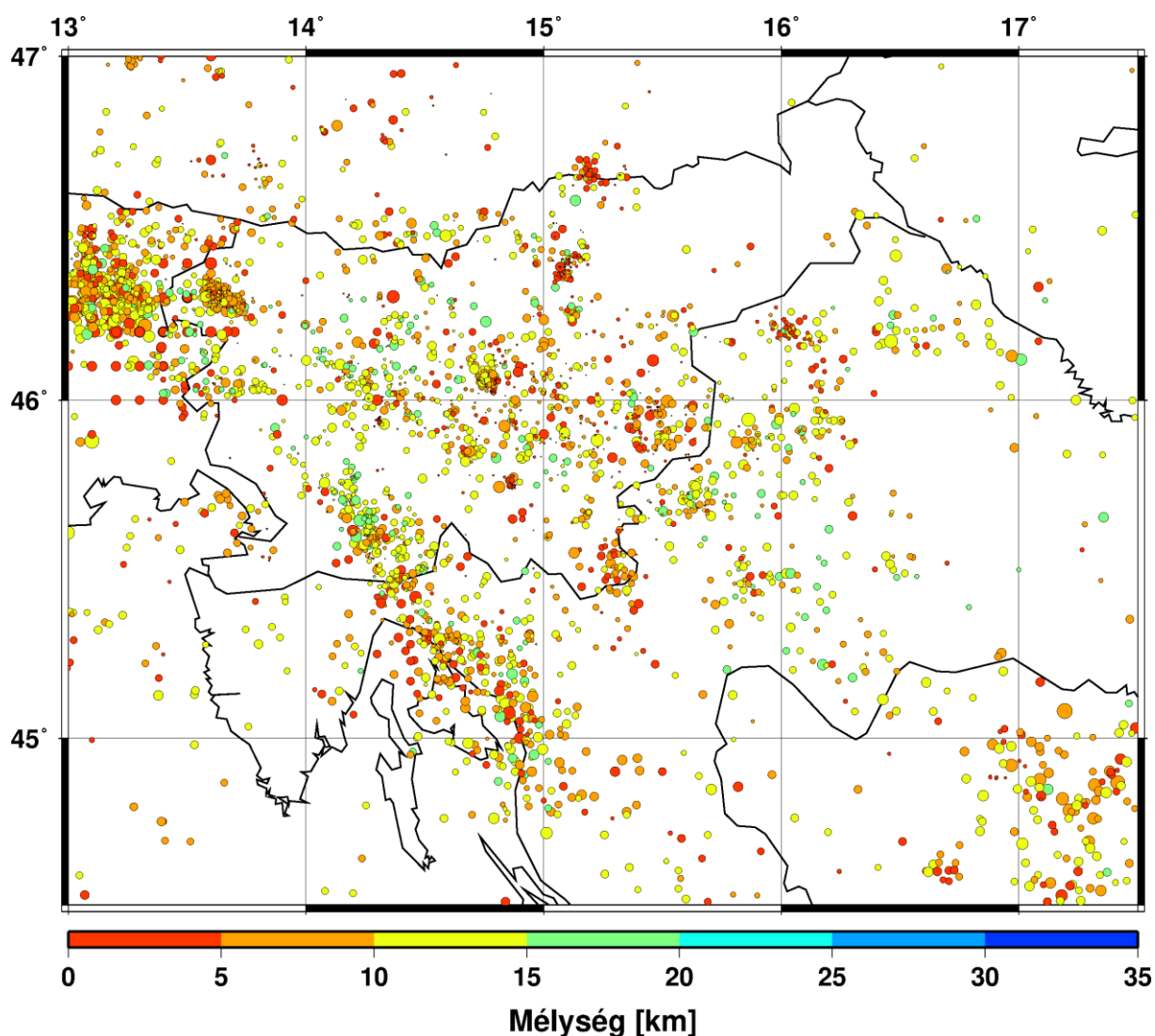


További információk a Zágráb mellet kipattant földrengésekről

2020. március 22-én, világidőben 5:24-kor, helyi idő szerint 6:24-kor súlyos károkat okozó földrengés pattant ki Zágráb térségében, melyet több utóregés is követett. Az USA Geológiai Szolgálat (USGS, <https://earthquake.usgs.gov/>) tájékoztatása szerint a főregés közel 10 km-es mélységben pattant ki, a földmozgás momentum magnitúdója 5.4 volt, további információk az alábbi linken érhetők el: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us70008dx7/executive>. A Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium honlapján közzétett korábbi beszámolónk összefoglalja a térség fokozott földrengésaktivitásának tágabb tektonikai hátterét és idézi a korábbi jelentősebb rengésre vonatkozó historikus beszámolókat.



