностью обнаружения истинного предвестника землетрясения и вероятностью обнаружения ложного предвестника**. Ее величина может принимать значения в диапазоне от -1 до 1 , при этом последнее означает стопроцентную вероятность обнаружения истинного предвестника при отсутствии ложных “тревог”. Именно этот метод оценки ранее был использован в работах Korsunova and Khagai [2015] (для Камчатских землетрясений с $M = 4.6–6.0$ и эпицентральными расстояниями до соответствующей НСВЗИ PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKY $R_e \cong 100–400$ км в августе 1998 г.; июне–августе 1999 г.; июле 2000 г.; мае–июне и августе–сентябре 2001 г.; апреле–мае 2002, всего 34 землетрясения) и Корсунова и др. [2016] (для Прибайкальских землетрясений с $M = 3.5–4.8$ и $R_e \cong 100–500$ км до НСВЗИ IRKUTSK в мае–августе 2008 г.; июне и июле 2009 г.; мае и июле 2010 г.;

июле и августе 2011 г., всего 28 землетрясений). В первом случае оказалось, что $Rscore = 0.82$, а во втором — $Rscore = 0.77$. Эти результаты были получены в отсутствие сильных геомагнитных возмущений, когда 3-часовой планетарный индекс $Kp \leq 3_0$. Как следует из этих работ, использование ежесуточных изменений трех ионосферных параметров ($h'Es$, $fbEs$ и $foF2$) позволяет достаточно надежно выделять возможные ионосферные предвестники даже для землетрясений с $M \leq 6.0$, что при использовании только одного параметра $foF2$ проблематично (см., в частности, работу [Perevalova et al., 2014]).

Однако, в реальных условиях, подготовка землетрясений может происходить при любых геомагнитных условиях. В связи с этим, в работе [Корсунова и Легенька, 2021] была предложена новая методика выделения краткосрочных ионосферных предвестников землетрясений (КИПЗ) по **двум новым введенным интегральным** суточным параметрам спорадического слоя E (Es), для которого на средних широтах нет явной зависимости от геомагнитной активности, как это следует из работы [Чавдаров и др., 1975]. Эта новая методика обнаружения КИПЗ в эпигнозе базируется на вычислении **ежесуточных изменений вероятности появления Es -слоя по сравнению с ее медианным значением (δPE_s — суточно-медианная разность вероятностей, которая может быть и отрицательной!) и взвешенных суммарных (интегральных) суточных отклонений от медианных значений обыкновенной компоненты предельной частоты отражений $foEs$ (ΔfEs_2)** на заданном периоде наблюдений. При этом рассматриваются одновременные измерения на двух НСВЗИ, удаленных друг от друга на сотни километров, но входящих в зону подготовки одного и того же землетрясения. Апробация этой методики была проведена на примере ряда землетрясений с $M = 6.5–7.4$ в Тихоокеанском регионе, для которых ранее в работе Корсунова и Хегай [2018] **уже были обнаружены КИПЗ** этих землетрясений. Так, в исследовании [Корсунова и Легенька, 2021] было показано, что использование введенных **интегральных** суточных характеристик Es также позволяет выделять возможные КИПЗ готовящегося землетрясения, причем время упреждения ими самого землетрясения с точностью до суток совпадает с полученным ранее по ежечасным изменениям трех параметров ($h'Es$, $fbEs$ и $foF2$). Следует отметить, что эти результаты были получены при условии отсутствия сильных геомагнитных возмущений и было неясно, насколько предложенная методика может быть эффективна применительно к реальным условиям.

Известно, что отклик ионосферы на изменения сейсмической активности зависит от процессов, происходящих в очаге назревающего земле-

трясения. Эти процессы, в частности, обусловлены глубиной очага готовящегося землетрясения, с чем связана классификация землетрясений по глубине их гипоцентра (поверхностных, промежуточных и глубокофокусных). Эпицентральная зона землетрясения обычно определяется как проекция очаговой зоны землетрясения на поверхность Земли, в которой наиболее сильно проявляются макросейсмические эффекты землетрясения. Следовательно, размер области подготовки землетрясения на поверхности Земли по крайней мере, не меньше. К тому же оказывается (см. монографию [Апродов, 2000]), что чем глубже расположен очаг землетрясения, тем большую территорию охватывают сейсмические проявления при равной энергии землетрясения. Таким образом, промежуточные землетрясения (глубины гипоцентров от 60 до 300 км) охватывают большие площади, чем поверхностные (глубины гипоцентров до 60 км) при одинаковых магнитудах. Далее, время проявления предвестников землетрясений в электростатическом поле в приземной атмосфере (а значит и связанных с ними возможных аномалий в ионосфере — ИПЗ) для разных глубин гипоцентров землетрясений было рассмотрено в работе [Михайлов, 2007]. Вообще говоря, физика очага землетрясения на различных глубинах гипоцентра является задачей специальных исследований. Эти вопросы, безусловно, очень важны с физической точки зрения, однако в нашей работе они не являются предметом изучения.

Для коровых землетрясений (глубина гипоцентра которых не превосходит 60 км), исследованных ниже, характерным сейсмоионосферным откликом являются специфические изменения электронной концентрации на различных высотах ионосферы над зоной подготовки соответствующего землетрясения на поверхности земли незадолго до толчка. Минимальный радиус этой зоны подготовки землетрясения (ρ_D), в которой положение эпицентра землетрясения является нулевой точкой отсчета, определялся согласно исследованию Dobrovolsky et al. [1979] и $\rho_D = 10^{0.43M}$ (км).

