

Földrengések nyomai a felsőlégkörben?

Barta Veronika, Berényi Kitti, Buzás Attila, Kiszely Márta, Szabóné André Karolina, Szárnya Csilla

Az ionoszféra a földi légkör napsugárzás által részben ionizált tartománya, amely 60–1000 km között helyezkedik el. Az ionoszféra egy dinamikus változó határreteg a külső plazmakörnyezet és a semleges légkör között, melyet különböző hatások érnek mind felülről, a világűr irányából (elsősorban a naptevékenységhez kapcsolódóan), mind alulról, a semleges légkör irányából (pl. intenzív troposzférikus események: hidegfrontok, zivatarok). Egy aktívan kutatott téma a litoszféra-semleges légkör-ionoszféra közötti csatolás. Ennek részeként célkitűzés a földrengéseket megelőzően detektálható elektronsűrűség anomáliák keresése az ionoszférában, valamint a földrengéseket követő ionoszférikus irregularitások vizsgálata, illetve monitorozása, ami egy mind elméletileg, mind észlelések tekintetében jóval megalapozottabb kutatási téma.

Bevezetés

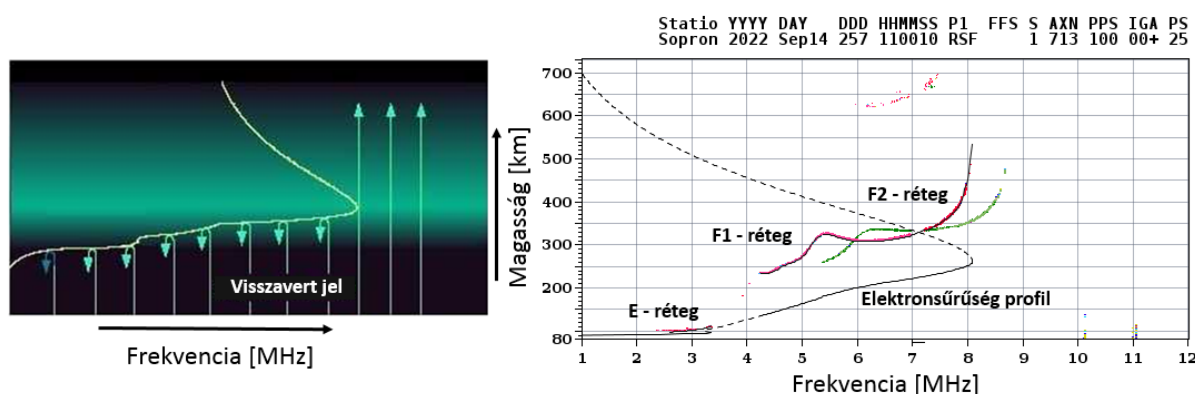
Carl Friedrich Gauss német matematikus és fizikus a Föld mágneses mezejének tanulmányozása során már 1839-ben felvetette, hogy a légkör egy elektromosan vezető régiója sok megfigyelt jelenségre magyarázatot adhat. Az első transzatlanti rádiójel továbbítása és vétele Guglielmo Marconi nevéhez fűződik hatvan évvel később (1901. december 12), a cornwalli és újfundlandi állomások között, mintegy 3500 kilométeres távon sikerült a Morze-ábécé S betűjét (három vonás) továbbítani. Ettől kezdve a rádiókommunikáció, és annak köszönhetően az ionoszféra felfedezése és vizsgálata rohamos fejlődésnek indult. Az ionoszféra és a benne előforduló anomáliák ismerete a műholdas kommunikáció és navigáció szempontjából is rendkívül fontos, hiszen a földi adóállomás és a műhold között az ionoszférán keresztül terjed a jel. Így az ionoszféra állapotának monitorozása és a benne előforduló irregularitások megfigyelése napról napra fontosabbá válik.