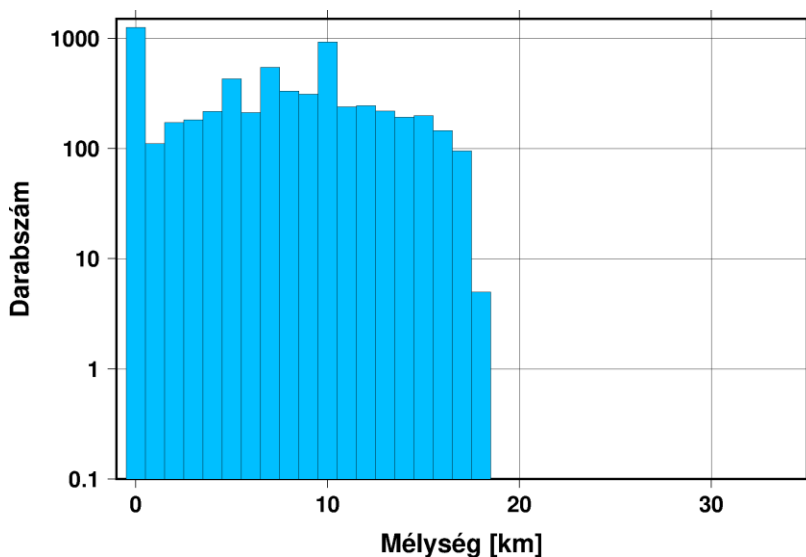
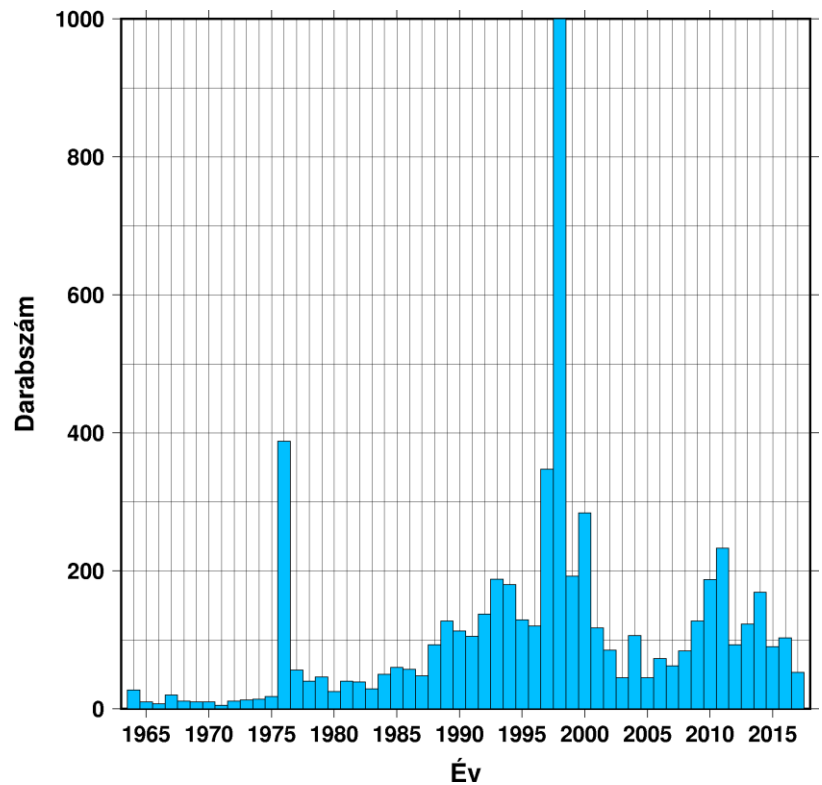
1. ábra Zágráb és nagyobb környezetének szeizmicitása 1964.01.01 és 2017.08.01 között (www.isc.ac.uk). A hipocentrumokat a kipattanási mélység szerint színeztük és a magnitúdó mérete szerint skáláztuk.

Zágráb és nagyobb környezetének szeizmicitását az Alpok, Dinaridák és a Pannon-medence találkozási zónája uralja, valamint az Adriai-lemez ütközése az Európai-lemezhez (Ivancic et al., 2001). Horvátország Pannon-medencére eső területe kevésbé aktív. Az 1. ábra a régió szeizmicitását mutatja az International Seismological Centre (ISC, www.isc.ac.uk) Bulletinje alapján 1964.01.01 és

2017.08.01 között, erre az időszakra az ISC Bulletin 2.5 magnitúdó értékig teljes. Megjegyezzük, hogy a havi ISC Bulletin tipikusan 30 hónap adatgyűjtési idő után készül el.

A régió kis és közepes méretű földrengésekkel jellemezhető. Az események túlnyomórészt sekély fészekmélységű, a felső kéregben kipattanó földrengések. A legutóbbi idők legnagyobb földrengése az 1998-ban kipattant szlovéniai M=5.7 Bovec-Krn földrengés volt, amely több mint 400 utóregést produkált (Bajc et al., 2001). A rengések gyakoriságát a 2. ábra, mélység szerinti eloszlását pedig a 3. ábra mutatja.

2. ábra Földrengések éves gyakorisága 1964.01.01 és 2017.08.01 között. Az 1998-as csúcs a Bovec-Krn földrengéssorozatát jelzi (Bajc et., 2001).

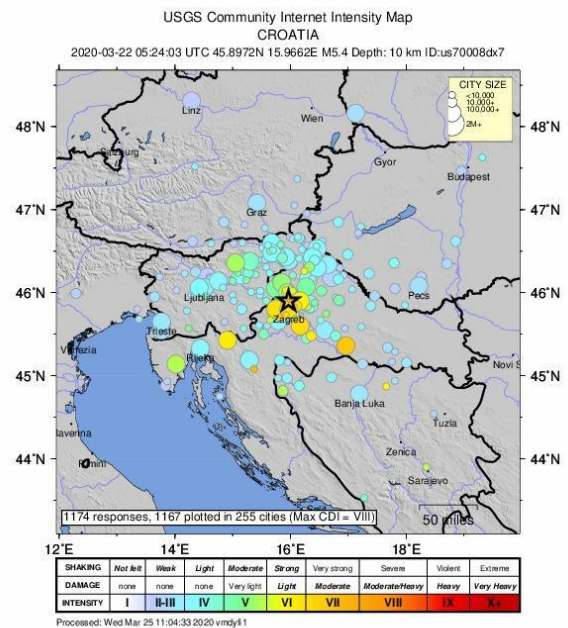


3. ábra Földrengések mélységeloszlása 1964.01.01 és 2017.08.01 között. A régiót sekély, a felső kéregben kipattanó földrengések jellemzik.

Egy terület földrengéskockázatának meghatározásában alapvető fontosságú, hogy kellő pontossággal ismerjük azokat a helyi geodinamikai viszonyokat, szeizmotektonikai folyamatokat, melyek

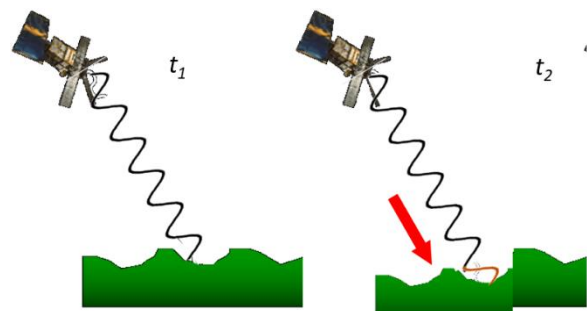
földrendéseket hoznak, hozhatnak létre. Az utóbbi évtizedekben jelentős előrelépés történt a Föld dinamikájának megértésében, beleértve a földrendések kialakulására és mechanizmusára vonatkozó ismereteinket. Ezzel párhuzamosan fejlődtek a különböző geofizikai, szeizmológiai módszerek; új eljárások kerültek kidolgozásra a mélybeli feszültségviszonyok meghatározására, a szeizmogén szerkezetek pontosabb azonosítására képes hatékony hipocentrum- meghatározó eljárások készültek, a feszültségfelhalmozódással és -kioldódással összefüggő felszínmozgások megfigyelésére új űrgeodéziai módszerek születtek. Ezek az ismeretek és korszerű technikák minden korábbinál alaposabb betekintést adnak a földrendéseket létrehozó folyamatokba.

