

# FÖLDRENGÉSEK ELŐREJELZÉSE

Varga Péter

az MTA doktora, tudományos tanácsadó,  
MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet Földrengési Observatórium'  
varga@seismology.hu

Óvatos mottó: „*A földrengések prognózisa valószínűleg tökéletesedni fog, de sohasem lesz tökéletes. Más szóval: a hibás előrejelzés lehetőségével mindenkor számolnunk kell.*”

Aszada Tosi (Toshi Asada) professzor,  
Tokiói Egyetem Geofizikai Intézet (1984)

Optimista mottó: „*Ha én briliáns tudós volnék, földrengések előrejelzésével foglalkoznék.*”

Riportalany nyilatkozata a Los Angeles-i rádióknak a northridge-i földrengés után (1994)

A földrengések előrejelzése napjainkban az emberiség részéről a földtudományok egésze felé támasztott elsőrendű, megoldandó feladat, és valószínűleg még sokáig az lesz. A földtudományok részeként ez a prognózis iránti igény a geofizika egyik alapvető problémája marad, és ezen belül a szeizmológia legfontosabb kutatási célját jelenti, és fogja jelenteni. A földrengések prognózisának kérdéskörébe három megoldandó feladat sorolható. Mindenekelőtt meg kell határoz-

nunk, hogy egy adott térségben *mekkora erősségű* földrengésre kell számítanunk egy bizonyos időszakban. Vitán felül ez a földrengés-prognosztika legfontosabb *stratégiai* feladata, hiszen csak ennek ismeretében lehet a különböző mérnöki létesítményeket a várható földrengésekkel szemben ellenállónak tervezni. Természetesen egy jövőbeli földrengéssel kapcsolatban a „*mekkora erősségű*”-re vonatkozó kérdés megválaszolása mellett két további kérdés is foglalkoztat bennünket: „*mikor lesz?*” és „*hol lesz?*”. A földrengés előrejelzésének ez a második alapvető, mondhatnánk *taktikai* kérdése, amely a társadalmat a bekövetkező esemény mérete mellett – érthető módon – elsősorban foglalkoztatja. A két említett előrejelzésre vonatkozó feladat mellett létezik egy harmadik is: egy adott helyen rövidesen bekövetkező, az emberi életet veszélyeztető és károkozásra potenciálisan képes földrengés központjának környezetében az esemény bekövetkeztét röviddel megelőző *riasztás* kérdésének megoldása.

Jelenleg a földtudományok művelőit és ezen belül természetesen a szeizmológusokat elsősorban az első *stratégiai* kérdés megoldása foglalkoztatja, mert hiába is tudnánk a közvéleményt foglalkoztató „*mikor lesz?*” és „*hol lesz?*” kérdésekre a választ, ha a várható földrengés epicentrumában és annak környezetében nem a bekövetkező rengésre mére-

' A *Kövesligethy Radó* által 1905-ben alapított observatórium eredeti neve. Jobban fejezi ki annak tevékenységét, mint a ma használatos Földrengésjelző Observatórium, hiszen ez az intézmény nem csupán jelzi a szeizmológiai eseményeket, hanem azok kutatásával is foglalkozik.

tezett mérnöki létesítmények állnak. Természetesen ez a második *taktikai* feladat is rendkívül fontos, melyet a szeizmológia önmagában talán nem is tud megoldani, szükségessége a geofizika és más földtudományok közreműködése is. A harmadik, *riasztással* kapcsolatos előrejelzési feladat a technikai fejlődés következménye. Röviddel, néhány perccel az eseményt megelőzően kiadott riasztó jelzés segítségével sok fontos megelőző lépés tehető. Áramtalanítani lehet, csővezetékek lezárhatók, nagysebességű közlekedési eszközök valamint ipari folyamatok lassíthatók vagy megállíthatók, lakossági figyelmeztetés adható ki. Ez utóbbi az emberek előzetes felkészítésével együtt az áldozatok és sérültek számának mérséklését teszi lehetővé.

#### *A földrengések gyakorisága és energiája*

A földrengések prognózisának alapjául a jelenkori és a múltbéli földrengések számának és energiájának meghatározása szolgál. Ezt a két adatot – mint azt alább látni fogjuk – első látásra egyszerűnek tűnő összefüggések kötik a Charles F. Richter által 1935-ben javasolt magnitúdóhoz.

A magnitúdó kizárólag műszeres mérésekből meghatározott adat. Használatát egyrészt indokolja az az igény, hogy a földrengéseket objektív, az egyes események összetetésére alkalmas mérőszámmal jellemezzük. A földrengések magnitúdóját – egyszerűsítésekkel élve – a következő képlet segítségével kaphatjuk meg:

$$M = \lg(a/T) + f(\Delta, h) + C,$$

ahol  $a$  a talajelmozdulás a szeizmométer alatt mikrométerben egy adott  $T$  periódusú földrengéshullám hatására. Az epicentrális távolságtól ( $\Delta$ ) és a rengés fészekmélységétől függő  $f(\Delta, h)$  lehetővé teszi, hogy minden földrengés adatait a fészektől egységesen  $\Delta = 100$  km

távolságra vonatkoztassuk, míg a  $C$  az adott állomásra vonatkozó korrekció, és a helyi talajviszonyok rengéshullámokat befolyásoló viszonyait egy „szabványos” talajra hivatott redukálni. Ha a magnitúdó meghatározása felületi Love- és Rayleigh-hullámok keltette elmozdulásból történik, akkor  $a$  értékét  $T = 20$  s periódus esetében szokták meghatározni ( $M_s$  – felületi hullám magnitúdó), míg a térfogati longitudinális és transzverzális hullámok esetében  $T = 1$  s periódust szükséges figyelembe venni ( $m_b$  – térfogati hullám magnitúdó). A magnitúdó meghatározására szolgáló képlet jobb oldalán a vizsgált elmozdulás logaritmus alatt szerepel. Ez lehetővé teszi, hogy rendkívül eltérő energiájuk ellenére egyetlen jól kezelhető képlettel jellemezzük a földrengéseket. Az eddig megfigyelt legkisebb és legnagyobb magnitúdóérték  $M_{min} = -3$  és  $M_{max} = 9,5$  volt.<sup>2</sup>

A földrengések éves száma ( $N$ ) és a fel szabaduló energia ( $E$ ) kapcsolatát a magnitúdó értékével a következő szimbolikus egyenletekkel szemléltethetjük:

$$\lg N = A - B \cdot M$$

$$\lg E = C + D \cdot M,$$

(ahol  $A$ ,  $B$ ,  $C$  és  $D$  a szeizmológiai adatbázisok feldolgozásából kapott számállandók). A két egyenlet jelentése egyszerű: a nagy rengések ritkábbak, mint a kicsik (első egyenlet), és a rengések energiája a magnitúdó érték növekedésével drámaian nő (második egyenlet). 0,1, 0,5, illetve 1 növekmény  $M$  értékében a szeizmikus energiában 1,4-, 5,5-, illetve

<sup>2</sup>A nem szeizmológusnak szokatlan negatív magnitúdó érték magyarázata: a szeizmogramon szereplő amplitúdó érték tízszeres csökkenése a magnitúdó értékét eggyel csökkenti. Így, ha a szeizmogramon szereplő 10 mm-es amplitúdóhoz  $M = 1$  tartozik, úgy az 1 mm-eshez  $M = 0$ , a tízed millimétereshez  $M = -1$ , az ezred millimétereshez  $M = -3$ ).