Az ionoszféra monitorozása

Az ionoszféra földbázisú megfigyelése ún. ionosondákkal történik, melyek segítségével az egyes rétegek elektronsűrűségét lehet megfigyelni a magasság függvényében. A mérés során rövid idejű rádió impulzusokat bocsátunk ki általában 1 és 12 MHz között. Egy adott frekvencián a jel abban a magasságban fog visszaverődni, ahol az ionoszféra sajátfrekvenciája megegyezik a szondázó elektromágneses hullám frekvenciájával. Mérjük az impulzus kibocsátása és a visszaérkezés között eltelt időtartamot, ez alapján meg tudjuk becsülni, hogy mely magasságban történt a visszaverődés feltételezve, hogy a jel fénysebességgel terjed. Ezt a mechanizmust különböző frekvenciákon megismételve a mérés eredményeként előáll az ún. ionogram (1. ábra) ahol a plazmafrekvenciát láthatjuk a magasság függvényében, ami alapján az (1) képlet segítségével az elektronsűrűség profil (1. ábra) meghatározható:

$$\omega_{pe} = \sqrt{\frac{4\pi n_e e^2}{m^*}} \quad (1),$$

ahol ω_{pe} a plazmafrekvencia, n_e az elektronsűrűség, e az elektromos töltés, m^* pedig az elektron tömege.



1. ábra Az ionoszféráról visszaverődő, majd a legnagyobb elektronsűrűséghez tartozó plazmafrekvencia fölött áthaladó hullámok (bal oldalon), a mérés eredménye az ionogram (jobb oldalon).

Az ionogramon szépen kirajzolódnak az ionoszféra egyes rétegei, a kisebb elektronsűrűségű E-réteg, és föllette a nagyobb elektronsűrűségű F-réteg, amely a nappali órákban szétválak F1 és F2 rétegre. Mivel az ionoszféra egy diszperzív közeg a beérkező elektromágneses hullámok szétválak ordinárius és extraordinárius módusra, amelyek külön színekkel (piros és zöld) jelennek meg az ionogramokon (1. ábra). A soproni állomás egy globális digitális ionosonda (Digisonda) hálózat tagja, amelyben több mint 120 mérési pontról érhetőek el az adatok általában 5 vagy

15 perces időbeli felbontásban [1].

Térbeli és időbeli felbontás szempontjából a GNSS-mérések (Global Navigation Satellite System – globális navigációs műholdrendszer) jelfeldolgozásából származtatott mennyiségek átütő erejűek voltak az ionoszféra tanulmányozásában. Az amerikai GPS-műholdak (Global Positioning System – globális helymeghatározási rendszer) 20 200 km-es magasságban keringenek, általában a flottából egyszerre 24 műhold érhető el és két frekvencián sugároznak egyszerre – ezeket L1-nek és L2-nek nevezik, az L1 1575,42 MHz-en, az L2 1227,60 MHz-en. A mérések feldolgozása során az ionoszféra azon tulajdonságát lehet felhasználni, hogy ionizált közegben az elektromágneses jelek terjedése frekvenciafüggő vagyis diszperzív – ez azt jelenti, hogy a különböző frekvenciájú jelek eltérő mértékű jelkésleltetést szenvednek el. Adott két pont (jelen esetben adó és vevő) közötti s_i integrálási útvonal mellett az adott f_i frekvenciára vonatkozó φ_i fáziskésés:

$$\varphi_i = s_i - \frac{40,3082 \cdot TEC_i}{f_i^2}, \quad 40,3082 = \frac{c^2 \cdot r_e}{2\pi}$$

ahol a TEC_i a két pont közötti teljes elektron tartalom (TEC - total electron content). A konstans szorzótényezőben a c a fénysebesség, az r_e elektron sugara.

A két külön frekvenciás méréseket kombinálva, egyetlen jel útvonalára vonatkoztatott TEC-érték:

$$TEC = \frac{f_1^2 \cdot f_2^2 \cdot (\varphi_1 - \varphi_2)}{40,3082 \cdot (f_1^2 - f_2^2)}$$

Egy TEC-egység (TEC Unit röviden TECU) $10^{16} \frac{el}{m^2}$ -nek feleltethető meg. Amennyiben szerte a világban telepített mérőeszközök egyidőben vett GNSS-jelét egységes eljárással dolgozzák fel, úgy globális teljes elektron tartalom (TEC-térképek származtathatók belőlük.

