

Földrengések fraktálanalízise. Az ismétlődési időtartamok eloszlásáról¹

BODRI BERTALAN²

Vizsgáljuk a szeizmicitás időbeli változásának sajátosságait két szeizmotektonikailag jelentősen eltérő környezet; a lemezen belüli Kárpát–Pannon térség és az aktív lemezszegélyekre eső Égei térség példáján. A rengések ismétlődési időtartamai klaszterekbe, csoportokba tömörülnek, lényegesen erősebb fokú klaszteresedéssel a Magyar-medencében és környezetében. Az ismétlődési idők egyéb statisztikus jellemzőiben is jelentős eltérések tapasztalhatók. Mindkét adatrendszerben fraktáljelleg mutatkozik, az ismétlődési idők méret szerinti eloszlását jellemző Korčák-kitevő értéke a két területre fenti sorrendben $\sim 1,0$, illetve $\sim 1,5$. Míg az első kitevő jól értelmezhető a földrengések keletkezését önszerveződő kritikus folyamatként (ÖKF) magyarázó egyszerűbb, BAK, TANG [1989]-féle modell keretében, a második, nagyobb számérték szoros egyezést mutat a BROWN et al. [1991] tanulmányában közölt, regionális hajtóerőt is figyelembe vevő ÖKF-földrengésmodellel. Röviden utalunk eredményeinknek a szeizmikus veszélyzetettséggel lehetséges összefüggéseire.

B. BODRI: A fractal study of earthquakes. On the distribution of earthquake recurrence times

In present work the temporal variation of seismicity is investigated on the example of two seismotectonically different areas; the "mid-continent" Carpathian basin, Hungary, and the Aegean region, Greece, a zone of active plate boundaries. The recurrence times of earthquakes are shown to be a clustering process, with much higher degree of clustering for the previous region. Other established recurrence times statistics exhibit similar differences. Both data sets possess fractal properties with Korčák exponents of ~ 1.0 and ~ 1.5 , respectively. While the former value can be interpreted in the frames of a simple self-organised criticality model by BAK, TANG [1989], the latter, higher exponent coincides with the corresponding value from the model by BROWN et al. [1991] including also a regional driving force. Finally, some implications of the results for seismic hazard and predictability are discussed.

Bevezetés

Egy földrengés helyének, idejének és méretének pontos (vagyis reálisan kicsiny hibahatárokon belüli és a tisztán véletlen eseményeket reprezentáló Poisson-folyamattól statisztikailag szignifikánsan eltérő) előrejelzése a geofizikának egyik legrégebben „megálmodott”, de idáig nem teljesült célja. A sikertelenségnek két oka lehet. Egyrészt nem kizárható, hogy a rengéseket megelőzően léteznek azonosítható előjelek, de jelenlegi műszerezettségünk nem alkalmas, nem képes kimutatásukra. Lehetséges azonban, hogy rengésre utaló előjelek nem is léteznek (helyesebben nem azonosíthatók), mivel szeizmikus események keletkezése és lezajlása minden bizonnyal nem lineáris dinamikájú jelenség [pl. KAGAN 1994]. A nemlineáris dinamika alapvető jellegzetessége, hogy a kérdéses folyamat rendkívül érzékeny a kezdeti feltételek változásaira. Így igen nehéz vagy inkább lehetetlen feladat gyakorlatilag hasznosítható prognózist adni, ugyanis csak közvetett módon és nem kellő pontossággal vagyunk képesek detektálni e feltételek (erőterek, geometriai jellemzők, stb.) változásait egy potenciálisan kialakulható rengés helyén.

Az utóbbi évtizedben előtérbe került a szeizmogenezis folyamatának statisztikus fizikai kutatása, mely, úgy tűnik, képes magyarázattal szolgálni arra a gazdag hierarchiára és bonyolult eloszlási mintázatra, amelyet a földrengés-fenomenológia számos különböző tér- és időskálán kohe-

rensen mutat. A statisztikus analízis itt nagy, de véges számú diszkrét elemből összetevődő, lokális kölcsönhatásokat és véletlen fluktuációkat, továbbá visszacsatolást is magukban foglaló komplex rendszerek dinamikájának numerikus vizsgálatát jelenti. A probléma matematikailag determinisztikus abban az értelemben, hogy pontosan ismert dinamikai egyenletről van szó. Lineáris dinamika esetében a rendszer viselkedése (a rendszerparaméterek változása) pontosan leírható, prognosztizálható. Azonban már a legegyszerűbb, mindössze néhány szabadsági fokú nemlineáris rendszerek is meglepően változatos viselkedést mutatnak, ami lehet akár szabályos, megjósolható is, de gyakrabban teljes mértékben kaotikus, előreláthatatlan. A determinisztikus káosz koncepciója egyre szélesebb körben bizonyul eredményesnek jelenségek egyszerűsített modelljeinek vizsgálatára, az alkalmazási területek olyannyira eltérőek lehetnek, mint pl. populáció-dinamika a biológiában vagy földrengés-dinamika a geofizikában.

Jelen tanulmányban olyan szabályszerűségeket keresünk a földrengések eloszlásában, melyek alkalmasnak bizonyulhatnak a tektonikával kapcsolatos rengésdinamikai állapot jellemzésére. Ehhez természetesen célszerű szeizmotektonikailag jelentősen eltérő területek földrengéseit kutatni. Így választásunk a lemezen belüli Kárpát-medencére és környezetére, továbbá az aktív lemezszegélyek menti Peloponnészosz–égei-tengeri térségre esett, ahol is vizsgáljuk a földrengések ismétlődési időtartamainak (a kipattanási időpontok közötti intervallumok hosszának) egyes statisztikus jellemzőit és az időtartamok skálázottsági (méret szerinti eloszlási) tulajdonságait. Az ismétlődési idők skálázottságát (különböző mérettartományokban mutatott strukturáltságát) a Korčák-féle méret-gyakorisági

¹ Beérkezett: 1998. július 29.

² MTA Geofizikai és Környezetfizikai Tanszéki Kutatócsoport (ELTE Geofizikai Tanszék), H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

törvény [HASTINGS, SUGIHARA 1993]:

$$Pr(A > a) = ka^{-b} \quad (1)$$

alapján jellemezzük, ahol Pr annak a valószínűsége, hogy egy A méret (hossz, terület, térfogat, vagy egyéb tetszőleges fizikai/kémiai változó mérete) meghalad egy bizonyos a minimális méretet, k arányossági tényező, és b az ún. Korčak-kitevő. Ez utóbbi paramétert azért célszerű használni, mert ez általánosan alkalmazható különböző adatrendszerek közötti összehasonlításra [MANDELROT 1983]. A kapott méret szerinti gyakoriság-eloszlásokat az önszerveződő kritikus folyamat fogalma alapján értelmezzük, ez a folyamat ugyanis az utóbbi évtized kutatásai szerint [pl. SCHOLZ 1990; HUANG, TURCOTTE 1990; KAGAN 1992; MAIN 1996] oksági tényező lehet vetők, törésvonalak keletkezési és növekedési szabályszerűségeinek, továbbá földrengés-populációk statisztikus sajátosságainak kialakításában. Számos nemlineáris dinamikájú természeti jelenség rendelkezik az önszerveződés képességével, ami azt jelenti, hogy egy egyensúlyi helyzetéből konstans energiafluxussal kimozdított rendszer spontán módon rendezett geometriai konfigurációjú állapot felé törekszik, előbb-utóbb ilyen állapotot vesz fel. Ez az állapot marginálisan stabil (apróbb dinamikai fluktuációkra viszonylag érzéketlen) határ, kritikus pont a rendszer rendezett és rendezetlen, kaotikus fázisai között (képletesen úgy is mondhatjuk, hogy választóvonal a rend és káosz között). Nagyon fontos tulajdonság, hogy a kritikus pontban az említett geometriai konfiguráció az (1) kifejezéssel adott hatványtörvénynek megfelelő méret-gyakorisági eloszlást jelent mind térben, mind időben [pl. TURCOTTE 1992; MAIN 1996]. Így kapcsolódik a szeizmogenezis a fraktál objektumokhoz, a fenti eloszlás ugyanis a fraktáloknek olyannyira alapvető tulajdonsága, hogy némileg pontatlanul akár a fraktálok definiálására is szolgálhat [TURCOTTE 1992]. BAK és TANG [1989] egy viszonylag egyszerű cellaautomata modell dinamikájának vizsgálatával megmutatta, hogy a földrengés-fenomenológia alapvető tulajdonságai nagyrészt leírhatók egymással mechanikai kölcsönhatásban álló cellák, elemek halmazának kritikus állapotban jelentkező viselkedésével. Elgondolásukat finomabb modellek követték [BROWN et al. 1991; ERZAN, SINHA 1991], és mi is ismertetjük egy általunk végzett, a kölcsönhatások anizotrópiájának figyelembevételével történő további finomítás eredményét.