32-szeres növekedést jelent. A földrengések éves száma nagyságrendileg a következő:

$M \geq 8 \rightarrow n \approx 1$  (az éves energia mennyiségének 49%-a),

$7 \leq M \leq 7,9 \rightarrow n \approx 10$  (az éves energia mennyiségének 43%-a),

$6 \leq M \leq 6,9 \rightarrow n \approx 10^2$  (az éves energia mennyiségének 4%-a),

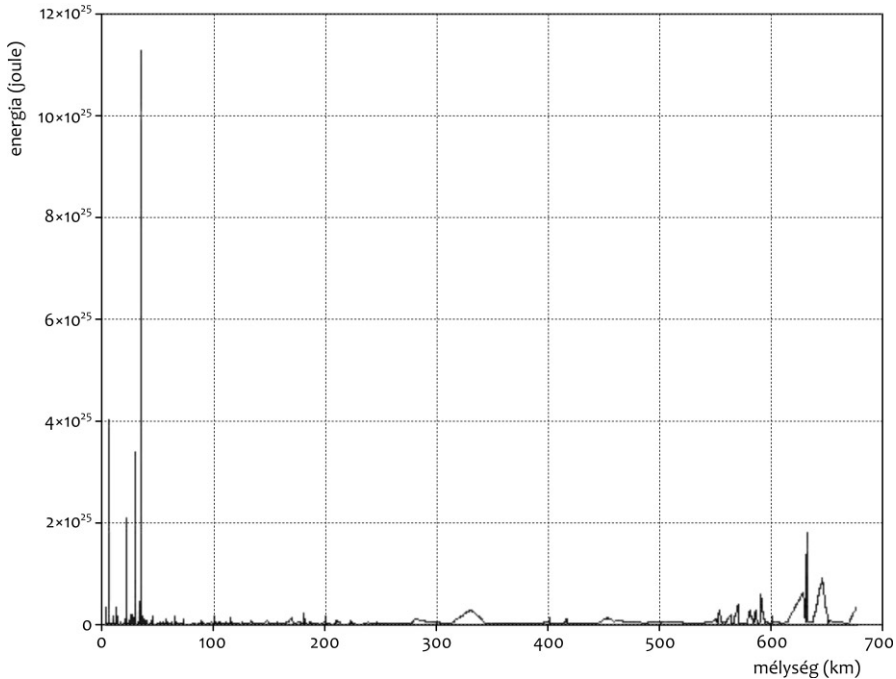
$5 \leq M \leq 5,9 \rightarrow n \approx 10^3$  (az éves energia mennyiségének 3%-a),

$4 \leq M \leq 4,9 \rightarrow n \approx 10^4$  (az éves energia mennyiségének 1%-a).

Látható, hogy évente tízezres nagyságrendben pattan ki károkozásra is alkalmas  $M \geq 4$  földrengés (természetesen ezeknek csak egy kis, a lakott helyekhez közel kipattanó része okoz kárt). Összehasonlítául: Magyarországon  $5 \leq M \leq 5,9$  magnitúdótartományba

sorolható eseményekre évszázadonként 2–3 alkalommal kell számítani, míg a  $4 \leq M \leq 4,9$  sávba tartozókra 6–7 alkalommal.

A földrengések során végbemenő energia-felszabadulás döntő része a Föld felületének kis részére, a tektonikai lemezhatárok övezetére, az úgynevezett szubdukciós zónákra korlátozódik. Számításaink szerint a szubdukciós zónák hossza 80 000 km. Feltételezve, hogy a zónák szélessége 500 km, a földrengésenergia döntő része a Föld felületének 7%-áról származik. Vizsgálataink eredményei (1. ábra) azt mutatják, hogy az energia forrása döntően egy szűk, 5 km széles mélységtartományban helyezkedik el, melynek közepes távolsága a földfelszíntől 30 km. A tektonikai aktivitást hordozó litoszféra átlagos vastagsága 100 km, összterfogata  $5 \cdot 10^{10}$  km<sup>3</sup>. A szub-



1. ábra • A földrengések energiaeloszlása a mélység függvényében 1950–2007 közötti rengések alapján

Zóna	Szekély fészktű 0–80 km	Közepes mélységű 80–300 km	Mély 300 km alatt
Csendes-óceán peremi	75,4%	89%	100%
Transzázsia–Földközi-tengeri	22,9%	11%	0%
Az összes többi forrászóna	1,8%	0%	0%
<i>Összesen</i>	<i>100%</i>	<i>100%</i>	<i>100%</i>

*1. táblázat* • A földrengés energiájának relatív eloszlása

dukciós zónákban felszabaduló földrengés-energia – a globális szeizmikus energia 95%-a –  $2 \cdot 10^8$  km<sup>3</sup> köztér fogathoz, azaz a litoszféra 0,4%-ához köthető. Az *1. táblázatból* látható, hogy a földrengésekből származó energia döntő része (75–80%-a), a Csendes-óceán peremi földrengés zónából származik. Érdekes, hogy csak itt fordulnak elő mély fészktű földrengések. Az eddig megfigyelt két legmélyebb földrengés a Fülöp-szigeteken (1984,  $M=7,2$ , fészkekmélység 632 km) és Peruban (1994,  $M=8,2$ , fészkekmélység 631 km) pattant ki. A perui földrengésről feljegyezték, hogy az epicentrális zónában alig okozott kárt, viszont hatására még New Yorkban is kilengtek a lakásokban a mennyezeti lámpák.

Az említett tények távolról sem jelentik azt, hogy a litoszféra 0,4%-át jelentő térfogaton kívül a földrengésveszély elhanyagolható. Csupán arról van szó, hogy a földrengések, és különösen a nagy földrengések gyakorisága ebben a viszonylag kis köztér fogatban sokkalta nagyobb, mint másutt.

A földrengések nagyságának (erősségének) meghatározására a magnitúdó mellett egy másik jellemzőt is használ a szeizmológia. Ez a földrengés intenzitása ( $I$ ), mely a megrázottság szerinti osztályozáson alapul, méretezése a földrengések idején megfigyelt jelenségeken és a rengés következtében fellépő változások (károk) felmérésén nyugszik. Értéke általában – de távolról sem mindig – a

rengés epicentrumában a legnagyobb, és az ettől mért távolsággal csökken. Segítségével – a magnitúdóval szemben – a megrázottság területi eloszlása szemléltethető. Hátránya viszont, hogy lakatlan területeken nincs lehetőség meghatározására, és a földrengések egymással az intenzitás értéke alapján nem hasonlíthatók össze.

*A földrengés-prognosztika legfontosabb stratégiai feladata: a földrengésveszély (sebezhetőség) meghatározása*

A földrengések hatását a *szeizmológiai kockázat* és *veszély* segítségével jellemezhetjük. Bár ezt a két fogalmat gyakran egymással felcserélhetően használják, a kockázat és a veszély alapvetően eltérő jelentéssel bírnak. A mesterséges vagy természetes veszély a társadalomra ártalmas jelenség. A veszély egy meghaladási valószínűséggel kapcsolatos, adott időbeli kitettség során. Ezzel szemben a kockázat egy szerkezet vagy berendezés meghibásodási valószínűsége. Más szóval a kockázat a veszély és a sebezhetőség (sérülékenység) kölcsönhatásának valószínű végeredményét írja le (valaki vagy valami sebezhető vagy sérülékeny, ha veszélynek van kitéve):  $\text{kockázat} = \text{veszély} \times \text{sebezhetőség}$ .

A veszély, ezen belül a természeti folyamatok veszélye nem csökkenthető. Ezzel szemben a kockázat mérsékelhető. A szeizmikus veszély meghatározása döntően a földrengés-

kutatás feladata, és maga a szeizmikus veszély a földrengések során végbemenő folyamatok ismeretében határozható meg. Három mennyiséggel jellemezhető:

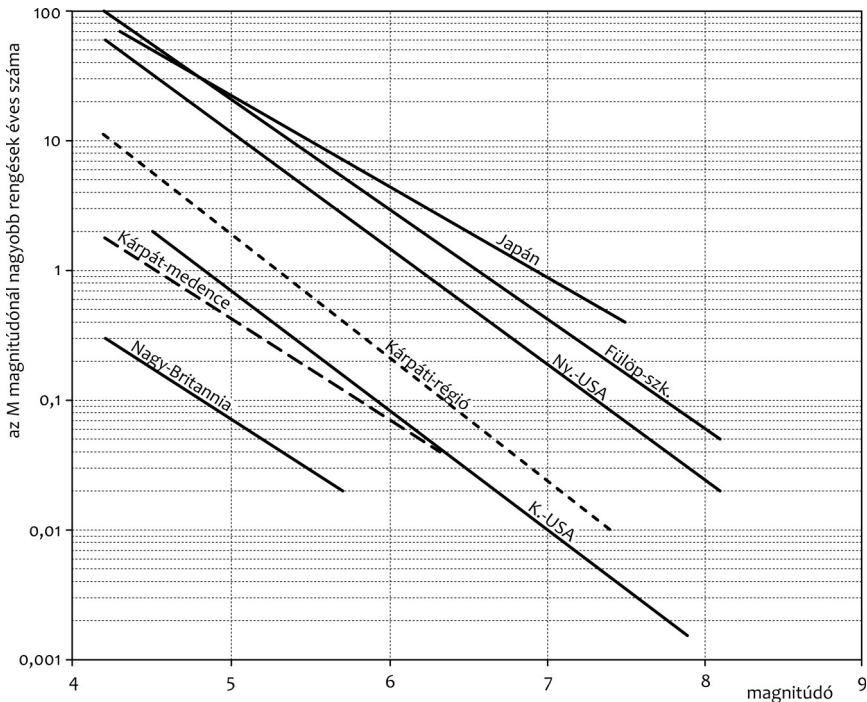
- veszélyeztetettségi szint, amely megadható például a földrengés intenzitásával ( $I$ ), magnitúdójával ( $M$ ) vagy a PGA maximális talajgyorsulással (PGA – peak ground acceleration);
- gyakoriság vagy visszatérési idő;
- földrajzi hely.

