

# Szintetikus szeizmogramok felhasználása a telephelyen várható, földrengés által okozott gyorsulás időfüggvényének meghatározására

M Ó N U S P É T E R \*

*A dolgozat a kritikus műtárgyak tervezésénél figyelembe veendő, földrengés által okozott gyorsulások meghatározásával foglalkozik. A gyorsulás-idő függvényt elméleti szeizmogram számításával alkotja meg. A konkrét példa a Paksi Atomerőmű közelében feltételezett földrengés hatásait vizsgálja.*

*В статье описывается определение ускорений, вызванных землетрясением, которые надо принимать во внимание при планировании критических искусственных инженерных сооружений. Зависимость ускорение-время определяется по теоретической сейсмограмме. На конкретном примере исследуется влияние предполагаемого землетрясения вблизи Пакинской АЭС.*

*Present paper deals with the determination of acceleration caused by earthquakes to be considered in the designing process of critical buildings. The entire acceleration — time function is determined with the help of synthetic seismogram calculation. The example shows the possible effects of an earthquake which would occur in the vicinity of the Paks Nuclear Power Plant.*

## Bevezetés

Kritikus létesítmények (gát, atomerőmű stb.) tervezése során mindenképpen figyelembe kell venni a telephelyen valószínűsíthető, földrengés által okozott gyorsulásokat. Leggyakrabban a várható gyorsulás csúcserőértékét használják, de ennél sokkal hasznosabb információ a teljes gyorsulás-idő függvény (accelerogram).

A talajmozgás gyorsulásának valószínűsíthető csúcserőértékét — amely tulajdonképpen a földrengés-intenzitással kapcsolatos — a terület szűkebb és bővebb környezetének szeizmicitásából megfelelő statisztikai módszerekkel ki lehet számítani.

A telephelyen várható talajmozgás-gyorsulás — idő függvény (ún. strong motion data) meghatározása már nehezebb. Eddig az az eljárás volt általános, hogy a Föld valamely pontján kipattant földrengés fészkeinek közvetlen közelében regisztrált gyorsulásgramokat vették alapul — megfelelő talajátviteli korrekcióval — a számításokhoz. Természetesen lehetőleg olyan gyorsulásgramot kell ilyenkor választani, amelynél a mérési helyszín földtani felépítése a lehető legjobban hasonlít a szóban forgó telephely szerkezetéhez. Ez nagyban megnehezíti a módszer alkalmazását, mivel viszonylag kicsi a választék az ilyen gyorsulásgramokban, hiszen az erős talajmozgásokat is megfelelően regisztrálni képes gyorsulásmérőkből (ún. strong motion accelerometer) meglehetősen kevés működik, nem túl régen alkalmazzák ezeket, az az eset pedig még ritkább, hogy egy ilyen műszer közvetlen közelében pattan ki egy nagy, károkat is okozó földrengés.

Az utóbbi évtizedek szeizmológiai kutatásainak eredményeképp egyre érthetőbbé váltak azok a folyamatok, amelyek egy földrengés során a földkéregben, a rengés fészkeiben lezajlanak. A megfelelő matematikai modellek megalkotása lehetővé tette azt, hogy e folyamatokat modellezzük, végül is képessé váltunk arra, hogy a földkéreg fizikai paramétereinek ismeretében elméletileg meghatározzuk egy földrengés következtében fellépő talajmozgásokat, vagyis megalkossuk az ún. elméleti, vagy szintetikus szeizmogramot/gyorsulásgramot.

A szintetikus szeizmogram alkalmazása a tervezésnél kiegészíti, esetleg teljesen kiválthatja az előbb ismertetett módszert, vagyis az adatbankból nyert gyorsulásgramok felhasználását. Előnye lehet azzal szemben az, hogy a számításoknál a kérdéses térség földtani szerkezetét, és szeizmológiai viszonyait (uralkodó fészkekmélység, fészkekméchanizmus stb.) maradéktalanul tekintetbe lehet venni.

A szintetikus szeizmogram számítás az erős talajmozgások modellezésének egyre fontosabb eszközévé válik a tervezés folyamatában (Aki, 1982). Nagymértékben érvényes ez a litoszférelémezések határától távoli területekre, mint amilyen Magyarország is, ahol a közelből regisztrált erős talajmozgásadatoknak különösen híjával vagyunk.

## A földrengés keltette talajmozgás matematikai leírása

Az elméleti szeizmogramok számításánál általában négy alapvető operátort vesznek figyelembe (Helmsberger, 1983). Ezek a földrengéskor lejátszódó fizikai folyamatok különböző fázisait reprezentálják: az  $I(t)$  a műszer (szeizmográf) átvitelét jellemzi, az  $A(t)$  a közeg csillapító hatását írja le, a fészkefolyamatokat az  $S(t)$ , és a hullám

\* MTA Geodéziai és Geofizikai Intézet, Budapest

terjedését az  $M(t)$  operátor jellemzi. A szintetikus szeizmogram ( $SS(t)$ ) egy háromszoros konvolúció eredménye:

$$SS(t) = I(t) * A(t) * M(t) * S(t)$$

Ha ismernénk a felsorolt operátorok mindegyikét, nagyon egyszerű volna a szeizmogramok számítása, vagyis egy földrengés által keltett talajmozgás szimulációja. Azonban általában csak az első, a szeizmográf átvitelét leíró függvény ismert teljesen pontosan.

A csillapítást leíró tényező  $A(t)$  nem változtatja meg lényegesen a szeizmogram szerkezetét, tagoltságát, általában csak egy simítást eredményez.

A földrengés fészkeben lezajló folyamatokat többféle módon le lehet írni. Ez a függvény jellemzi a fészekben a vetődés mentén lezajló elmozdulás tér- és időbeli lefolyását. A különféle modellek oszthatók aszerint is, hogy miféle folyamatot kívánunk szimulálni, pl. robbantást-e, vagy természetes földrengést.

Az  $M(t)$  az ún. Green-függvény, amely a Föld reakciója a hipocentrumban bekövetkező gerjesztésre. Ez tehát a hullámok terjedését jellemzi. Egy közeg Green-függvénye elméletileg jól leírható, de a számítási idő csökkentése érdekében különféle közelítő számítási eljárásokat használnak. Az irodalomból ismert módszerek alapvetően a fészekfolyamatokat leíró függvény ( $S(t)$ ) megválasztásában, és a Green-függvény számítási eljárásában különböznek egymástól. Mi az ún. *reflektivitás módszert* használtuk számításainkhoz, amelyet eredetileg *Fuchs (1968.)* alkotott meg, és amit később többen továbbfejlesztettek (*Fuchs és Müller, 1971., Kind, 1978., 1979., Müller, 1980. stb.*).