A földrendés intenzitását tapasztalati skálán jellemzik, amely a rengés emberre, épített környezetre okozott hatását mutatja. Az okozott károkat a helyi felszínközeli geológiai, talajtani viszonyok befolyásolhatják. A március 22-én kipattant sekély rengésre a USGS által több mint ezer visszajelzés alapján meghatározott intenzitás térképet mutatja a 4. ábra. A rengés epicentrumához közel VIII-as intenzitású volt a földmozgás, amely jelentős épületkárokat jelez. Az epicentrumtól távolodva az intenzitás értékek csökkennek, az intenzitás értékek területi eloszlása diffúz jelleget mutat. Az intenzitás-térkép megmutatja azt is, hogy a földmozgást Magyarország több részén is érezték. Ezekon az ún. makroszeizmikus kvalitatív adatokon túl igen értékes kvantitatív információk nyerhetők a földrendés mechanizmusáról a szeizmológiai állomások adatainak elemzésével, a mélybeli feszültségtér rekonstruálásával és a maradandó felszín deformációk műholdas megfigyelésével.



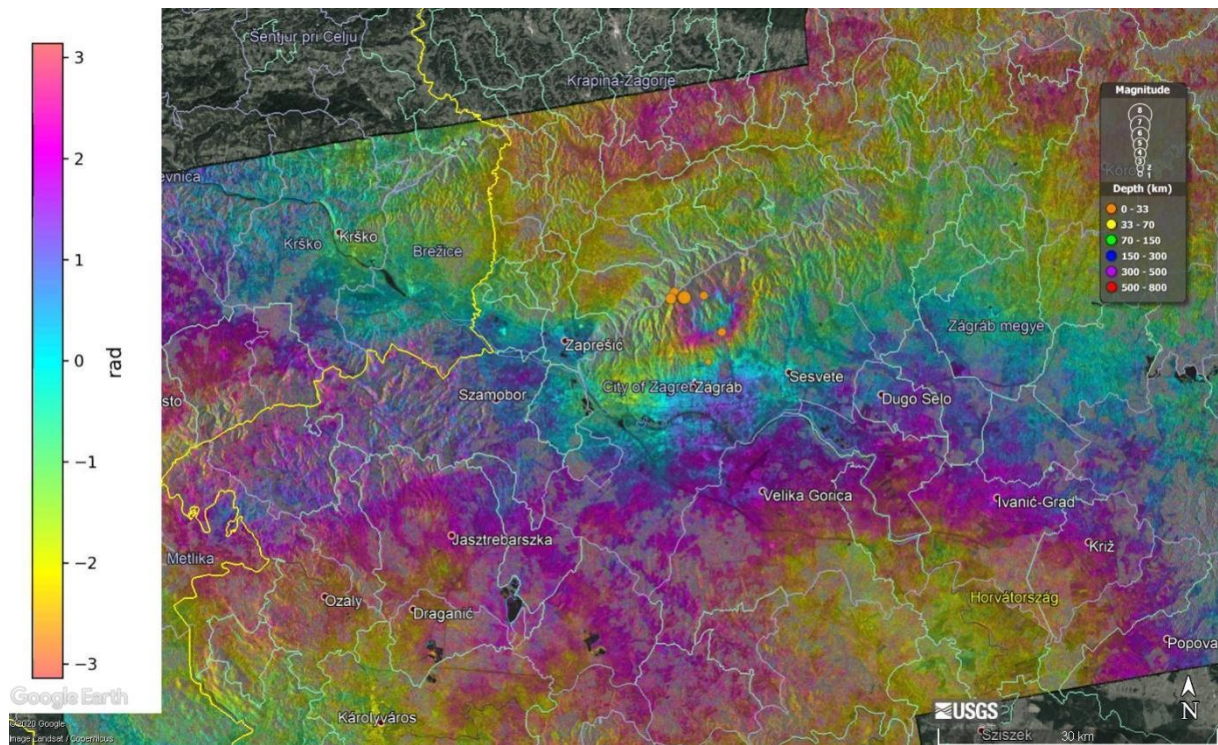
4. ábra A március 22-i földrendés intenzitás-térképe (forrás: USGS)

Az ESA Copernicus földmegfigyelő program Sentinel-1 műholdpárja mikrohullámú távérzékelést ($f = 5.405 \text{ GHz}$, $\lambda = 5.6 \text{ cm}$) végez. A különböző időpontokban készített felvételek fázisinformáció változásai alapján (interferencia elve) a bekövetkezett felszíni deformációk igen nagy pontossággal megfigyelhetők. Ezzel a műholdradar-interferometriás eljárással közel 700 km-es magasságból a nagy erejű földrendések okozta elmozdulások néhány mm-es pontossággal térképezhetők kedvező feltételek mellett. A Sentinel-1 A és B holdjai páratlan időbeli felbontással – 6 naponta – végzik a földfelszín leképezését. A március 22-i rengést követően először március 23-án készült radarfelvétel Zágráb környezetéről. Így a március 17-i és a 23-i felvételek koherens felbontási celláinak fázisváltozása alapján a rengések okozta deformációk meghatározhatók. A módszer alapelvét az 5. ábra mutatja. Különböző műszaki megfontolások alapján a műholdas radarmissziók oldalirányban (általában jobb oldal) végzik a leképezést, így észleléseikből a műhold irányú deformációk (ún. line-of-sight, LoS) határozhatók meg.



5. ábra A műholdradar-interferometria elve. A t_1 és t_2 időpont között a felszín elmozdulása a mikrohullámú jelben a pirossal jelölt fázisváltozást okozza