Szeizmotektonika

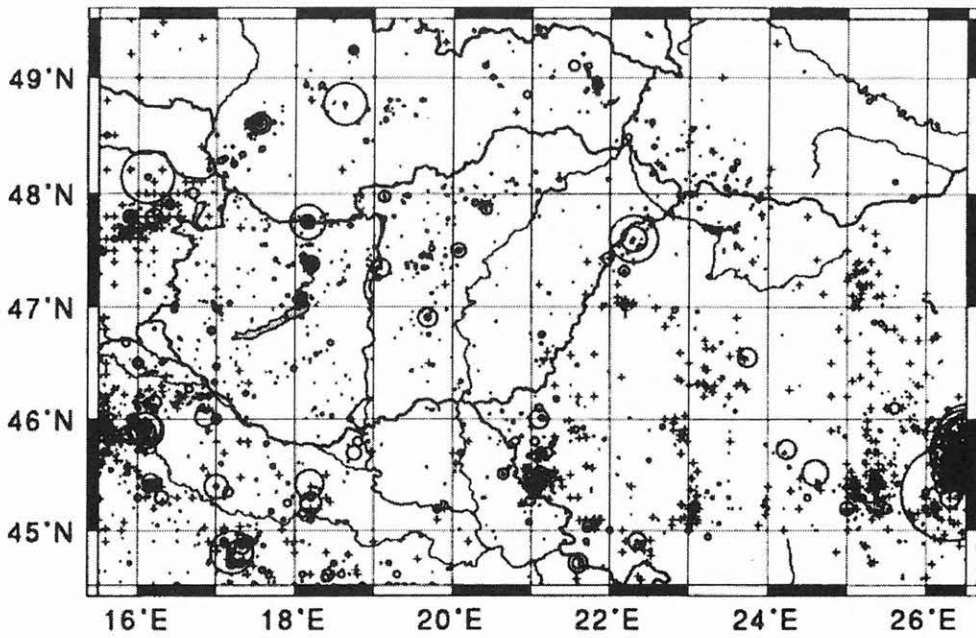
A Kárpát–Pannon térség nagy általánosságban, egy kontinentális kérgen kifejlődött és az Alpok–Kárpátok–Dinaridák vonulataival közrefogott ív mögötti extenziós medence [ROYDEN, BÁLDI 1988]. Bár nagytektonikailag a terület az afrikai és eurázsiai kontinensek ütközési zónájának részét képezi, szeizmikus aktivitása a kollíziós öv egyéb szegmenseivel összehasonlítva kétségtelenül alacsony. A térségben a földrengéseloszlás meglehetősen szórt (1. ábra), a szeizmikus aktivitás általában nem mutat korrelációt szerkezeti vonalakkal, törésvonalakkal, vagy egyéb olyan földtani jellemzőkkel mint pl. a neogén–negyedkori üledékvastagság [GUTDEUTSCH, ARIČ 1988]. Csak a peremeken, az Alpok, Dinári-hegység és DK-i-Kárpátok vidékén mutatkozik koncentráció az epicentrumok eloszlásában. A szórt rengéseloszlás és a geológia összetettsége

miatt azonban nem beszélhetünk általánosan érvényes kapcsolatokról a tektonika és szeizmicitás között. Mélyszeizmikus kéreg- és felsőköpeny-kutatási eredmények, valamint egyéb földtani információ alapján valószínűsíthető, hogy a területen a kéreg több, egymástól eltérő kiterjedésű blokkra, tektonikai elemre tagolódik. Ezen egységek relatív mozgásával kapcsolatos deformációk minden bizonnyal meghatározók lehetnek a szeizmicitás eloszlása szempontjából. A fenti szerkezeti sajátosság miatt a lemezen belüli deformációktól eltekintő, merev litoszférát feltételező tektonikai modellek csak nagy óvatossággal alkalmazhatók a Kárpát-medencére, és általában nem bizonyulnak „működőképesnek” [GUTDEUTSCH, ARIČ 1988].

Az égei-tengeri térség és környezete (2. ábra) Földünk egyik szeizmikusan legaktívabb területe. Nagyléptékben a terület az afrikai-eurázsiai kollízió egyik frontzónája, ahol is az Afrikai lemez ütközik Euráziával és ez alá tolódva lemerül a földrengésekkel markánsan kirajzolt Hellén ív mentén [KIRATZI, PAPAACHOS 1995]. Fókuszmechanizmus-megoldások és egyéb információ (pl. GPS-mérések [REILINGER et al. 1997]) alapján finomabb kép is alkotható a térségben zajló geodinamikai folyamatokról és a velük kapcsolatos aktív feszültségterekről. A vizsgálatunk tárgyát képező területen (mely majdnem pontosan négyzet alakú, mintegy 440 km-es élhosszal) geodinamikai szempontból legfontosabb jellegzetesség a tektonikus deformáció stílusában ÉNy-ről DDK-i irányban mutatott változás. Az albán–Ny-görögországi partvonal mentén áttolódásos tektonika jellemző (melynek oka az Apuliai lemeznek Euráziával történő ütközése), és itt nincsenek szubdukcióra utaló jelek. Az ütközési zóna Cephalonia szigete (~38 °É; 20 °K) környékén véget ér és itt már jobbos oldaleltolódás dominál. Ezután DK-i irányban továbbhaladva újból kompressziós feszültségtérű zóna következik, mely ezúttal az Afrikai lemez szubdukciójával kapcsolatos [PAPAACHOS et al. 1991]. Az összetett tektonika miatt az általunk vizsgált területen a szeizmikus aktivitás még a tágabb Égei térség egészéhez viszonyítva is határozottan erős. E tény mellett választásunkat az is motiválta, hogy a terület nagyjából azonos a VAN-predikciók teszt-területével, és az utóbbi időben szeizmológus körökben élénk érdeklődés tárgyát képezi [pl. Tectonophysics 224 (1993); Geophys. Res. Lett. 3, 11 (1996); EOS 79, 47 (1998)].

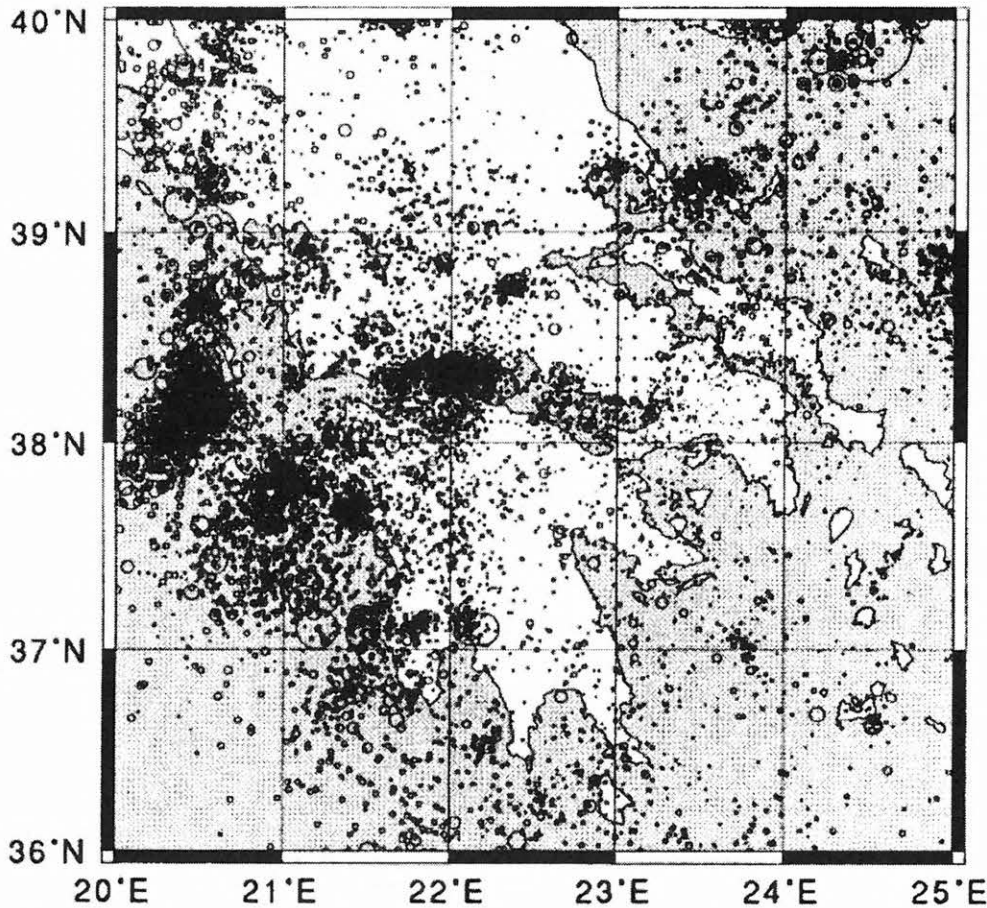
Földrengésadatok

A kárpát-pannon térség rengési adatait a ZSÍROS et al. [1988]-féle Hungarian Earthquake Catalog (456–1986) szolgáltatta, melyet ZSÍROS Tibor szíves jóvoltából [ZSÍROS 1997; személyes közlés] módunkban állt kiegészíteni az 1987–1994. évekre vonatkozó további adatokkal. Ez a mintegy másfélezer évet felölelő adatsor természetesen nem tekinthető sem teljesnek, sem homogénnek. A történelmi rengések adatai időben visszafelé haladva egyre szórványosabbak és megbízhatóságuk romlik. Minden valószínűség szerint sokkal több rengés fordulhatott elő térségünkben a 20. századot megelőző időkben, mint amennyit a katalógus tartalmaz. A műszeres észlelőhálózatok kiépítése utáni korszakban is, az adatok homogenitása (megfigyelési módszerek változása, műszeres pontosság, feloldóképesség javulása stb. miatt) bizonyosan kétséges. A



