

# Földrengés-előfordulások modellezése neurális hálózatokkal<sup>1</sup>

BODRI BERTALAN<sup>2</sup>

Nagy földrengéseket megelőzően változások, átrendeződések történ(het)nek egy forrásterület szeizmicitásának eloszlási mintázatában, és általános vélemény, hogy ilyen változások tekinthetők a készülődő rengés legbiztosabb hosszú távú előjeleinek [MOLCHAN, KAGAN 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997a]. Jelen tanulmány ismerteti egy, a rengésgyakoriság (adott energiaszinten időegység alatt előforduló rengések száma) adatainak felhasználásán alapuló és erős ( $M \geq 6,0$ ) földrengések keletkezési idejének becslését célzó neurális hálózati modellvizsgálatunk eredményeit. Háromrétegű, előrecsatoltan felépített neurális hálózatokon számításokat végeztünk a legjobb előrejelzési teljesítményt nyújtó modellstruktúra és bemenő paraméterkészlet megtalálására. A hálózatok betanítása a múltbeli rengésgyakoriság mint bemeneti információ alapján történt. A feladatban alkalmazott neurális hálózatok olyan esetekben bizonyultak megfelelően betaníthatónak, amikor a bemenő paraméterkészlet tartalmazott különböző magnitúdósávokban megfigyelt rengésgyakoriságokat, illetve egynél több, nagy földrengések közötti időintervallumból származó adatot. A megfelelő választ adó hálózati struktúrát illetően felmerül a kérdés, hogy lehet-e ennek kapcsolata a tektonikus feszültségfelhalmozódás és/vagy -kioldódás folyamatának fizikájával? A kidolgozott hálózatok figyelemre méltóan jó előrejelzési teljesítménye arra utal, hogy a neurális hálózatokkal történő modellezésnek perspektivikus alkalmazásai lehetnek a földrengéskutatásban.

## B. BODRI: Neural-network modelling of earthquake occurrences

*Changes in seismic activity distributions may occur during the process of preparation of large earthquakes, and such changes possibly are the most reliable long-term earthquake precursors examined to date [MOLCHAN, KAGAN 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997a]. In this work, the results of a neural-network modelling of the occurrence times of large ( $M \geq 6.0$ ) earthquakes in two considered regions are presented. Three-layer feed-forward neural-network models were constructed to analyse and predict earthquake occurrences. Numerical experiments have been performed with the aim to find the optimum input set configuration which provides the best performance of a neural network. It was possible to reach sufficiently good correspondence between predicted by the model outputs and known from experience outputs within the limits of given error thresholds, only when the input parameter set contained seismicity rate values for different magnitude bands (when such data appeared representative enough) and also for more than one time intervals between large earthquakes. The specific structure of the network input generates the question of whether this configuration has some relationship to the physics of strain accumulation and/or release process. The remarkably good predicting power of the constructed neural networks suggests the usefulness of the application of this tool in earthquake prediction problems.*

## Bevezetés

Mivel kvantitatív előrejelzésre a legtöbb tudomány törekszik, természetesnek tekinthető, hogy a földrengések előrejelzése a szeizmológia tudományában kezdettől fogva az egyik legfontosabb célkitűzésként fogalmazódott meg. Egy földrengés bekövetkeztéig várható időtartam hosszát tekintve különbséget szokás tenni rövid, közép- és hosszú távú előrejelzés között [WALLACE, DAVIS, McNALLY 1984]. Rövid távú előrejelzések a rengéseket kevéssel — órákkal, napokkal, esetleg néhány héttel — megelőzően kialakuló anomáliák (szeizmikus aktivitás, egyes geofizikai terek, geodéziai, vízföldtani, hidrogeokémiai stb. jellemzők változásai) mérésén alapulnak, illetve ezek kimutatására irányulnak [WYSS, BURFORD 1987; ROLEOFFS 1988; FRASER-SMITH et al. 1990]. A jelen vizsgálat szempontjából számunkra leginkább érdekes hosszú távú előrejelzések bekövetkezésük előtt évekkel-évtizedekkel valószínűsíté- nek várható földrengéseket, és főként a szeizmicitás adott területen tapasztalt tér- és időbeli eloszlásában, továbbá nagy földrengések visszatérési időtartamában megállapított szabályosságokra épülnek [HABERMANN 1988; MATTHEWS,