## Reflektivitás módszer

*Fuchs (1968.)* eredeti módszere rétegzett feltér felszínén elhelyezkedő explóziós típusú forrás által keltett hullámtér szimulációjára volt alkalmas. Az eljárás lényeges elemei a hullámszám szerinti numerikus integrálás és a Thomson—Haskell-féle mátrix formalizmus alkalmazása. E modell teljes elméleti szeizmogramot számol, — természetesen ami a modelltől következik — nem csak bizonyos meghatározott hullámtípusokat szimulál. A felületi hullámok azonban nem szerepelnek az eredeti módszer eredményében, hiszen ezek nem generálódnak felszíni rengésfészkek esetén.

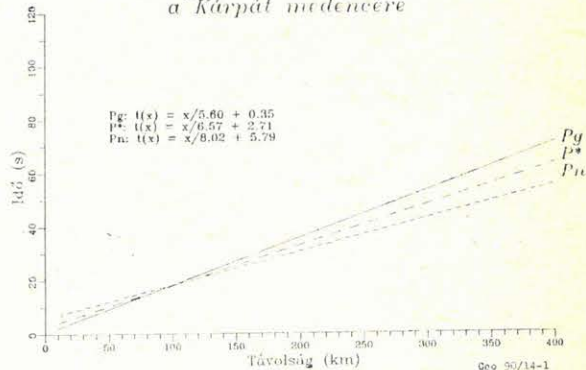
Egy rétegzett közegben eltemetett forrás által keltett felszíni elmozdulások számításának problémáját *Harkrider (1964.)* oldotta meg analitikusan, és ezt *Kind (1978.)* alkalmazta numerikus számítási módszerének megalkotásánál.

A reflektivitás módszert később *Kind (1979.)* és más szerzők is továbbfejlesztették, így az alkalmassá vált rétegzett feltérben elhelyezkedő különféle típusú földrengésforrások (explóziós, kettős erőpár) modellezésére, a keltett felszíni elmozdulások szimulációjára.

## Modell paraméterek

A módszer modellparaméterei három részre oszthatók. Az első csoportba a rétegzett feltér, vagyis a földkéreg paraméterei tartoznak, a másodikba a feltételezett rengés fészekparaméterei. Az utóbbi csoportba tartozónak vettük a vetősík és a megfigyelő relatív helyzetét jellemző paramétereket is. A harmadik csoport a számítással kapcsolatos számértékeket tartalmazza.

Átlagos menetidőgörbék a Kárpát-medencére

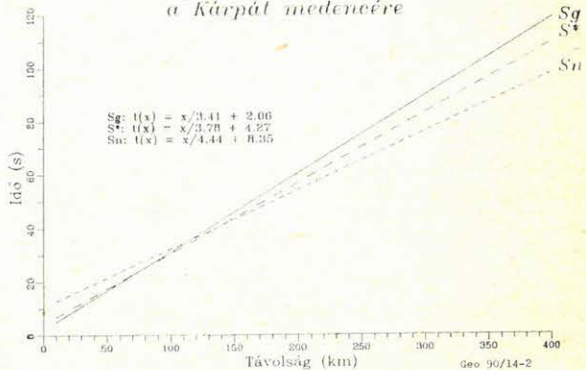


1. ábra. Kéregfázisok (P hullámok) átlagos menetidőgörbéi a Kárpát-medencében (Dr. Kiss Zoltán nyomán)

Рис. 1. Средние кривые распространения по времени фаз кори (волни P) в Карпатском бассейне (по д-р Золтану Киши)

Fig. 1. Average travel time plots of crustal P phases for the Carpathian basin (after Dr. Zoltán Kiss)

Átlagos menetidőgörbék a Kárpát-medencére



2. ábra. Kéregfázisok (S hullámok) átlagos menetidőgörbéi a Kárpát-medencében (Dr. Kiss Zoltán nyomán)

Рис. 2. Средние кривые распространения по времени фаз кори (волни S) в Карпатском бассейне (по д-р Золтану Киши)

Fig. 2. Average travel time plots of crustal S phases for the Carpathian basin (after Dr. Zoltán Kiss)

## Kéregmodell

A Kárpát-medence térségében a szeizmológiai kutatások szerint a földkéreg két fő rétegre oszlik, amelyeket az ún. *Conrad* felület választ el egymástól. A közeli földrengések szeizmogramjain jól felismerhető az összes kéregfázis, vagyis a direkt  $P_g$  és  $S_g$  hullámok, a *Conrad* felületen refraktálódó  $P^*$  és  $S^*$  hullámok, és végül a kéreg alsó határán, a Mohorovicic felületen refraktálódó  $P_n$  és  $S_n$  hullámfázisok.

Számításainknál tehát mi is két részre osztottuk a kérget az üledékrétegek alatt. A *Conrad* és *Moho* felület mélységét, és a sebességértékeket azokból a Kárpát-medencére érvényes menetidődörbékéből számítottuk ki, amelyeket *dr. Kiss Zoltán* határozott meg. E görbesereget mutatja az 1., és 2. ábra, amelyeken az egyes fázisok menetidő egyenleteit is föltüntettük.

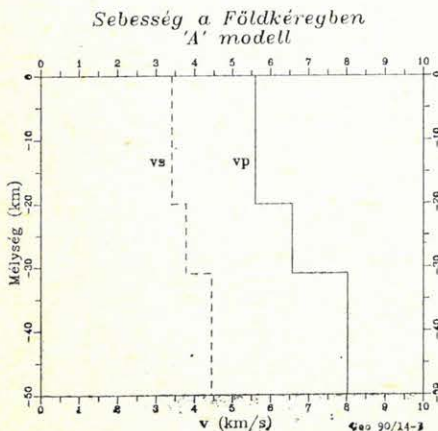
A menetidőgörbéknek megfelelő — üledékréteg nélküli — sebességmodellt mutatja a 3. ábra. E modell helyességét bizonyítja az is, hogy a szeizmológiai obszervatóriumi tevékenység során ez a modell bizonyult a leghasználhatóbbnak a földrengések helymeghatározásánál.

A számítások során e kéregmodell tetejére helyeztünk egy üledékes, kis sebességű rétegsort, amelyet helyszíni kutatások alapján állítottunk össze. A teljes rétegmódellet az 1. táblázat tartalmazza.