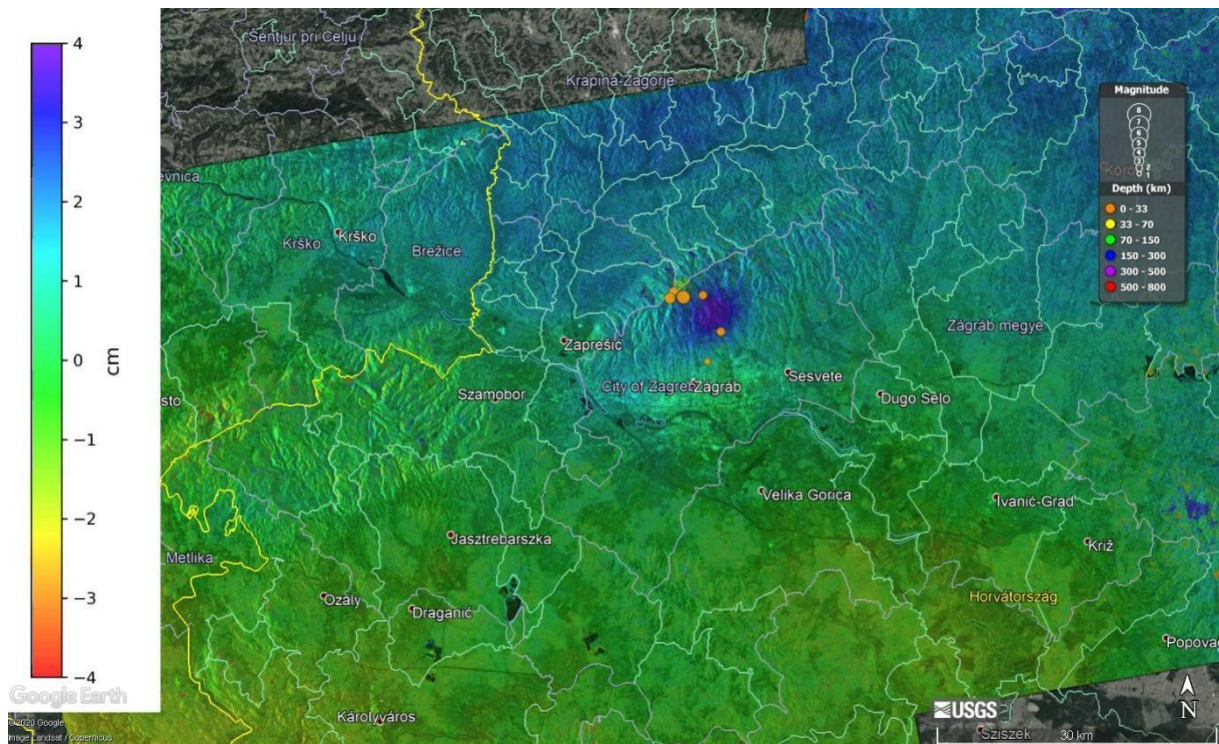
A 6. ábra a 6 nap időkülönbséggel készült Sentinel-1 felvételekből számított interferogramot mutatja. A műhold és a felszín közötti teljes távolság nem határozható meg, hanem csak a felszínről visszavert jel fázisa, így az interferogram ezt a fázisváltozást mutatja radiánban. Az interferogramon látható nagy térskálájú jel a felvételek időpontjai között az atmoszféra állapotában bekövetkezett változásokat tükrözi, hiszen a mikrohullámú jel nem vákuumban terjed, hanem a Föld folyton változó állapotú légkörében. Az ábra közepén így is tisztán kivehető a minden valószínűséggel a főrengés okozta, közel koncentrikus deformációs mintázat Zágrábtól északra. Megközelítőleg 6 radián a várostól délre eső mozdulatlanak tekinthető pontokhoz képest a fázisváltozás.



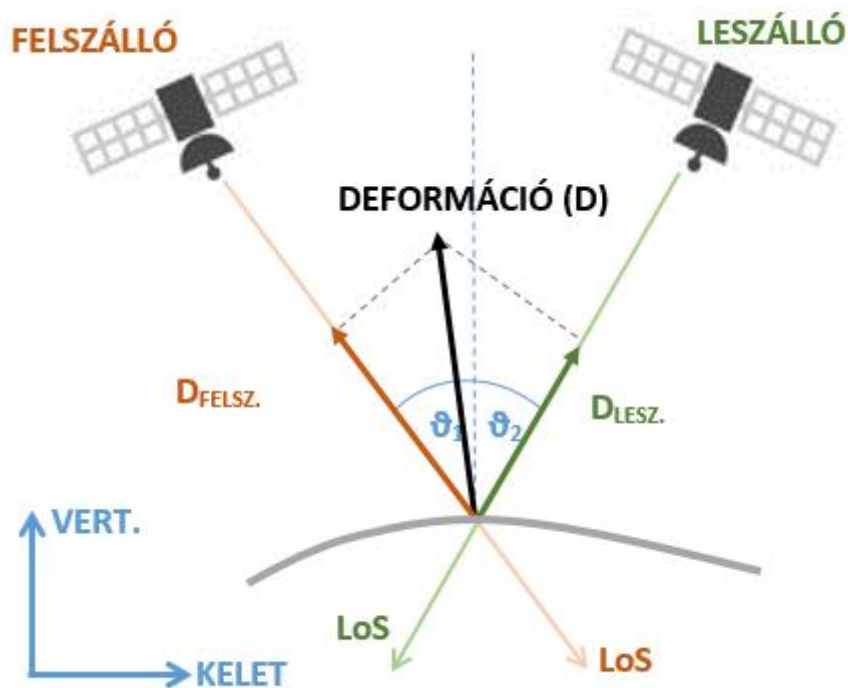
6. ábra A március 22-i földrengéssorozatára számított Sentinel-1 interferogram, epicentrum adatok forrása: USGS

A 6. ábra interferencia sávjainak „összegzésével” meghatározható a teljes deformáció, amely relatív értelmű mind térben, mind időben. A 7. ábra ezt a deformációs térképet mutatja, azaz a március 17. és 23. között bekövetkezett műhold irányú elmozdulásokat Zágrábtól délre eső mozdulatlanak tekintett referencia ponthoz viszonyítva. A legnagyobb felszíni elmozdulások közel 3 cm-esek voltak. Az elmozdulás pozitív irányú előjele azt mutatja, hogy a terület a műhold felé „közeledett”. Az, hogy ebből mennyi a vertikális és mennyi a horizontális irányú elmozdulás egy eltérő műholdgeometriájú felvételpár alapján határozható meg.