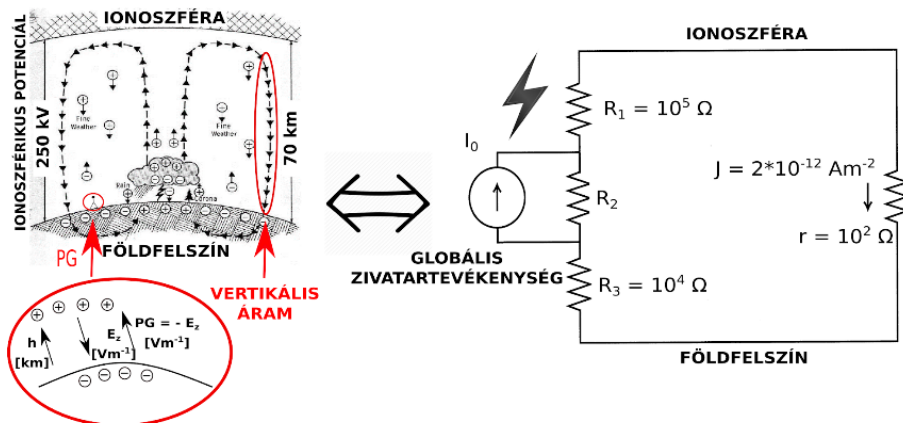
Kapcsolat a földrengések és az ionoszféra között?

A Föld mélyében kipattanó és a felszínen óriási pusztítást okozó földrengések, valamint a 60–1000 km-es magasságban elhelyezkedő ionoszférában zajló folyamatok között első rátekintésre nehéz elképzelni bármiféle kapcsolatot. Mára azonban több mérési bizonyíték is amellett tanúskodik, hogy létezik ilyen fizikai kapcsolat a két jelenségcsoport között, amit litoszféra–semleges légkör–ionoszféra csatolási mechanizmusnak neveznek [2]. Bár a csatolási mechanizmus pontos mibenléte mindmáig vitatott és több eltérő elmélet is létezik a magyarázatára, azonban az egyik legelterjedtebb hipotézis szerint a földrengést közvetlenül megelőző (ún. preszeizmikus) fázisban (általában néhány nappal a rengés előtt) a földkéregben felhalmozódó feszültség hatására a repedésrendszereken keresztül ionizáló gázok, jelesül radon szabadul fel és jut a troposzféra legalsó, felszínközeli tartományába [2]. Az így a légkörbe jutott radon és az ionoszféra között az ún. Globális Légköri Elektromos Áramkör (GLEK – Global Electric Circuit: GEC) teremti meg a kapcsolatot. A GLEK a földfelszín és ionoszférát összekötő elektromos áramok rendszere, amelyet a földfelszín és ionoszféra közti mintegy +250 kV potenciálkülönbség tart fenn. Ezen potenciálkülönbség elsődleges forrása a globális zivatarvekenység, amely mintegy generátorként működik a rendszerben. Az ionoszféra és a földfelszín közötti töltéskülönbséget az ún. szép idő (tehát a zivatarok által nem érintett) területeken az ún. (mintegy 2 pAm^{-2} felületi áramsűrűségű) vertikális áram formájában megjelenő töltésáram igyekszik kiegyenlíteni (2. ábra).

A litoszféra–semleges légkör–ionoszféra csatolás elmélete szerint a földrengések előtt a földkéregből felszabaduló radon gáz megnövekedett légköri koncentrációja következtében megnövekszik a felszínközeli rétegek légköri vezetőképessége is, ami csökkenti ezen légrétegek ellenállását. Ezen folyamatokon keresztül végül megnövekszik a pozitív töltéseket szállító vertikális áramerősség, valamint az alsó ionoszféra rétegeinek lokális elektronsűrűsége ((2) képlet) [2].

$$J_c = \frac{V_i}{R_c} = \frac{V_i}{\left[\frac{k}{\sigma_s} + R_{FT} \right]} \quad (2),$$

Ahol J_c a vertikális áram(sűrűség), V_i az ionoszférikus potenciál (azaz az ionoszféra és a földfelszín közötti potenciálkülönbség), R_c az ún. oszlopellenállás (az alsó ionoszféra és a földfelszín közötti egységnyi területű légoszlop integrált ellenállása). Utóbbi tag, az oszlopellenállás felbontható két további tagra: a felső, szabad troposzféra és sztratoszféra járulékat tartalmazó tagra (R_{FT} , ez a teljes oszlopellenállás csupán mintegy harmadát teszi ki); valamint az oszlopellenállás integrált értékének több mint kétharmadáért felelős felszínközeli rétegek és az alsó troposzféra járulékat tartalmazó tagra (k/σ_s), ahol k a felszínközeli légréteg skálamagassága és σ_s a felszínközeli réteg vezetőképessége.