A modell némely bizonytalanságot is tartalmaz. A közeg csillapítását jellemző  $Q$  értékek (külön a  $P$  és  $S$  hullámokra) nem ismertek, így csak irodalmi adatokra támaszkodhattunk. Megfigyelhető volt azonban, hogy e  $Q$  értékeknek akár nagyságrendekkel történő megváltoztatása sem okozott a végeredményben számottevő változást.

A modellben szükség volt még a sűrűségadatokra is, amelyeket szintén az irodalomból vettünk át.

Tehát összefoglalva: a számításainknál egy kétrétegű földkérget feltételeztünk, amelynek a tetején egy kis sebességű üledékes rétegsor található.



3. ábra. Sebességmodell a Kárpát-medencére

Рис. 3. Скоростная модель для Карпатского бассейна

Fig. 3. Crustal velocity model for the Carpathian basin

## 1. Táblázat Таблица 1. Table 1.

**Rétegzett kéregmodell**  
**Скоростная модель**  
**Crustal velocity model**

Sor-szám	Vast. (km)	$v_p$ (km/s)	$v_s$ (km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$Q_p$	$Q_s$
1	0.28	2.05	1.02	2.0	1000	50
2	0.30	2.64	1.52	2.0	1000	50
3	0.40	1.80	0.90	1.9	1000	50
4	0.10	2.58	1.49	2.0	1000	50
5	0.10	3.50	2.02	2.0	1000	50
6	0.10	4.30	2.50	2.0	1000	50
7	18.73	5.60	3.41	2.7	1500	500
8	11.00	6.57	3.78	3.0	2000	1000
		8.02	4.44	3.3	2000	1000

## Fészekmechanizmus

A számítási paraméterek másik csoportja a földrengés fészkevel kapcsolatos. E csoport meglehetősen nagyszámú elemből áll. Ezek közül felsoroljuk a legfontosabbakat:

- *Fészekmélység.* A számításnál 10 km-t használtunk, mivel szakértői vélemény és a tapasztalat szerint ez valószínűsíthető.
- *Epicentrális távolság.* A szintetikus szeizmogramokat kiszámítottuk 10, 20, 30 és 50 km-es epicentrális távolságokra. Ennél kisebb távolságot nem láttunk célszerűnek megadni, mivel akkor az eredmény rendkívül érzékenyvé vált a bemenő adatok minden apró változtatására, főleg a vetősík és a megfigyelő relatív helyzetét illetően.
- *A vető dőlése (dip.)* 75°-ot feltételeztünk, mivel az 1985-ös berhidai földrengés fészekmechanizmus megoldása ezt az értéket valószínűsíti (Tóth és Lársai, 1989.).
- *A vető csapásirányának (strike) és a megfigyelőnek a relatív helyzete.* Többféle irányt használtunk (1. 8., és 9. ábra).
- *Az elmozdulás iránya a vetősíkon (slip.)* 0° jelenti a csapásirányú mozgást (strike-slip, harántvető), 90° a dőlésirányú mozgást (dip-slip, normálvető). Többféle értéket használtunk (1. 5. ábra).
- *Szeizmikus momentum.* A szeizmikus momentum a rengés erősségét jellemzi; a magnitúdónál, amely egy viszonyszám, több fizikai tartalommal rendelkező mérőszám. Definíciója szerint a szeizmikus momentum a vetősík menti átlagos elmozdulásnak ( $u$ ), a sík felületének (ahol elmozdulás történik) ( $A$ ) és az egyik rugalmassági állandónak ( $\mu$ ) a szorzata (Aki és Richards, 1980., 49. old.).

$$M_0 = \mu u A.$$

A szeizmikus momentum ( $M_0$ ) és a magnitúdó ( $M$ ) közötti empirikus összefüggést Kanamori (1977.) adta meg:

$$M = \log M_0 / 1,5 - 10,7$$

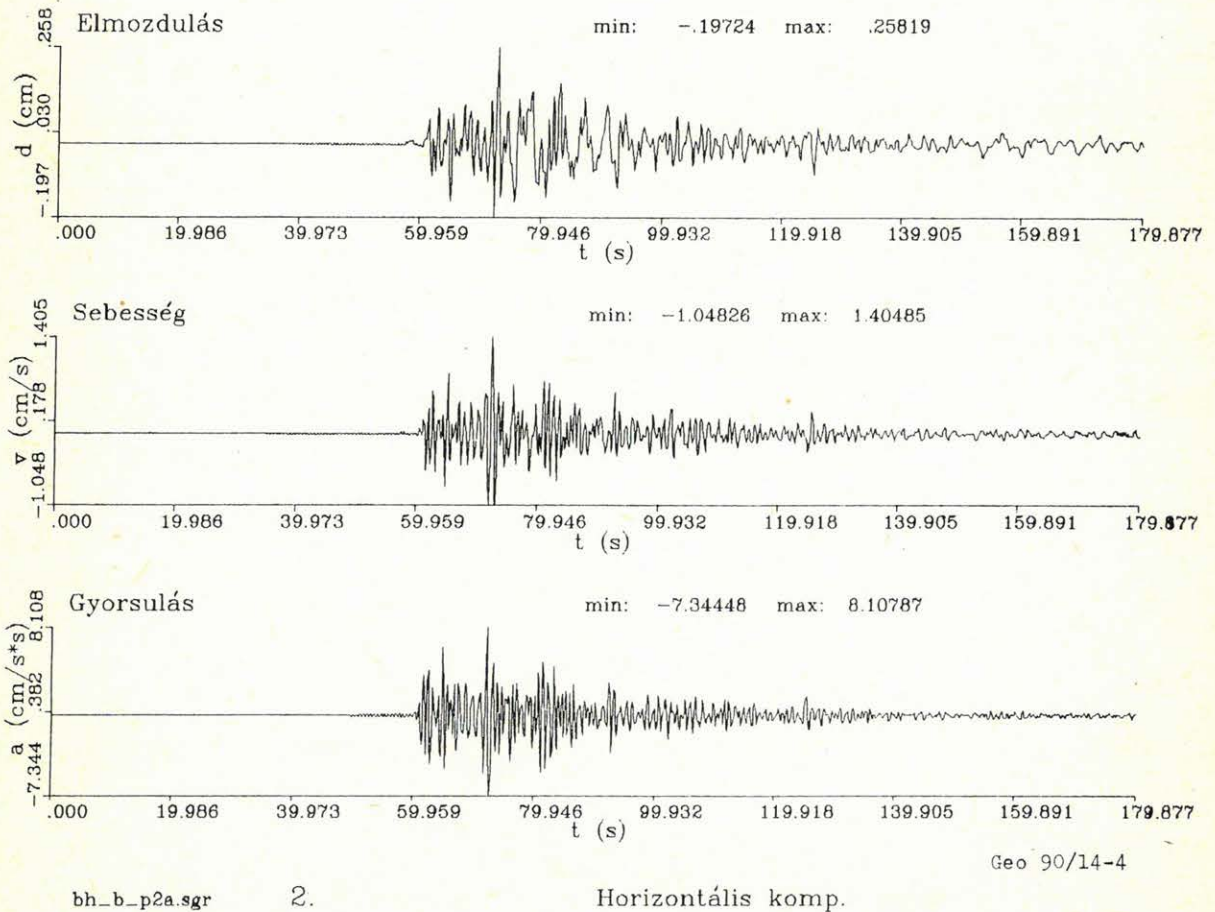
E képlet alapján számítottuk ki a Paks környékén valószínűsített  $M=5,6$  rengés szeizmikus momentumát, amely  $M_0=2,8 \cdot 10^{24}$  dyn cm-nek adódott. A számítások során ezt az értéket használtuk.

