

CZU: 621.391

FACTORII DECISIVI ÎN CREAREA NEOMOGENITĂȚILOR IONOSFERICE ÎNȚIATE DE PROCESE SEISMICE

Plohotniuc E., Borisova I., Botnariuc S., Țiganaș I.
(Universitatea de Stat „Alec Russo” din Bălți, Republica Moldova)

În această lucrare sînt descrise mecanismele decisive care inițiază formarea neomogenităților ionosferice înainte și după declanșarea cutremurului și sînt prezentate date experimentale, obținute prin sondare verticală a ionosferei modificate de procesul seismic din Mexic (5 mai 2011).

INTRODUCERE

Procesele seismice sau procesele de deformare ale litosferei generează un set de anomalii ale cîmpurilor geofizice. Raza de acțiune a proceselor de deformare se estimează ca $R \sim \exp(M)$, unde M – magnitudinea cutremurului ($R \sim 500\text{km}$ pentru seisme cu $M \sim 5$) [1, 2].

Structura anomaliilor în litosferă, generată de procese seismice, este neuniformă, ocupă un volum $\sim 10^6\text{km}^3$ și, practic, nu poate fi înregistrată. Din această cauză majoritatea cercetărilor sînt dedicate fenomenelor inițiate de procese seismice care au loc în atmosferă, inclusiv în ionosferă în stratul E (altitudinea 100-130 km) și stratul F (altitudinea 200-350 km). În prezent, apariția neomogenităților ionosferice în procesul pregătirii și după declanșarea cutremurului este demonstrată în multe lucrări [1 - 4]. Conform datelor statistice din lucrarea [3], probabilitatea apariției neomogenităților ionosferice cu 5 zile înainte de cutremur poate atinge valoarea de 73,8% pentru cutremure cu $M \sim 5$, valoarea de 95% pentru cutremure cu $M \sim 5,5$ și valoarea de 100% pentru cutremure cu $M \sim 6$.

După declanșarea cutremurului au fost înregistrate neomogenități ionosferice și pentru cutremure cu magnitudinea $M \sim 3$ [1]. Evident că mecanismele formării neomogenităților ionosferice pînă și după declanșarea cutremurului sînt diferite.

În continuare sînt prezentate mecanismele decisive care inițiază formarea neomogenităților ionosferice înainte și după declanșarea cutremurului.

PERIOADA PREGĂTIRII CUTREMURULUI

În prezent sînt cunoscute mai multe mecanisme fizice ale interacțiunii litosferă-troposferă-ionosferă în perioada pregătirii cutremurului. Cel mai adecvat model, care poate explica majoritatea datelor experimentale despre starea ionosferei în perioada pregătirii cutremurilor, obținute cu ajutorul instalațiilor plasate pe suprafața Pămîntului sau pe sateliți, poate fi considerat modelul electrodinamic [5, 6]. Conform acestui model, schimbarea parametrilor troposferei este cauzată de transportul vertical turbulent al gazelor litosferice (CO_2 , CH_4 și omologii săi) și a substanțelor radioactive (în special radonul) care se emană în perioada pregătirii cutremurului în zonele rupturilor plăcilor tectonice.

Particulele alfa, cu o energie de 5,49 MeV emise de radon, ionizează moleculele de aer. Ioni nou formați intra în reacții plasmochimice și formează compuși noi. Ultimii compuși devin centre finite pentru condensarea vaporilor de apă din troposferă. Condensarea (sau mai precis, atașarea moleculelor de apă la ioni) face ca ionii să devină stabili și reduce semnificativ rata de recombinare.

Moleculele de apă, atașate la ioni, trec din stare liberă în stare legată. Acest proces este însoțit de eliberarea în mediul înconjurător al căldurii latente de vaporizare, care este o constantă fizică ($Q = 40,683\text{ kJ/mol}$). Eliberarea de energie în atmosferă conduce la creșterea temperaturii ($\Delta T \approx 3...5^{\circ}\text{C}$ [1]).