REASENBERG 1988; CARLSON 1991; SHAW, CARLSON, LANGER 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997a; TRIEP, SYKES 1997]. Több ok miatt (nagy számú adat a világ gyakorlatilag bármely részéről, az adatok közvetlenül kapcsolatosak a rengések környezetében zajló mechanikai folyamatokkal stb.), földrengés-adatbázisok (katalógusok) bizonyulnak leginkább alkalmas adatforrásnak hosszú távú előrejelzés céljaira. A leggyakrabban alkalmazott kutatási eljárás változásokat keres, próbál kimutatni a szeizmikus aktivitásban, és vizsgálja, hogy követik-e jelentős földrengések az esetleges változásokat. A rengési előjelként értelmezett anomáliák jellemzői azonban különböző területeken nagyban eltérők lehetnek [HABERMANN 1988; SHAW, CARLSON, LANGER 1992; TRIEP, SYKES 1997]. Bár voltak próbálkozások mechanikai modellekkel történő magyarázatokra [SYKES 1983; CARLSON 1991; SHAW, CARLSON, LANGER 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997b], továbbá néhány sikeresnek mondható valós idejű predikció [pl. WYSS, BURFORD 1987] is történt, a kérdés vitatható, az előrejelzés általában kvalitatív jellegűnek és nem kellően megalapozottnak minősíthető.

Az utóbbi időben egyre több területen alkalmaznak egy, az emberi idegrendszer működési elvén alapuló és neurális hálózati modellezés néven ismert számítástechnikai eljárást [pl. HORVÁTH 1998]. A módszer igen előnyösen alkalmazható olyan rendszerekben lejátszódó folyamatok kutatása

<sup>1</sup> Beérkezett: 2006. április 4-én

<sup>2</sup> MTA-ELTE Geofizikai és Környezetfizikai Kutatócsoport (ELTE FFI), H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.

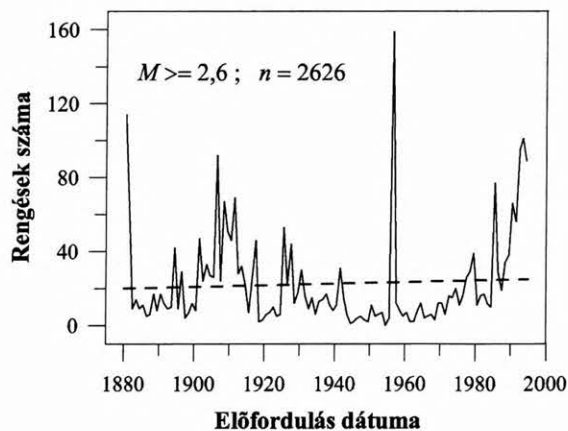
során, ahol a kérdéses folyamatokat sokváltozós, nem lineáris, általában nem determinált kölcsönhatások irányítják zajos, kevésbé ismert fizikai környezetekben. Az eljárás nagy előnye, hogy a neurális hálózat lényegében kimeneti jeleket generáló „fekete doboz” olyan szempontból, hogy működéséhez nem szükségesek pontos ismeretek a szimulált folyamat fizikájáról. Alábbiakban ismertetjük egy olyan vizsgálatunkat, amelyben egyszerű felépítésű neurális hálózati modellek alkalmazásával próbálunk becslést adni erős földrengések várható keletkezési időpontjaira vonatkozóan. Számunkra azért érdekesebb az időbeli változások kérdése, mert a földrengések főként tektonikus eredetűből következően nagyjából törésvonalakhoz, töréss zónákhoz, lemezperemhez, illetve lemezen belüli blokkhatárokhoz kapcsolódnak, vagyis a területi előfordulásokra vonatkozóan lehetnek bizonyos támpontok. Törekedtünk szeizmotektonikailag jelentősen eltérő területek rengéseit vizsgálni. Így választásunk az intrakontinentális Kárpát-medence mellett az aktív lemezszegélyek menti Peloponnészosz–Égei-tengeri térségre esett. Vizsgálati módszerünk célszerűségét az motiválja, hogy általában nem nagyon lehet világos ok-okozati viszonyokat megállapítani a földrengések eloszlása és a földtani környezet között. Különösen igaz ez a Kárpát–pannon térségre, ahol is az egyes kéregszerkezeti egységek mozgását létrehozó erőkről nem sokat tudunk, és sokszor nem ismerjük azokat a földtani szerkezeteket sem, amelyekben a rengések keletkeznek [SZEIDOVITZ, GRIBOVSKI, HAJÓSY 2002]. További motivációt jelent, hogy vannak híradások sikeres neurális hálózati alkalmazásokról különféle szeizmikus problémák vizsgálata során [pl. CHIARUTTINI, ROBERTO, SAIITA 1989; DAI, MACBETH 1997]. Fentebb említettük, hogy az egy-egy időtartam alatt keletkezett rengések száma feladatunk bemenő paramétereként szolgált. Azért tűnt számunkra vonzóan ilyen paramétert alkalmazni, mert szeizmológus körökben elterjedt vélemény, hogy készülődő nagy földrengések előtt nagyon valószínűen lehetnek változások egy forrásterület rengéseinek gyakoriságában.