A földrengéskockázat a károsodási valószínűség, ha valaki/valami földrengésveszélynek van kitéve adott helyen, adott időszakban. A földrengéskockázat mindig mérsékelhető, szemben a földrengésveszéllyel.

A földrengésveszély és -kockázat közötti kapcsolat bonyolult. Egy építmény vagy be-

rendezés kockázata függ a szeizmológiai értelemben vett veszélyeztetettség mellett a mérnöki létesítmény sérülékenységétől. A szerkezeti sérülés valószínűsége és e valószínűség területi eloszlása nem ugyanaz, mint egy talajmozgási szint meg nem haladásáé.

A földrengésveszély meghatározásának alapja a már említett  $lgN=A-B\cdot M$  egyenlet. Ennek érdekes tulajdonsága (2. ábra): az egyes földrengésrégiók esetében az egyenes dőlését meghatározó  $B$  értéke csak kisebb eltéréseket mutat, a földrengéses zónák aktivitása közti eltérést  $A$  tükrözi: Magyarország szeizmikus aktivitása nagyjából megegyezik az Egyesült Államok keleti részére jellemzővel, és messze elmarad az aktív területekétől (Japán, Fülöp-szigetek, Balkán, Észak-Amerika nyugati partvidéke). Az egyenlet kockázatmeghatáro-



2. ábra • A földrengések éves száma a Föld különböző szeizmikus aktivitással jellemezhető részein a  $lgN=A-B\cdot M$  egyenlet alapján

zásra történő alkalmazásához szükségesek az úgynevezett földrengés-katalógusok, melyekben a vizsgált területen a múltban kipattant földrengések időpontja, földrajzi helye és becslt erőssége van felsorolva. A felhasznált katalógusok minél teljesebb volta kardinális fontosságú. A korábbi történelmi időszakokból ismereteink hiányosak. A középkori földrengésekre vonatkozó információk kétségesek (belőlük az esetek többségében nem azt tudjuk meg, hogy a földrengések hol történtek, hanem csak a feljegyzés helyét), és a legtöbb, e korban kipattant rengésnek még az emléke sem maradt ránk. A legújabb magyar katalógus a Kárpát-medence mintegy 20 ezer szeizmológiai eseményét sorolja fel, de ezek közül csak 253 származik a XVII. század előtti időpontból. Ugyanakkor természetesen nem képzelhető el, hogy a földrengés-aktivitás 1700 előtt a maitól említésre méltó mértékben eltért. Azt mondhatjuk, hogy a XVIII. század elejétől kezdve ismerjük térségünk összes jelentős kárt okozó földrengését, a XIX. század elejétől tudomásunk van az összes  $M \geq 4,0$  méretű (kisebb-nagyobb károkkal járó) eseményéről, és hozzávetőleg 1850-t követően katalógusunk tartalmaz minden  $M \geq 3,0$  (a földrengés epicentrumában és környezetében határozottan érezhető) földrengést.

A földrengésveszély meghatározására jelenleg két eltérő becslési eljárás terjedt el széles körben:

- a statisztikus valószínűség becslésén alapuló eljárás, a PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Assessment);
- a determinisztikus alapon álló eljárás, a DSHA (Deterministic Seismic Hazard Assessment).

Mindkét eljárás fontos közös vonása, amellett, hogy alapjukul a történelmi rengések szol-

gálnak, hogy a végeredményt jelentő veszélyeztetettségi szint mértékét a vízszintes irányú PGA maximális talajgyorsulással jellemzik, mivel erre az adatra van mindenekelőtt szükség a mérnöki létesítmények tervezése során.

### PSHA

A földrengéskockázat statisztikus becslése céljából egy földrengés-előfordulási modellt (eloszlást) kell feltételeznünk. Az általánosan használt eloszlási modell a Poisson-modell. Ennek alkalmazása esetén annak valószínűsége ( $p$ ), hogy egy adott  $t$  időintervallumban nem fordul elő  $M$  méretűnél nagyobb földrengés, a következő egyenlettel adható meg:

$$p = 1 - e^{-t/\tau},$$

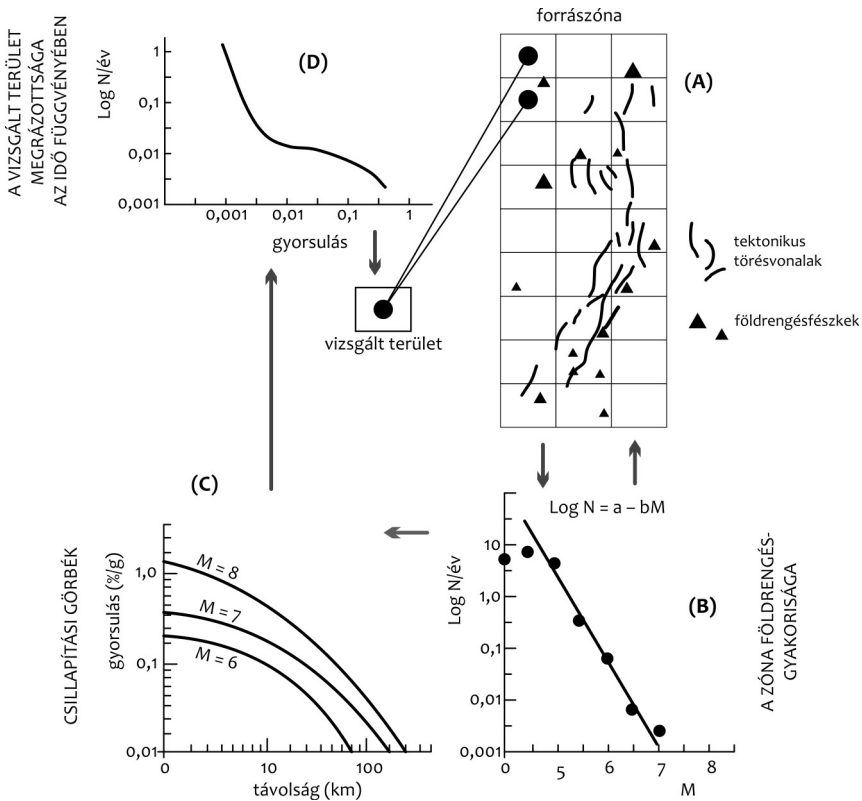
(ahol  $\tau$  egy  $M$  magnitúdójú vagy nagyobb földrengés átlagos ismétlődési ideje). A Poisson-eloszláson alapuló valószínűségi földrengésveszély-becslés a modern szeizmológia egyik legfontosabb eszköze egy adott terület vagy létesítmény veszélyeztetettségének meghatározására. A PSHA eredménye általában egy adott időintervallumban és helyen várható maximális vízszintes irányú PGA-érték meghatározása. Közönséges épületek esetében százéves időszakon belüli csúcsgyorsulás-értéket határoznak meg, nagyobb kockázatot jelentő létesítmények (például: vegyi üzemek, hidak) tervezésénél ezeréves, míg a legnagyobb kockázatot jelentő atomerőművek és völgyzáró gátak esetében tízezer éves időintervallumon belül várható PGA-értéket kell a tervezés során figyelembe venni. Hivatalos szakmai szervezetek képviselői és a tömegtájékoztatás részéről gyakran elhangzik, hogy egy mérnöki létesítmény úgy lett megtervezve, hogy kibírja a területen valaha is észlelt legnagyobb földrengést. Az említettek alapján egy ilyen kijelentés nyilvánvalóan nem

fogadható el. A földrengés-katalógusokban rögzített „szeizmológiai emlékezőtehetségünk” csak két-háromszáz év szemben a kiemelt létesítményekkel szemben támasztott ezer és tízezer éves előírással.