Această creștere a temperaturii stratului de aer deasupra rupturilor tectonice active poate servi drept semnal al inițierii procesului seismic.

În Fig. 1 sînt prezentate schema rupturilor plăcilor tectonice și un exemplu de înregistrare a anomaliilor termice înainte de cutremurul devastator cu $M=7,9$ care a avut loc pe data de 26 ianuarie 2001 în India, regiunea Gujarat [7]. După cum se poate vedea din Fig. 1, anomaliile termice reproduc cu mare precizie configurația rupturilor plăcilor tectonice.

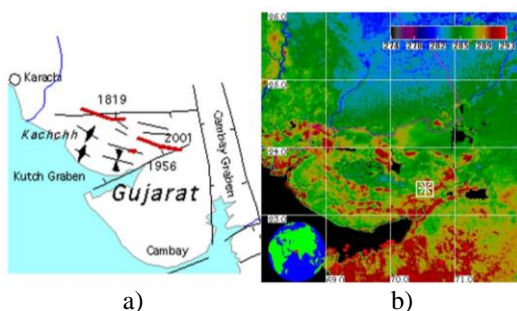


Fig. 1. Schema rupturilor plăcilor tectonice din regiunea Gujarat, India (a) și harta anomaliilor termice înregistrate cu ajutorul dispozitivului MODIS, instalat pe satelitul AQUA (b).

Creșterea concentrației de radon din aer este foarte mică (vezi Fig. 2) însă eficiența energetică a procesului de ionizare este $> 10^8$.

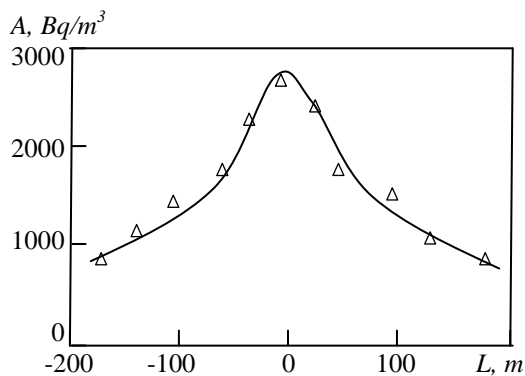


Fig. 2. Activitatea radioactivă a radonului în direcție perpendiculară la ruptura dintre plăcile tectonice.

În apropiere de suprafața pământului ($H \approx 100...200m$) anomaliile termice au o structură liniară, determinată de structura rupturilor plăcilor tectonice. În rezultatul apariției gradientilor orizontali ai temperaturii și presiunii se inițiază un proces turbulent care formează un torent vertical al aerului. Acest efect duce la formarea unei anomalii termice

la altitudinea $H \approx 10...12km$ cu surplus de ioni. Grosimea acestei anomalii poate varia în timpul zilei în intervalul $\Delta H \approx 100...3000m$ și poate acoperi o suprafață de sute de km^2 . Câmpul electric al acestei anomalii inițiază apariția neomogenităților ionosferice în procesul pregătirii cutremurului.