## 1. Szeizmotektonika és földrengésadatok

Jelen fejezetben csak rövid, összefoglaló ismertetésre vállalkozunk, a téma részletesebb leírása megtalálható pl. ZSÍROS [2000] továbbá SZEIDOVITZ, GRIBOVSKI, HAJÓSY [2002] munkáiban, a görög területre vonatkozóan pedig PAPAACHOS, KIRATZI, PAPAACHOS [1991] és KIRATZI, PAPAACHOS [1995] tanulmányaiban. Nagy általánosságban a Kárpát–pannon térség egy kontinentális kérgen kifejlődött és az Alpok–Kárpátok–Dinaridák hegységrendszerével közrefogott ív mögötti extenziós medence [ROYDEN, BÁLDI 1988; BADA et al. 1999; HORVÁTH 2004]. Noha nagytektonikailag a terület az afrikai és eurázsiai kontinensek ütközési zónájába esik, szeizmikus aktivitása a kollíziós öv egyéb szegmenseivel összehasonlítva kétségkívül alacsony. A térségben a földrengések eloszlása meglehetősen szórt, a szeizmikus aktivitás nem mutat korrelációt szerkezeti vonalakkal, törésszisztemekkel. Csak a peremeken, az Alpok, Dinári-hegység és DK-i-Kárpátok vidékén mutatkozik kifejezett koncentráció az epicentrumok eloszlásában. A szórt rengéeloszlás és a földtani környezet összetettsége miatt azonban nem beszélhetünk általánosan érvényes kapcsolatokról a tektonika és a szeiz-

mitás között. Általában nem ismerjük azokat az erőket, amelyek a helyszínre jellemző, lemezen belüli rengéseket létrehozzák, és kevésbé ismerjük a földtani szerkezetet is. Bizonyos mélyszeizmikus kéreg- és felsőköpeny-kutatási eredmények alapján azonban valószínűsíthető, hogy a területen a kéreg több, egymástól eltérő kiterjedésű blokkra, szerkezeti egységre tagolódik. Ezen elemek relatív mozgásával kapcsolatos deformációk minden bizonnyal meghatározó lehetnek a szeizmitás eloszlása szempontjából [HORVÁTH, CLOETINGH 1996]. A földrengésadatok a ZSÍROS, MÓNUS, TÓTH [1988]-féle földrengés katalógusból vettük, melyet ZSÍROS Tibor szíves jóvoltából [ZSÍROS 1997; személyes közlés] módunkban állt kiegészíteni az 1987–1994. évekre vonatkozó további adatokkal. Időközben megjelent ugyan egy újabb magyar földrengés-adatbázis [ZSÍROS 2000], ez azonban a korábbinál (amelynek határai a 15,5 és 26,5 °K, valamint a 44,5 és 49,5 °É hosszúsági, illetve szélességi körök) nagyobb kiterjedésű területet fed le. Vizsgálatunkban viszont nem tartottuk célszerűnek tovább növelni a területet, a peremvidékeken ugyanis kétségkívül más mechanizmusok, feszültségterek hatnak, mint beljebb, ez a tény pedig várhatóan kedvezőtlenül befolyásolhatja a kapott paraméterek megbízhatóságát, illetve elmoshatja a paraméterekben esetleg jelentkező, geodinamikával kapcsolatos effektusokat. Ezért maradtunk az említett módon kiegészített Hungarian Earthquake Catalog (456–1986) adatainál, a veszteség mindössze egy év. Ez a mintegy másfélszáz év felölelő adatsor természetesen nem tekinthető sem teljesnek, sem homogénnek. Az ismert magnitúdójú rengések magnitúdó szerinti kumulatív gyakoriságát vizsgálva kiderült, hogy az  $M=2,6$ -es küszöbértéktől lefelé mutatkozik észrevehető eltérés a Gutenberg–Richter-féle exponenciális növekedési ütemtől, minek megfelelően az  $M \geq 2,6$  méretű rengések halmaza teljesnek tekinthető. Az 1880. évtől kezdődően ezen rengések sorozata stacionárius is abban a korlátozott értelemben, hogy a rengések éves gyakorisága a vizsgált 115 év folyamán nem mutat lineáris trendet (az 1. ábra