— *Rise time.* A rengés kipattanásakor az előbb említett szeizmikus momentum a maximumát nem azonnal, hanem bizonyos idő alatt éri el. Ezt az időt nevezik rise time-nak. Minél rövidebb ez az idő, a folyamat annál hirtelenebb, a felhalmozódott energia annál gyorsabban szabadul fel. A mozgásban ilyenkor a magasabb frekvenciák dominálnak, és a rengés rövidebb, de emiatt nagyobb elmozdulás, illetve gyorsulásértékek tapasztalhatók. A tapasztalat szerint ez az időtartam széles határok között változhat (kb. 0,5 s—30 s). Mi a számításainknál 2,3 s-ot használtunk, amely egy kicsit nagyobb, mint az 1985-ös berhidai földrengésnél feltételezhető 1 s (l. köv. fejezet), de mivel annak kisebb volt a szeizmikus momentuma (kb.  $6,4 \times 10^{23}$  dyn cm), ezért jogosnak látszik az a feltételezés, hogy itt a rise time is nagyobb.

## Számítási eredmények

A módszer és a számítógépes program használhatóságának ellenőrzésére kiszámítottuk az 1985-ös berhidai földrengés hatását Budapest térségében. E rengésnek igen jól ismertek a paraméterei (Tóth és társai, 1989), fészekmechanizmus megoldása, valamint hatásai, tehát egyrészt a bemenő paramétereket biztosan meg lehet adni, másrészt az eredményt is ellenőrizni lehet. Sajnos gyakorlatilag az összes magyarországi állomás szeizmográfja túlvezérlődött a rengés folyamán, így a közvetlen összevetést nem tudtuk elvégezni, de a tapasztalt intenzitásértékek alapján a maximális talajgyorsulást meg lehet becsülni, és azt összehasonlítani a számítások során kapott értékekkel.

A 4. ábra mutatja az eredményt, vagyis egy Berhidán kipattant  $M_0=6,4 \cdot 10^{23}$  dyn cm momentumú (kb.  $M=5$  magnitúdó) rengés által keltett horizontális talajmozgást Budapest távolságában és irányában. Megfigyelhető, hogy a legnagyobb horizontális gyorsulás  $8 \text{ cm/s}^2$  körül van, amely az irodalom szerint III—IV intenzitásfokozatnak felel meg. Ez meglehetősen jól egyezik a rengés során tapasztaltakkal.



4. ábra. Az 1985-ös berhidai földrengés által keltett számított talajmozgás Budapesten

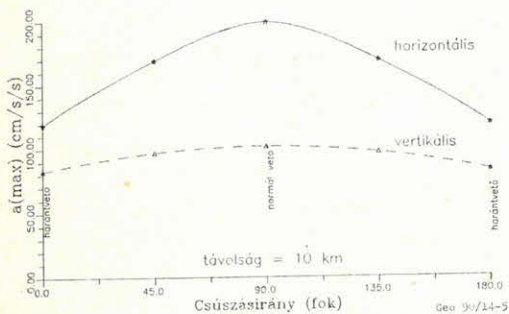
Рис. 4. Пасчётные грунтовые подвижки в Будапеште, обусловленные землетрясением в Берхиде в 1985 году

Fig. 4. Theoretical ground displacement at Budapest caused by the Berhida, 1985, earthquake

Számításaink során megvizsgáltuk, hogy az egyes paraméterek változtatása milyen hatással van a maximális gyorsulásokra. Kiderült, hogy normál vetődés, lezökkenés (dip-slip) esetén a legnagyobb a maximális horizontális gyorsulás, mégpedig kb. 1,7-szer nagyobb, mint harántvető (strike-slip) esetén (5. ábra). (Meg kell jegyeznünk, hogy az eddigi fészekmechanizmus megoldások szerint Magyarországon az utóbbi típus a valószínűbb.) Természetesen a maximumok más irányokban jelentkeznek a különböző fészekmechanizmusok eltérő sugárzási karakterisztikái következtében.

A legnagyobb horizontális gyorsulás távolságfüggését mutatja a 6., és 7. ábra harántvető és normálvető esetén. A 8., és 9. ábra a sugárzási karakterisztikát mutatja szintén külön a harántvető és normálvető esetére. Az epicentrális távolság ebben az esetben 10 km.