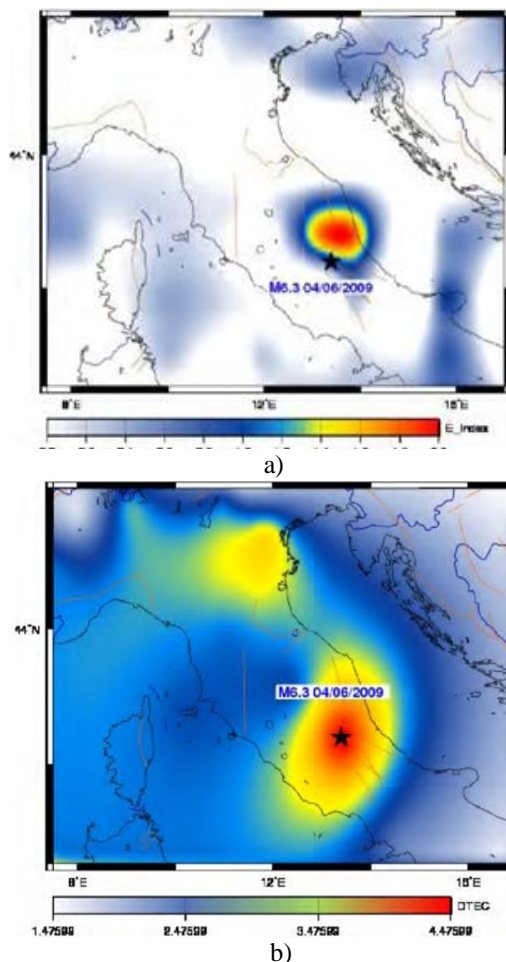


Fig. 3. Anomalia termică (a) și neomogenitățile ionosferice ale concentrației electronilor (b) în perioada pregătirii cutremurului din 6 aprilie 2009 în L'Aquila (Italia).

Legătura dintre anomalia termică și apariția neomogenităților termice (vezi Fig. 3) a fost depistată pentru prima dată cu ajutorul sateliților pentru cutremurul care a avut loc pe data de 6 aprilie 2009 lângă orașul L'Aquila (Italia). Cutremurul a avut loc la ora locală 3:32 (1:32 GMT) la adâncimea 10 km cu epicentrul $42.423^{\circ}N, 13.395^{\circ}E$. Intensitatea cutremurului a fost de 6,3.

În perioada de pregătire a cutremurului, în stratul D al ionosferei au fost depistate următoarele efecte: mișcarea sarcinilor electrice care inițiază generarea oscilațiilor magnetohidrodinamice, ce se propagă la

distanțe mai mari ca dimensiunile sursei cu o viteză ≥ 500 km/s; schimbarea concentrației electronilor; mărirea spectrului de deplasare doppler a frecvenței.

În stratul E a fost depistată mărirea densității și a temperaturii plasmei. Acest efect duce la apariția stratului E – sporadic și creșterea frecvenței critice.

În stratul F deasupra epicentrelor cutremurelor, a fost înregistrată micșorarea concentrației electronilor, apariția instabilității Rayleigh – Taylor și mărirea gradientului concentrației sarcinilor.

PERIOADA DECLANȘĂRII CUTREMURULUI

Învelișul extern rigid al Pământului este format din cincisprezece plăci tectonice mobile, de 60-100 km grosime, pe unele dintre care se află și continentele. Aceste plăci litosferice “plutesc” pe astenosferă, stratul de suprafață semitopit al mantalei Pământului, și sub acțiunea curenților de convecție din mantie se deplasează extrem de lent, cu o viteză de până la 12 cm pe an. Unele plăci se împing reciproc, iar în anumite locuri o placă alunecă și coboară sub o altă placă, penetrând la adâncimi cu temperaturi și presiuni înalte unde se topește consumându-se. Altele se îndepărtează una de alta, spațiul dintre ele fiind completat cu magmă solidificată, care ulterior formează crusta nouă. Unele blocuri imense de crustă terestră alunecă unul față de altul.

La marginile dintre plăci mișcarea este frânată de forța de frecare dintre ele, astfel că în aceste locuri se acumulează tensiuni enorme. Atunci când rocile care intră în contact se rup sau alunecă brusc, se produce o degajare sub formă de unde seismice, electromagnetice și acustico-gravitaționale a energiei acumulate, adică se produce cutremurul propriu-zis. Intensitatea acestuia depinde de suprafața de rupere, de adâncimea la care se produce și de natura rocilor. Concomitent are loc intensificarea emisiei gazelor litosferice (CO_2 , CH_4 și omologii săi) și a substanțelor radioactive.