1. ábra. Rengési epicentrumok eloszlása a Kárpát–Pannon térségben. A körök d átmérője a rengések M magnitúdójával exponenciálisan arányos ($d = \text{const} \cdot e^M$), az ismeretlen erősségű rengéseket keresztetk jelölik. Az ábrázolt rengések száma $n = 5594$. Az adatok forrása: Hungarian Earthquake Catalog (456–1986), és Zsíros T. személyes közlése

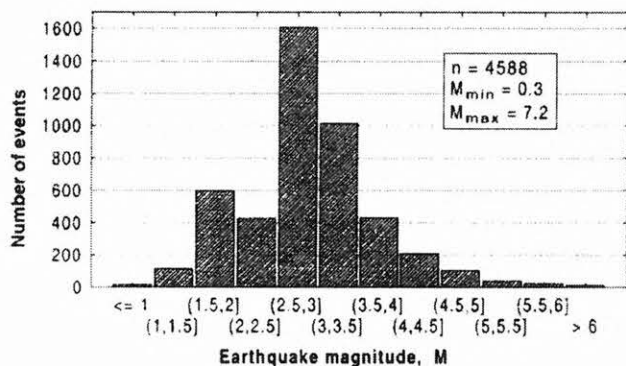
Fig. 1. Distribution of earthquake epicentres in the Carpathian–Pannonian region. Diameter d of circles is exponentially proportional to earthquake magnitude M ($d = \text{const} \cdot e^M$), symbols + denote quakes with unknown magnitudes. The total number of quakes n is 5594. Data sources: Hungarian Earthquake Catalog (456–1986), and personal communication with T. Zsíros



2. ábra. Ugyanaz, mint előző ábrán, csak a Peloponnészosz–Égei térségre vonatkozóan, $n = 11\,092$. Az adatok forrása: SI-NOA katalógusból, E. DOLOGLOU személyes közlése alapján

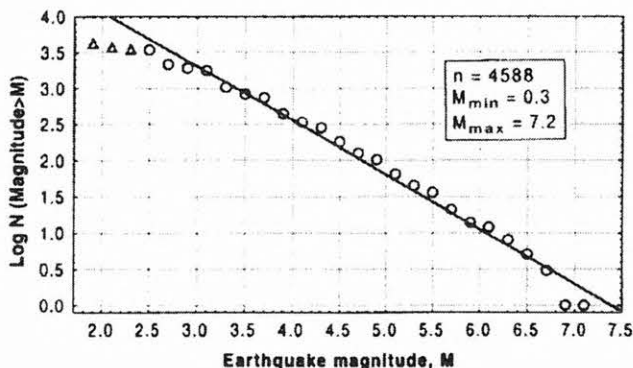
Fig. 2. Same as previous figure, but for the Peloponnese–Aegean region, $n = 11\,092$. Data source: from SI-NOA Catalog, by personal communication with E. DOLOGLOU

3.a és 3.b ábrák sorrendben a diszkrét, illetve kumulatív rengésgyakoriság eloszlását szemléltetik a rengési magnitúdó függvényében. A rengéserősség jellemzésére azért alkalmazunk magnitúdót, mert a katalógus által lefedett területen ez néhány százal több rengésre ismert, mint az epicentrális intenzitás. Az utóbbi két ábra bármelyikén látható, hogy a rengésméret csökkenésével a rengésgyakoriságnak a Gutenberg–Richter-összefüggés szerinti exponenciális növekedési üteme az $M \sim 2,6$ -os küszöbértéktől lefelé határozottan megtörik, így adatrendszerünk csak az $M \geq 2,6$ rengésekre tekinthető teljesnek. Mindemellett várható, hogy a gyakoriság-eloszlás időben nem marad állandó, hiszen a műszertechnika folyamatos fejlődése lehetőséget nyújtott gyengébb és gyengébb rengések egyre nagyobb számban történő észlelésére, továbbá a történelmi rengésekről is későbbi időkből egyre bővebb dokumentáció áll rendelkezésre. Eredményeink szerint az $M \geq 2,6$ rengésekre a stacionaritás feltétele 1880-tól kezdődően teljesül abban az értelemben, hogy az évente kipattant rengések száma mint idősor variációiban nem mutatkozik lineáris trend (a 4. ábrán látható függvényhez illesztett egyenes meredeksége $0,05 \pm 0,07$). További vizsgálataink így az 1880–1994. évi időszak $M \geq 2,6$ rengéseire vonatkoznak, ezek száma $n = 2626$.



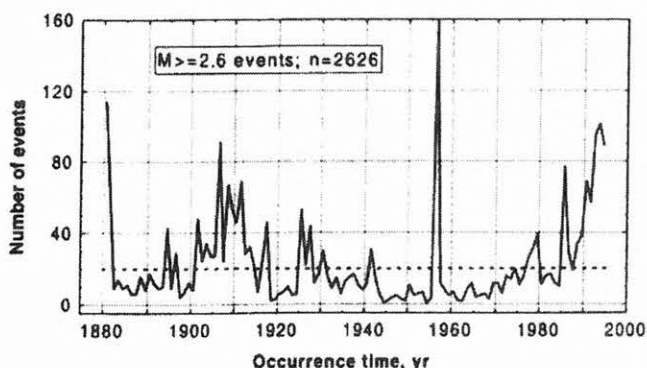
3a. ábra. Ismert magnitúdójú rengések méret szerinti diszkrét gyakorisági eloszlása a Kárpát–Pannon térségben

Fig. 3a. Discrete earthquake frequency versus magnitude in the Carpathian–Pannonian region



3b. ábra. Méret szerinti kumulatív rengésgyakoriság a Kárpát–Pannon térségben. Az adatrendszer a háromszögekkel jelzett magnitúdókra nem tekinthető teljesnek

Fig. 3b. Cumulative earthquake frequency versus magnitude in the Carpathian–Pannonian region. Data set is not complete for magnitudes shown by triangles

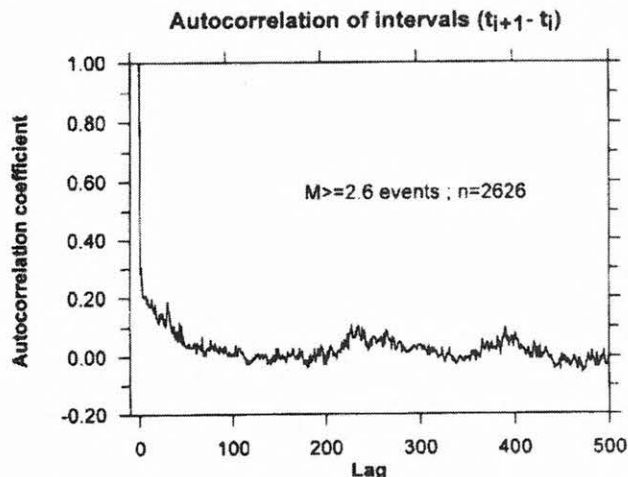


4. ábra. Évente előfordult $M \geq 2,6$ magnitúdójú rengések számának változása a Kárpát–Pannon térségben. A szaggatott vonal az idősorhoz illesztett regressziós egyenest szemlélteti

Fig. 4. Yearly variation of the number of $M \geq 2.6$ earthquakes in the Carpathian–Pannonian area. Dashed line indicates the slope of regression line fitted to data

Az Égei térség földrengésadatainak forrásául a görög SI-NOA (Seismological Institute, National Observatory of Athens) katalógus szolgált, melyből az utóbbi másfél évtizedre vonatkozó adatrendszert DOLOGLOU [DOLOGLOU 1997; személyes közlés] bocsátotta rendelkezésünkre. A kiválasztott területen ($20\text{--}25^\circ\text{K}$ és $36\text{--}40^\circ\text{E}$) fenti időszakban előfordult összes ismert magnitúdójú rengés közül az $M_S \geq 3,5$ eseményekre ($n = 7951$) teljesül a már említett stacionaritási feltétel, azzal az egyetlen eltéréssel, hogy a tesztelt idősort itt a havonta előfordult rengések számából képezzük.