Задачами представленного ниже исследования были а) **выделение** вероятных КИПЗ по методике, подробно описанной в работе [Корсунова и Легенька, 2021] для **новой группы** сильных землетрясений с $M \geq 6.5$, основная часть которых не вошла в исследования Корсунова и Хегай [2018] и [Корсунова и Легенька, 2021], по непрерывным длительным измерениям параметров слоя Es на парах НСВЗИ, разнесенных на сотни километров друг от друга, но попадающих в зону подготовки одного и того же землетрясения; б) **оценка** надежности идентификации предполагаемых КИПЗ этих землетрясений в реальных условиях на основе критерия Хансена—Койпера ($Rscore$).

2. АНАЛИЗ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для решения поставленных задач сначала необходимо было получить длительные ряды ежесуточных измерений параметров слоя E_s при одновременных наблюдениях на парах разнесенных на сотни километров НСВЗИ для выбранных периодов времени. К таким периодам были отнесены зимние и равноденственные месяцы 1987, 1996, 2003, 2004 и 2014 гг., когда было зафиксировано минимальное число появлений землетрясений с магнитудами $M \geq 6.5$ (либо их отсутствие). Месяцы с мая по август любого года были исключены из рассмотрения, т. к. из-за частого круглосуточного существования E_s в течение нескольких дней к ним неприменима методика выделения КИПЗ, подробно описанная в работе [Корсунова и Легенька, 2021].

В проведенном ниже анализе использовались данные измерений $foEs$, полученные на японских среднеширотных НСВЗИ: WAKKANAI (географические координаты 45.2° N , 141.8° E), AKITA (39.7° N , 140.1° E), KOKUBUNJI (35.7° N , 139.5° E) и YAMAGAWA (31.2° N , 130.5° E), для которых имелись многолетние непрерывные наблюдения ионосферы, доступные для дальнейшей обработки. Так как выделение КИПЗ производится на основе сравнения изменений двух интегральных суточных характеристик E_s -слоя ионосферы (δPE_s и ΔfEs_Σ) на двух станциях (в соответствии с работой [Корсунова и Легенька, 2021]), то для зафиксированных землетрясений подбирались пары НСВЗИ, когда обе (или хотя бы одна из них) входили бы в зону подготовки того или иного землетрясения. Как уже указано выше, радиус зоны подготовки землетрясения (ρ_D), в которой положение эпицентра землетрясения является нулевой точкой отсчета, определялся согласно исследованию Dobrovolsky et al. [1979]. Так как выбор нужных пар НСВЗИ обусловлен их взаиморасположением и расстояниями станций относительно эпицентра землетрясения, для разных периодов это были разные пары НСВЗИ. Поэтому для 1987 г. это были пары (AKITA, KOKUBUNJI) и (YAMAGAWA, KOKUBUNJI), для 1996 г. – (KOKUBUNJI, WAKKANAI) и (KOKUBUNJI, YAMAGAWA), для 2003, 2004 и 2014 гг. – (WAKKANAI, KOKUBUNJI). Всего по парам станций было рассмотрено 20 месяцев ионосферных наблюдений в периоды времени, когда землетрясения наблюдались и 6 месяцев, когда землетрясения с $M \geq 6.5$ отсутствовали.

Критерием идентификации КИПЗ с использованием интегральных суточных характеристик δPE_s и ΔfEs_Σ , как следует из работы [Корсунова и Легенька, 2021] является ОДНОВРЕМЕННОЕ наличие локальных максимумов в этих суточных характеристиках перед подземным толчком на двух НСВЗИ (т. е. совпасть по времени должно

4 локальных максимума!), удаленных друг от друга на несколько сотен километров, но попадающих в зону подготовки соответствующего землетрясения. Дополнительное требование, которое было наложено в этом исследовании, состояло в том, чтобы $\delta PE_s \geq 0$ в эти же сутки хотя бы на одной из пары станций, т.е. суточно-медианная разность вероятностей появления E_s (которая является интегральной суточной характеристикой), должна быть неотрицательной. Следовательно, необходимо было найти ежесуточные изменения этих параметров для всех отобранных месяцев разных лет и соответствующих пар станций.

На первом этапе (см. также работу [Корсунова и Легенька, 2021]) по табличным данным ежесуточных измерений $foEs$ вычислялись $PE_{s_i} = NE_{s_i}/n_i$, где NE_{s_i} – число появлений E_s в конкретные сутки, n_i – число реально проведенных сеансов измерений в эти же сутки, при этом $1 \leq n_i \leq 24$. Для сопоставления данных разных станций, где геофизические условия образования E_s могут различаться, вычислялись отклонения реальных PE_{s_i} от их медианных значений за пятнадцатидневный период: $\delta PE_{s_i} = PE_{s_i} - PE_{s_{\text{med}}}$ для каждого землетрясения.