A vízszintes irányú PGA-értékeket szám-szerűsítve: a 0,001 g ( $0,001 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ ) gyorsulás már érezhető, a 0,2 g esetén az emberek egyensúlyukat veszítik, végül 0,5 g nagy gyorsulás-érték, melyet csak az erre tervezett épületek bírnak ki, ha a megrázottság rövid ideig tart.

A PSHA alkalmazása során feltételezzük, hogy a vizsgált adatkészletben, katalógusban a földrengések egymástól függetlenek, időbe- li eloszlásuk Poisson-folyamatot alkot, vala-

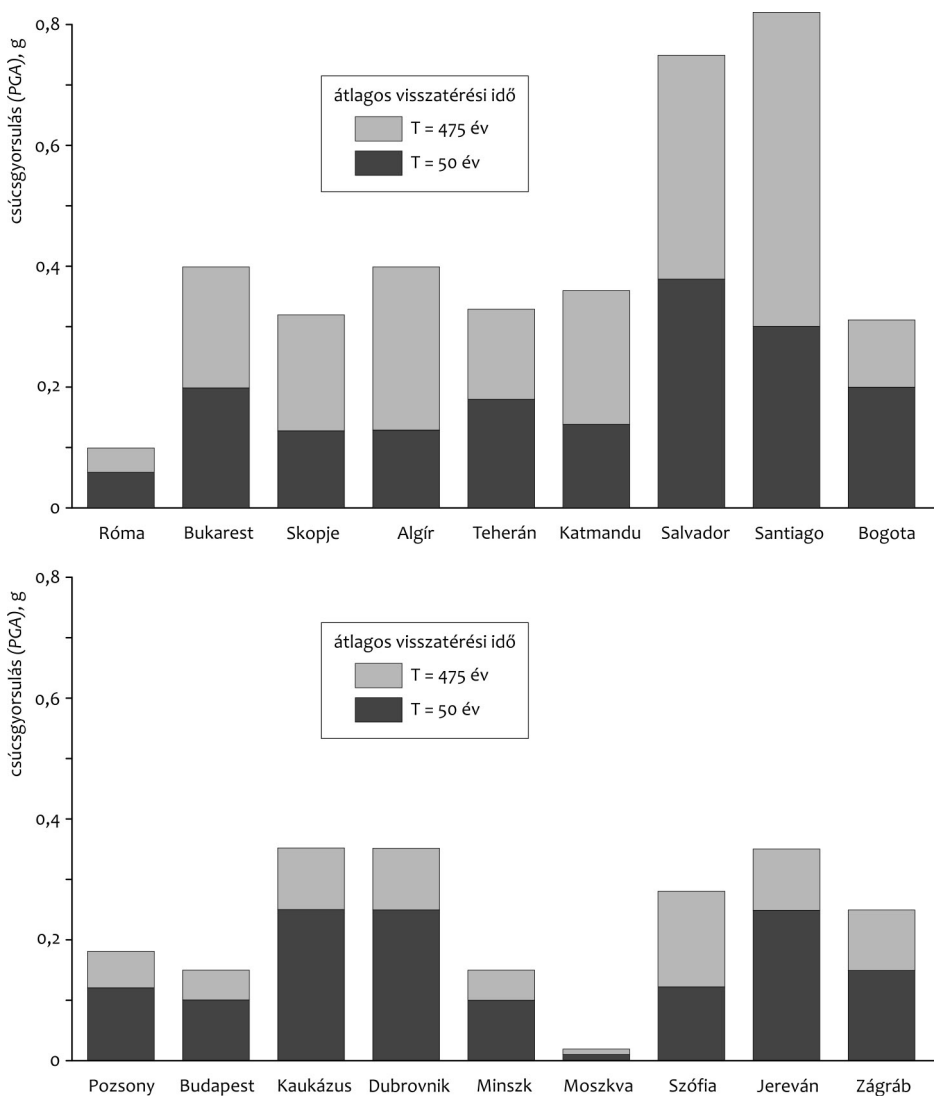
mint azt, hogy a tapasztalt földrengés-gyakoriság stacionárius. A PSHA alkalmazása során (3. ábra) az első lépés a vizsgált területre ható forrászónák kijelölése (A-val jelölve az ábrán). Kijelölésük részben tektonikai megfontolások, részben a múltbeli szeizmicitás eloszlása alapján történik. Természetesen a földrengések forrászónáinak alakja a való-ságban – az ábrától eltérően – nem egyforma. A következő lépés (B) tapasztalati összefü-gést meghatározni a földrengések magnitű-dója és ezek egységnyi időtartam alatt vár-ható száma között. A harmadik lépésben (C) azt vizsgáljuk, hogy a forrászónától a vizsgált területig hogyan módosul (csökken) a föld-



3. ábra • A PSHA meghatározásának lépései

rengés által keltett maximális vízszintes PGA értéke. Az eljárás következő, befejező fázisában az egyes zónák esetében kapott eredmények összegzésével határozzuk meg a vizsgált területre vonatkozó földrengés-veszélyeztetettséget, azaz annak valószínűségét, hogy a vizsgált területen várható vízszintes PGA egy

bizonyos értéket az általunk megválasztott időszakon belül nem halad meg. A 4. ábrán a földrengések közepes visszatérési intervallumai ( $T=475$  év és  $T=50$  év) alapján meghatározott PGA-értékekre vonatkozó eredményeink láthatók a világ különböző részeire g-ben ( $g=981 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-2}$ ). Jól látszik, hogy a föld-



4. ábra • Közepes földrengés-visszatérési időintervallumok ( $T=475$  év és  $T=50$  év) alapján számított PGA-értékek a világ különböző részein g-ben ( $g=981 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-2}$ )



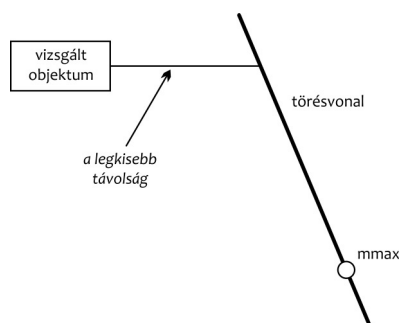
rengéskockázatot jellemző PGA-értékek a Föld különböző részein számottevő mértékben eltérnek egymástól. Ez az eltérés egyértelműen kötődik a földrengéseket eredményező tektonikai aktivitás szintjéhez.

### DSHA

A determinisztikus földrengésprognózis azon az elven alapul, hogy egy tektonikai törésvonal mentén a múltban kipattant legnagyobb földrengés az adott geológiai szerkezet mentén mindenütt előfordulhat. Ennek megfelelően azt vizsgáljuk, hogy hol kerül ez a vonal a legközelebb a veszélyeztetettség szempontjából vizsgált területhez, majd a következő lépésben meghatározzuk az  $e$  távolság mentén, a törésvonalon valaha is kipattant legnagyobb rengéshez tartozó horizontális PGA gyöngülését (5. ábra).

A fentiekhez képest ma már a PSHA és a DSHA egy adott időszakon belül a várható maximális vízszintes PGA értéket a földrengéshullámok frekvenciatartományában spektrális formában szolgáltatja. Ez további támpontot szolgáltat a földrengésbiztos tervezéshez. Jelenlegi formájában ez a két prognosztikai eljárás összetett 3D földtani modelleket használ.