Legnagyobb gyorsulás a csúszásirány függvényében

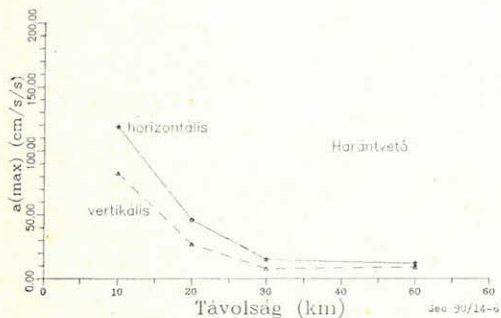


5. ábra. Csúcsgyorsulás és csúszás- (slip) irány összefüggése

Рис. 5. Зависимост направления максимального ускорения ползания

Fig. 5. Peak acceleration — slip direction function

Legnagyobb gyorsulás a távolság függvényében

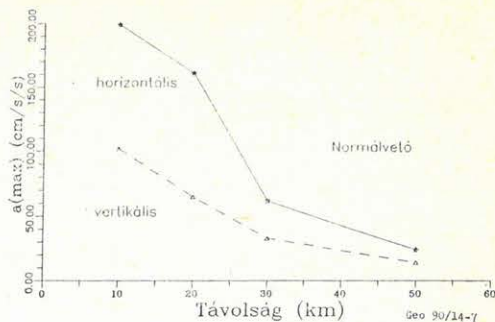


6. ábra. Csúcsgyorsulás a távolság függvényében harántvetődés esetén

Рис. 6. Максимальное ускорение в зависимости от расстояния в случае горизонтального разлома

Fig. 6. Peak acceleration — epicentral distance function (strike-slip motion)

Legnagyobb gyorsulás a távolság függvényében

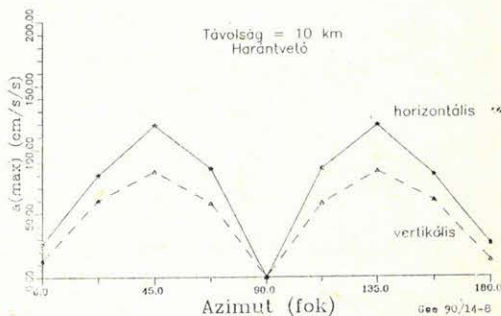


7. ábra. Csúcsgyorsulás a távolság függvényében normálvető esetén

Рис. 7. Максимальное ускорение в зависимости от расстояние в случае нормального разлома

Fig. 7. Peak acceleration — epicentral distance function (dip-slip motion)

Legnagyobb gyorsulás az azimut függvényében

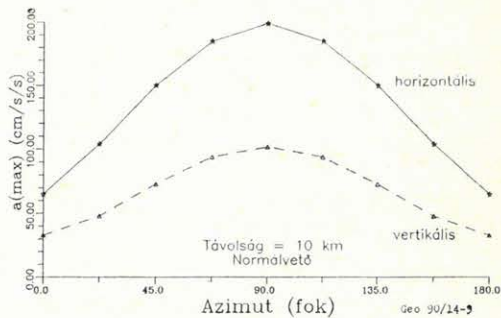


8. ábra. Csúcsgyorsulás az azimut függvényében harántvető esetén

Рис. 8. Максимальное ускорение в зависимости от азимута в случае горизонтального разлома

Fig. 8. Peak acceleration — azimuth function (strike-slip motion)

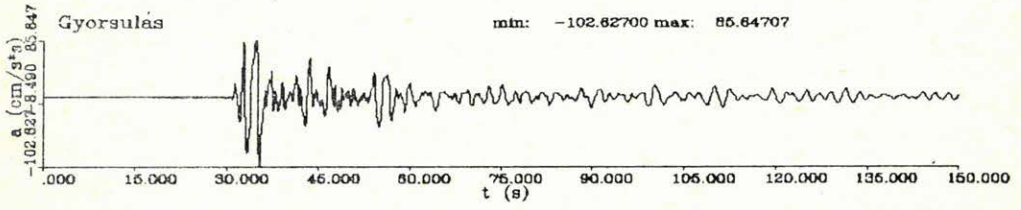
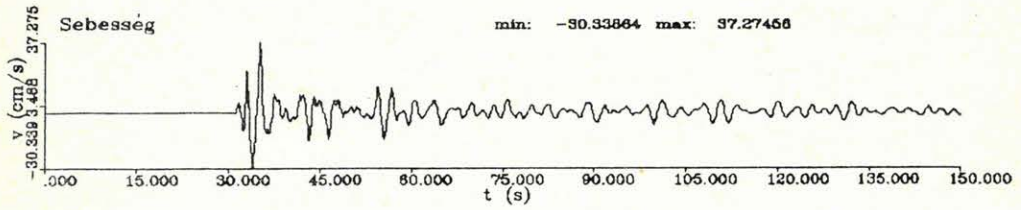
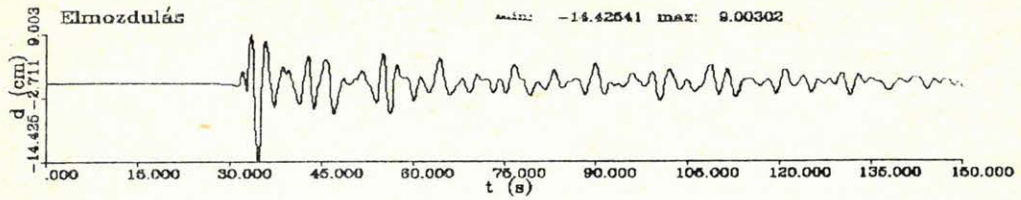
Legnagyobb gyorsulás az azimut függvényében



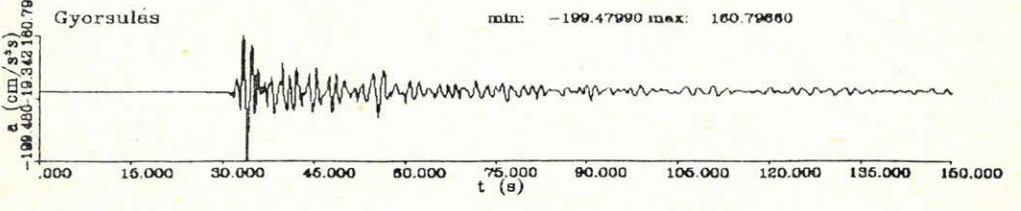
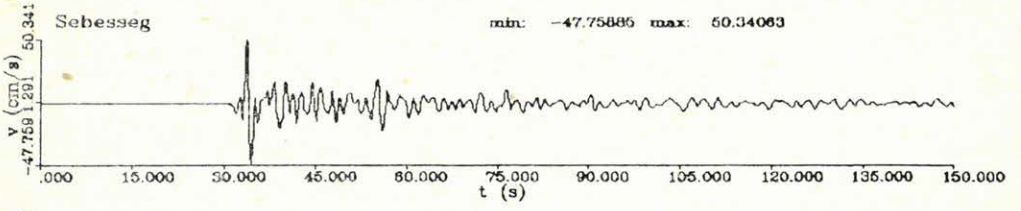
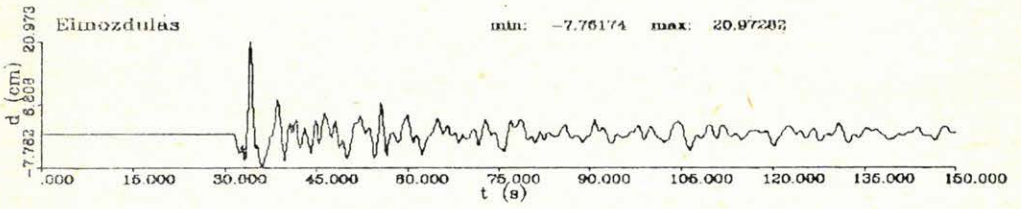
9. ábra. Csúcsgyorsulás az azimut függvényében normálvető esetén

Рис. 9. Максимальное ускорение в зависимости от азимута в случае нормального разлома

Fig. 9. Peak acceleration — azimuth function (dip-slip motion)



pkna103s.sgr 5. Vertikális komp.