Алгоритм вычисления отклонений в $foEs$ отличается от описанного выше, т.к. необходимо было исключить зависимость $foEs$ от местного времени при дальнейшем рассмотрении данных разных станций. Поэтому сначала для каждого часа суток (j) находилась медиана распределения $f_{\text{med}}Es_j$ для исследуемого периода времени в 15 сут, а затем – отклонения от нее конкретных ежесуточных значений: $\Delta_j fEs = foEs_j - f_{\text{med}}Es_j$, при этом индекс $j \in [0, 23]$, если для данного часа конкретных суток имеется значение $foEs_j$ и $f_{\text{med}}Es_j$. В случае, когда значение $foEs_j$ и/или $f_{\text{med}}Es_j$ отсутствует для заданного часа суток, $\Delta_j fEs$ остается неопределенной, и эта разность не учитывалась при определении суммарного (интегрального) взвешенного суточного отклонения. Далее, для каждого дня вычислялись взвешенные суммарные (интегральные) суточные отклонения ΔfEs_Σ , по формуле

$$\Delta fEs_\Sigma = [\Delta_1 fEs + \Delta_2 fEs + \dots + \Delta_{23} fEs] / n_i, \quad (1)$$

где n_i – число учтенных значений $\Delta_j fEs$ в каждых конкретных сутках i .

На рисунке 1 приведен пример изменений указанных величин δPE_s и ΔfEs_Σ на НСВЗИ AKITA и KOKUBUNJI для января 1987 г. Каждая точка на графиках соответствует значению того или иного параметра в конкретные сутки по японскому стандартному времени JST = UT + 9 ч. На верхней панели представлены изменения суточного индекса геомагнитной активности Ap . Сплошная линия со стрелкой внизу у оси времени отмечает день зем-

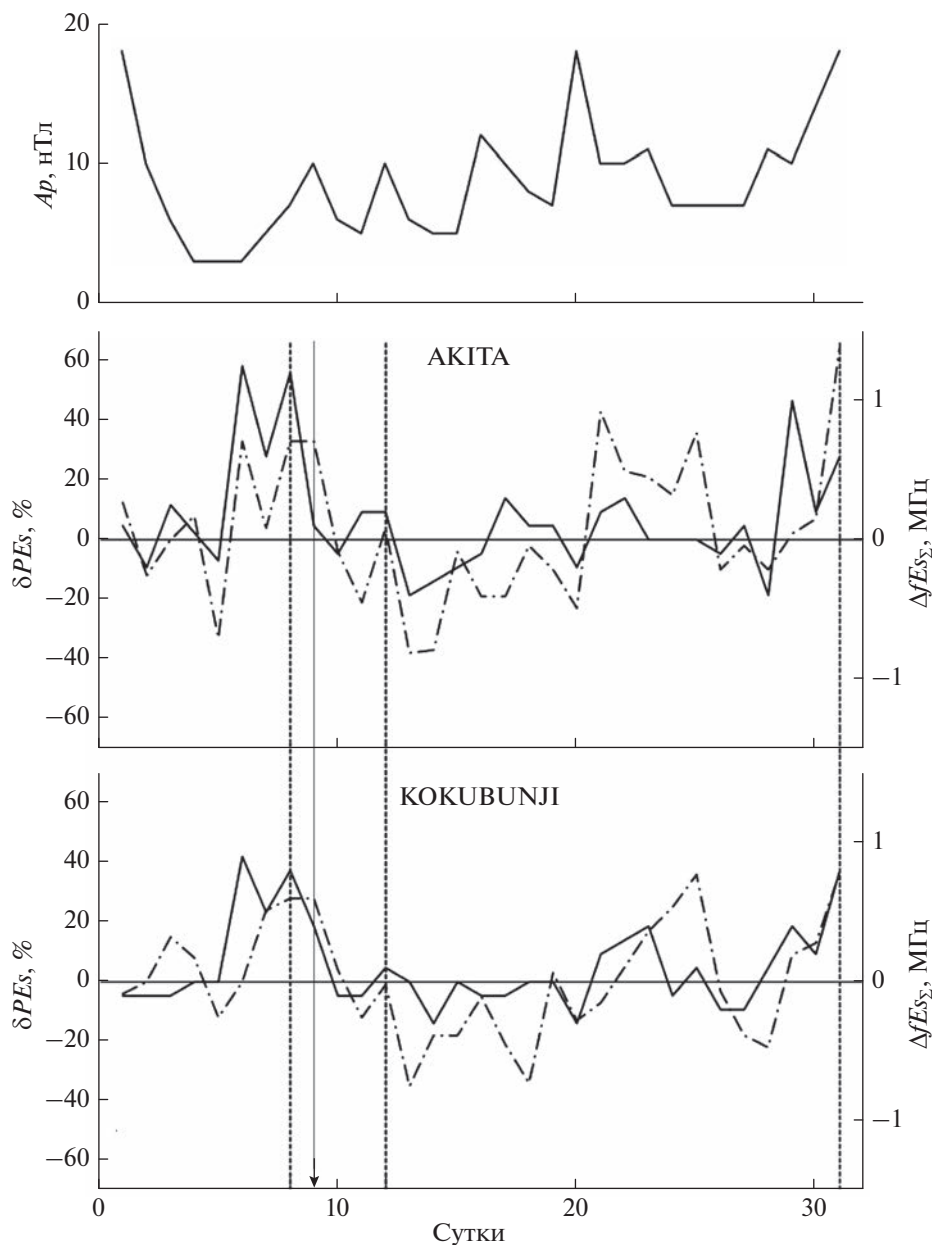


Рис. 1. Изменения интегральных суточных характеристик δPE_s (штрихпунктирные линии, левые оси ординат) и ΔfEs_Σ (сплошные линии, правые оси ординат) в январе 1987 г. на НСВЗИ АКІТА (средняя панель) и KOKUBUNJI (нижняя панель). Вертикальными штриховыми линиями отмечены три выявленные “тревоги” (08.01.1987 г. – истинная, а 12.01.1987 г. и 31.01.1987 г. – ложные). Вертикальной сплошной линией со стрелкой на самой нижней оси абсцисс отмечен день землетрясения с $M = 6.6$, случившегося 09.01.1987 г. На верхней панели приведены значения суточного индекса геомагнитной активности A_p за этот же период времени.