Efectele ionosferice ce apar în perioada după producerea cutremurului pot fi împărțite în efecte de trei tipuri:

1. Primul tip de efecte se bazează pe mecanismul transformării undelor seismice în unde acustice cu o perioadă mare la frontiera dintre scoarța terestră și atmosferă. Aceste unde se propagă de jos în sus și se manifestă odată cu deplasarea în timp pe dopplerograme. Astfel de efecte se manifestă în ionosferă peste o perioadă de timp de $T=9\text{...}12$ minute după producerea cutremurului. În acest interval de timp unda acustică are posibilitatea să parcurgă 160...220 km.

2. Al doilea tip de excitații ionosferice sînt observate în ionosferă peste un timp de aproximativ 35...37 minute după momentul producerii cutremurului. Perioada de timp în care se produc aceste excitații este egală 10÷15 minute. Mecanismul fizic al acestor tipuri de excitații este: transformarea unei acustice, apărută în urma cutremurului, la înălțimea de ~ 200 km deasupra epicentrului cutremurului, într-o undă plasm-acustică, care apoi se propagă orizontal în stratul $F2$. Conform datelor experimentale primite în [8], componenta orizontală a vitezei de propagare în stratul $F2$, a unei plasm-acustice este de $V_o = 1,6\div 1,8$ km/s.

3. Al treilea tip de efecte ce apar în ionosferă în urma cutremurelor sînt legate de micșorarea sincronă a frecvenței critice a stratului $F2$ și a înălțimii reale a acestui strat ($h'_{p}F2$). Acest efect se observă peste o perioadă de 55...120 minute după producerea cutremurului. Viteza de fază a excitațiilor în stratul $F2$ este orientată în jos și este egală cu aproximativ 0,4...0,8 km/s [8-10].

În stratul D are loc generarea unei ionosonore și magnetosonore de către undele acustice. Între ioni și componentele neutre ale ionosferei există un contact „mecanic” strîns din cauza egalității maselor. Pînă la înălțimea 120-130 km ionii nu sînt încă magnetizați, dar în același timp electronii sînt total magnetizați. La acest nivel apar condiții a mișcării în diferite direcții a ionilor și electronilor în interiorul undei, ceea ce duce la apariția forțelor elastice de natură electrică, adică se creează condiții pentru apariția unei ionosonore.

La înălțimea de aproximativ 130 km presiunea magnetică este de ordinul presiunii gazului cinetic și în această regiune este

posibil trecerea din unda sonoră în magneto-sonoră. Unda magneto-sonoră poate fără atenuare să se propage la înălțimile stratului F și chiar să ajungă în magnetosferă. Refracția undei magneto-sonore poate fi canalizată în regiunea F și să parcurgă distanțe mari cu viteza 20...40 km/s [11, 12].

În stratul E , după producerea cutremurului, are loc formarea structurilor de dimensiuni mici ce provoacă radio-împrăștierea. La începutul anilor '60, Birfeld și Tarantsev au observat efecte acustice în radio-reflecție. De exemplu după cutremurul din Cili (22 mai 1960), au fost înregistrate radio-reflecții auroriale. Astfel de efecte, mai târziu, au fost înregistrate și în urma altor cutremure. Mecanismul apariției lor constă în următoarele: unda acustică în regiunea E se transformă într-o undă de forma dinților de ferestrău cuasiliniari; pentru frontul abrupt a acestei unde apare instabilitatea gradient-derivă a sunetului ionic; aceasta este o undă lungă (zeci de metri) ce se propagă de-a lungul frontului sonor; perpendicular acestei unde există un câmp electric slab ce duce la apariția unei m -unde scurte care poate fi ușor înregistrată de receptoarele ce funcționează în intervalul de pe frecvențe 70...150 MHz [11, 13].

În afară de aceasta, în stratul E , are loc excitarea oscilațiilor de perioade scurte ale câmpului electromagnetic al pământului de către undele acustice. Mișcarea în diferite direcții a electronilor și ionilor în interiorul undei acustice la nivelul regiunii E duce la excitarea oscilațiilor de perioade scurte ale câmpului electromagnetic al pământului. Pentru prima dată acest efect a fost înregistrat în 1976 în Tixi, unde se făceau experimente la înregistrarea infrasunetului și a oscilațiilor de perioade scurte [11, 14].