A szeizmikus aktivitás jellemzésére szóba jöhető paraméterek közül jelen esetben az ismétlődési idők (a sorban következő rengések közötti Δt időtartamok) néhány statisztikus sajátosságát vizsgáljuk, ezeknek ugyanis közvetlen kapcsolódásuk lehet az előrejelezhetőség, illetve szeizmikus veszélyeztetettség kérdésköréhez. Fenti stacionaritási vizsgálatot kiegészítendő, sorban egymást követő és egyenként 500 Δt adatból álló szakaszokon számítottuk a közepes Δt értéket, továbbá az autokorrelációs függvényt. Így a magyar és görög adatrendszerekre 5, illetve 16 ilyen szakasz adódik. Az 5. ábrán egy, a legtöbb vizsgált esetre jellemző autokorrelációs függvény látható, ahol is az auto-



5. ábra. Ismétlődési időtartamok jellegzetes autokorrelációs függvénye a Kárpát–Pannon térség földrengéseire

Fig. 5. Characteristic autocorrelation function for earthquake recurrence time intervals in the Carpathian–Pannonian area

korrelációs együttható az első néhány egységnyi késleltetés után $\sim 0,2$, mintegy 50–100-as késleltetés után pedig zérus körüli értékre csökken, majd tovább már csak a nullszint körül ingadozik. Ez a viselkedésmód annak a következménye, hogy a Δt idősor véges hossza miatt a varianciának nem valódi, hanem csak bizonyos torzult értéke becsülhető [DAVIS 1986]. A Student-féle statisztikus tesztet elvégezve kiderül, hogy mindkét adatrendszer esetében a közepes Δt érték az említett intervallumokon 5%-os szignifikanciaszinttel állandónak tekinthető. Ami az autokorrelációs függvényt illeti, ez csak a késleltetés értékétől függ, de független az egyes szakaszok idősoron belüli helyzetétől, sorrendjétől. Így megállapítható, hogy adatainkra teljesülnek az ún. „gyenge” stacionaritás feltételei [COX, LEWIS 1966].

Variációs együttható

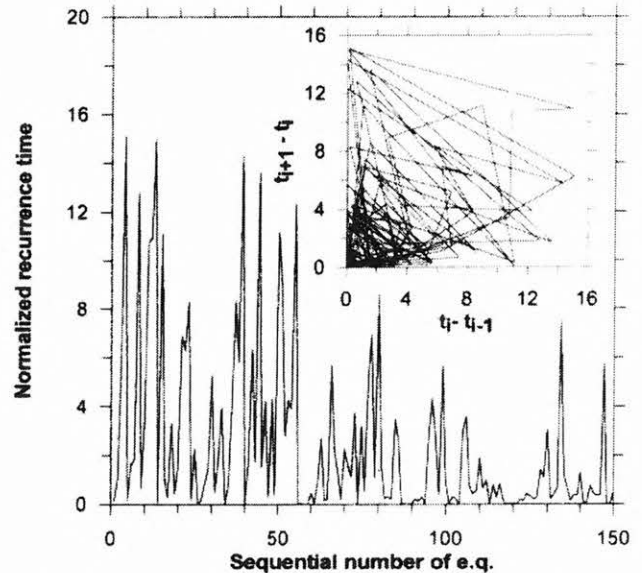
Az ismétlődési időtartamok egy területen mutatott változékonysága legegyszerűbben a V variációs együtthatóval jellemezhető, mely definíció szerint a szórás és az aritmetikai közép hányadosaként értelmezendő [COX, LEWIS 1966]. A közös Poisson-folyamatra, amikor is a szeizmikus veszélyeztetettség (pontosabban szeizmikus esemény bekövetkezésének valószínűsége) időtől és/vagy adott időpontot megelőző szeizmikus aktivitás mértékétől független, $V=1$. A Poisson-folyamat határesetet képez két lehetséges alternatíva között. Ezek egyike a kvázi-periodikus folyamat, amikor földrengés bekövetkezésének valószínűsége kicsi, ha az utolsó rengéstől eltelt időtartam kisebb, mint T , ezután viszont gyorsan növekszik a valószínűség. Kvázi-periodikus folyamatokra $V < 1$. Egnél nagyobb variációs együttható klaszteresedő, csoportokba sűrűsödő eseményekből álló folyamatokra jellemző. Szeizmikus folyamat esetében a klaszteresedés azt jelenti, hogy adott területen földrengést követő időszakban a veszélyeztetettség fokozott. Minél erősebb a klaszteresedés, annál nagyobb a V együttható értéke. Az 1. táblázat adatai szerint mindkét vizsgált térségben a rengések időbeli eloszlása határozottan klaszterjellegű. A Kolmogorov-Smirnov-féle statisztikus teszt [DAVIS 1986] alapján számszerűen kimutattuk, hogy a Poisson-folyamat hipotézise (5%-os szignifikancia mellett) kizárható. A variációs együttható értékei a Kárpát-medencére szisztematikusan nagyobbak, ami a területen erősebb klaszteresedésre utal. Az ismétlődési időtartamok klaszterjellege összhangban van KAGAN és JACKSON [1991] azon következtetésével, miszerint nagy valószínűséggel megállapítható, hogy recens szeizmikus aktivitás helyszíneinek veszélyeztetettsége fokozott mértékű.

A klaszteresedésben kimutathatók továbbá finomabb szerkezeti szabályosságok is. A 6. ábrán látható, hogy az átlagosnál nagyobb ismétlődési időtartamokat általában az átlagosnál kisebb idők követik, és fordítva, a függvény képe igen „tüskés”, menete rapszodikus. Ez a tény az adatok antiperszisztens sajátosságára utal, ami azt jelenti, hogy a vizsgált mennyiség fluktuációi nem túlságosan nagyok, a változás függvénye nem „bolyong el”

Data sets	No. of Δt_i intervals	Mean recurrence time (days)	Coeff. of variation	Korçák exponent
<i>Carpathian-Pannonian region</i>				
Whole data ($M \geq 2.6$)	2625	16.0 \pm 0.7	2.19	1.08 \pm 0.09
Subsets: $M \geq 3.0$	1497	28.0 \pm 1.4	1.93	0.78 \pm 0.07
$M \geq 3.5$	760	53.9 \pm 3.2	1.63	0.79 \pm 0.08
$M \geq 4.0$	374	106.1 \pm 7.1	1.30	0.59 \pm 0.08
$M \geq 4.5$	187	222.9 \pm 28.2	1.73	0.56 \pm 0.06
<i>Aegean region</i>				
Whole data ($M \geq 3.5$)	7950	0.69 \pm 0.01	1.48	1.55 \pm 0.16
Subsets: $M \geq 4.0$	2794	1.96 \pm 0.06	1.57	1.08 \pm 0.12
$M \geq 4.5$	598	9.2 \pm 0.5	1.40	0.67 \pm 0.08
$M \geq 5.0$	137	39.8 \pm 4.3	1.25	0.39 \pm 0.05

1. táblázat. A vizsgált adatrendszerek néhány statisztikus jellemzője
Table 1. Some statistical characteristics of the considered data sets

túlságosan távol a közepes értéktől, az adatokban gyakorlatilag nincsenek lineáris trendek. Az ábra betétdiagramja, melyben az átlós vonalak dominanciája kétségtelen, még szemléletesebben érzékelteti az antiperszisztens jellegét.



6. ábra. Közepes értékkel normált ismétlődési időtartamok jellegzetes váltakozása a Kárpát-Pannon térségben 150 rengés sorozatának példáján. Sorozat kezdete 1959. január 29., vége 1976. június 14. Betétdiagram: szomszédos értékek közötti viszony (sorozati korreláció)

Fig. 6. Characteristic alteration of normalised by the mean recurrence times in the Carpathian-Pannonian region, on the example of 150 earthquakes. Beginning of series: January 29, 1959, end of series: June 14, 1976. Inset: relation between neighbouring recurrence time intervals (serial correlation of recurrence times)

Az ismétlődési időtartamok strukturáltságának részletesebb ismerete minden bizonnyal nem érdektelen a rövidtávú előrejelzés szemszögéből. A havonta keletkező napfoltok számában talált hasonlóan diagonális szerkezetű váltokozást kutatva KOONS és GORNEY [1990] numerikus kísérletet végzett a napfoltok várható maximális számának előrejelzésére. A vizsgálat a neurális hálózatok számítástechnikai módszerének alkalmazásával történt, mely módszer lényege az, hogy korrelál bizonyos paramétereket a vizsgált jelenség aktivitásának előző időszakából a következő aktivitási maximum várható nagyságával, illetve az aktivitási minimum és maximum közötti időtartam várható hosszával. Az algoritmus egy sokelemű hálózat egymással meghatározott módon és áttételesen is konnektivitást mutató elemei (neuronok) között lezajló kommunikációt szimulálja úgy, hogy a kérdéses paraméter egyik neuron kimenetén kapott értéke a másik neuron bemenetére kerül, és a szimulációs folyamat kezdetén az elemek közötti konnektivitás eloszlása teljesen véletlenszerű. A rendszer tanulásra képes, vagyis olyan mintázatfelismerő tulajdonsággal rendelkezik, hogy a szimuláció folyamatában egyre pontosabban illeszkedik a valós mérési adatokra jellemző mintázathoz, és tapasztalatok szerint reálisnak mutakozó predikciókat eredményez. A természeti folyamatok bizonyos fokú univerzalitását feltételezve, a módszer talán alkalmazható lehet földrengések ismétlődéseinek előrejelzésére is. Ez irányú vizsgálatunk eredményeit egy későbbi dolgozatban szándékozunk ismertetni.