летрясения (09.01.1987 г.). Вертикальными штриховыми линиями отмечены выделенные “тревоги” в соответствии с критерием идентификации возможного КИПЗ.

Из рисунка видно, что в изменениях интегральных суточных характеристик Es наблюдаются множество локальных максимумов, отличающихся по величине и продолжительности. Как уже было сказано выше, критерием идентификации

возможного КИПЗ (согласно работе [Корсунова и Хегай, 2018] и дополнительному требованию, чтобы $\delta PE_s \geq 0$ в эти же сутки хотя бы на одной из пары станций) является совпадение максимумов указанных характеристик Es на двух разнесенных на сотни километров НСВЗИ (четыре совпадающих локальных максимума). Этим требованиям соответствуют максимумы δPE_s и ΔfEs_Σ на НСВЗИ АКІТА и KOKUBUNJI 08.01.1987 г.,

12.01.1987 г. и 31.01.1987 (“тревоги”). За первой группой “тревог” последовало землетрясение с $M = 6.6$ – это верный признак КИПЗ, за второй и третьей группой “тревог” землетрясений не последовало – это ложные “тревоги”. Видно, что первые две группы “тревог” отмечались в спокойных геомагнитных условиях ($A_p \leq 10$ нТл), а последняя группа “тревог” наблюдалась, когда уровень геомагнитной активности занимал промежуточное положение между слабой и умеренной возмущенностью ($A_p = 18$ нТл). Отметим также, что для НСВЗИ WAKKANAI, находящейся вне зоны подготовки землетрясения, возможные КИПЗ не были обнаружены.

Выделенные истинные и ложные “тревоги” для других месяцев 1987 г., 1996 г., 2003–2004 гг. и 2014 г. представлены в табл. 1. Там же приведены даты и географические координаты произошедших землетрясений, их магнитуды M , радиусы зон подготовки землетрясений ρ_D по Добровольскому [Dobrovolsky et al., 1979], названия НСВЗИ, данные которых использовались при анализе, эпицентральные расстояния R_e , величины δPEs и ΔfEs_{Σ} в выделенных максимумах ежесуточных изменений этих параметров (отнесенные к “тревогам”) и значения суточного индекса геомагнитной активности A_p .

Как следует из табл. 1, за исследованные периоды времени (исключая 2014 г.) произошло 14 землетрясений с магнитудами $M = 6.6$ –7.2, при этом 12 из них предварялись верными “тревогами”, и только в двух случаях (22.04.1987 г. и 19.11.1996 г.) предупреждения (“тревоги”) не было, т. е. произошли “пропуски целей” – соответствующих землетрясений. За все месяцы указанных лет отмечено 22 ложные “тревоги”. Если учесть, что были проанализированы данные за 20 месяцев, то ложные “тревоги” в среднем отмечаются один раз в месяц.

Проведенный анализ показал, что в некоторых случаях отклонения δPEs от фоновых медианных значений в выделенных “тревогах” отрицательны (см. табл. 1). Так как выделение “тревог” проводилось на основе совпадения по времени максимумов в изменениях интегральных суточных характеристик δPEs и ΔfEs_{Σ} , то отрицательные значения δPEs означают, что в этих случаях эффект, связанный с подготовкой землетрясения, меньше вклада от изменяющегося динамического режима среды, влияющего на образование Es за исследуемый промежуток времени.

Расчеты для зимних и равноденственных месяцев 2014 г. в отсутствие землетрясений в указанном интервале магнитуд обнаружили лишь одну ложную “тревогу” (см. табл. 1). Тем не менее, в реальных условиях неизвестно, какая именно обнаружена “тревога” (истинная или ложная), поэтому необходимо оценить эффективность ис-

пользования критерия выделения КИПЗ сильных землетрясений по ежесуточным изменениям использованных δPEs и ΔfEs_{Σ} – интегральных суточных характеристик Es .

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оценка эффективности выделения КИПЗ, использованная в этой работе (оценка Хансена–Койпера), дается выражением

$$Rscore = [a/(a + c)] - [b/(b + d)], \quad (2)$$

в котором a – число дней с тревогами, за которыми последовали землетрясения (корректный прогноз, “попадание в цель”, землетрясение происходит); b – число дней с тревогами, за которыми не последовали землетрясения (ложные “тревоги”); c – число дней с землетрясениями в отсутствие тревог (пропуск “цели”); d – число дней без тревог и землетрясений.

В нашем исследовании $Rscore$ вычислялось для трех временных интервалов наблюдений: 1987 г., 1996 г. и 2003–2004 гг. отдельно. Значения величин a , b , c и d в выражении (2) определялись на основании данных табл. 1. Ниже в табл. 2 приведены значения a , b , c и d и соответствующие им значения $Rscore$.