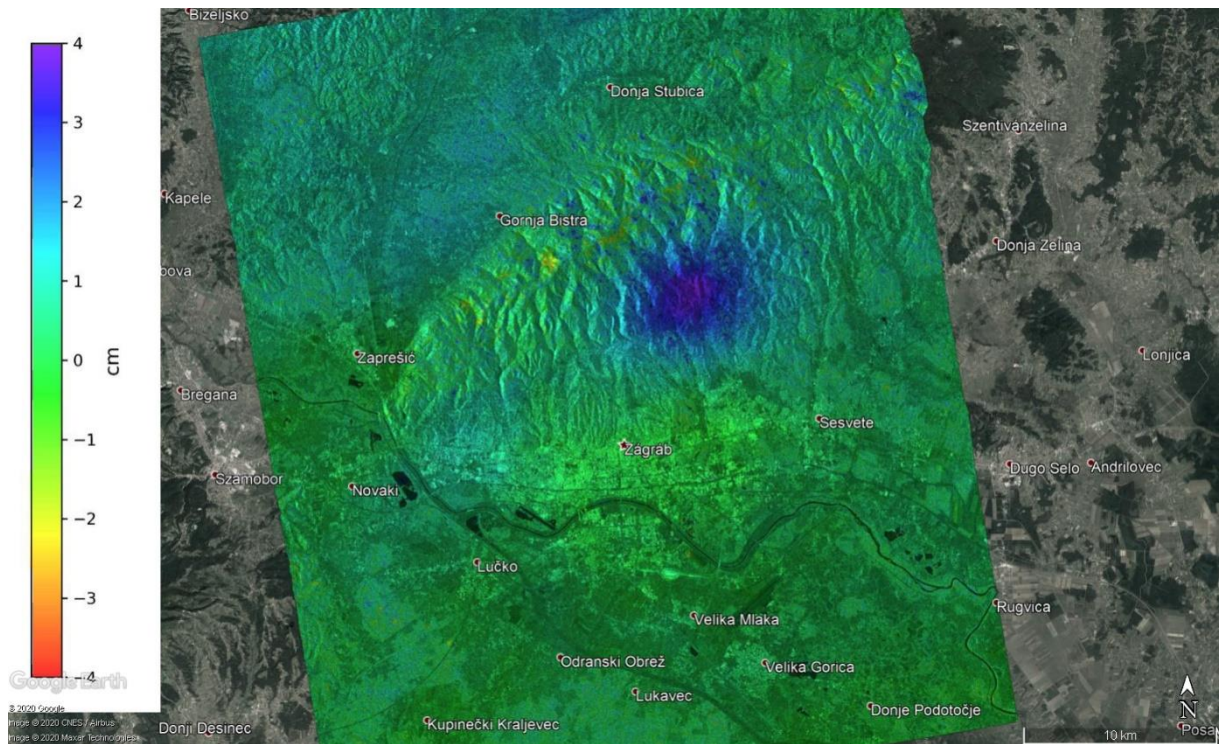
A vizsgált területről Sentinel-1 leszálló műholdpályájú felvétel a földmozgást követően március 28-án készült. A felszálló és leszálló műholdpályákhoz tartozó felvételek a bekövetkezett felszíndeformációkat különböző „irányokból” képezik le, ahogy azt a 8. ábra szematikusan mutatja. Az eltérő műholdgeometriájú felvételek alapján a deformációk vertikális illetve horizontális irányú összetevői meghatározhatók (9. és 10. ábrák). Ezen számításból kiderül, hogy a domináns irányú elmozdulás emelkedés volt, mértéke a 4 cm-t is eléri. Emellett kisebb mértékű (1-2 cm) nyugati irányú elmozdulás is megfigyelhető a területen.



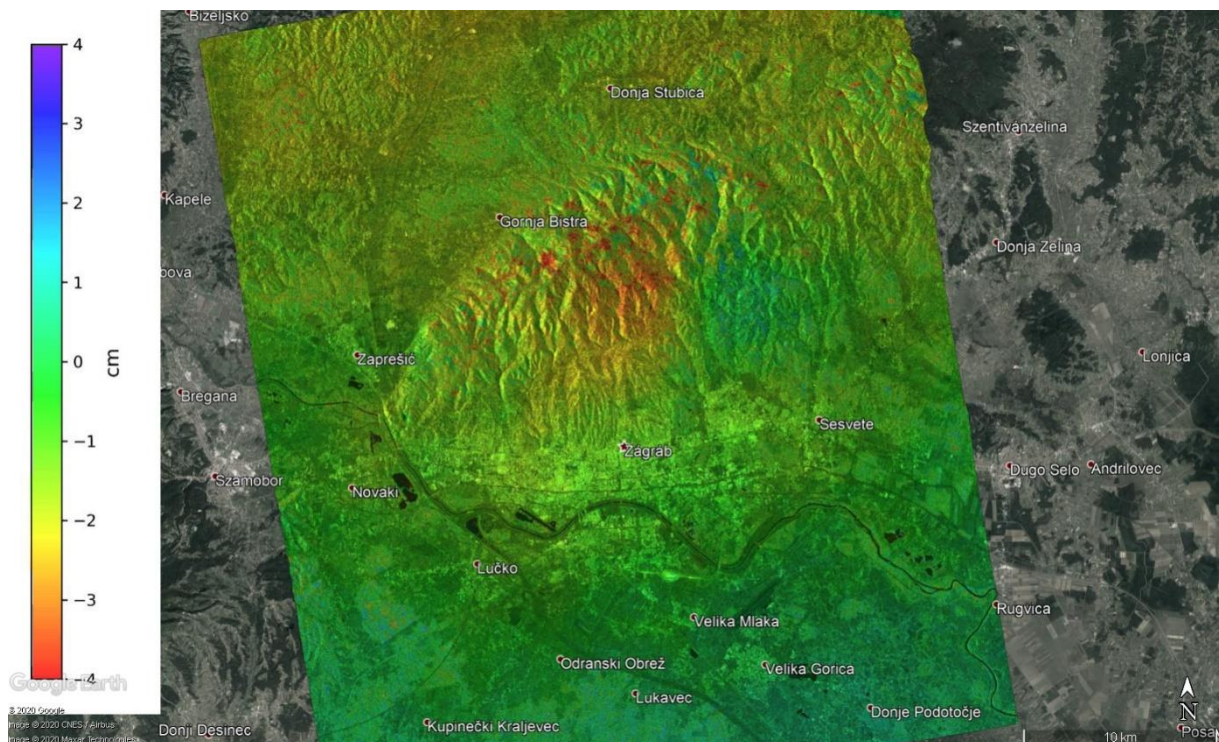
7. ábra Sentinel-1 felvételek alapján meghatározott deformációk. A március 22-i és az azt követő földrengések epicentrumait a sárga körök jelölik, a jobb oldali színek a rengések mélységét mutatja (forrás: USGS)



8. ábra A műhold irányú deformációk a felvételi geometriának megfelelően más-más vetületét mutatják a tényleges (D) deformációnak. Két különböző irányból végzett meghatározás esetén a deformáció horizontális és vertikális komponensre bontható fel.