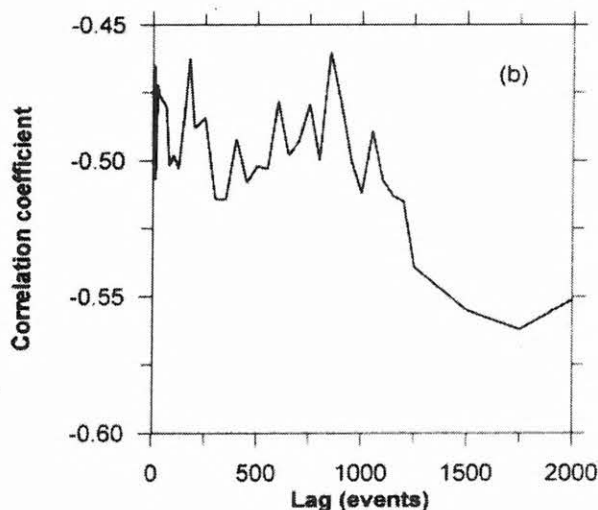
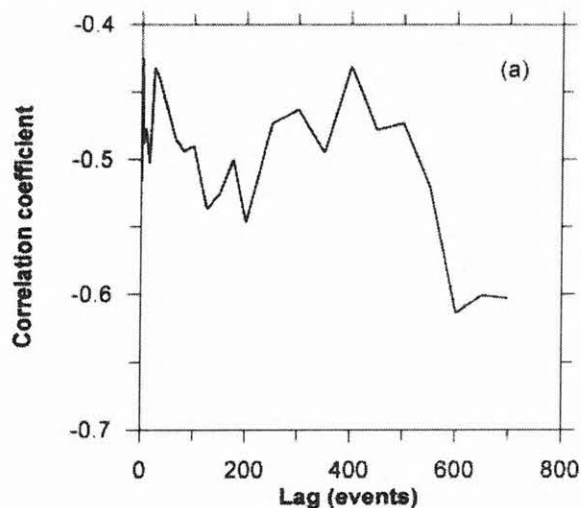
Antiperszisztencia, vagyis egy változó mennyiség sorban következő értékei közötti negatív korreláltság a Fourier-transzformált teljesítménysűrűség-spektrumának számításával is kimutatható. A teljesítménysűrűség-spektrumot a frekvencia függvényében log-log skálán ábrázolva, a D fraktáldimenzió meghatározható a kapott görbéhez illeszkedő regressziós egyenes meredekségéből mint $D = (5 - \text{meredekség})/2$ [MANDELROT 1983]. Az $1,5 < D < 2,0$ tartományba eső fraktáldimenziók antiperszisztens folyamatra jellemzők [MANDELROT 1983]. A Kárpát–Pannon térség rengéseinek ismétlődési időtartamaira például ily módon $D = 1,97$ adódik, ami az adatok közötti erős antiperszisztenciára utal.

Spektrális módszerrel antiperszisztencia léte vagy nemléte egy folyamatot bizonyos mérettartományban implicite átlagosan jellemző tulajdonságként állapítható meg. Helyi változások kimutathatók a lokális variancianövekedés vizsgálatával [HASTINGS, SUGIHARA 1993]. Ez a művelet az ismétlődési idők egymás utáni, szomszédos növekményei közötti ρ korreláció számítását jelenti:

$$\rho = \frac{E[[T(t+2\Delta t) - T(t+\Delta t)][T(t+\Delta t) - T(t)]]}{[E[T(t+2\Delta t) - T(t+\Delta t)]^2 E[T(t+\Delta t) - T(t)]^2]^{1/2}}, \quad (2)$$

ahol $T(t)$ az ismétlődési időtartamokkal alkotott idősor, Δt a késleltetés, és E a várható érték. Mint a 7. ábrán látható, a korreláció határozottan negatív és a korrelációs együttható értéke kis késleltetések mellett 0,45–0,5 körül ingadozik. Bizonyos nagyságú késleltetést elérve (melynek hossza a Magyar-medencére 600, az Égei térségre mintegy 1200 egységnyi; ami időben kb. 26, illetve 3 évnek felel meg) a korreláció gyorsan erősödik. Fentiek is antiperszisztenciára, az ismétlődési időtartamok reverziós tendenciájára utalnak úgy, hogy ez a tendencia 26, illetve 3 éves periódusok felett határozottan erősödik. Az antiperszisztencia

jellemzőinek további részletesebb vizsgálata is egyfajta közelítési módot jelenthet a predikció problémájának kutatásában.



7. ábra. Az ismétlődési idők sorban következő növekményei közötti korreláció a magyar (a) és görög (b) adatrendszerre

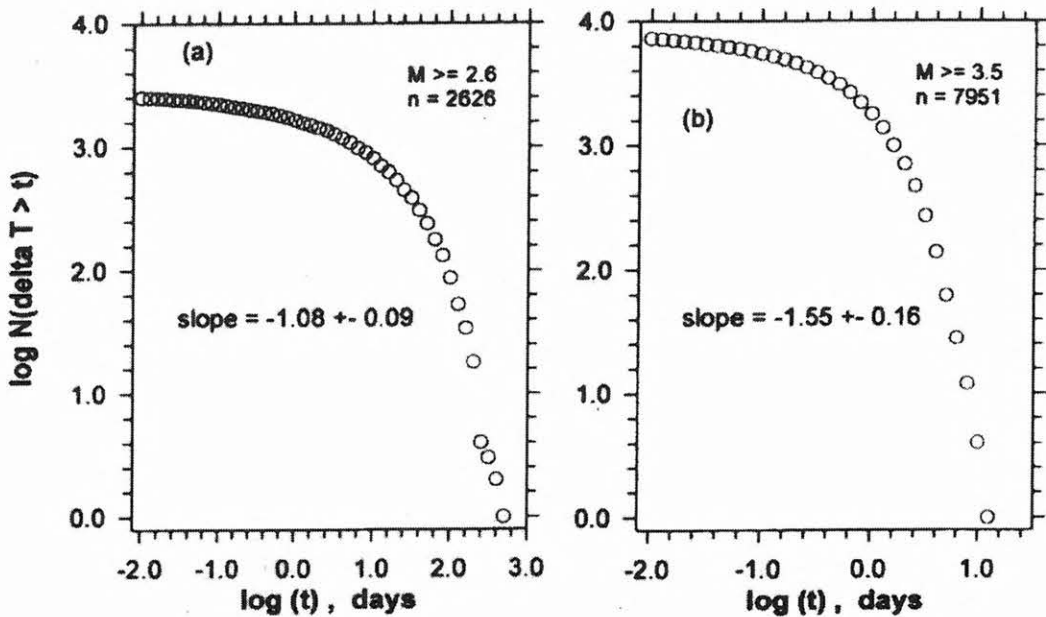
Fig. 7. Correlation between successive increments in the recurrence time values for the (a) Hungarian and the (b) Greek data sets

Korčak-kitevő

Az ismétlődési időtartamok változékonyságának jellemzésére alapvető statisztikaként az időtartamok méretgyakorisági eloszlását alkalmazzuk, mely az ún. Korčak-féle empirikus törvényben fogalmazódik meg. Standard eljárással [pl. HASTINGS, SUGIHARA 1993] számítottuk a földrengések közötti időtartamok eloszlását leíró b Korčak-kitevő

$$n(\Delta t > \Delta t_i) = \text{const}(\Delta t_i)^{-b}, \quad (3)$$

értékét, ahol n a Δt_i -nél hosszabb ismétlődési időtartamok száma, és a (3) görbe log-log transzformált változatának döntő lineáris szakaszához illesztett egyenes meredeksége adja a b kitevőt. A 8.a ábrán látható, hogy a Kárpát–Pannon térségben az ismétlődési időtartamok méret szerinti eloszlása skálainvariáns a kb. 2,5–500 napos mérettarto-



8. ábra. (a) Az ismétlődési idők méret szerinti kumulatív gyakorisága a Kárpát–Pannon területen. A meredekség (b érték) a görbe 2,5–500 napos intervallumnak megfelelő dőlt lineáris szakaszához történő illesztéssel adódott. (b) Ugyanaz, mint fenti ábra, csak az Égei térségre meghatározva. Meredekség a 0,1–12,5 napos méretskálára vonatkozik

Fig. 8. (a) Cumulative frequency of the recurrence time intervals versus their lengths in the Carpathian–Pannonian region. Slope of distribution (b -value) is obtained by fitting to the inclined linear section of the curve in the 2.5–500 days interval. (b) Same as figure (a), but for the Aegean area. Slope corresponds to the 0.1–12.5 days scaling interval

mányban, ahol is a Korčák-kitevőre $b = 1,08 \pm 0,09$ adódik. A mérettől való függetlenség tartománya tehát mintegy 200-szoros, ami határozott fraktálszerkezetre utal a vizsgált adatsorban. Az Égei térségre végzett analóg számítás eredményeként $b = 1,55 \pm 0,16$ nagyságú kitevőt határoztunk meg a 0,1–12,5 napos méretskálán (8.b ábra).