Из таблицы 2 следует, что значения $Rscore$ изменяются в пределах 0.76–0.94, причем наименьшие значения обусловлены пропуском “цели”, т. е. землетрясением, случившимся на фоне отсутствия КИПЗ по выбранной методике. Значение $Rscore = 0.76$ можно считать минимальным (пороговым) при оценке эффективности данной методики выделения КИПЗ. В табл. 2 также приведены оценки $Rscore$ для Камчатских землетрясений с $M = 4.6$ –6.0 по ионосферным наблюдениям в летние месяцы 1998–2002 гг. с использованием ежечасных значений параметров $h'Es$, $fbEs$ и $foF2$ из работы [Korsunova and Hegai, 2015], а также для Прибайкальских землетрясений вблизи Иркутска с $M = 3.5$ –4.8 по 15-минутным измерениям параметров $h'Es$, $fbEs$, $foEs$ и $foF2$ в летние месяцы 2008–2011 гг. из работы [Корсунова и др., 2016]. В обеих работах получены близкие значения $Rscore$ (см. табл. 2), хотя указанные землетрясения произошли в разные годы и в различных регионах.

И, хотя методика выделения возможных КИПЗ по интегральным суточным характеристикам Es , отличается от использованной в работе [Korsunova and Hegai, 2015] такое соответствие $Rscore$ свидетельствует о высокой степени эффективности предложенной в работе [Корсунова и Легенька, 2021] новой методики идентификации КИПЗ. Для рассмотренного в этой работе региона Японии (за все годы) с вероятностью $\cong 80\%$ по этой методике среди всех выделенных тревог могут быть идентифицированы КИПЗ. Преимуще-

Таблица 1. Параметры “тревог” и землетрясений

Месяц, год	Дата “тревоги”	Дата землетрясения	Географические координаты эпицентров землетрясения	M	ρ_D , км	НСВЗИ	R_e , км	A_p , нТл	δPES , %	$\Delta f_o E s_\Sigma$, МГц
Январь 1987 г.	8.01	9.01	39.9° N 141.7° E	6.6	690	АКИТА КОКУБ	140 305	7	33 28	1.2 0.8
	12.01	Ложная тревога				АКИТА КОКУБ		10	4 -1	0.2 0.1
	31.01	Ложная тревога				АКИТА КОКУБ		8	65 37	0.6 0.8
Февраль 1987 г.	5.02	6.02	37.0° N 141.1° E	6.8	840	КОКУБ АКИТА	240 330	4	17 -4	0.8 0.1
	11.02	Ложная тревога				КОКУБ АКИТА		7	9 21	0.5 0.6
	25.02	Ложная тревога				КОКУБ ВАКК		7	21 21	0.8 0.3
Март 1987 г.	17.03	18.03	32.0° N 131.8° E	6.7	760	YAMAG КОКУБ	150 820	13	7 15	0.1 0.3
	27.03	Ложная тревога				YAMAG КОКУБ		26	15 15	0.4 0.8
Апрель 1987 г.	6.04	7.04	37.4° N 141.8° E	6.6	690	КОКУБ АКИТА	280 300	7	6 16	0.4 0.8
	10.04	Ложная тревога				КОКУБ АКИТА		10	15 8	0.7 0.8
	Пропуск “цели”	23.04	37.2° N 141.6° E	6.6	690	КОКУБ АКИТА	250 310	4	- -	- -
	30.04	Ложная тревога				КОКУБ АКИТА		4	17 25	2.2 0.7
Сентябрь 1987 г.	2.09	Ложная тревога				КОКУБ ВАКК		12	8 23	0.8 1.6
	16.09	Ложная тревога				КОКУБ ВАКК		19	21 21	0.8 0.3
Октябрь–Декабрь 1987 г.	<i>Нет тревог и землетрясений с $M \geq 6.5$</i>									
Январь 1996 г.	8.01	Ложная тревога				КОКУБ ВАКК		4	-8 29	0.2 0.7
Февраль 1996 г.	5.02	7.02	45.3° N 149.9° E	7.2	1250	ВАКК КОКУБ	680 1380	6	8 12	0.3 0.4
	16.02	17.02	37.4° N 142.4° E	6.7	760	КОКУБ ВАКК	320 900	9	12 21	0.7 0.1
Март 1996 г.	14.03	Ложная тревога				КОКУБ ВАКК		9	17 21	0.5 0.2
Апрель 1996 г.	25.04	Ложная тревога				КОКУБ ВАКК		5	0 21	1.3 1.1
Сентябрь 1996 г.	24.09	Ложная тревога				YAMAG КОКУБ		8	4 -8	0.2 0.2

Таблица 1. Окончание

Месяц, год	Дата “тревоги”	Дата землетрясения	Географические координаты эпицентров землетрясения	M	ρ_D , км	НСВЗИ	R_e , км	A_p , нГл	δPE_s , %	$\Delta f_o E s_\Sigma$, МГц
Октябрь 1996 г.	17.10	19.10	31.9° N 131.5° E	7.0	1020	YAMAG KOKUB	90 850	6	-8 0	0.5 0.3
Ноябрь 1996 г.	7.11	Ложная тревога				YAMAG KOKUB		4	25 17	1.2 0.1
	Пропуск “цели”	20.11	34.4° N 141.1° E	6.8	840	YAMAG KOKUB	1040 210	10	—	—
Декабрь 1996 г.	1.12	2.12	31.8° N 131.3° E	6.9	930	YAMAG KOKUB	70 870	3	25 17	0.4 0.8
	16.12	Ложная тревога				YAMAG KOKUB		12	8 11	1.1 1.1
	19.12	Ложная тревога				YAMAG KOKUB		1	0 11	0.5 0.4
Сентябрь 2003 г.	25.09	26.09	41.8° N 143.6° E	6.7	760	WAKK KOKUB	430 760	28	4 17	0.4 0.1
	9.09	Ложная тревога				WAKK KOKUB		22	20 17	1.1 0.8
Октябрь 2003 г.	30.10	31.10	37.8° N 142.6° E	7.0	1020	WAKK KOKUB	850 360	191	17 9	0.4 0.8
	10.10	Ложная тревога				WAKK KOKUB		2	29 13	0.4 0.4
	25.10	Ложная тревога				WAKK KOKUB		16	21 9	0.8 0.7
Ноябрь 2004 г.	28.11	29.11	43.0° N 145.1° E	7.0	1020	WAKK KOKUB	380 940	13	5 8	1.0 0.4
	9.11	Ложная тревога				WAKK KOKUB		119	0 -8	1.2 1.3
Декабрь 2004 г.	5.12	6.12	49.9° N 145.8° E	6.8	840	WAKK KOKUB	430 920	9	9 4	0.7 0.2
	23.12	Ложная тревога				WAKK KOKUB		6	25 12	1.3 0.1
	31.12	Ложная тревога				WAKK KOKUB		7	13 0	0.4 0.4
Март 2014 г.	23.03	Ложная тревога				WAKK KOKUB		6	25 12	0.2 0.4
Январь– Февраль, Октябрь– Декабрь 2014 г.	<i>Нет тревог и землетрясений с $M \geq 6.5$</i>									