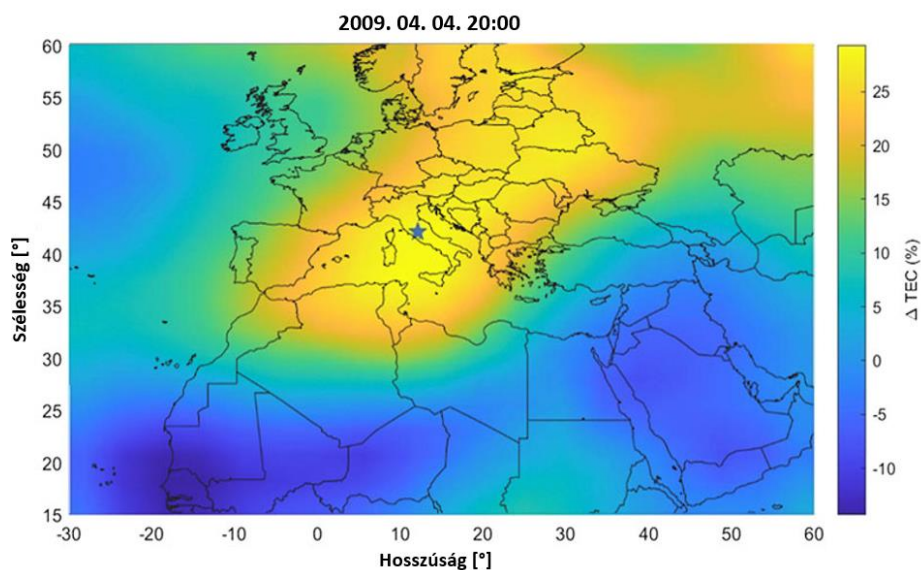


2. ábra A GLEK sematikus rajza (bal oldalon) és ekvivalens áramkörü képe (jobb oldalon). A bal oldali ábrán a PG szó a felszínközeli vertikális légköri elektromos térerősség ellentettjét, a légköri elektromos potenciálgradienst jelöli.

Ionoszférikus prekurzorok és az észlelés korlátai

A litoszféra–semleges légkör–ionoszféra csatolási rendszer egy mai napig nyitott kérdése, hogy a globális légköri elektromos áramkörön keresztül a földrengéseket megelőzően az alsó ionoszférában létrejövő kisebb elektronsűrűség anomáliák, hogyan képesek, nagymértékű, a teljes elektrontartalomban is kimutatható változásokat okozni. Azonban a szakirodalomban látunk arra példát, hogy más, a légköri vezetőképességet befolyásoló folyamatok (pl. vulkanikus hamufelhő a kitérést követően, vagy saharai porvihar) is képesek a teljes elektrontartalomban jól mérhető változást (3–8 TECU) okozni [3]. A földrengéseket megelőzően mind elektronsűrűség növekedést, mind elektronsűrűség csökkenést kimutattak már a szakirodalomban [3]. Azonban ezen anomáliák egyértelmű beazonosítása nagyon nehéz, mert hasonló (8–10 TECU v. 20-80 %), vagy nagyobb léptékű pozitív és negatív változásokat tudnak okozni a napkitöréseket követő geomágneses viharok is az ionoszféra elektrontartalmában.

A szakirodalom, főként statisztikai vizsgálatok alapján azonban néhány dolgot már meg lehet állapítani az ionoszférikus prekurzorokról: az anomália bekövetkezésének a valószínűsége nagyobb az intenzívebb (> M6.6) és sekély (fészekmélység < -20 km) rengések esetében és a földrengést megelőző 5 napban [3,5,6]. Illetve általában az irregularitásokat a rengés epicentrumától egy meghatározott távolságon belül, az ún. előkészítési területen (preparation area) észlelték [3,4,5], amelynek sugara függ a rengés intenzitásától és a következő képlettel adható meg: $R = 10^{0.43M}$ ahol M a földrengés magnitúdóját jelöli. Ezeket a paramétereket figyelembe véve utólag ki lehet mutatni egy-egy nagyobb földrengés esetén nagy valószínűséggel a rengéshez kötődő, azt megelőző anomáliákat, mint például 3 nagy Mexikói [5] vagy a 2009-es Aquilai (3. ábra, [6]) rengés esetében.