A Korčák-kitevő értékének adatsorunk egymás utáni kisebb részintervallumaira történő számításával képet alkotunk a paraméter lokális változásairól. Ez pedig végző soron információt szolgáltat b -nek egy rengési ciklus elejétől végéig tartó evolúciójáról, más szóval adataink multiskálázottságáról, multifraktalitásáról. A 9.b ábra szerint a görög adatsor gyakorlatilag semmilyen vagy legalábbis igen gyenge multiskálázottságot mutat, ami arra utal, hogy a szeizmicitás stílusában nem tapasztalhatók eltérések különböző időszakok folyamán. Ez a homogenitás minden bizonnyal annak a következménye, hogy az adatsor viszonylag rövid időszakot fog át. Míg a görög adatrendszerre b értéke viszonylag állandó az egész megfigyelési időtartamon, a magyar adatokra (9.a ábra) lényegesen nagyobb változások jellemzők. Az első 23 évben mutatott kicsi, 0,75-ös érték a következő 10 év során mintegy 50%-kal megnövekszik, majd újabb alacsony b kitevőjű időszak (mely az $M = 5,6$ -es dunaharaszti föregést is magában foglalja) után pozitív fluktuációk következnek. Ez a változékonyság időbeli multiskálázottságra utal a szeizmikus aktivitásban. Az $M = 6,2$ -es zágrábi és $M = 5,2$ -es erdélyi rengések a kezdeti alacsony b kitevőjű időközre esnek. Olyan időszakokban, amikor b értéke magasabb, a szeizmikus aktivitás a területen általában gyengébb.

Görögországra hasonló szabályszerűséget állapíthatunk meg azzal az eltéréssel, hogy a változékonyság (mind b -

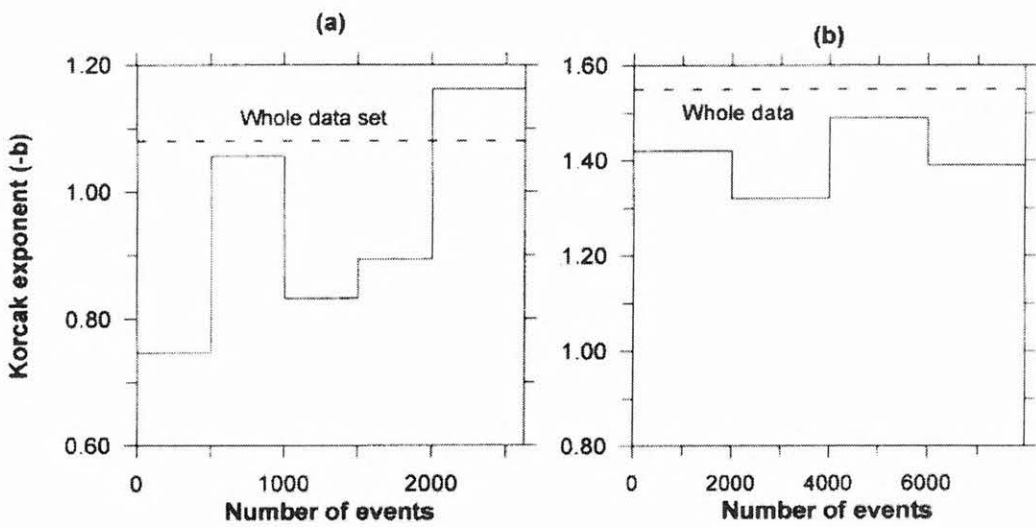
ben, mind a szeizmikus aktivitásban) lényegesen kisebb. Földrengések magnitúdó szerinti gyakoriságát vizsgálva hasonló trendeket mutatott ki pl. WYSS [1990], továbbá KEMÉNY és HAGAMAN [1992], akik szerint b kitevő értéke szeizmikusan aktív időszakokban csökken, nagyobb kitevők pedig általában csendes időszakokra jellemzők.

Az ismétlődési időtartamokból meghatározott b kitevők és a szeizmikus aktivitás között a jelen munkában mutatkozó inverz kapcsolat, hasonlóan a rengések magnitúdó szerinti gyakoriságának említett vizsgálati eredményeihez, lehetőséget nyújt a szeizmikus aktivitás fluktuációinak lokális b értékekkel történő számszerű jellemzésére. A kérdés részletesebb vizsgálatához természetesen szükség lenne több eltérő szeizmotektonikus környezetből származó, kiterjedtebb adatrendszerek vizsgálatára.

Teszteltük továbbá a Korčák-kitevő olyan esetben mutatott viselkedését, amikor adataink csak egyre nagyobb és nagyobb magnitúdójú rengéseket tartalmaznak. Az 1. táblázat eredményeiből egyértelműen kitűnik b értékének csökkenése a küszöbmagnitúdó növekedésével, ami szintén az adatok multifraktál jellegét valószínűsíti.

Értelmezés

Az ismétlődési időtartamok fentebb ismertetett struktúráltsága, skálázottsága értelmezhető az önszerveződő kritikus jelenség fogalma alapján. A világosabb tárgyalást talán elősegíti, ha előljáróban megadunk néhány rövid meghatározást. *Kritikus folyamat* vagy jelenség alatt másodfokú fázisátalakuláson átmenő rendszer kritikus pontjában előálló jelenséget értünk, amikor is a rendszer két fázisa, állapota egyidejűleg létezhet (pl. mágneses anyag viselkedése



9. ábra. A Korčák-kitevő lokális, rövidebb időszakokon mutatott változékonysága a Kárpát–Pannon (a) és az Égei térségben (b)

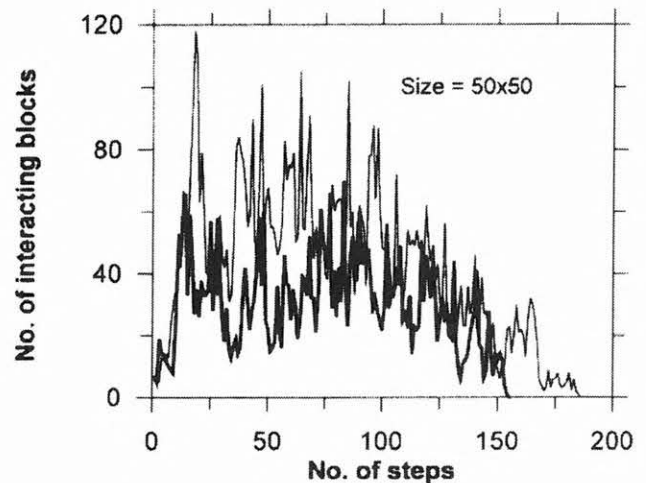
Fig. 9. Local variability of Korčák exponent for the (a) Hungarian and the (b) Greek data sets

Curie-hőmérsékleten). *Önszerveződés*: egyensúlyi állapotából konstans energiafluxussal kimozdított nem lineáris rendszer olyan képessége, hogy önmagát spontán módon rendezett geometriai konfigurációba strukturálja. Ez a rendezett geometriai mintázat pedig nem más, mint skála-invariáns fraktálszerkezet. *Önszerveződő kritikus jelenség*: az a jelenség, amikor egy összetett, számos elemből álló rendszer spontán módon kritikus ponthoz jut, és ott marginálisan stabil állapotban marad. Fontos tulajdonság, hogy ez az állapot viszonylag érzéketlen a dinamika kisebb változásaira.

BAK és TANG [1989] mutatott rá először földrengések genezisének, valamint a rengések tér- és időbeli eloszlásának, továbbá bizonyos dinamikai sajátosságainak egy viszonylag egyszerű cellaautomata modellben fellépő önszerveződő kritikus jelenséggel lehetséges magyarázatára. A modell álljon egy sűrűlódó felületet reprezentáló, (i,j) négyzetráccsal adott kétdimenziós cellák, elemek rendszeréből. Minden egyes elem csak a vele szomszédos négy másik cellával van dinamikai kapcsolatban. Legyen t időpontban a rendszer marginálisan stabil $z(i,j)$ állapotban, ahol z az (i,j) -ik cellában fennálló deformáció (vagy feszültség) mérőszámával arányos mennyiség. A stabilitás feltételének megfelelően minden cellában $z(i,j) < F$, ahol F egy bizonyos kritikus deformáció (BAK és TANG modelljében $F = 4$ egység). Perturbáljuk a rendszert egy véletlenül és a többitől függetlenül kiválasztott cellában Δ mennyiség hozzáadásával realizált $z_{ij} \rightarrow z_{ij} + \Delta$ állapotátmenettel ($\Delta = F/4$). Az eljárás eredményeként $t+\Delta t$ időpontban a rendszerben deformációnövekedés keletkezik. Ha az adott cellában a deformáció mérőszáma eléri a kritikus F értéket, lokális relaxáció kezdődik, vagyis a $z_{ij} \rightarrow z_{ij} - F$ átmenetnek megfelelően a deformáció átadódik a szomszédos cellákba (tektonikai értelemben a cella „megcsúszik”, törés, kőzetmegsemmisülés történik). Mielőtt a $t+2\Delta t$ időpontban az eljárást megismételjük, ellenőrizzük, hogy a deformációátadás következtében nem alakul-e ki kritikus állapot valamelyik szomszédos cellában. Igen gyakran a deformáció lavinaszerűen végigvonul a cellák nagy többségén, mielőtt a rendszer lassan újból marginálisan stabil állapotba kerülne. A fenti ciklus képez egy rengési eseményt. A

ciklus folyamán kölcsönhatásban részt vett cellák száma a rengés alkalmával kioldódott E teljes energia mértékének tekinthető. Az energia méret-gyakorisági eloszlásából adódó Korčák-kitevő értéke információt nyújt E skálázottságáról, strukturáltságáról.