Таблица 2. Число дней с заданными характеристиками a , b , c и d в рассмотренные периоды наблюдений и величина $Rscore$

Регион	Магнитуды	Годы	a	b	c	d	$Rscore$
Япония	$M \geq 6.5$	1987 г.	4	9	1	225	0.76
Япония	$M \geq 6.5$	1996 г.	4	7	1	231	0.77
Япония	$M \geq 6.5$	2003–2004 гг.	4	6	0	109	0.94
Япония	$M \geq 6.5$	За все годы	12	22	2	565	0.82
Камчатка	$M = 4.6–6.0$	1998–2002 гг.	29	9	5	280	0.82
Прибайкалье	$M = 3.5–4.8$	2008–2011 гг.	23	12	5	244	0.77

Примечание: a – число дней с тревогами, за которыми последовали землетрясения (корректный прогноз, “попадание в цель”, землетрясение происходит);

b – число дней с тревогами, за которыми не последовали землетрясения (“ложные тревоги”);

c – число дней с землетрясениями в отсутствие тревог (пропуск “цели”);

d – число дней без тревог и землетрясений.

ством ее использования является возможность применения в реальных условиях независимо от состояния магнитного поля Земли. Следует отметить, что в основном выделенные нами КИПЗ (11 из 12) наблюдались в геомагнитоспокойных или слабозмущенных условиях ($3 \leq Ap \leq 28$ нТл) и только один раз во время сильной магнитной бури ($Ap = 191$ нТл).

Проведенные расчеты показали, что вклад ложных “тревог” в величину $Rscore$ невелик (см. табл. 2), но для предупреждения о сейсмической опасности важно знать, как отличить ложные “тревоги” от истинных КИПЗ. Контролирующим фактором в реальных условиях может быть геомагнитная активность, поэтому был проведен анализ, целью которого было получение ответа на вопрос: “При каком состоянии магнитного поля Земли появление ложных тревог наиболее вероятно?”. Как следует из табл. 1 (до декабря 2004 г. включительно), чаще всего (в 15 случаях из 22) ложные “тревоги” появляются при спокойном геомагнитном поле ($Ap \leq 10$ нТл), а значение трехчасового индекса ap_{max} не превышает 22 нТл. Примерно пятая часть ложных тревог отмечена при слабой возмущенности геомагнитного поля ($Ap = 16–26$ нТл, а $ap_{max} = 27–39$ нТл) что по классификации работы [Loeve and Prolls, 1997], соответствует слабой магнитной буре. И только в одном случае в ноябре 2004 г. ложная “тревога” отмечена при сильной магнитной буре. Из проведенного анализа следует, что ложные “тревоги”, как и истинные, появляются преимущественно в отсутствие сильных геомагнитных возмущений, т.е. состояние магнитного поля Земли не оказывает существенного влияния на появление “тревог”.

Для обнаружения отличий ложных “тревог” от истинных были проанализированы значения отклонений интегральных суточных характеристик Es в выделенных максимумах δPE_s и ΔfEs_{Σ} , приведенных в табл. 1. Оказалось, что в среднем, абсолютные значения этих величин мало отличаются

для ложных и истинных “тревог”. Так, например, средние значения $\Delta fEs_{\Sigma} = 0.79$ МГц, $\delta PE_s = 16\%$ для ИПЗ и $\Delta fEs_{\Sigma} = 0.85$ МГц, $\delta PE_s = 21\%$ для ложных “тревог”, хотя максимальные значения обеих характеристик Es в ложных “тревогах” почти в 2 раза превышают значения для ИПЗ. Однако, главное отличие истинных ИПЗ от ложных “тревог” было обнаружено при сравнении величин отклонений δPE_s и ΔfEs_{Σ} в выделенных максимумах на двух НСВЗИ. В случае ИПЗ максимальные значения δPE_s на двух станциях оказались близки между собой: $(\delta PE_s)_{НСВЗИ-1} - (\delta PE_s)_{НСВЗИ-2} \leq 10\%$ в 10 из 12 случаев, тогда как для ложных “тревог” такая разница отмечена только в половине случаев (11 из 22). При этом разница в максимальных отклонениях ΔfEs_{Σ} на двух станциях $(\Delta fEs_{\Sigma})_{НСВЗИ-1} - (\Delta fEs_{\Sigma})_{НСВЗИ-2} \leq 0.3$ МГц для ИПЗ только в 4 из 12 случаев, тогда как для ложных “тревог” такая разница отмечена в 14 из 22 случаев. Таким образом можно сделать вывод, что для истинных ИПЗ характерны следующие особенности: близкие значения отклонений δPE_s в выделенных максимумах и существенное различие в ΔfEs_{Σ} на двух разнесенных НСВЗИ, причем, величина ΔfEs_{Σ} больше на станции, расположенной ближе к эпицентру землетрясения (см. табл. 1).