A szeizmológiában a földrengéskockázat becslésére szolgáló két eszköz felhasználását



5. ábra • A DSHA elve

korlátozza az a már említett tény, hogy a földrengés-katalógusokban megnyilvánuló „szeizmológiai memóriánk” rövid az egy adott helyen várható földrengések visszatérési idejéhez viszonyítva. A xx. században legpusztítóbbnak tartott tangsani (Tangshan) (Kína) földrengés (1976;  $M=7,6$ ) kétezzer éves pagodákat rombolt le. Feltételezhető, hogy Kína e részében ilyen hosszú ideig nem került sor az 1976. évihez hasonló földrengésre. Hasonló a helyzet az iráni Bamban 2003-ban történt földrengés esetében is, ahol egy ókori citadella vált romhalmazzá egy  $M=6,6$  méretű földrengés hatására. A Haiti közvetlen közelében 2010 januárjában történt földrengés ( $M=7,0$ ) egy olyan törésvonal aktivizálódásával hozható kapcsolatba, mely 1751, illetve 1770 óta nem mutatott semmilyen szeizmikus aktivitást. Egy magyarországi példa: Budapest térségében a xvi. században egy vagy esetleg két romboló erejű földrengés történt. Ezt követően háromszáz évig, egészen az 1956 januárjában kipattant legnagyobb xx. századi hazai rengésig ( $M=5,6$ ) a térségben nyugalom volt.

A PSHA alapján meghatározott vízszintes csúcsgyorsulás- (PGA) értékek sajnos erősen függenek a forrászónák meghatározásának módjától. Innen adódnak a 2. táblázat utolsó előtti oszlopában szereplő adatgyűjtésem szórási határai. A táblázat utolsó oszlopában az epicentrum közvetlen közelében működő megfigyelőállomások adataiból kapott gyorsulásadatok találhatók. A számított és a mért adatok megegyeznek a 2010. évi chilei ( $M=8,8$ ) és a 2011. évi japán ( $M=9,0$ ) földrengések esetében. Ezekben az esetekben alapos földrengés-prognosztikai munka eredményeként születtek meg a táblázatban szereplő számítási eredmények, és reális visszatérési időt vettek figyelembe. Tekintettel arra,

Hely	Időpont	Magnitúdó	Áldozatok száma	Várt (feltételezett)*és megfigyelt max. vízszintes gyorsulások (m/s <sup>2</sup> )	
Kóbe (Kobe), Japán	1995. 01. 17.	7,2	5100	0,40–0,48	0,7–0,8
Gudzsarát (Gujarat), India	2001. 01. 26.	7,6–7,7	20 000	0,16 –0,24	0,5–0,6
Boumerdès, Algéria	2003. 05. 21.	7,3	3500	0,08 –0,16	0,3–0,4
Bam, Irán	2003. 12. 26.	6,6	26 000	0,16 –0,24	0,7–0,8
Szecsuan (Sichuan), Kína	2008. 05. 12.	7,9	68 000	0,16 –0,24	0,6–0,8
Haiti	2010. 01. 12.	7,0	316 000	0,06 –0,16	0,3–0,6
Chile	2010. 02. 27.	8,8	500	6,4	6,4
Christchurch, Új-Zéland	2011. 02. 22.	6,3	300	3,4–6,4**	14,7–21,6**
Tóhoku, Japán	2011. 03. 11.	9,0	10 000**	2,0–6,4**	≤4,94**

2. táblázat • Néhány jelentős közelmúltbeli földrengés PSHA-val becsült vízszintes PGA-értéke és az epicentrum közelében működő megfigyelőállomások adataiból számított gyorsulásértékek • \*10% meg nem haladási valószínűség ötven éven belül • \*\*előzetes adatok.

hogyan e két utóbbi területen többségben voltak a számított gyorsulásértékek felhasználásával tervezett és épített épületek, Chilében mindössze három földrengésálló épületben keletkezett jelentősebb kár, míg Tóhoku (Tóhoku (Japán, Kelet-Honsu) térségében a földrengéshatás következtében a területen álló épületeknek csak kis része omlott össze a kaliforniai Oaklandban székelő, katasztrófa-analízissel foglalkozó EQECAT Inc. szerint. Amiben esetleg a Tóhoku térségére vonatkozó prognózis hibás lehetett, az az, hogy alábecsülték az itt várható cunamik veszélyét. Pedig ez a jelenség a térségben nem nevezhető ritkának (a szó is japán eredetű, magyar megfelelője a szökőár): 1498 és 2011 között tizenhat pusztító erejű cunami sújtotta Japánt. Ezek többségét földrengés generálta, de előfordult tengeralatti földcsuszamlás és vulkánkitörés következtében is. Ha a földrengés

cunami követte, az áldozatokat általában ez szedte és nem maga a földrengés. A nagy cunamik amplitúdói 10 és 30 méter között változtak. Nagyon meglepő, de hiteles adat: Christchurch-ben (Új-Zéland, 2011. február) a közvetlenül a fészek felett álló műszer 2,1 g gyorsulást mért, amekkorát ilyen méretű ( $M=6,3$ ), azaz viszonylag nem nagy esemény esetében eddig még sohasem figyeltek meg.

*A földrengés-prognosztika taktikai problémája: kísérletek a „mikor lesz?” és „hol lesz?” megválaszolására*

A földrengés-prognosztikának ez a második területe sok-sok kiváló, a földtudományok különböző területén működő tudós erőfeszítése ellenére jelenleg meglehetősen visszamaradott állapotban van, és várhatóan még sokáig lesz is. Több előjelnek számító jelenség vált a földrengés-prognosztikai kutatások

tárgyává. Az a hiedelem terjedt el, hogy ezek könnyen felismerhetőek, és segítségükkel a rutinszerű prognózis könnyen megszervezhető. Ez az optimizmus nem bizonyult megalapozottnak. Ugyanakkor helytelen volna a sikeres prognózis lehetőségéről lemondani.

Sikeres előrejelzésre a várható földrengés nagysága mellett annak helyére és időpontjára vonatkozóan még alig van példa. Ezek között a leghíresebb talán a Haicsengben (Haicheng) (Kína) 1975. február 4-én kipattant földrengés ( $M=7,3$ ). „Nehéz, még a mai napig kísértő kérdés számunkra, hogy a haicsengi predikció reális, fizikailag megalapozott előrejelzésen alapult, vagy a megfigyelésekben részt vevők vágyaik által is irányított gondolatmenetén, mely utóbbit megfelelő politikai nyomás is befolyásolt. Az azonban igaz, hogy Haicsengben sikeres, emberi életek sokaságát megmentő tudományos jóslásra került sor, mely nem lehetett volna eredményes a politikai döntéshozók és a kutatók együttműködése nélkül.” – írta már évekkel ezelőtt egy Amerikában dolgozó japán szeizmológus. A Haicsenget sújtó földrengés előtt a földrengésszéknek észak-keleti irányú, a város felé irányuló mozgását figyelték meg 1969-től kezdődően. Ezt követően terepi, elsősorban geodéziai mérések alapján 1974 nyarán a kérdéses térségre egy közeli időpontban várható 5–6 magnitúdójú földrengés bekövetkezését valószínűsítették. A rengés időpontjának és helyének pontosítása végül az 1975. február elején sokasodó és helyesen előrengésnek értelmezett kisebb rengések alapján vált lehetségessé. Hogy mennyire egyedi esetről van szó, mutatja a térségben kipattant, a XX. század legtöbb emberéletet (250 000 áldozat) követelő másik rengés (Tangsan, 1976. július 27.,  $M=7,6$ ) előre nem jelzése.

Az Izmitben (Törökország) 1999. augusztus 17-én kipattant  $M=7,4$  méretű rengés bekövetkeztének valószínűségére svájci szakemberek már 1997-ben figyelmeztettek a *Journal of Geophysical Research*-ben megjelent dolgozatukban. GPS-megfigyeléseik feldolgozása alapján megállapították: Északnyugat-Anatólia 20 mm/év sebességet is meghaladó mértékben mozog Isztambulhoz (azaz az európai kontinenshez) viszonyítva, de ez az érték az Izmiti-öböl térségében mindössze 4 mm/év, ami feszültségfelhalmozódást kell, hogy eredményezzen. Sajnos ez a prognózis nem vált ismertté a döntéshozók előtt. Említésre méltó az izmiti eseménnyel kapcsolatban az is, hogy amerikai szeizmológusok a kéreg alsó határán végbement lassú elmozdulást mutattak ki a földrengés előtt 44 perccel.