Mint már utaltunk rá, a fenti statisztikus modellben csak az egymással közvetlenül szomszédos cellák között van konnektivitás. Egy rengési esemény alatt azonban így is a rendszer elemeinek nagy része kölcsönhatásba kerülhet egymással (10. ábra). A modell statisztikus jellege fokozható véletlen eloszlású kritikus feszültség, továbbá a cellák között véletlenszerű konnektivitás feltételezésével.



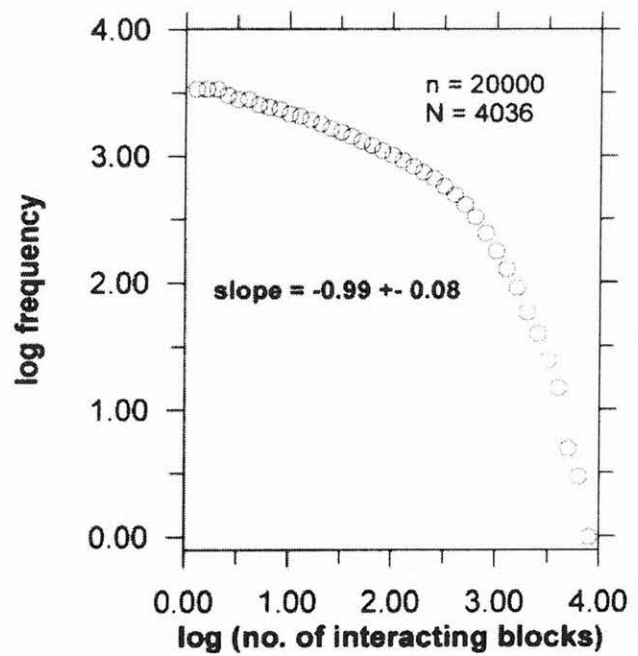
10. ábra. Egymással kölcsönhatásba kerülő elemek számának (melyet arányosnak tekintünk az energiakioldódással) változása tipikus földrengés alkalmával egy 50x50-es elemű BAK, TANG [1989]-féle cellaautomata modellben, izotrop (vastag vonal) illetve anizotrop (vékony vonal) kölcsönhatás esetén

Fig. 10. Variation of the number of communicating with each other cells during a typical earthquake in the cellular automata model by BAK, TANG [1989] of size 50x50, for isotrope (thick line) and anisotrope (thin line) interaction between cells. This number can be considered as a quantity proportional to the energy release in the earthquake

BAK és TANG [1989] numerikus modellvizsgálatai szerint a fenti statisztikus modell a választott modellparaméterektől és esetleg további statisztikus feltevésektől eléggé függetlenül viszonylag állandó, $b \sim 1$ körüli Korçak-kitevőket eredményez. Ez a számérték igen jó egyezést mutat az ismétlődési időkből a Kárpát-Pannon térségre meghatározott eredménnyel (1. táblázat). Így levonható a következtetés, hogy a BAK, TANG [1989]-féle földrengésmodell keretében igen jól értelmezhető a lemezen belüli, külső hajtóerő általi „behangolás” nélkül kipattanó rengések időstatisztikája. Szükségesnek tartottuk azonban fenti földrengésmodellt olyképpen finomítani, hogy az képes legyen vetők, törésvonalak, gyenge zónák szerepének anizotrop energiakioldódás útján történő figyelembevételére az egyes elemek közötti kölcsönhatásban. Ez úgy valósult meg, hogy $F = 6$ egységnyi kritikus deformációt véve, a kitüntetett észak-déli irányban 2–2 egységnyi, rá merőlegesen viszont fele akkora energiaátadást tételeztünk fel.

A 10. ábra jól szemlélteti, hogy a „kommunikáló” elemek száma egy tipikus rengési esemény alkalmával igen szabálytalanul változik. Az aktivitás többször is majdnem egészen megszűnik, majd újból felerősödik, még mielőtt teljesen kialudna. A kölcsönhatás evolúciója a modellben általában egymástól egészen távoli elemekre is kiterjed, vagyis a szeizmikus aktivitás tovaterjedése nem független a kéreg finomszerkezeti sajátosságaitól, még távol a kiindulási helytől sem. Ebből az a nem túl megnyugtató következtetés vonható le, hogy például egy földrengés méretének pontos előrejelzéséhez szükség lenne a legapróbb kéregszerkezeti sajátosságok pontos ismeretére, a kipattanási helytől igen nagy távolságokon is. Ha tehát földrengések valóban az ismert mechanizmus útján keletkeznek és szűnnek meg, még reményünk sem lehet, hogy konkrét előrejelzés egyáltalán megvalósítható lenne.

A 10. ábrán látható, hogy a homogén, illetve anizotrop kölcsönhatású modellekben a szeizmikus aktivitás evolúciója egymáshoz nagyban hasonló. Egyetlen lényeges eltérés, hogy utóbbi esetben a kölcsönhatásba kerülő elemek száma általában nagyobb és az aktivitás lecsengése lassabb, egyenletesebb folyamat. A 11. ábra a rengés során kioldódó energia méret szerinti gyakoriságának numerikusan modellezett eloszlását szemlélteti egy 50×50 cellából álló és fentiek szerint anizotrop modellre vonatkozóan. A számítás során 20 000-szer perturbáltunk véletlenszerűen kiválasztott cellát egységnyi feszültség hozzáadásával. Fizikai analógiát keresve úgy is mondhatnánk, hogy ez a számérték arányos a rendelkezésre álló megfigyelési sorozat hosszával. Az eljárás során a 20 000-ből 4036 esetben indult be a fentiekben ismertetett lavinajelenség, az önszerveződő kritikus folyamat. Az aktivitás megszűnése végén mindegyik esetben kaptunk bizonyos értéket a lavinaszerű kölcsönhatásban résztvevő elemek teljes számára (ami természetesen nagyobb is lehet, mint 50×50 ; egy-egy elem ugyanis többször is kölcsönhatásba kerülhet szomszédaival). Ezen mennyiségek gyakorisági eloszlását szemlélteti a 11. ábra. Az eloszlás kielégíti az $N(E) \sim E^{-b}$ hatványfüggvényt, ahol $b \sim 1$ mind az anizotrop, mind az izotóp modell esetében.



11. ábra. Egymással kölcsönhatásba lépett elemek számának gyakorisága egy 50×50 cellából álló anizotrop modellben. n a modellezési eljárásban végzett ismétlések száma (megfigyelési sorozat hossza), N a lavinajelenség ismétlődésének (rengési események) száma

Fig. 11. Frequency distribution of the number of interacting elements in an anisotropic cellular automata model of size 50×50 . n is the number of repetition of the modelling procedure (length of observation series), N is the number of occurrences of avalanche events (number of earthquake occurrences)

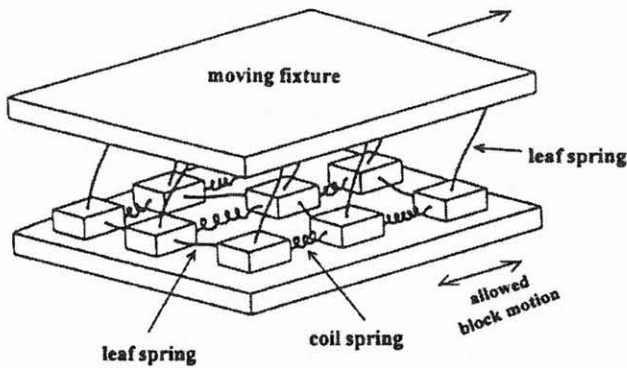
A földrengések genesisét ugyancsak önszerveződő kritikus folyamatként kezelő BROWN et al. [1991]-féle rengésmodell szerzői fenténél jelentősen nagyobb, $b = 1,5$ körüli kitevőt határoztak meg modellszámításaikban a rengések során kioldódott energia méret szerinti strukturáltságára. Ez a modell is kétdimenziós és egymással kölcsönhatásban álló, súrlódó felületen elmozdulásra képes cellák, elemek rendszeréből áll (12. ábra). A modell mechanikai megfelelőjében az elemek rugókkal kapcsolódnak egymáshoz, egy blokk megcsúszásakor kioldódó feszültség így megoszlik és átadódik a szomszédos négy elemhez. Bármely elem csak egyetlen irányban mozdulhat el, mely megegyezik a felső merev lemez mozgásának irányával. Az előzőekben ismertetett BAK, TANG [1989]-féle egyszerűbb földrengésmodellhez viszonyítva leglényegesebb eltérés itt a felső lemez mozgásából adódó és regionális tektonikus hajtóerőként értelmezett erőhatás jelenléte. Kezdeti időpillanatban az elemek feszültségi állapota, feszültségük nagysága véletlenszerű. A fedőlemez mozgásából származó erőhatás laprugókon keresztül átadódik az egyes elemeknek. Egy (i,j) elemre ható F_{ij} erő felírható mint

$$F_{ij} = K_L e_{ij} + K_T (4e_{ij} - e_{i-1,j} - e_{i+1,j} - e_{i,j-1} - e_{i,j+1}), \quad (4)$$

$$e_{ij} = v \Delta t - x_{ij},$$

ahol K_L és K_T sorrendben a lap- és tekercsrugók effektív rugalmassági állandói, v a fedőlemez sebessége, x_{ij} az adott elem pillanatnyi helyzete, és Δt a kezdeti időponttól eltelt idő. Az előző modellhez hasonlóan törés, egy blokk elmozdulása a rendszerben akkor következik be amikor a rá ható

feszültség elér vagy meghalad bizonyos F kritikus értéket. Az elmozdulás lokális feszültségkioldódással jár, a szomszédos elemekre ható feszültség növekszik. Ha a növekmény valamelyik szomszédos elemében elegendő a kritikus feszültség eléréséhez, az előbbi jelenség ismétlődik és megtörténhet, hogy a dinamikus folyamat lavinaszerűen végigvonul a rendszer egészen, vagy legalábbis nagyobb részén.