Основываясь на отмеченных специфических особенностях истинных ИПЗ, определим вероятность появления таких же особенностей среди “тревог” ложных. Из табл. 1 следует, что для ложных “тревог” только в 5 случаях из 22 в выделенных максимумах на двух станциях отмечались близкие значения δPE_s и существенно различные значения ΔfEs_{Σ} . Это означает, что вероятность ошибки идентификации КИПЗ среди выделенных “тревог” с учетом его специфических свойств составляет примерно 23%. Таким образом, найдено дополнительное условие распознавания возможного КИПЗ с $M = 6.6–7.2$ по данным двух НСВЗИ, разнесенных на сотни километров друг

от друга: близкие значения δPE_s (разность для двух станциях $\leq 10\%$) и существенно различные значения ΔfEs_Σ (разность для двух станций > 0.3 МГц) для выделенной “тревоги” дают дополнительные основания сделать вывод, что это “тревога” является истинным ИПЗ.

4. ВЫВОДЫ

1. На основании анализа временных изменений впервые введенных в работе [Корсунова и Легенька, 2021] интегральных суточных характеристик ионосферного слоя Es (δPE_s и ΔfEs_Σ) по непрерывным наблюдениям ряда японских НСВЗИ в зимние и равноденственные месяцы 1987 г., 1996 г., 2003–2004 гг. выявлены 34 случая (“тревоги”), соответствующих критериям идентификации краткосрочного ионосферного предвестника землетрясений (КИПЗ) с магнитудами $M \geq 6.5$. Их них в 12 случаях за тревогами последовали землетрясения, а в 22 случаях “тревоги” оказались ложными. Показано, что предложенный ранее в работе [Корсунова и Легенька, 2021] критерий идентификации КИПЗ является необходимым, но не достаточным условием выявления ионосферного предвестника землетрясения. Поэтому следует проводить дополнительный анализ выявленной “тревоги” на наличие специфических свойств, указанных в этом исследовании, присущих истинному КИПЗ.

2. В результате выполненного исследования получена количественная оценка эффективности предложенной методики идентификации возможных КИПЗ сильных землетрясений в реальных условиях – $Rscore$ (оценка Хансена–Койпера), а также оценена погрешность их обнаружения, обусловленная появлением ложных “тревог”. Показано, что появление “тревог” не связано с изменением состояния магнитного поля Земли. Согласно проведенному анализу:

а) эффективность (численное значение $Rscore$) выявления КИПЗ землетрясений с магнитудами $M = 6.6–7.2$ по интегральным суточным характеристикам Es на двух разнесенных на сотни километров НСВЗИ, различна для разных периодов времени и $Rscore = 0.76–0.94$, таким образом минимальным (пороговым) значением $Rscore$ можно считать величину 0.76, которая представляет собой **РАЗНОСТЬ между вероятностью обнаружения истинного предвестника землетрясения и вероятностью обнаружения ложного предвестника землетрясения.**

б) истинные “тревоги” (КИПЗ) характеризуются тем, что в них максимумы отклонений δPE_s от реперных значений на двух станциях близки между собой, тогда как максимумы отклонений ΔfEs_Σ существенно отличаются друг от друга. Для

ложных “тревог” такая закономерность отмечена лишь примерно в 23% случаев.

в) ложные “тревоги” появляются в среднем 1 раз в месяц в годы, когда были зафиксированы сильные землетрясения. За 6 мес. 2014 г. в отсутствие землетрясений с $M \geq 6.5$ была отмечена всего одна ложная “тревога”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность NOAA’s National Geophysical Data Center (NGDC) USA, National Institute of Information and Communications Technology (NICT, Japan), World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (Japan), ионосферные и магнитные данные которых были использованы в данной работе, а также United States Geological Survey’s (USGS) Earthquake Hazards Program за предоставление доступа к данным по землетрясениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Апродов В.А.* Зоны землетрясений. М.: Мысль, 461 с. 2000.
- *Бычков В.В., Корсунова Л.П., Смирнов С.Э., Хегай В.В.* Аномалии в ионосфере и электричестве приземного слоя атмосферы перед Камчатским землетрясением 30.01.2016 г. по данным обсерватории “ПАРАТУНКА” // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 57. № 4. С. 532–540. 2017.
- *Корсунова Л.П., Легенька А.Д.* Обнаружение возможных краткосрочных ионосферных предвестников сильных землетрясений по изменениям ежесуточных характеристик Es // Геомагнетизм и аэрномия Т. 61. № 6. С. 803–811. 2021. <https://doi.org/10.31857/S0016794021050060>
- *Корсунова Л.П., Хегай В.В.* Сейсмо-ионосферные эффекты сильных коровых землетрясений в Тихоокеанском регионе // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 45. № 5. С. 706–711. 2005.
- *Корсунова Л.П., Хегай В.В.* Анализ сейсмоионосферных возмущений на цепочке японских станций вертикального зондирования ионосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 48. № 3. С. 407–415. 2008.
- *Корсунова Л.П., Хегай В.В.* Возможные краткосрочные предвестники сильных коровых землетрясений в Японии по данным наземных станций вертикального зондирования ионосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 58. № 1. С. 94–101. 2018.
- *Корсунова Л.П., Чистякова Л.В., Хегай В.В.* Изменения в ионосфере перед слабыми землетрясениями в регионе Иркутска // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 56. № 4. С. 525–534. 2016. <https://doi.org/10.7868/S0016794016040088>
- *Михайлов Ю.М.* О свойствах предвестников землетрясений в электростатическом поле в приземной атмосфере // Физика Земли. № 4. С. 76–80. 2007.
- *Пулинец С.А., Узунов Д.П., Давиденко Д.В., Дудкин С.А., Цадиковский Е.И.* Прогноз землетрясений возможен?! М.: Тривант, 144 с. 2014.