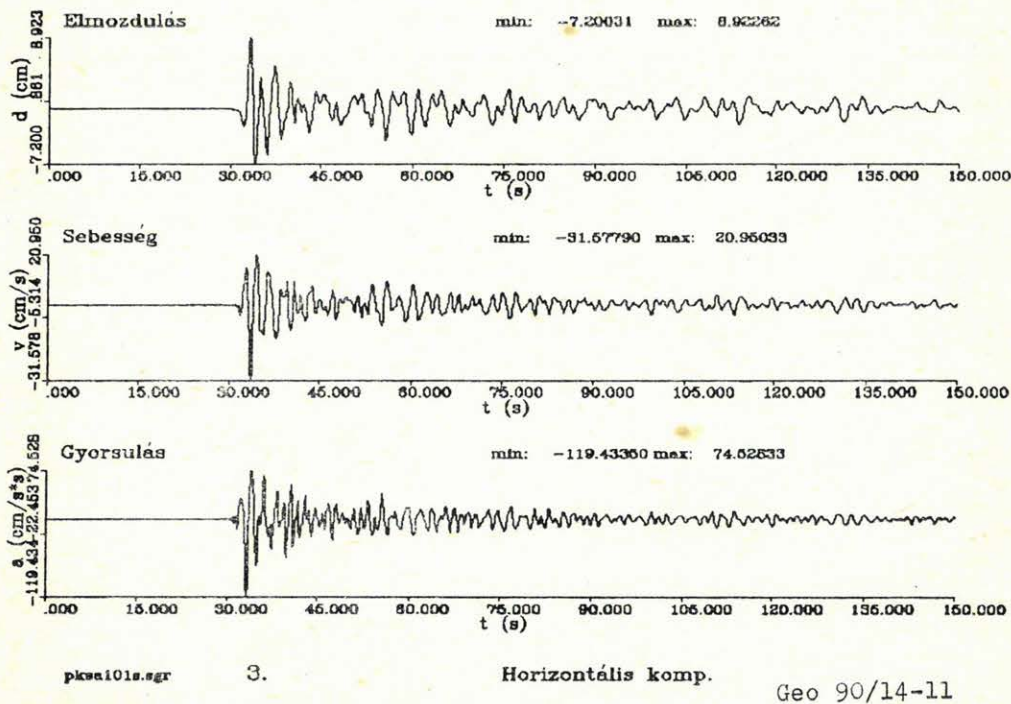
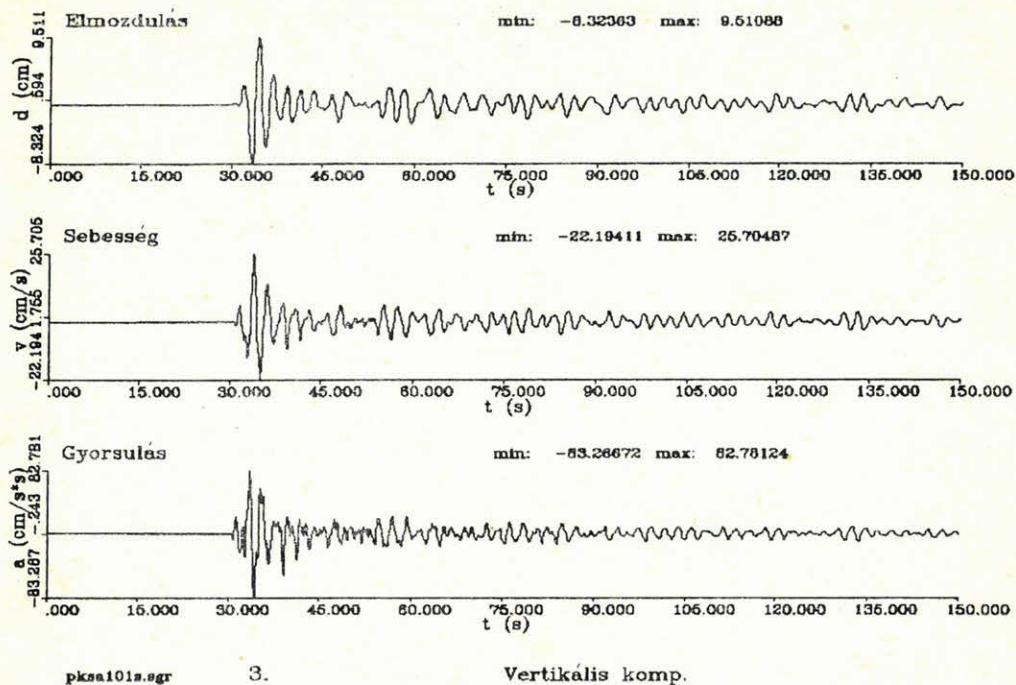
pkna103s.sgr 5. Horizontális komp.