Szeizmitás változása



1. ábra.  $M \geq 2,6$  méretű földrengések éves gyakoriságának változása a Kárpát–pannon térségben. A szaggatott vonal az idősorhoz illesztett regressziós egyenest szemlélteti. A rengések száma  $n=2626$

Fig. 1. Yearly variation of the number of  $M \geq 2.6$  earthquakes in the Carpathian–Pannonian region. Dashed line shows regression line fitted to data,  $n=2626$  is the number of earthquakes

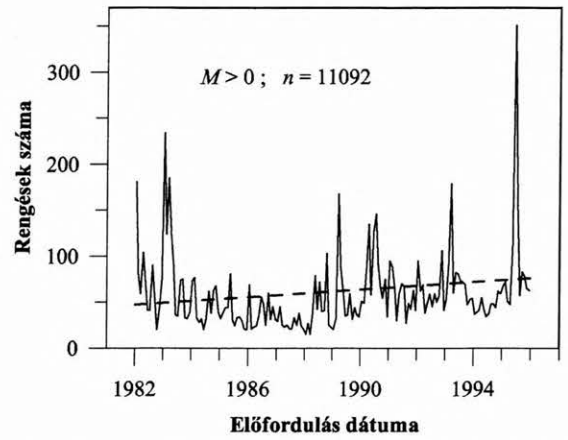
adataihoz illesztett regressziós egyenes meredeksége  $0,05 \pm 0,07$ ). További vizsgálataink így az 1880. évtől kezdődően keletkezett  $M \geq 2,6$ -os méretű rengésekre vonatkoznak, ezek száma a kérdéses területen  $n=2626$ . Ez az eredmény azonban megkérdéses is lehet, mivel a látszólagos stationaritás származhat onnan is, hogy a vizsgált időtartam kezdeti szakaszában több olyan erős rengés keletkezett a térségben, melyet nagyszámú utórengés követett (pl. 1880. év:  $M=6,2$  rengés Horvátországban, 1906-ban  $M=5,7$  rengés ÉNy-Magyarországon a Kis-Kárpátokban stb.). Egy szigorúbb alapokon nyugvó homogenitásvizsgálattal a következő fejezetben megmutatjuk, hogy csak  $M=4,0$ -es minimum-magnitúdó szerinti szűrés alkalmazása mellett lehetséges az adatokból bizonyos „rejtett” homogenitási problémákat kiküszöbölni.

Az Égei-tengeri térség és környezete 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]. A vizsgálatunk tárgyát képező területen (mely majdnem pontosan négyzet alakú, mintegy 400 km-es élhosszal) geodinamikai szempontból legfontosabb jellegzetesség a tektonikus deformáció stílusában ÉNy-ről DDK-i irányban mutatott változás (kezdetben áttolódás, majd jobbos oldaleltolódást követően szubdukció). 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 utóbbi időben szeizmológus körökben élénk érdeklődés tárgyát képezi [pl. Tectonophysics 224 (1993); Geophys. Res. Lett. 23, 11 (1996); EOS 79, 47 (1998)]. Adatforrásul a görög SI-NOA (Seismological Institute, National Observatory, Athens) katalógus 1982–1996. évekre vonatkozó, ismert magnitúdójú rengéseinek adatsora szolgált [DOLOGLOU 1997; személyes közlés]. Ez az adatbázis lokális magnitúdókat tartalmaz, és a szokásos, felületi hullámokkal értelmezett magnitúdóhoz való áttéréshez 0,5-del meg kellett emelnünk a közölt értékeket [GELLER 1996; DOLOGLOU 1997, személyes közlés]. A 20–25 °K, 36–40 °É koordináták által határolt kérdéses területen a rengések mintegy 98%-a 50 km-nél nem nagyobb mélységekből származik, ezért nem állítottunk fel hipocentrum-mélységhatárt. Mindösszesen 11 092 földrengés esik az említett tér-idő ablakba. A havonta keletkezett rengések számából képzett idősorban (2. ábra) tapasztalható bizonyos trend a vizsgált 15 év folyamán, az  $M=3,5$ -es küszöbmagnitúdótól kezdődően (ennél nem kisebb rengések száma  $n=7951$ ) azonban ez a trend már nem szignifikáns.