REZULTATE EXPERIMENTALE ȘI CONCLUZII

Pentru înregistrarea și cercetarea efectelor ionosferice se utilizează întregul arsenal de metode contemporane radiofizice: sondarea prin impuls și sondarea cu semnale modulate liniar în frecvență în diapazonul 1...60 MHz; metoda undelor de probă, utilizată pentru măsurarea amplitudei, fazei și

spectrelor semnalelor reflectate; metoda radiopulsării semnalelor sateliților artificiali ai pământului și a radiosurselor discrete în diapazonul 100...300 MHz.

În această lucrare sînt prezentate dependențele frecvențelor critice ale stratului ionosferic E de timp, obținute din ionogramele sondării verticale a ionosferei.

În Fig. 4 sînt prezentate variațiile frecvențelor critice ale stratului ionosferic E_s pentru 8 zile (01.05.2011-08.05.2011), înregistrate de stațiile ionosferice de sondare verticală din SUA: Eglin (EG931, 30.50N 273.59E, 1950 km de la epicentru), Boulder (BC840, 40.00N 254.70E, 2653 km de la epicentru), Wallops (WP937, 37.90N 284.50E, 3248 km de la epicentru) și Millstone Hill (MHJ45, 42.60N 288.50E, 3843 km de la epicentru). Pentru a obține graficele din Fig. 4 au fost prelucrate peste 9200 de ionograme.

Excitării ionosferei au fost inițiate de cutremurul din Mexic (5 mai 2011).

Epicentrul cutremurului – (16.86N 98.59W); magnitudinea cutremurului – $M=5,7$; adîncimea – $h=30$ km; ora – 13:24:09 UT este indicată în Fig. 4 prin săgeată. Indicii geomagnetici A și K la latitudini medii pentru perioada 01.05.2011-08.05.2011 nu au depășit mărimile $A \leq 14$, iar $K \leq 4$ (vezi http://www.swpc.noaa.gov/ftplib/indices/old_indices/2011_DGD.txt).

În baza rezultatelor prezentate în Fig. 4 se pot formula următoarele concluzii:

- cu 56-48 de ore înainte de cutremur apare stratul E_s care se menține un timp mai îndelungat;
- în stratul E_s al ionosferei apar variații cuasiperiodice intensive ale neomogenităților de plasmă;
- neomogenitățile ionosferice de plasmă duc la majorarea frecvențelor critice de 2-3 ori;
- fenomenul generării variațiilor cuasiperiodice ale neomogenităților de plasmă inițiat de procesul seismic se observă mai bine pentru stațiile ionosferice plasate mai aproape de epicentrul seismului;
- în cazul dat fenomenul apariției neomogenităților ionosferice a fost depistat la o distanță de 3843 km de epicentru.

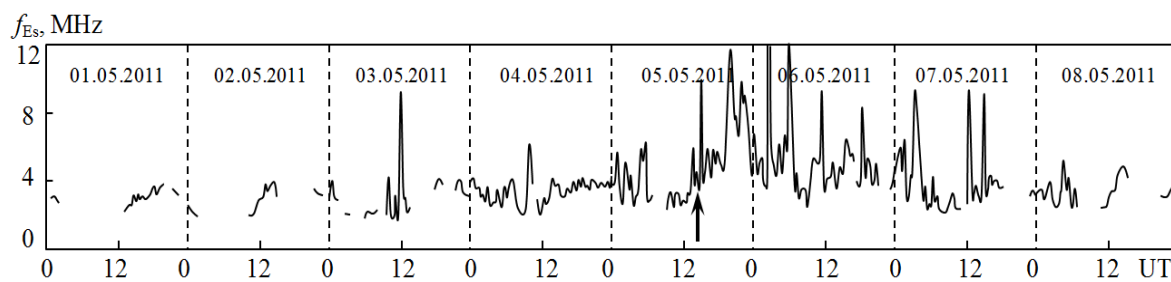


Fig. 4a. Variațiile frecvențelor critice ale stratului ionosferic E_s , înregistrate de stația ionosferică de sondare verticală din Eglin (EG931, 30.50N 273.59E, 1950 km de la epicentru).