Egy adott területen bekövetkező földrengést megelőző változások megfigyelésére számos módszert dolgoztak ki. Felhasználásuk célja, hogy megkísérelhessük nyomon követni azokat a folyamatokat, melyek az elkövetkezendő rengés fészkeiben és közvetlen környezetében végbemennek, és amelyek a várható esemény időpontjának meghatározását lehetővé teszik. A prognózis céljára szóba jöhető módszerek némileg önkényesen öt nagy csoportra oszthatók: szeizmológiai, geodéziai, földtani-hidrológiai, geofizikai és az élővilág viselkedésével kapcsolatos módszerekre. Az egyes csoportokon belül alkalmazott eljárásokat (a teljesség igénye nélkül) a 3. táblázatban foglaltam össze.

A 3. táblázatban felsorolt módszerek a földrengés-előrejelzés szempontjából elvileg mind reálisnak tekinthetők. Ennek ellenére, mind ez ideig csak ritkán került sor sikeres alkalmazásukra, az itt szereplő metodikák közül csak kevés szolgáltatott néhány esetben

Szeizmológiai módszerek	Geodéziai módszerek	Földtani-hidrologiai módszerek	Geofizikai módszerek	Élővilág viselkedése
A1 összenyomási és nyírási hullámok sebességarányának változása	B1 ismételt szintezések	C1 radongáz időben változó kiáramlásának megfigyelése	D1 elektromágneses változások megfigyelése	E1 állatok szokatlan viselkedése
A2 a szeizmikus aktivitást követő szeizmikus csend (seismic gap)	B2 űrgeodéziai eszközökkel kimutatott elmozdulások	C2 kutakban vízszint-változások megfigyelése	D2 kőzetek elektromos ellenállásának megfigyelése	D3 hosszú rádióhullámok terjedésének időbeli alakulása
A3 mikrorengések időbeli eloszlása	B3 a gravitációs tér időbeli változásainak kimutatása	C3 a földtani közelemlétek (1 millió éven belül) keletkezett törésvonalak vizsgálata	D3 geotermikus hőáramok változásai	
A4 földrengések csoportosulása (seismic clustering)	B4 dőlésmérőkkel végzett folyamatos megfigyelések			
A5 aktív törések „néma” (inaktív) szakaszainak felkutatása	B5 deformációk regisztrálása strainméterekkel			

### 3. táblázat • Földrengés prognózisára esetleg alkalmas eljárások

szigorú tudományos feltételeknek eleget tevő földrengésprognózist. Ezek elsősorban a szeizmicitással kapcsolatos módszerek (A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub> és A<sub>4</sub>). A *seismic gap* és az *earthquake clustering* egy tektonikai szerkezet területén megismert múltbeli kisebb és nagyobb földrengések tér- és időbeli eloszlásának statisztikájára épül. A seismic gap elmélet a földrengés idejét egy megelőző eseményhez viszonyítva adja meg: a rengés valószínűsége kicsi a rengést közvetlenül követő időszakban, és a valószínűség nő az idő teltével. Az aktivitás hirtelen megszakadása arra utal, hogy a tektonikai mozgások során a feszültségfelszabadulás folyamata „bedugult”, de a feszültségfelhalmozódás a kőzetekben mindaddig folytatódik, míg egy kritikus értéket el nem ér, és földrengés formájában fel nem szabadul. Ugyanakkor a rengések hajlamosak a tér- és időbeli csoportosulásra is (seismic clustering). A *seismic gap* és az *earthquake clustering* közötti ellentmondás látszólagos, mert az első elképzelés hosszú, több évtizedes időszak jellemzésére szolgál, míg a második egy lényegesen rövidebbre. Azaz: a földrengéseket megelőző feszültségfelhalmozódás a megelőző nagy rengés vagy rengéscsoport időpontját követően indul meg (*seismic gap*), de nem feltétlenül egyetlen rengésben szabadul fel (*earthquake clustering*). Fenti, statisztikai vizsgálatokon valószínűsíteni lehet egy adott forrászóna esetében a földrengésveszély szintjét. Kaliforniában, ahol nagyszámú földrengést észleltek, egy ötszintű riasztási rendszert dolgoztak ki: az első osztály esetében a várható rengés valószínűsége 72 órán belül nagyobb, mint 37%, a második esetében 37 és 11% közé esik, a további osztályok esetében kisebb 11%-nál. A kis rengések megfigyelésére épülő metodika (A<sub>3</sub>) megvalósításához sűrűn telepített állomáshálózatra van szükség.

Ha ugyanis egy terület szeizmikusan aktív, úgy ezt az aktivitást a területén szinte állandóan jelentkező 0–3 magnitúdójú rengések jelzik. Így néhány év alatt lokalizálhatóak a potenciálisan veszélyes területek.

Egyes szakirodalmi források a radongáz kiáramlásában bekövetkező időbeli változások megfigyelésének sikeres alkalmazásáról számolnak be (C1). A radonról beszélve a szeizmológiai prognózis esetében a 3,825 nap felezési idejű  $^{222}\text{Rn}$  izotópra gondolunk. A szeizmológiai célú radonmegfigyelések azért terjedtek el viszonylag széles körben, mert a radon a természetben előforduló egyetlen olyan gáz, melynek felezési ideje az időbeli változások megfigyeléséhez még megfelelő hosszúságú. A  $^{222}\text{Rn}$  esetében a szabad úthossz  $3 \cdot 10^{-6}$  cm. Feltételezhető, hogy a kőzetekben rádiumból keletkező radon csak a hézagokhoz, repedésekhez közeli helyekről tud kiszabadulni. Ezért a radonemanáció nem csupán a kőzet urántartalmának függvénye, hanem függ annak porustérfogatától is. A  $^{222}\text{Rn}$  kiválása a kőzetekből állandó a feszültségviszonyok változatlansága esetében. Ha a kőzetekben deformáció megy végbe, úgy természetesen a kiszabaduló Rn mennyisége is változik, mivel a dilatáció következtében változik a kiáramlás sebessége és a kiáramláshoz rendelkezésre álló felület, ami a radonkoncentráció változását eredményezi.

A geodéziai módszerekkel megállapítható elmozdulásokról szólva az izmiti földrengéssel kapcsolatban már szó volt az űrgeodéziai módszerek alkalmazhatóságáról (B2). A földfelszín deformáció-megfigyelések tökéletesedését eredményezik a műholdakra helyezett új típusú SAR-radarok (Synthetic Aperture Radar), melyek differenciális interferometrikus alkalmazási (DInSAR) technológiája lehetővé teszi a földfelszín földrengés-

aktivitással kapcsolatos változásainak nyomon követését. A földrengések előtti deformációkat közvetlenül is mérhetjük strainméterek segítségével (B5). Ezek a műszerek két, egymástól néhány vagy néhányszor tíz méterre lévő pont távolságában beálló változásokat mérik. Az általuk meghatározott relatív deformációk tipikusan  $10^{-6}$ – $10^{-8}$  közé esnek, míg a kőzetekben keletkező maximális deformáció  $10^{-4}$ – $10^{-3}$ . A megfigyelt és a maximális értékpárok összehasonlítása azt mutatja, hogy ha a deformáció felhalmozódása folyamatos, több mint száz vagy több száz év telik el a maximális lehetséges feszültségértékek eléréséig, ami azt valószínűsíti, hogy hozzávetőleg ennyi időre van szükség egy földtani szerkezeten belüli lehetséges legnagyobb földrengés feltételeinek létrejöttéhez.