- Чавдаров С.С., Часовитин Ю.К., Чернышева С.П., Шефтель В.М. Среднеширотный спорадический слой E ионосферы. М.: Наука, 120 с. 1975.
- Chen Y.-I., Liu J.-Y., Tsai Y.-B., Chen C.-S. Statistical tests for pre-earthquake ionospheric anomaly // *Terr. Atmos. Ocean. Sci. J.* V. 15. № 3. P. 385–396. 2004.
- Dabas R.S., Das R.M., Sharma K., Pillai K.G.M. Ionospheric precursors observed over low latitudes during some of the recent major earthquakes // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. P. 1813–1824. 2007.
- Dobrovolsky I. P., Zubkov S. I., Miachkin V. I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // *Pure Appl. Geophys.* V. 117. Iss. 5. P. 1025–1044. 1979.
- Hobara Y., Parrot M. Ionospheric perturbation in association with seismic activity. A statistical study // XXVIIth General Assembly of the International Union of Radio Science. Commission E URSI GA 2002 – Oral and Poster Sessions. EGH P.10 (570). Maastricht, the Netherlands, 17–24 August 2002. www.ursi.org/Proceedings/ProcGA02/papers/p0570.pdf
- Hobara Y., Parrot M. Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 67. Iss. 7. P. 677–685. 2005.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2005.02.006>
- Korsunova L.P., Khegai V.V. Medium-term ionospheric precursors to strong earthquakes // *Int. J. Geomagn. Aeron.* V. 6. Iss. 3. GI3005. 2006.
<https://doi.org/10.1029/2005GI000122>
- Korsunova L.P., Hegai V.V. Effectiveness criteria for methods of identifying ionospheric earthquake precursors by parameters of a sporadic E-layer and regular F2-layer // *J. Astronomy and Space Sciences.* V. 32. № 2. P. 137–140. 2015.
<https://doi.org/10.5140/JASS.2015.32.2.137>
- Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Chen C.S. A statistical investigation of pre-earthquake ionospheric anomaly // *J. Geophys. Res.* V. 111. A05304. 2006.
<https://doi.org/10.1029/2005JA011333>
- Loewe C.A., Prolss G.W. Classification and mean behavior of magnetic storms // *J. Geophys. Res.* V. 102. Iss. A7. P. 14209–142013. 1997.
<https://doi.org/10.1029/96JA04020>
- Ondoh T. Seismo-ionospheric phenomena // *Adv. Space Res.* V. 26. Iss. 8. P. 1267–1272. 2000.
- Ondoh T. Anomalous sporadic-E layers observed before M7.2 Hyogo-ken Nanbu earthquake; Terrestrial gas emanation model // *Adv. Polar Upper Atmos. Res.* № 17. P. 96–108. 2003.
- Perevalova N.P., Sankov V.A., Astafyeva E.I., Zhupityaeva A.S. Threshold magnitude for ionospheric TEC response to earthquakes // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 108. P. 77–90. 2014.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.12.014>
- Perrone L., Korsunova L.P., Mikhailov A.V. Ionospheric precursors for crustal earthquakes in Italy // *Ann. Geophysicae.* V. 28. № 4. P. 941–950. 2010.
- Pulnests S.A., Boyarchuk K.A. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 315 p. 2004.
- Saha A., Guha A., Kumar B., De B.K., Roy R., Choudhury A., Banik B., Dhar P., Chakraborty M. Precursory signature of several major earthquakes studied using 40 kHz low frequency signal // *Adv. in Space Res.* V. 54. Iss. 4. P. 617–627. 2014.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.04.024>
- Sarkar S., Gwal A.K., Parrot M. Ionospheric variations observed by the DEMETER satellite in the mid-latitude region during strong earthquakes // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. № 13. P. 1524–1540. 2007.
- Sharma D.K., Israil M., Chand R., Rai J., Subrahmanya P., Garg S.C. Signature of seismic activities in the F2 region ionospheric electron temperature // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. P. 691–696. 2006.
- Silina A.S., Liperovskaya E.V., Liperovsky V.A., Meister C.V. Ionospheric phenomena before strong earthquakes // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* V. 1. № 3. P. 113–118. 2001.
- Xia C., Yang S., Xu G., Zhao B., Yu T. Ionospheric anomalies observed by GPS TEC prior to the Qinghai Tibet region earthquakes // *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* V. 22. № 2. P. 177–185. 2011.
[https://doi.org/10.3319/TAO.2010.08.13.01\(TibXS\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2010.08.13.01(TibXS))