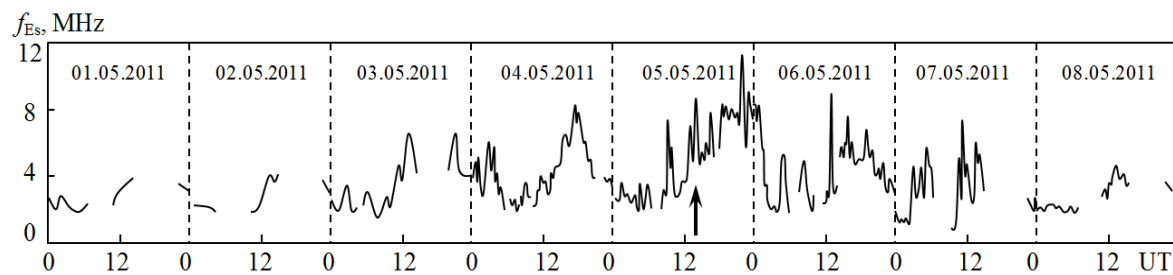


Fig. 4b. Variațiile frecvențelor critice ale stratului ionosferic E_s , înregistrate de stația ionosferică de sondare verticală din Boulder (BC840, 40.00N 254.70E, 2653 km de la epicentru).

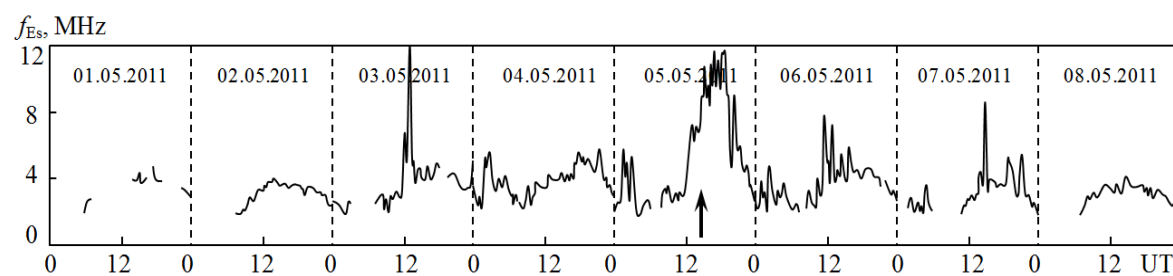


Fig. 4c. Variațiile frecvențelor critice ale stratului ionosferic E_s , înregistrate de stația ionosferică de sondare verticală din Wallops (WP937, 37.90N 284.50E, 3248 km de la epicentru).

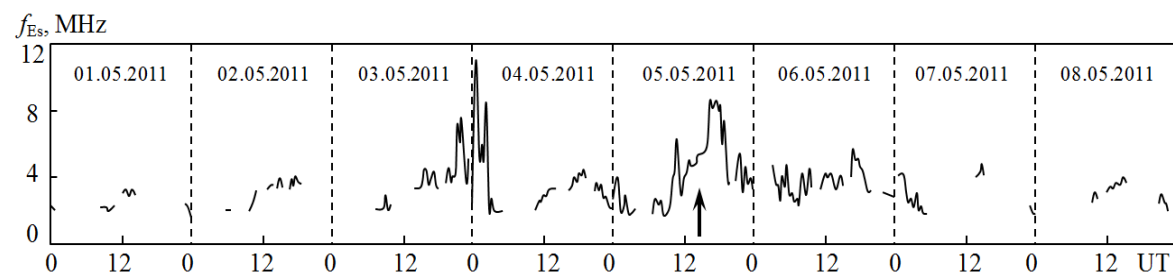


Fig. 4d. Variațiile frecvențelor critice ale stratului ionosferic E_s , înregistrate de stația ionosferică de sondare verticală din Millstone Hill (MHJ45, 42.60N 288.50E, 3843 km de la epicentru).