#### *A földrengéseket röviddel megelőző, riasztás jellegű előrejelzési feladat*

A földrengés fókuszában végbemenő mozgások összenyomási primer P-hullámokat és nyírási, másodlagos S-hullámokat gerjesztenek, de a P-hullámok általában kisebb amplitúdójúak, mint az S-hullámok (az amplitúdóarány általában  $V_p/V_s \sim 0,2$ ). Azaz az elsőként érkező P-hullámok csak ritkán okoznak pusztítást, ezért elsősorban az S-hullámok felelősek. Ugyanakkor a P-hullámok formája tükrözi, hogy milyen jellegű elmozdulások történtek a rengés fészkeiben. Más szóval: a P-hullám hordozza az információt, az S-hullám pedig az energiát. Így tehát, ha a primer hullámokat  $\tau_p$  ideig figyeljük meg a P-hullám beérkezését követően, de még az S-hullámok jelentkezését megelőzően, képet kaphatunk a rengés jellegéről. Az egyik, talán legfontosabb cél, hogy  $\tau_p$  időtartama alatt meg tudjuk határozni a rengés spektrumát. Általános tapasztalat ugyanis, hogy a nagy rengések

esetén a hullámhosszak megnövekednek, kisebb rengések spektruma ezzel szemben a magasabb frekvenciákban gazdag. Nyilvánvaló, minél hosszabb  $\tau_0$ , annál pontosabb ismereteket szerezhetünk a rengés spektrumáról, de ha ez az idő túl hosszú, az előjelzés hatékonysága romlik. A kérdés az: milyen minimális  $\tau_0$  értéknél tudunk hiteles képet alkotni a P-hullámok alapján a földrengés jellegéről, azaz a várható romboló hatásról. Tapasztalat szerint a minimális időtartam, mely az első P beérkezésétől a forrás jellegének meghatározásához szükséges:

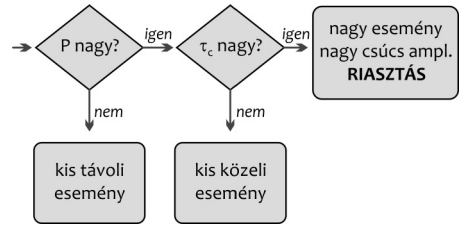
$$\tau_0 = \frac{1}{\sqrt{\langle f^2 \rangle}}$$

ahol  $f$  a frekvencia,  $\langle f^2 \rangle$  az átlagos földrengéshullám frekvenciája  $|u^2(f)|$  függvénnyel súlyozva,  $u(t)$  pedig a talajmozdulások spektrumának négyzete.

Modellszámításokból:

Mw = 6	$\tau_0 = 3s$
Mw = 7	$\tau_0 = 8s$
Mw = 8	$\tau_0 = 12s$
Mw = 9	$\tau_0 = 14s$

A földkéregben a hullámsebességek:  $v_p=5-6$  km/s és  $v_s=3-3,5$  km/s. Tehát 200 kilométer távolságban a két hullám beérkezése közötti idő 28 másodperc, azaz egy  $M=7$  méretű földrengés esetén 20, míg egy  $M=9$  esetében 14 másodperc áll intézkedések megtételére (vezetékek áramtalanítása, nagysebességű járművek lassítása, leállítása stb.), illetve a lakosság riasztására. Ezek alapján egy kisebb térség vagy objektum közvetlen környezetének földrengés-megfigyelő rendszere először a beérkező P-hullám amplitúdóját kell, hogy vizsgálja (6. ábra). Amennyiben ez szokatlanul nagyknak bizonyul, kerül sor  $\tau_0$  meghatá-



6. ábra • Földrengés-megfigyelő és -riasztó rendszer működésének folyamatábrája

rozására. Ha ez az érték is anomális, megállapítható, hogy jelentős közeli földrengésről van szó, és veszélyt jelentő S-hullámok beérkezése várható.

Napjainkban a világon több helyen működik földrengésriasztó rendszer. Közülük talán a legrégebbi a Mexikó fővárosának földrengéseknek való kitettségét csökkenteni hivatott SAS-rendszer (Seismic Alert System). A fővárostól 300 km-re van az a törésvonal, melynek földrengései korábban sok kárt okoztak. Ennek mentén egy tizenkét műszerből álló hálózatot telepítettek, amely szakirodalmi adatok szerint 10 másodperc alatt képes a földrengés méretét meghatározni. Amennyiben ennek értéke  $M \geq 6,0$ , a rendszer riasztást küld a földrengési szolgálat központjának, és rádión keresztül riasztja a lakosságot. A Tajvanon létesített riasztórendszer a forrászónában kis területre koncentrált nagyszámú műszerrel működik. A riasztó jel 30 másodperccel előbb ér Taibeibe, mint a pusztító földrengéshullámok. A japán vasutak 2006 óta alkalmazzák a szupergyors Sinkansen (Shinkansen) vonatok automatikus fékezésére és – ha szükséges – leállítására szolgáló rendszerét. Az USA-ban több riasztásra alkalmas szeizmológiai rendszer működik, elsősorban az ország csendes-óceáni partvidékén. Fejlesztés alatt áll Ausztrália és Kína hasonló rendszere is.

*Megoldandó problémák*

Mint azt a bevezetőben említettem, a szeizmológia napjainkban még nagyon messze van attól, hogy a várható földrengések helyét és időpontját, valamint azok méretét meg tudja határozni. E vitathatatlanul nagyon fontos kérdés mellett a szeizmológia előtt több olyan további feladat is áll, melyek megoldása a földrengésveszély mértékét csökkenti. Ezek közül néhányat megemlítek.

1.) A statisztikus valószínűség becslésén alapuló PSHA-eljárás, valamint a determinisztikus alapon álló DSZA-eljárás végső eredménye a földrengések által egy adott helyen keltett maximális vízszintes gyorsulás értékének meghatározása. Az utóbbi évek tapasztalata viszont azt mutatja, hogy a földrengésveszély mértékét sokszor nem maga a földrengés, hanem az általa kiváltott természeti jelenség határozza meg. A 2001. január 13-án a Csendes-óceán alatt, Salvadortól mintegy 100 km-re kipattant  $M=7,6$  földrengés tragikus következményeinek oka elsősorban nem maga a rengés, hanem az általa kiváltott földcsuszamlások voltak. A 2008. május 12-i szecsuanai földrengés ( $M=7,8$ ) okozta kár a fészkek közelében keletkezett sziklaomlásokkal, illetve az omlások következtében keletkezett árvizekkel hozható kapcsolatba. A szeizmológiai szakirodalomból jól ismertek a rengések okozta földcsuszamlások. Ezek statisztikai feldolgozásából látható, hogy az a terület, amelyen szeizmológiai okokra visszavezethető földcsuszamlásra kerülhet sor, rohamosan nő a magnitúdóérték növekedésével. Egy  $M=5,6$  méretű rengés (ilyen nagyságú volt az 1956. januári dunaharaszti földrengés is), ha a földtani adottságok megfelelőek, 400 km<sup>2</sup> területen belül kelthet földcsuszamlást, míg a salvadori rengés

50 000 km<sup>2</sup>-en. A 2004. december 26-án kipattant szumátra-andamáni ( $M=9,1$ ) és a tóhokui 2011. március 11-i ( $M=9,0$ ) gigantikuss földrengések okozta hatalmas veszteségek nem magának a földrengésnek, hanem az általa keltett szökőárnak a következményei. Hiába volt meglehetősen pontosan meghatározva Tóhokunál a vízszintes PGA, ha a károkat döntő mértékben előidéző szökőárral kapcsolatos veszélyeztetésre vonatkozóan nem történt megfelelő prognózis. Az ismertett földrengések esetében a tanulság: a földrengések romboló hatása az általuk keltett másodlagos folyamatokon keresztül érvényesül. Fontos feladatnak tűnik a PSHA és a DSZA-eljárások olyan változatának kifejlesztése, amely a földrengésveszélybe eszekunder folyamatok hatásait is beszámítja.

A földrengésveszély számításának eljárásai nem terjednek ki az utórengések lehetséges hatására sem. A 4. táblázat azt mutatja, hogy a legnagyobb utórengések igen jelentős szeizmológiai terhelést jelentenek, s ezek sokszor hosszú idő elteltével következnek be. A 2010. február 27-én kipattant  $M=8,8$  méretű chilei földrengés fészke 2011 februárjában több nagy utórengést produkált, melyek közül a legnagyobb  $M=6,8$  volt. A Japán Meteorológiai Ügynökség 2011. március 21-i bejelentése szerint a Tóhokunál kipattant földrengést követő tíz napon három  $M \geq 7,0$  és 48  $M \geq 6,0$  méretű utórengés következett be.