## 2. A gyakoriság valós–nem valós változásai

A földrengések gyakoriságának változásai szempontjából a keletkezési időpontok és a rengéserősség a szereppel bíró katalógusparaméterek. A gyakoriság variációi jól ábrázolhatók a rengések halmozott számát idő függvényében bemutató görbékkel. Általában a legtöbb földrengés-adatrendszerben jelentős gyakorisági variációk tapasztalhatók. A 3. ábra a Kárpát–pannon térség rengései halmozott számának változását szemlélteti különböző magnitúdósávokban

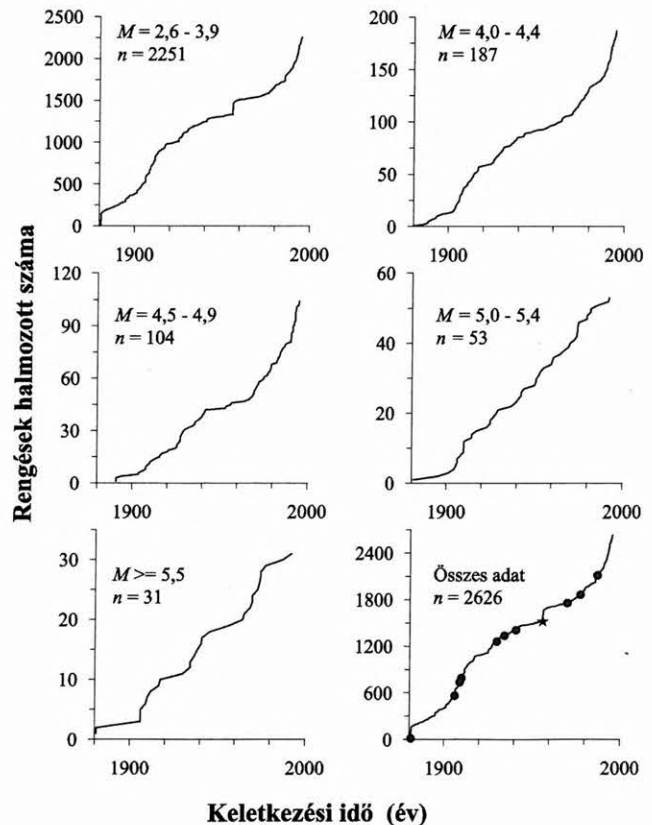
## Szeizmitás változása



2. ábra. A havonta előfordult földrengések számának változása a Peloponnészosz–Égei térség adatrendszerében. A többi információ megegyezik az 1. ábrán bemutatottal

Fig. 2. Variation of the monthly number of earthquakes in the Peloponnesos–Aegean region. Rest of information is the same as in Fig. 1

## Kárpát-Pannon térség



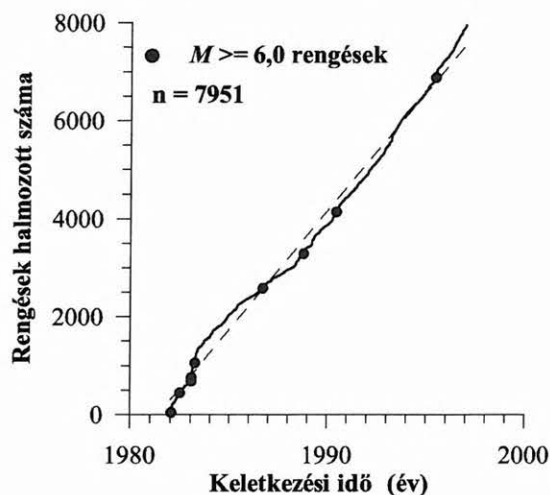
3. ábra. A rengések halmozott számának időbeli változása 6 magnitúdó-sávban a Kárpát–pannon térségben. Az összes adatra vonatkozó görbén fekete pontok a nagy ( $M \geq 6,0$  méretű) rengéseket, a csillag pedig az 1956-os dunaharaszti rengést jelöli, melyet nagyszámú utórengés követett