BIBLIOGRAFIE

1. Гохберг, М.Б.; Шалимов, С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. – М.: Наука. 2008. 296 с.
2. Добровольский, И.П. Теория подготовки сильного тектонического землетрясения. Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 6. С. 31.

3. Chen Y. I., Chu J. Y., Liu Y. J., Pulinets S. A., Statistical study of ionospheric precursors of strong earthquakes at Taiwan area, Proceedings of XXVIth General Assembly URSI. University of Toronto, Toronto, Ontario, Canada. August 13-21, 1999. GN1.7. 1999. P. 745.
4. Пулинец, С.А.; Боярчук, К.А.; Ломоносов, А.М.; Хегай, В.В.; Лью, Й.Е. Ионосферные предвестники земле-

трясений: предварительный анализ критических частот foF2 на наземной станции вертикального зондирования ионосферы Чунг-Ли (остров Тайвань), Геомagnetизм и аэрoномия. 2002, 42, № 4, С. 508-513.

5. Pulinets, S.A.; Alekseev, V.A.; Legen'ka, A.D.; Khagai, V.V. Radon and metallic aerosols emanation before strong earthquakes and their role in atmosphere and ionosphere modification, *Adv. Space Res.*, 20, N11, 1997, P. 2173-2176.

6. Сорокин, В.М.; Чмырев, В.М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых видов катастроф. Геомagnetизм и аэрoномия. 2002. Т. 42. № 6. С.821-830.

7. Ouzounov, D.; Freund, F. Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data. *Advances in space research*. 2004. 33. P. 268-273.

8. Егоров, Д. А. Эффекты сильных землетрясений в ионосфере земли. Геомagnetизм и аэрoномия. 1990. №4. С. 680-682.

9. Никитин, М. А.; Кащенко, Н. М. Нестационарное ионообразование в нижней ионосфере при действии

гравитационных волн. Геомagnetизм и аэрoномия. 1977. Т. XVII. №4. С. 649-654.

10. Горбачев, Л. П.; Лазарев, В. М. О влиянии силы тяжести на генерацию геомагнитных возмущений акустических импульсами. Геомagnetизм и аэрoномия. 1979. Т. XIX. № 1. С. 114-119.

11. Пономарёв, Е. А.; Ерущенко, А. И. Инфразвуковые волны в атмосфере земли (Обзор). Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 1977. Т. XX. № 12. С. 1773-1789.

12. Плоткин, В. В.; Израйлева, Н. И. Резонансное рассеяние радиоволн при акустическом возмущении ионосферы. Известия высших учебных заведений "Радиофизика". 1987. Т. XXX. № 5. С. 578-584.

13. Перцев, Н. Н.; Шалимов, С. Л. Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу. Геомagnetизм и аэрoномия. 1996. Т. 36. № 2. С. 111-118.

14. Павлов, И.А. Акустический импульс над эпицентром землетрясения. Геомagnetизм и аэрoномия. 1986. Т. XXVI. № 5. С. 807-815.

CZU: 621.391

DECISIVE FACTORS IN CREATING IONOSPHERIC NONHOMOGENEITIES INITIATED BY SEISMIC PROCESSES

Plohotniuc E., Borisova I., Botnariuc S., Țiganaș I.
(Alec Russo Balti State University, Republic of Moldova)

The present paper is devoted to the description of the decisive mechanisms that initiate the formation of ionospheric nonhomogeneities before and after the onset of the earthquake. It contains experimental data obtained by ionosphere vertical sounding and modified by the earthquake in Mexico (May 5, 2011).

Prezentat la redacție la 9 februarie 2012