12. ábra. A BROWN et al. [1991]-féle földrengésmo-
dellek mechanikai rendszerének szemléltetése (BROWN et al. [1991] után módosítva)

Fig. 12. Mechanical scheme for the BROWN et al. [1991] model of earthquakes as critical point phenomena. Modified after BROWN et al. [1991]

Földrengések keletkezését és lezajlását fenti modellel szimulálva, BROWN et al. [1991] vizsgálták a rengések közötti időtartamok néhány statisztikus sajátosságát, továbbá a rengések energia szerinti eloszlását. Mint már utaltunk rá, utóbbi modellben a méret szerinti gyakoriság eloszlása hatványtörvényű, és nem érdektelen, hogy a hatványkitevőre a modellparaméterek kisebb változásaival szemben viszonylag stabilan 1,5 körüli érték adódik. Ez jelentősen eltér a BAK, TANG [1989]-féle modellre jellemző eredménytől és igen jó egyezést mutat a teljes görög adatrendszerre ($M \geq 3,5$; $n = 7951$) általunk meghatározott kitevővel.

Összefoglalás

Két eltérő szeizmotektonikai környezetből származó adatrendszeren végzett vizsgálatunk szerint a földrengések ismétlődési időtartamainak statisztikája jelentősen eltér a lemezen belüli, illetve az aktív lemezszegélyeken keletkező rengésekre vonatkozóan. Mindkét esetben a rengések előfordulása csoportokba sűrűsödő, klaszteresedő folyamat. Ennek következménye, hogy valamely rengést követő időszakban a szeizmikus veszélyeztetettség, újabb rengés keletkezésének valószínűsége a területre jellemző átlagos szintnél nagyobb. A klaszteresedés mértéke aktív lemezhatárokon kisebb (a Poisson-folyamathoz inkább közeledő), mint lemezen belül. Az egyes klaszterek szerkezete igen szabálytalan, predikció szempontjából valószínűleg csak olyan komplex eljárásokkal történő vizsgálatuk jöhet számításba, mint pl. a neurális hálózatok [pl. KOONS, GORNEY 1990] módszere. Mind a Magyar-medence, mind az Égei térség rengéseinek kipattanásai fraktáljellegű mutatnak, az ismétlődési időkre adódó Korčák-kitevő értéke a sorrendnek megfelelően $\sim 1,0$, illetve $\sim 1,5$. A $b = 1,0$ körüli

kitevők jól értelmezhetők a szeizmogenezis mint önszerveződő kritikus folyamat BAK, TANG [1989]-féle, csak belső szabályozást magában foglaló modellje keretében. Eredményeink szerint vetők, törésvonalak szerepének megfelelő anizotrópia figyelembe vétele a modellben nem befolyásolja jelentősen a Korčák-kitevő nagyságát. Az aktív Égei térségre kimutatott magasabb b kitevő igen jól egyezik a BROWN et al. [1991]-féle földrengésmo-
dellel elméletileg adódó értékkel. Utóbbi modellben az önszerveződő kritikus folyamat „behangelését” regionális hajtóerő irányítja. Vizsgálatunk arra utal, hogy nagy földrengések előrejelzése szempontjából célszerűnek tűnik a Korčák-kitevő lokális változásainak kutatása, hasonlóképpen a rengésméret-gyakoriság változásainak [WYSS 1990] kérdéséhez.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki dr. ZSÍROS Tibornak (MTA GGKI), hogy jelen munkához rendelkezésére bocsátotta a Magyar Földrengés-katalógus eddig még nem publikált részének rengésadatait. Hasonló okból köszönettel tartozom dr. E. DOLOGLOUNAK (Dept. of Physics, University of Athens, Greece), akitől megkaptam az SI-NOA görög földrengés-katalógus 1982–1996. évi időszakra vonatkozó adatait. Nagyon hasznosnak bizonyultak számomra egy közelmúltban volt japáni tartózkodásom során prof. S. UYEDÁVAL és dr. T. NAGAOVAL (Earthquake Prediction Research Center, Tokai University, Shimizu, Japan) folytatott beszélgetéseink az önszerveződő kritikus folyamatokról és a szeizmogenezis káoszelméleti vonatkozásairól.

Jelen munka elvégzését az OTKA Iroda által a T 022954 sz. kutatási szerződés keretében nyújtott anyagi támogatás tette lehetővé.

HIVATKOZÁSOK

- BAK P., TANG C. 1989: Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.* **94**, 15, 635-15, 637
- BROWN S. R., SCHOLZ C. H., RUNDLE J. B. 1991: A simplified spring-block model of earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* **18**, 215-218
- COX D. R., LEWIS P. A. W. 1966: The statistical analysis of series of events. Methuen, London
- DAVIS J. C. 1986: Statistics and data analysis in geology. Wiley, New York
- ERZAN A., SINHA S. 1991: Spatiotemporal intermittency of the sandpile. *Phys. Rev. Lett.* **66**, 2750-2753
- GUTDEUTSCH R., ARIČ K. 1988. Seismicity and neotectonics of the East Alpine–Carpathian and Pannonian area. In: ROYDEN L. H., HORVÁTH F. (Eds), The Pannonian Basin — A study in basin evolution. AAPG Memoir **45**, Am. Assoc. Petrol. Geol. Publ., Tulsa, Oklahoma, 183-194
- HASTINGS H. M., SUGIHARA G. 1993: Fractals. A user's guide for the natural sciences. Oxford Univ. Press, Oxford
- HUANG J., TURCOTTE D. L. 1990: Are earthquakes an example of deterministic chaos? *Geophys. Res. Lett.* **17**, 223-226
- KAGAN Y. Y. 1992: Seismicity: The turbulence of solids. *Non-linear Sci. Today* **2**, 123-134
- KAGAN Y. Y. 1994: Observational evidence for earthquakes as a non-linear dynamic process. *Physica D*, **77**, 160-192

- KAGAN Y. Y., JACKSON D. D. 1991: Seismic gap hypothesis: ten years after. *J. Geophys. Res.* **96**, 21, 419-21, 431
- KEMÉNY J. M., HAGAMAN R. M. 1992: An asperity model to simulate rupture along heterogeneous fault surfaces. *PAGEOPH* **138**, 549-567
- KIRATZI A., PAPAACHOS C. B. 1995: Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics* **243**, 1-24
- KOONS H. C., GORNEY D. J. 1990: A sunspot maximum prediction using a neural network. *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.* **71**, 677-688
- MAIN J. 1996: Statistical physics, seismogenesis, and seismic hazard. *Rev. Geophys.* **34**, 433-462
- MANDELBROT B. B. 1983: *The fractal geometry of nature*. W. H. Freeman, San Francisco, Calif.
- PAPAACHOS B., KIRATZI A., PAPAACHOS E. 1991: Regional focal mechanism for earthquakes in the Aegean Sea. *PAGEOPH* **136**, 405-420
- REILINGER R., MCCLUSKY S., ORAL B., KING R., TOKSÖZ M., BARKA A., KINIK I., LENK O., SANLI I. 1997: GPS measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate collision zone. *J. Geophys. Res.* **102**, B5, 9983-9999
- ROYDEN L. H., BÁLDI T. 1988: Early Cenozoic tectonics and paleogeography of the Pannonian and surrounding regions. *In: ROYDEN L. H., HORVÁTH F. (Eds), The Pannonian Basin — A study in basin evolution*. AAPG Memoir **45**, Am. Assoc. Petrol. Geol. Publ., Tulsa, Oklahoma, 1-16
- SCHOLZ C. H. 1990: Earthquakes as chaos. *Nature* **348**, 197-198
- TURCOTTE D. L. 1992: *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge
- WYSS M. 1990: Changes of mean magnitude of Parkfield seismicity: A part of the precursory process? *Geophys. Res. Lett.* **17**, 2429-2432
- ZSÍROS T., MÓNUS P., TÓTH L. 1988: Hungarian Earthquake Catalog (456-1986) *Seismol. Observ., Geod. Geophys. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Publ., Budapest*