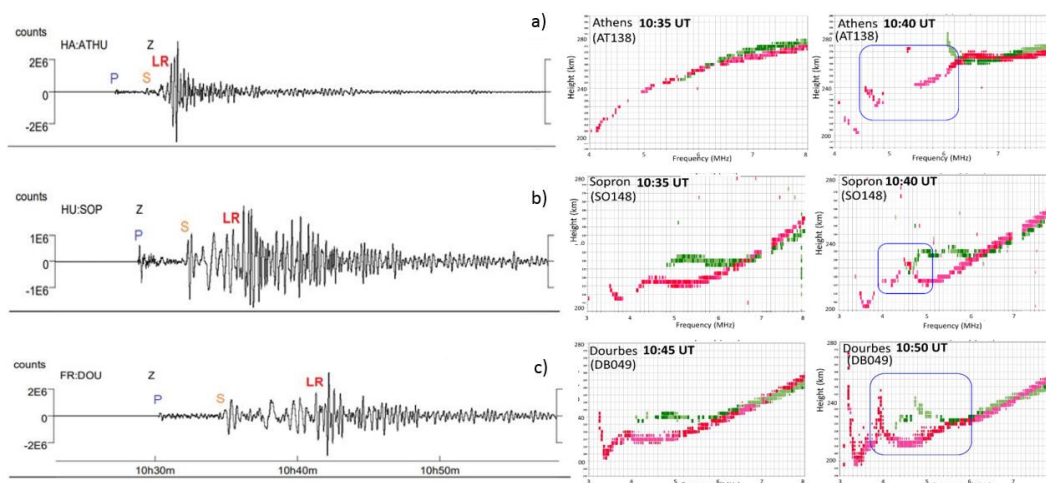
3. ábra A teljes elektrontartalomban észlelt növekedés Európa felett ~ 30 órával az az Aquila-i (M6.3) intenzív földrengés előtt, geomágneses szempontból nyugodt időszakban [5].

Azonban valós időben egyértelműen beazonosítani a földrengéshez kötődő ionoszférikus változásokat szinte lehetetlen feladatnak tűnik, mivel az ionoszféra egy rendkívül dinamikus változó közeg és a földkörüli térségben végbemenő összetett folyamatok hasonló, vagy nagyobb léptékű változásokat tudnak eredményezni az elektronsűrűségben.

A földrengéseket követő irregularitások - terjedő ionoszféra zavarok

Az ionoszférában megjelenő periodikus tulajdonságokat mutató anomáliákat összefoglaló néven terjedő ionoszféra zavarnak (Traveling Ionospheric Disturbances - TID) nevezzük. Ezen irregularitások forrása a semleges légkörben kialakuló és az ionoszférán keresztül haladó hullámok (pl. sűrűség hullám - hanghullám, légköri nehézségi hullámok), melyek tulajdonságai a semleges és az ionizált részecskék ütközésén keresztül adódnak át az ionizált közegnek, s ezáltal mutathatóak ki az ionogramokon, vagy a teljes elektrontartalomban. A TID-ek monitorozása és vizsgálata az utóbbi években rendkívül fontossá vált, mert szinte állandó jelenlétük kiszámíthatatlan hibákat tud okozni a precíz (néhány 10 cm-es) helymeghatározásban, amely az önvezető járművek esetében nélkülözhetetlen. A téma fontosságát jelzi, hogy a HORIZON Europe program már két nagy nemzetközi összefogással létrehozott pályázatot is támogatott, amelyek közül az utóbbi (T-FORS, [7]) a Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet kutatóinak részvételével valósul meg.