Fig. 3. Variation of the cumulative number of earthquakes with time in 6 magnitude bands, in the Carpathian–Pannonian region. Dots indicate occurrences of large ( $M \geq 6,0$ ) earthquakes, asterisk shows the Dunaharaszti earthquake in 1956, followed by a large number of reported aftershocks



az 1880–1995. évekre vonatkozóan. A diagramokból nemcsak az nyilvánvaló, hogy a gyakoriság időben változó jellegűt mutat, hanem leolvasható a változás mértéke is a különböző magnitúdó intervallumokban. Gyenge földrengések ( $M=2,6-3,9$ ) esetében például nagyjából három, eltérő gyakorisági jellegű mutató időszak különíthető el; viszonylag nagy gyakoriság 1880–1920 között, ritkább előfordulások 1920-tól 1980-ig, majd erős gyakoriság 1980 után. A halmozott számot reprezentáló görbék meredeksége a három intervallumban sorrendben  $23,5 \pm 0,9$ ,  $10,8 \pm 0,3$  és  $40,3 \pm 3,1$  földrengés/év. Másrészt viszont az  $M \geq 5,0$  erősségű rengések előfordulásának gyakorisága kb. 1900-tól gyakorlatilag állandónak mondható, a számszerű gyakorisági érték  $0,84 \pm 0,01$  esemény/év. A gyenge rengések számának dominanciája miatt a három eltérő gyakoriságú intervallum kirajzolódik az összes adatot megjelenítő görbén is. Kijelölhetők eltérő gyakoriságot mutató rövidebb időszakok a görög adatrendszer reprezentáló görbéken is, a számunkra érdekes  $M \geq 3,5$  rengésekre azonban az éves rengésgyakoriság közepes értéke (szaggatott vonallal jelölve a 4. ábrán) a vizsgált teljes időszak folyamán gyakorlatilag állandó marad (kb. 480 esemény évente). Esetleges lépcsőszerű ugrások a gyakorisági görbéken (pl. az 1956. évben a 3. ábrán és a 4. ábra kezdeti szakaszán) a nagyobb rengéseket kísérő utórengések nagy számából következnek.

#### Peloponnésosz - Égei térség



4. ábra. Az  $M \geq 3,5$  méretű rengések halmozott számának időbeli változása a Peloponnésosz–Égei térségben. A szaggatott vonal az éves rengésgyakoriság kb. 480 esemény/év közepes értékét jelöli, a fekete pontok a nagy ( $M \geq 6,0$ ) rengéseket mutatják

Fig. 4. Variation of the cumulative number of  $M \geq 3.5$  earthquakes, in the Peloponnesos–Aegean area. Dots indicate big ( $M \geq 6.0$ ) events, dashed line represents the mean seismicity rate of about 480 quakes/yr.

Általában a földrengések előfordulására mind térben, mind időben nagyon jellemző a csoportokba tömörülési tendencia, klaszteresedés [pl. SHLIEN, TOKSÖZ 1970], a jelenséget különböző tér-, idő- és magnitúdó-skálákra vonatkozóan gazdag megfigyelési anyag bizonyítja. OMORI [1894] úttörő munkásságát követően statisztikus vizsgálati módszerek sokaságával próbálták mennyiségileg jellemezni a szeizmicitás térben, időben és/vagy különböző szeizmo-

tektonikus környezetekben megfigyelt csoportosulási tulajdonságait [PROZOROV, DZIEWONSKI 1982; REASENBERG 1985; OGATA 1988 stb.]. A legtöbb hagyományos eljárás a földrengések keletkezését Poisson-folyamatként kezeli, ahol egy rengési sorozatban a legerősebb földrengés számít fő eseménynek, klaszteresedési középpontnak, a többi esemény elő-, illetve utórengés, a földrengések előfordulása pedig időben stacionárius, állandó gyakorisággal zajló folyamat. Elterjedtnek mondható azonban az a nézet is, hogy maga a földrengések előfordulása sem tekinthető Poisson-folyamatnak, vagyis hogy a földrengések keletkezését sem helyes térben és időben egymástól függetlennek feltételezni [pl. SMALLEY et al. 1987; KAGAN, JACKSON 1991; MAIN 1995]. A kérdés illusztrálására érdemesnek tartjuk hivatkozni egy numerikus vizsgálatunk eredményeire. Bár nincs egyöntetűen elfogadott módszer az elő-, illetve utórengések kiszűrésére, KAGAN [1996] gyakran idézett eljárását követve, a görög adatrendszerből ( $n=7951$ ,  $M \geq 3,5$ ) a rengések magnitúdójától függő tér- és időablak számításával eltávolítottuk a mozgó ablakba eső összes olyan rengést, amelynek magnitúdója kisebb, mint a földrengésnek tekintett legnagyobb rengés magnitúdója. Ezzel az eljárással az eredeti adatrendszer terjedelme mintegy 40%-kal csökkent. A vizsgált teljes időtartamot ezután 548 (egyenként mintegy 10 nap hosszúságú) részintervallumra osztottuk be, és számláltuk azon részintervallumok gyakorisági eloszlását, amelyekben 1, 2, 3, ... stb. rengés fordult elő. Az eloszlás statisztikus tesztje azt eredményezte, hogy a null-hipotézis (miszerint az eloszlás Poisson-jellegű) valószínűsége mindössze 340 a millióhoz.