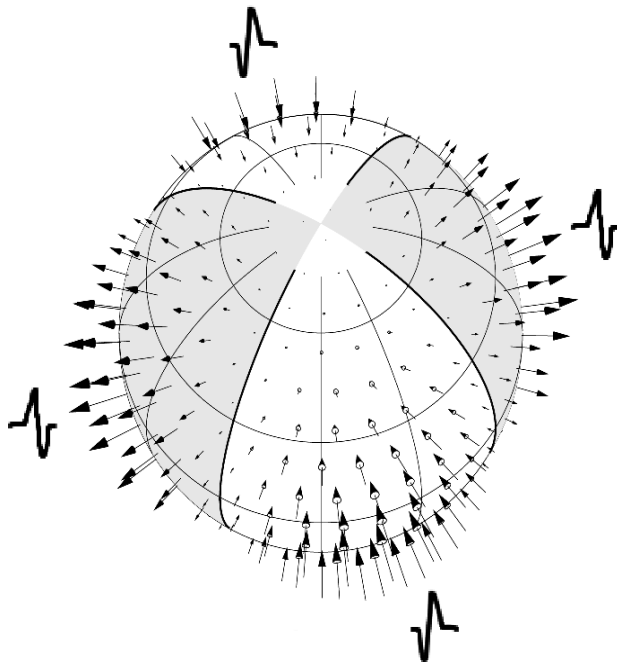


9. ábra A március 22-i Zágráb mellett kipattant földrengéshez kapcsolódó, Sentinel-1 felvételekből meghatározott vertikális irányú deformációk



10. ábra A március 22-i Zágráb mellett kipattant földrengéshez kapcsolódó, Sentinel-1 felvételekből meghatározott horizontális (kelet-nyugat, pozitív irányú elmozdulás: kelet) irányú deformációk

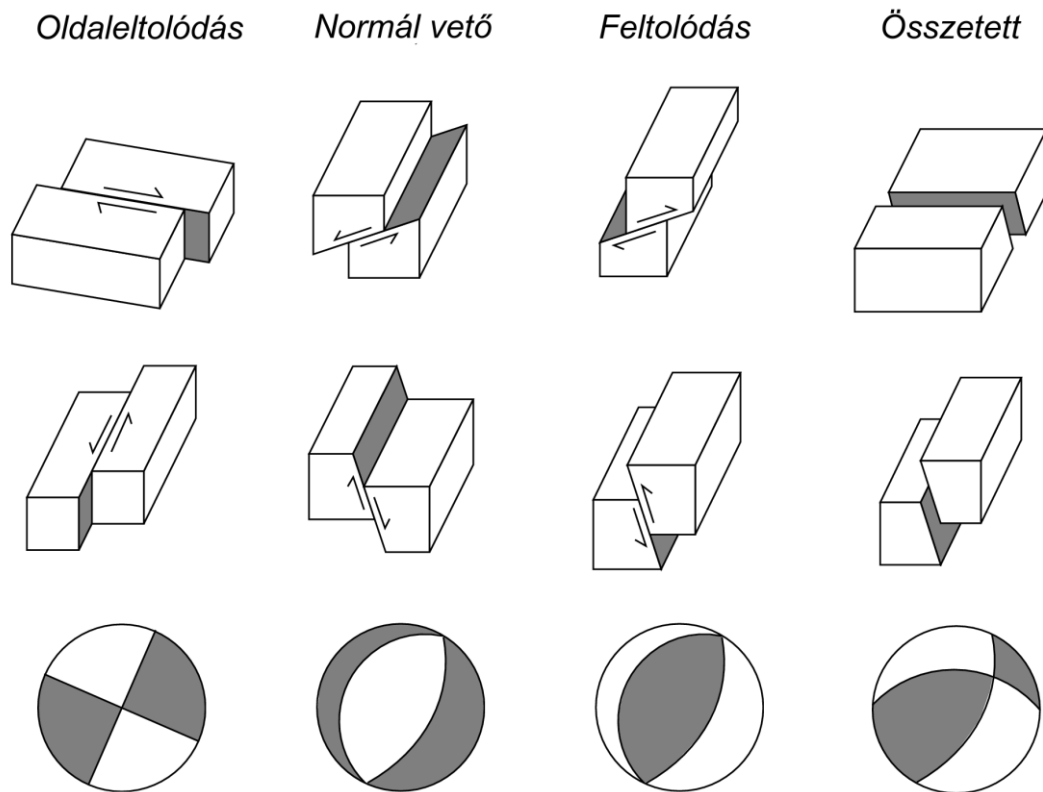
A mélyben uralkodó feszültségállapotokról a földrengés fészekmechanizmusa ad információt. A földrengések fészekmechanizmusa megmutatja a mélyben rejlő törésvonalak térbeli elhelyezkedését és hozzájárul a rengés kinematikájának megismeréséhez, valamint a rengések keletkezéséhez vezető kőzetfeszültségek feltérképezéséhez.



A földrengés hipocentruma (fészke) köré képzeltek úgynevezett fokális gömböt a vetősík és az erre merőleges segédsík (csomóponti sík) négy negyedre osztja. A hipocentrumból induló rugalmas hullámok amplitúdója függ attól, hogy a hullám útja, a sugárút, hol metszi a fokális gömböt. Egyes térnegyedekben a hullám első elmozdulása pozitív, máshol pedig negatív, de a kitérés nagysága is folyamatosan függ a sugáriránytól (11. ábra).

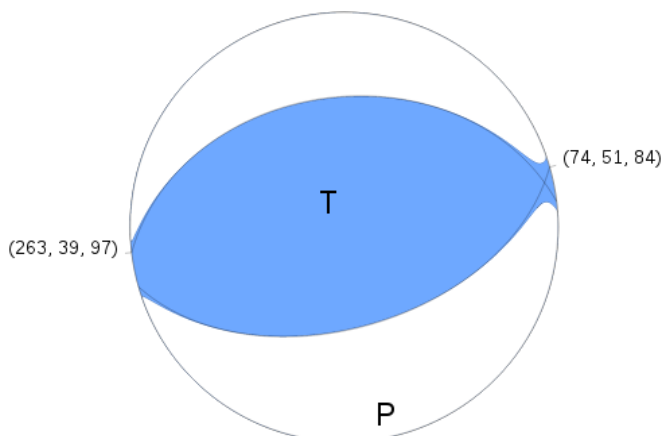
11. ábra A hipocentrumból induló rugalmas hullámok amplitúdója függ attól, hogy a sugárút hol metszi a földrengés fészke köré képzeltek fokális gömböt.

A fészekmechanizmus ábrázolása során elkészítjük a fokális gömb vetületét, amelyen jelöljük a vetősíkot a rá merőleges csomóponti síkkal, valamint különböző színekkel jelöljük azokat a részeket, ahol a rugalmas hullám pozitív illetve negatív amplitúdóval távozik a hipocentrumból. Az így kapott ábrát a szeizmológiai szlengben strandlabdának nevezzük. Az egyes vetődési típusokhoz jellegzetes mintázatú strandlabda tartozik, így a kapott fészekmechanizmusok alapján a szakember könnyen meg tudja állapítani a vetődés fő tulajdonságait (12. ábra).