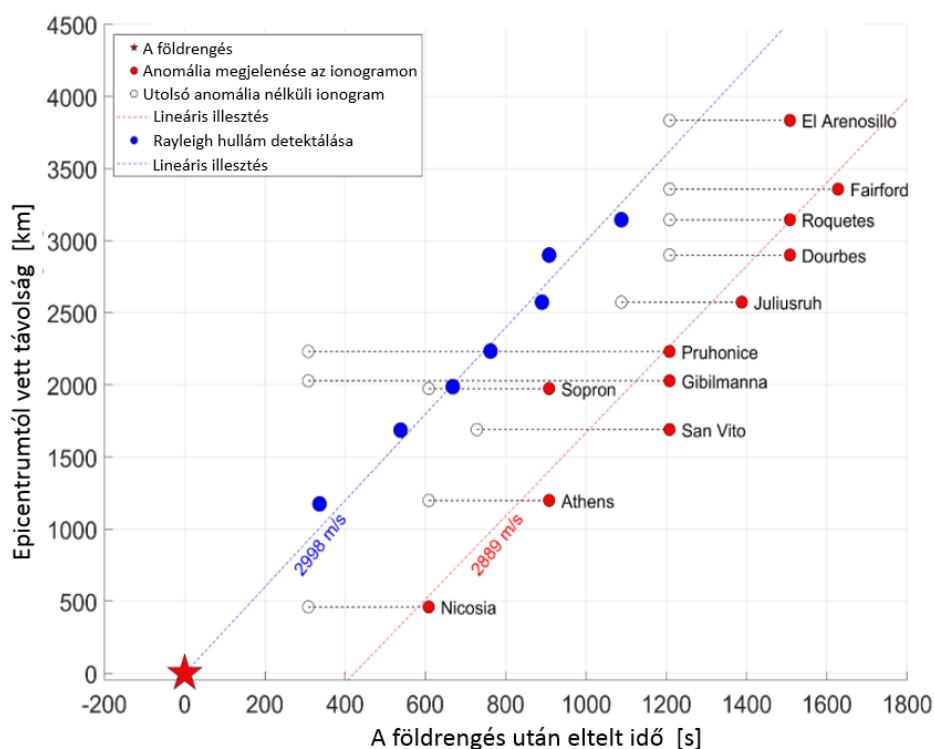
A földrengések során felszabaduló feszültség rugalmas hullámokat kelt, melyek közül a térhullámok (P-, és S-hullám) bolygónk belsejében, míg a felületi hullámok (Rayleigh-, és Love-hullám) nevükhöz híven a felszínen terjednek [8]. Utóbbiak közül a Rayleigh-hullám (LR) terjedése vertikális elmozdulással is jár, amely a talaj fölötti légrétegben akusztikus-nehézségi hullámokat generál, melyek fölfelé terjedve elérhetik az ionoszférát [9]. Ezek a zavarok várhatóan a Rayleigh-hullámok sebességével (2000–5000 m/s) terjednek vízszintes irányban az ionoszférában 8–10 perces késleltetéssel az LR hullámhoz képest, mert ennyi idő kell, hogy a felszínen létrejött anomália elérje az ionoszféra (200 - 300 km) magasságát. Mivel a szeizmikus hullámok a talajon nagy távolságokra képesek eljutni, ez a mechanizmus a földrengés epicentrumától nagy távolságra is detektálható zavarokat hozhat létre az ionoszférában. A szakirodalom szerint 6,5 M-nál erősebb rengések képesek anomáliákat okozni az ionoszférában, amelyek mértéke, és a rengéshez képesti távolság, ahol még detektálhatóak, függ a rengés erősségétől [9, és az ott leírt referenciák].



4. ábra Bal oldalon az Athén (a), Sopron (b) és Dourbes (Belgium, c) állomásokon mért szeizmogramok a rengést követő tér és felületi hullámok (P-, S- és LR) beérkezésének megjelölésével. A középső oszlopban az Athén, Sopron és Dourbes állomásokon mért ionogramok részletei a rengés hatásának beérkezése előtt, míg a jobb szélső oszlopban ugyanitt mért ionogramok a rengés által keltett hullámszerű anomália megjelölésével (legömbölyített téglalapok) [9 alapján].

A szeizmikus (LR) hullám által keltett ionoszféra zavarra láthatunk egy nagyon szép példát a 2023 február 6-ai (M 7,6, kipattanás ideje: 10:24:52 (UTC)) földrengést követően Európa felett. A 4. ábra bal oldalán az Athén (a), Sopron (b) és Dourbes (c), Belgium) állomásokon mért szeizmogramokat láthatjuk. Az egyes szeizmogramokon egymást követően jelennek meg a P-, S- és LR hullámok, valamint szépen látszik, hogy az epicentrumtól vett távolság növekedésével a hullámok egyre későbbi időpontban jelennek meg. Az ábra jobb oldalán az Athéni, Soproni és Dourbes-i ionoszlomák állomásokon mért ionogramokat láthatjuk a rengés hatását megelőző időpontban (középső oszlop), majd amikor a rengés által keltett hullámszerű anomália megjelenik az ionogramokon (téglalap keretben kiemelve). A közel azonos helyen mért szeizmogramon megjelenő LR hullámok időpontjaival összevetve láthatjuk, hogy kb. 6–10 perccel a hullám áthaladása után jelenik meg a zavar az ionogramokon. Több európai szeizmikus és ionoszlomák adatait átnézve elő lehet állítani egy ún. utazás - idő diagramot (5. ábra), amin a szeizmogramokon megjelenő LR hullámok beérkezési idejét (a csillag szimbólummal jelölt pontból induló egyenes), illetve az ionogramokon látható zavarok idejét (a 400 s-ból kiinduló egyenes) láthatjuk az epicentrumtól vett távolság függvényében. A beérkezési idők és a távolságok függvényében meg lehet határozni a sebességet, amely elég jó egyezést mutat a két esetben (2998 m/s a Rayleigh hullám sebessége – a csillag szimbólumból kiinduló szaggatott vonal, 2889 m/s az ionoszféra zavar horizontális terjedési sebessége – a 400 s-ból kiinduló szaggatott vonal). Így a két vonal közel párhuzamos egymással, ~ 7 perc eltérés van a