Számos földrengés-katalógus statisztikus vizsgálatával KAGAN, JACKSON [1991] arra a következtetésre jutott, hogy a szeizmicitás mind rövid, mind hosszú idejű variációi leírhatók a fraktálokra jellemző, hatványfüggvényvel definiált időbeli eloszlásokkal, bár az eloszlási törvény kitevője (fraktáldimenzió) eltérő is lehet a különböző skálartartományokban. A földrengéseket fraktál tér- és időbeli eloszlással jellemzett, önszerveződő kritikus folyamatként értelmező MAIN [1995] úgy érvel, hogy helytelen dolog az elő- és utórengések kiszűrésével „megtisztítani” a földrengésadatokat és mesterségesen Poisson-jellegűt adni az adatsoroknak, hiszen éppen ezek a nem független események szolgáltatják a legerősebb bizonyítékot a kritikus viselkedésre, vagyis a jelenség mögötti statisztikus-fizikai folyamatra. Korábbiakban már említettük, hogy a neurális hálózatokkal történő modellezést „fekete dobozként” működő eljárás-ként alkalmazzuk a földrengés-jelenségkörre, ebben a közelítésben pedig előnyben részesítünk természetesen előforduló, szüretlen adatsorokat alkalmazni a modellbemeneteken.

Noha felületes szemlélő számára a földrengés-katalógusok a rengések egyszerű lajstromainak tűnhetnek, valójában azonban korántsem egyszerű a dolog. A rengések gyakorisági adatai csak akkor alkalmasak bármiféle előrejelzési vizsgálat céljaira, ha természetesek, vagyis magát a szeizmikus folyamatot tükrözik. Az adatok azonban rendszerint nem mentesek humán eredetű behatásoktól, ezeket pedig valamiképpen figyelembe kell venni megfelelő korrekciók alkalmazásával. A gyakoriság vonatkozásában a humán eredetű hatások problémájának fontosságára HABERMANN [1987, 1991] hívta fel a figyelmet. Mesterséges változásokat okoz a földrengésszámban a szeizmológiai

állomások, detektáló hálózatok számának és érzékenységeinek változása (új állomások nyitása vagy korábbiak megszűnése, változások a műszertechnikában), illetve a feldolgozási módszerek fejlődése. Ezek a mesterséges hatások általában három kategóriába sorolhatók. Viszonylag egyszerű feladat az ún. *detekciós változások* kezelése, amelyek abból adódnak, hogy új állomások telepítése (vagy esetleg korábban működők megszűnése) után megnövekszik (vagy csökken) az állomások környezetében érzékelhető gyenge rengések száma. Bizonyos magnitúdó felett azonban a rengések gyakoriságában változás nem keletkezik, így a feladat csak a kérdéses magnitúdóküszöb meghatározásában áll. Nehezebb a kérdés a rengések olyan szisztematikus *magnitúdó-eltolódásaival*, amelyek az észlelőállomások eloszlásában történő változásokból adódnak. Általában ezek eléggé mérsékelt ( $M \sim 0,1-0,5$ ) effektusok, de például egy ilyen mérvű magnitúdócsökkenés miatt is jelentősen ritkulhat a bizonyos energiaszint alatti gyenge rengések száma, a szeizmikus aktivitás látszólagosan csökken, ami esetleg a nagy rengéseket megelőző „szeizmikus csend” hibás értelmezéséhez is vezethet. Probléma lehet a *hiányzó magnitúdókkal* katalogizált rengések számának jelentős növekedése, ami általában teleszeizmikus adatokban jelentkezik lokális hálózatok telepítése és bővítése után. A két utóbbi tényező mennyiségi vizsgálata nehézkes, bonyolult dolog és erősen helyi viszonyoktól függő.