Geo 90/14-10

10. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (normálvető, távolság: 10 km, azimut: 90°)

Рис. 10. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (нормальный разлом, расстояние: 10 км, азимут: 90°)

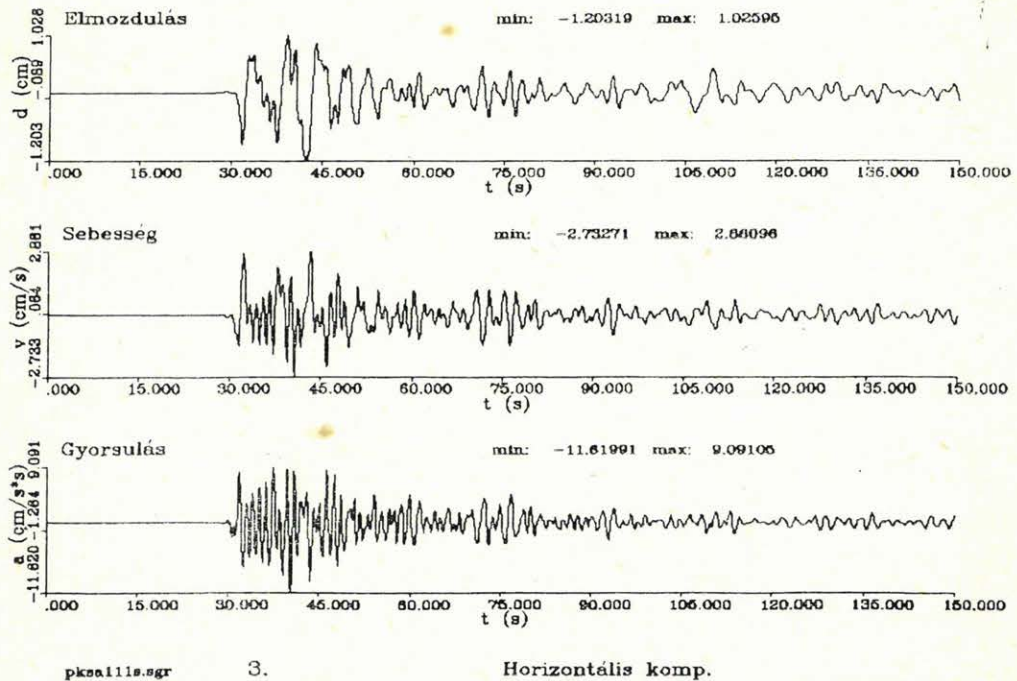
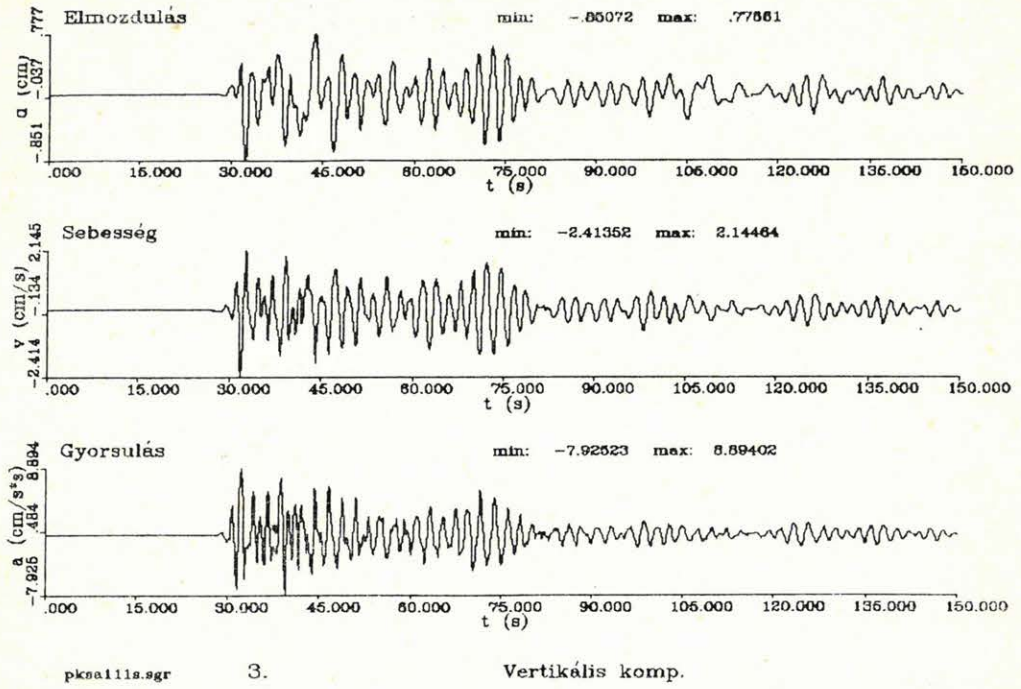
Fig. 10. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (dip-slip, distance: 10 km, azimuth: 90°)



11. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (harántvető, távolság: 10 km., azimut: 45°)

Рис. 11. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (горизонтальный разлом, расстояние: 10 км, азимут: 45°)

Fig. 11. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (strike-slip, distance: 10 km, azimuth: 45°)



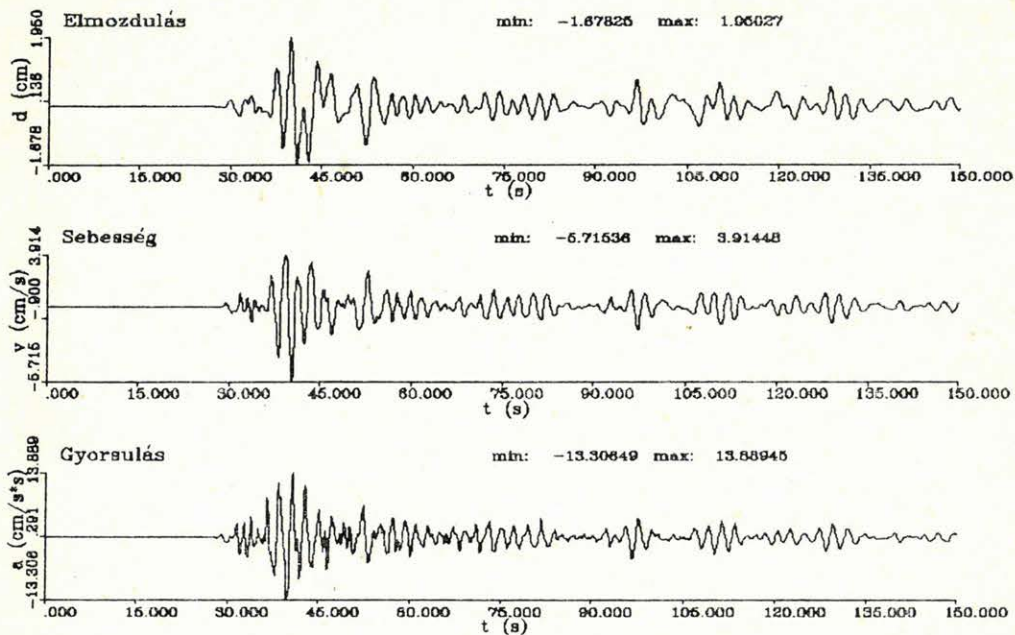
Geo 90/14-12

12. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (normálvető, távolság: 50 km, azimut: 90°)