kettő között, ami azt jelenti, hogy ebben az esetben a talaj fölött keltett semlegeslégköri hullám ennyi idő alatt érte el az ionoszféra (itt 200–240 km) magasságát. Az eredmények a Journal of Geophysical Research rangos nemzetközi folyóiratba kerültek benyújtásra [9].



5. ábra Út – idő diagram. A 0 s (csillaggal jelölve) a földrengés kipattanásának időpontja, és az ebből induló egyenes a LR hullám beérkezési idejét mutatja a távolság függvényében a vizsgált szeizmogramokon. A 400 s-ból induló egyenes az ionoszférazavar ionogramokon történő megjelenésének időpontját jelzi a távolság függvényében. Itt fontos megjegyezni, hogy egyes állomások (pl. Athén, Sopron) 5 perces, míg mások (pl. Pruhonice, Csehország) 15 perces időbeli felbontásban szolgáltatnak ionogramot, így csak ekkora pontossággal tudjuk megadni az anomália megjelenési idejét. Az egyenesek a távolság – idő párok alapján lettek meghatározva [9].

Kitekintés

Európában mind az ionoszondák, mind a GNSS-állomások nagyon sűrűn helyezkednek el a többi kontinenshez képest, illetve más mérési hálózatok (légköri elektromos mérések, ionoszféra doppler eltolódását monitorozó hálózat) is megtalálhatóak itt, amely kivételes lehetőséget biztosít arra, hogy a földrengésekhez kapcsolódó ionoszférikus anomáliákat nagy térbeli és időbeli felbontásban tudjuk megfigyelni, és kutatni több mérési módszer összehasonlításával, így számottevő új eredményeket elérve ezen a területen.

Irodalom

1 <https://giro.uml.edu/>

2 Harrison, R. G., Aplin, K. L., Rycroft, M. J. (2010). Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72(5-6), 376-381.

3 Pulinet, S., Davidenko, D. (2014). Ionospheric precursors of earthquakes and global electric circuit. *Advances in Space Research*, 53(5), 709-723.

4 Dobrovolsky, I.R., Zubkov, S.I., Myachkin, V.I., 1979. Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pageophysics* 117, 1025–1044.

5 Oikonomou, C., Haralambous, H., Pulinet, S.; Khadka, A., Paudel, S.R., Barta, V., Muslim, B., Kourtidis, K., Karagioras, A., Inyurt, S. (2021) Investigation of Pre-Earthquake Ionospheric and Atmospheric Disturbances for Three Large Earthquakes in Mexico. *Geosciences* 2021, 11, 16.

6 Pulinet, S., Krankowski, A., Hernandez-Pajares, M., Marra, S., Cherniak, I., Zakharenkova, I., ... and Budnikov, P. (2021). Ionosphere Sounding for Pre-seismic anomalies identification (INSPIRE): Results of the project and Perspectives for the short-term earthquake forecast. *Frontiers in Earth Science*, 9, 131.

7 <https://t-fors.eu/>

8 <http://www.seismology.hu/index.php/hu/ismeretterjesztes/foeldrengeshullamok>

9 Haralambous, H., Guerra, M., Chum, J., Verhulst, T. G., Barta, V., ... and Zedník, J. (2023). Multi-instrument observations of various ionospheric disturbances caused by the 6 February 2023 Turkey earthquake. *JGR – Space Physics*, bírálat alatt