2.) A földrengés-veszélyeztetettség meghatározását lényeges mértékben befolyásolja az, hogy mennyire pontos és részletes a hatásnak kitett terület földtani modellje. Egy  $M=6,0$  méretű földrengés esetén például a maximális vízszintes gyorsulás értéke 0,2–0,3 g között változik, ha a felszíni kőzet kemény, sziklás; 0,3–0,5 g, ha ez átlagos üledék, és végül 0,5–1,0 g laza üledék vagy feltöltés esetén.

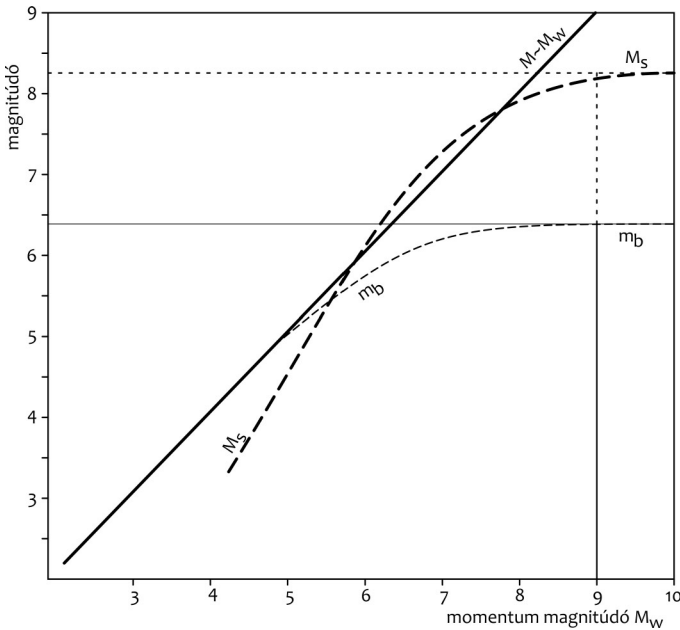
Hely, év	M	$M_{af}$	M- $M_{af}$	$\Delta t$
Hszingtaj (Xingtai), 1966	7,2	6,2	1,0	645
Bohaj (Bohai), 1969	7,4	5,1	2,3	1
Tunghaj (Tonghai), 1970	7,7	5,5	2,2	1
Luhuo, 1973	7,9	6,3	1,6	3
Jongsan (Yongshan), 1974	7,1	5,7	1,4	36
Haicseng, 1975	7,3	6,0	1,3	1198
Longling, 1976	7,4	6,8	0,6	136
Tangsan, 1976	7,6	7,1	0,7	288
Szongpan (Songpan), 1976	7,2	6,7	0,5	7

4. táblázat • Kínában 1966 és 1976 között kipattant  $M \geq 7,0$  földrengések, azok legnagyobb utóréngései ( $M_{af}$ ) valamint a főrengés és a legnagyobb utóréngés közt eltelt idő ( $\Delta t$ ).

3.) Végezetül: a szeizmológiának olyan módszerekre van szüksége, melyek lehetővé teszik a magnitúdó értékének pontos és gyors meghatározását nagy rengések esetében is. A már említett térfogati ( $m_b$ ) és felületi hullám ( $M_s$ ) magnitúdók mellett a 80-as évek elejétől kezdett terjedni a momentum magnitúdó ( $M_w$ ) használata. A földrengések momentuma ( $M_o$ ) a földrengésben részt vevő törés felületének, az elmozdulásnak és a közet nyírási modulusának szorzata. Segítségével  $M_w = 2/3(\lg M_o - 9,1)$   $M_w$  értékét a szumátra-andamáni földrengés után csak két óra késéssel szolgáltatják a beérkező szeizmogramokat automatikusan feldolgozó számítógépek. Addigra pedig az elszabadult szökőár már javában pusztított. Mint az a 7. ábra alapján látható, a különböző magnitúdótípusok egyforma eredményeket szolgáltatnak, ha a magnitúdóérték kisebb 7-nél. Ennél nagyobb rengések esetében  $m_b$  már nem használható, telítésbe megy. 8-nál nagyobb magnitúdójú rengéseknél  $M_s$  sem használható már. Ha a szumátra-andamáni földrengés magnitúdóját az elsőként beérkező térfogati hullámokból határozzuk meg,  $m_b = 6,4$  értéket kapunk. A felületi hullámok alapján

$M_s = 8,3$ . Épp ez utóbbi értékek jelentek meg 2004. december 26-án először a szeizmológiai információs szolgálatok honlapjain, és ez az érték módosult egy-két órával később 9,0-re, ami mintegy hússzor erősebb földrengésnek felel meg (mivel, mint már említettük, a magnitúdó és a földrengés energiájának kapcsolata logaritmikus). Néhány héttel a katasztrófa után végzett részletes feldolgozás alapján  $M_w = 9,15$  adódott (a meghatározás hibája 0,1–0,2). Mint a fentiekből látható: a nagy ( $M \geq 8,0$ ) földrengések esetén csak a  $M_w$  magnitúdó megbízható, meghatározása azonban órákat vehet igénybe, ami elfogadhatatlanul hosszú idő. A Földbelső Szeizmológiájának és Fizikájának Nemzetközi Társasága (International Association of Seismology and Physics of the Earth Interior – IASPEI) Chilében 2005 októberében megtartott közgyűlésén ajánlást fogadtak el a térfogati hullámok magnitúdójának ( $m_b$ ) alkalmazására a nagy rengések esetében is, annak ellenére, hogy – mint láttuk – azok eredeti formájukban nem alkalmazhatóak az  $M \geq 6,5$  méretű földrengések esetében, a reális magnitúdóérték alábecslése következtében. A földrengés energiafelszabadulásának időtartama ilyen ese-





7. ábra • A térfogati ( $m_b$ ), a felületi ( $M_s$ ) hullámok és a földrengés momentum ( $M_w$ ) magnitúdójának viselkedése a magnitúdó értékének változásakor

tekben meghaladja a 20 másodpercet, lényegesen hosszabb, mint a primer (longitudinális) hullám periódusai. Ez esetben a szeizmogramokon egymást követő primerhullám-beérkezések figyelhetőek meg, melyek a törésvonal fokozatos felnyílása folyamán keletkező „al-rengésekből” származnak. Az ezekből számítható időben változó összegzett magnitúdó  $\Sigma m_b$  értéke  $M_w$ -hez mint határértékhez tart. A konvergenciához szükséges idő a szumátra-andamáni földrengés esetében 14 perc volt a berlini RUE-jelű állomáson.

Egy másik lehetőség az  $M_w$  gyorsabb meghatározásra különböző állomásokon megfigyelt felületi hullámok amplitúdóinak összehasonlításából adódik. Az eljárás során először standard módszerekkel meghatároz-

zuk a vizsgálandó  $C$  földrengés helyét, majd annak tágabb tektonikai környezetében kiválasztunk egy korábbi, már ismert méretű  $R$  referenciarengést. Ekkor a  $C$ -ben kipattant rengés mérete  $M_C = M_R + \lg(r)$ , ahol  $r$  a két állomáson az 50–200 másodperc periódus-tartományban megfigyelt amplitúdók aránya. Az eljárás során, melyet természetesen erősen leegyszerűsítve ismertettünk, több földrengésjelző állomás adatait kell összesíteni. 2010-ben két tajvani szeizmológus kimutatta, hogy a földrengések PGA értékei által meghatározott területek logaritmusai lineáris kapcsolatban van  $M_w$  értékével. Ha a földrengés forrászónájában megfelelően sűrű észlelőhálózat áll rendelkezésre, a magnitúdó nagysága nagyon gyorsan meghatározható.

Nem is olyan régen úgy vélekedett a tudósok jelentős része, hogy az emberiség igen gyorsan annyira megismeri a természetes környezet káros hatásait, hogy azokat ki tudja iktatni a társadalom problémái közül. Ez az optimizmus egyelőre nem igazolódott be. Nem igazolódott nagyon sok szempontból a földrengések előrejelzésével kapcsolatban

sem. Amíg ilyen kedvezőtlen helyzettel kell szembenéznünk, addig tanácsos óvatos és némileg pesszimista becslések alapján becsülnünk a jövőben várható földrengések veszélyességét.

---

Kulcsszavak: *földrengés, szeizmológia, földrengésveszély, földrengésprognózis*