12. ábra Néhány jellegzetes vetőtípus és a hozzájuk tartozó strandlabda.

A 2020. március 22-én kipattant zágrábi földrengés fészekmechanizmusát ábrázoló strandlabda (13. ábra) azt mutatja, hogy a rengés során a vetősík egyik oldalán a kőzettömb felfelé tolódott a vetősík másik oldalához képest, pont úgy, ahogy azt a műhold-megfigyelések alapján is számítottuk. A vetősík KÉK-NyDNy irányultságú, dőlése pedig vagy DDK, vagy ÉÉNy. Mindebből arra is következtethetünk, hogy a földrengést okozó kőzefeszültség kompressziós jellegű és északias irányú.



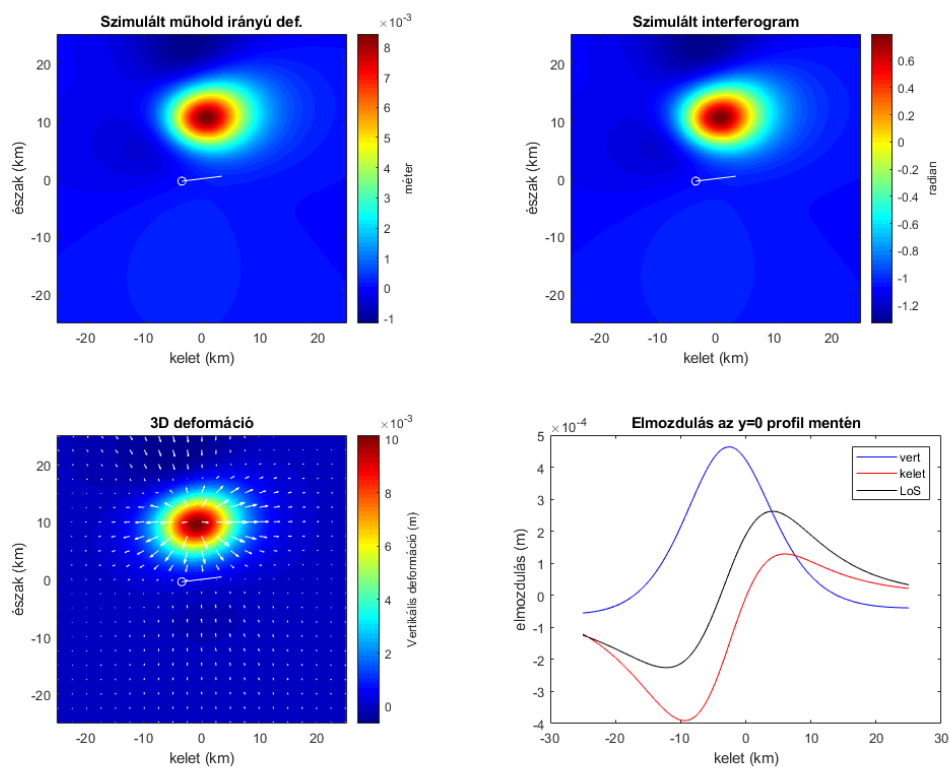
13. ábra A 2020. március 22-én, Zágráb térségében kipattant földrengés fészekmechanizmusa (forrás: USGS)

A mai modern szeizmológiában a fészekmechanizmust egyre gyakrabban a szeizmológiai állomásokon regisztrált teljes hullámformák (szeizmogramok) felhasználásával határozzuk meg. Ezzel a

módszerrel akkor is megbízható megoldáshoz juthatunk, ha a vizsgált földrengést csak viszonylag kevés műszer regisztrálta. Bármilyen módszert is alkalmazunk azonban, kizárólag a szeizmogramokra támaszkodva nem tudjuk megállapítani, hogy a fokális gömböt átszelő két sík közül aktuálisan melyik a törési sík és melyik a segédsík. Ennek eldöntésére további független adatokra is szükség van. Ilyen

független információ lehet például az utóregések hipocentrum-eloszlásának vagy a műholdas megfigyelések alapján meghatározott felszíni deformációknak az ismerete.

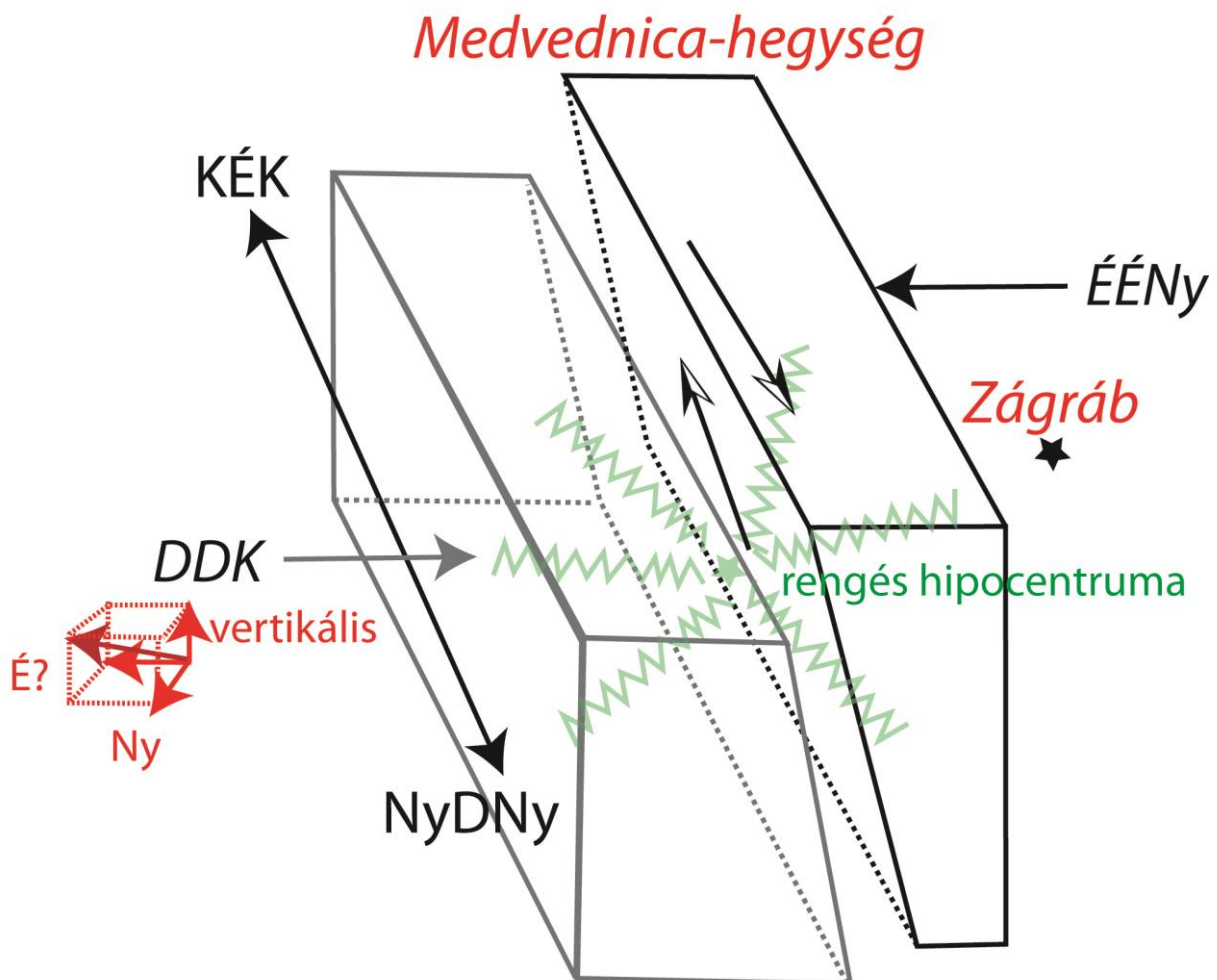
A földrengés fészekparaméterek ismeretében, általános kőzetfizikai paraméterek felhasználásával szintetikus interferogramok számíthatók egy-egy szeizmikus eseményre. Egy-egy modellezési feladat (Segall 2010) során a törésvonal mentén elmozduló kőzetlemezek esetén a szakadási sík nagyságát és helyzetét; az elmozdulás irányát és mértékét addig változtatjuk, amíg a számított szintetikus deformációk valamilyen értelemben jó egyezést mutatnak a műholdas felvételekből számított deformációkkal. Erre mutatunk példát a 14. ábrán, ahol egy viszonylag egyszerű modellt (rugalmas féltér) feltételezve, az elérhető fészekmechanizmus meghatározások alapján meghatároztuk a szimulált felszín deformációkat. A szeizmikus eseményt leíró paraméterek fokozatos változtatásával elérhető, hogy a modellezett és a radarinterferometriával meghatározott deformációk eltérése minimális legyen.