Рис. 12. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (нормальный разлом, расстояние: 50 км, азимут: 90°)

Fig. 12. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (dip-slip, distance: 50 km, azimuth: 90°)

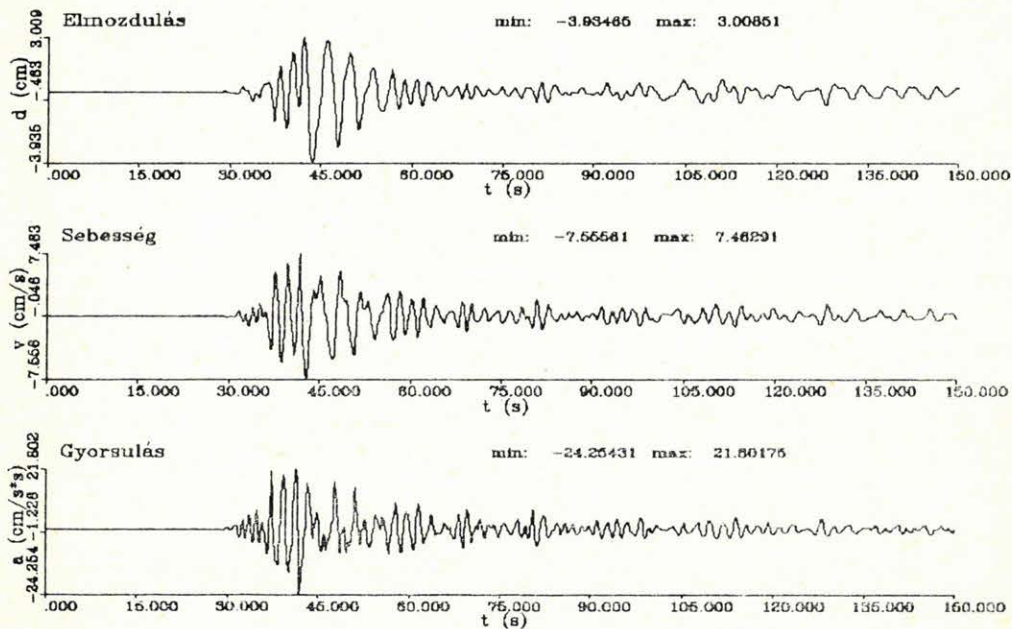




pkas112a.ugr

5.

Vertikális komp.



pkas112a.ugr

5.

Horizontális komp.

Geo 90/14-13

13. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (harántvető, távolság: 50 km, azimut: 45°)

Рис. 13. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (горизонтальный разлом, расстояние: 50 км, азимут: 45°)

Fig. 13. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (strike-slip, distance: 50 km, azimuth: 45°)

A 10. ábrán látható az a gyorsulásgram, amelyen a legnagyobb horizontális gyorsulás tapasztalható. Az epicentrális távolság 10 km, normálvető, az azimut, vagyis a csapásirány és a megfigyelő által bezárt szög  $90^\circ$ . A 11. ábra az ugyanilyen távolságú harántvetődés által keltett jel alakját mutatja. Itt az azimut  $45^\circ$ .

Az összehasonlítás lehetőségéért közöljük az 50 km-es epicentrális távolságban gerjesztett talajmozgásokat is. A 12. ábra a normálvető, a 13. ábra pedig a harántvető jellegű fészekmechanizmusok által gerjesztett talajmozgásokat ábrázolja (az azimutok rendre  $90^\circ$  és  $45^\circ$ ). E szeizmogramokon már jól elkülönülnek az egyes hullámfázisok, és megjelennek a felületi hullámok is.

### Összefoglalás

Megállapíthatjuk tehát, hogy számításaink szerint egy, a telephelytől 10 km epicentrális távolságban, 10 km mélységben kipattanó rengés esetén a legnagyobb horizontális (és vertikális) gyorsulásokat a normálvető (dip-slip) mechanizmus okozza, kb. 1,7-szer akkorát, mint a harántvető (strike-slip) típus. A dip-slip eseménynél a legnagyobb gyorsulások a vető csapásirányával  $90^\circ$ -ot bezáró irányokban lépnek fel (a teljes gyorsulásgramot l. 10. ábra), míg strike-slip típusnál ez az irány  $45^\circ$  (l. 11. ábra). Az ún. rise-time, vagyis az energia felszabadulásának gyorsasága döntő mértékben befolyásolhatja a kialakuló maximális gyorsulásokat, különösen kis epicentrális távolságokban (amikor minden hullámtípus és hullámfázis gyakorlatilag egyszerre érkezik a megfigyelőhöz).

Rövidebb rise-time esetén ugyanis részben a teljes energia rövidebb folyamatban szabadul fel, részben a jel uralkodó frekvenciája nagyobb lesz, és így a gyorsulások is megnőnek még azonos elmozdulások esetén is.

### IRODALOM

- Aki, K. (1982): Strong motion prediction using mathematical modeling techniques, Bull. Xeism. Soc. Am. Vol. 72. No. 6. pp. S29—S41.
- Aki, K. és Richards, P. G. (1980): Quantitative Seismology, W.H. Freeman and Co.
- Fuchs, K. (1968): The reflection of spherical waves from transition zones with arbitrary depth-dependent elastic moduli and density, J. Phys. Earth 16. Special Issue, pp. 27—41.
- Fuchs, K. és Müller, G. (1971): Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, Geophys. J. R. A. S. 23, pp. 417—433.
- Harkrider, D. G. (1964): Surface waves in multilayered elastic media. 1. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half space, Bull. Seism. Soc. Am. 54, pp. 627—679.
- Helmberger, D. V. (1983): Theory and application of synthetic seismograms, Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation, North Holland Publishing Co. pp. 174—222.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, JGR 82, pp. 2981—7.
- Kind, R. (1978): The reflectivity method for a buried source, J. Geophys. 44, pp. 603—612.
- Kind, R. (1979): Extensions of the reflectivity method, J. Geophys. 45, pp. 373—380.
- Müller, G. (1980): Some recent extensions of the reflectivity method, Identification of Seismic Sources — Earthquake or Underground Explosion, pp. 347—371.
- Tóth, L., Mónus, P. és Zsíros, T. (1989): The Berhida (Hungary) earthquake of 1985, Gerlands Beitr. Geophysik 98, pp. 312—321.