14. ábra Fészekmechanizmus paraméterek és műholdgeometria alapján modellezett felszín deformációk

A rendelkezésre álló felszíni elmozdulás adatok (vertikális és kelet-nyugat irányú) és a fészekmechanizmus meghatározások alapján a rengés feltehetően egy meredek DDK irányba dőlő sík menti feltolódásos elmozdulás során következett be. Az adatok alapján jelentős volt a vertikális, felfelé és a horizontális, nyugat felé történő elmozdulás a Medvednica-hegység területén, Zágrábtól északra. Természetesen geometriai okokból jelen kellett legyen egy É-i vagy D-i elmozdulási komponens is, azonban ennek abszolút meghatározását az alkalmazott InSAR technológia a műholdak jellemzően É-D irányú pályáiból kifolyólag nem vagy csak korlátozottan teszi lehetővé. A 15. ábrán bemutatott sematikus földtani modellen egy DDK-i dőlésű feltolódási zóna látszik. A fészekmechanizmusból elméletileg DDK-i és ÉÉNy-i irányú dőlési sík mentén történő feltolódás is adódhat. Mivel az alkalmazott űrgeodéziai módszer az É-i és D-i irányú mozgásokra kevésbé

érzékeny, így a földtani jellemzők segíthetnek a feltolódás jellegének meghatározásában. Az adatok arra utalnak, hogy a Medvednica-hegység déli előterében számottevő transzpressziós mozgások zajlanak, amelynek során a Zágrábtól északra elhelyezkedő Medvednica-hegység emelkedik, és nyugatias irányban mozdul el jobbos vetődések mentén jelentősebb földrengések alkalmával. A helyi geológiai térképezések alapján a Medvednica-hegység területén jellemzően ÉÉNy-i vergenciájú takarókat találunk. Ez, azt jelenti, hogy nagyobb kőzettestek tolnak rá a tőlük ÉÉNy-ra elhelyezkedő aljzatra DDK-re dülő meredek síkok mentén (BOROJEVIĆ ŠOŠTARIĆ et al., 2012). Így a lokális geológiai adottságok a 15. ábrán bemutatott sematikus földtani modellt valószínűsítik inkább. Ennek némileg ellentmond a regionális geológia. A terület lényegében a Közép-magyarországi zóna DDNy-i meghosszabbításában van, ahol a Periadriai- és a Pannon-medencét DNy-ról határoló peremi vetők találkoznak. Érdeemes megjegyezni, hogy a Közép-magyarországi zóna mentén az Alcapa egység szintén a tőle délre elhelyezkedő Tisza egységre tolik rá a 15. ábrán bemutatotthoz képest ellentétes, DK-i vergenciával (Csontos és Nagymarosy, 1998). Ennek a lehetséges ellentmondásnak tisztázása további vizsgálatok tárgyát fogja képezni. Az egész folyamat hajtóereje Adria É-i irányú mozgása és óramutató járásával ellentétes forgása, amelynek eredményeként a Dinári egység folyamatosan közeledik és ütközik az ALCAPA és Tisza-Dacia kőzetlemezekkel (Bada et al., 2007).



15. ábra Egy lehetséges sematikus földtani modell a 2020-i zágráb mellet kipattant földrengés-sorozathoz.

Hivatkozások

Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G. and Cloetingh, S., 2007. Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change*, 58(1-4), pp.165-180.

Bajc, J., A. Aoudia, A. Sarao, and P. Suhadolc (2001). The 1998 Bovec-Krn mountain (Slovenia) earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1839-1842.

Borojević, Š.S., Franz, N. and Robert, H., 2012. Tectonothermal history of the basement rocks within the NW Dinarides: New⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and synthesis. *Geologica Carpathica*, 63(6), pp.441-452.

Ivancic, I., D. Herak, S. Markušić, I. Sović, M. Herak (2001). Seismicity of Croatia in the period 1997-2001. *Geofizika*, **18**, 17-29.

Csontos, L. and Nagymarosy, A., 1998. The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics*, 297(1-4), pp.51-71.

International Seismological Centre (2020), On-line Bulletin, <https://doi.org/10.31905/D808B830>, last accessed 2020.03.29.

Segall, P. (2010): Earthquake and volcano deformation. Princeton University Press, ISBN 9780691133027 p. 456.