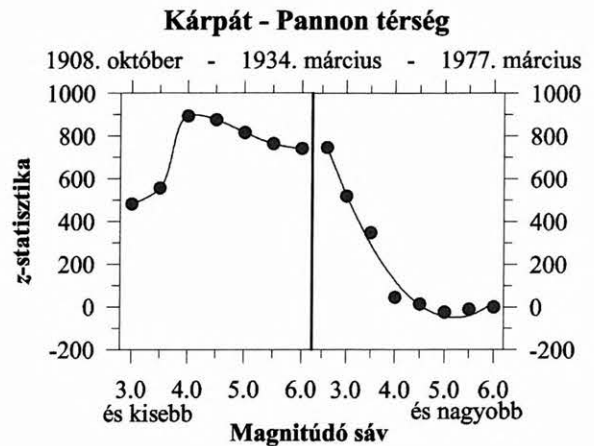
A szeizmicitási adatok legnyilvánvalóbb előfeldolgozási stádiumát (szelektálás pontosság szerint, teljesség, stacionaritás stb.) követően nem kerülhető meg a fenti hatások kérdésének vizsgálata. Ezek a hatások főként a kisebb méretű rengések esetén jelentkeznek, így természetes, hogy adatrendszerünket rengéserősség szerint felosztjuk befolyásolt kisebb méretű, és a már nem befolyásolt nagyobb méretű rengések alkalmazására [HABERMANN 1987]. A detektáló hálózatok és feldolgozási módszerek változásaiból eredő hatások felderítésére és ezeket elimináló magnitúdóküszöb meghatározására HABERMANN [1987, 1991], továbbá ENEVA, HABERMANN, HAMBURGER [1994] nyomán a két középérték közötti eltérés becslésére szolgáló, általános parametrikus statisztikus tesztként ismert  $z$ -statisztikát alkalmazzuk, mely számítható mint

$$z = \frac{v_1 - v_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{N_1} + \frac{s_2^2}{N_2}}}, \quad (1)$$

ahol  $v_1$  és  $v_2$  a szeizmikus gyakoriság közepes értéke két időben egymás után következő megfigyelési időszakra vonatkozóan,  $s_1$ ,  $s_2$  ezek szórásai,  $N_1$  és  $N_2$  pedig a szeizmikus események száma a két intervallumban. Fenti  $z$ -érték tehát a változás erősségét jellemzi, ahol egy paraméter nagyságának megváltozása, a szórások, és a rengésszámon keresztül a kérdéses időszakok hossza játszik szerepet. A gyakoriság növekedésének negatív, a rengések ritkulásának pozitív  $z$ -értékek felelnek meg. A kérdéses magnitúdóküszöb számítható egy változás mértékének a magnitúdó-térben történő vizsgálatával. A vágási magnitúdó konkrét értékének meghatározására kidolgozott eljárás az ún. magnitúdó-szignatura ábrák használata. A módszert az teszi hatásossá, hogy a gyakoriság változásai gyakran erősen magnitúdófüggők. Ami az adatrendszer alkalmazokra történő felosztásának módját illeti, HABERMANN [1987] sze-

rint célszerű a rengéseket szimpla alsó vagy felső magnitúdó-korlátokkal határolt sávokba csoportosítani. Ennek előnye, hogy a felosztás kritériuma összhangban van azzal a fentebb említett móddal, ahogyan mesterséges tényezők befolyással lehetnek a szeizmicitásra. Azonkívül ilyen eljárás simítja az adatokat, és könnyebbé teszi a változások értelmezését.

Az 5. ábrán a Kárpát–pannon térségre számított magnitúdó-szignatura kép látható. A statisztikát a teljes megfigyelési időszak során előforduló 3 legnagyobb rengés közötti két intervallumon (1908. október – 1934. március, és 1934. március – 1977. március közötti időszakok) meghatározott rengésgyakoriságok alapján számítottuk, a számítások az  $M \geq 2,6$  rengésekre terjednek ki. A „Magnitúdó sáv” elnevezés az ábra vízszintes tengelyén feltüntetett értékek mint korlátok alatti/feletti teljes magnitúdó-tartományt jelenti. A különböző esetekben tipikusnak tartható magnitúdó-szignatura ábrák jellegzetességeit, tulajdonságait HABERMANN [1987] részletesen ismerteti.



5. ábra. Magnitúdó-szignatura ábra a Kárpát–pannon térség  $M \geq 2,6$  földrengéseire. Magnitúdó sáv a vízszintes tengely mentén adott magnitúdónál kisebb, illetve nagyobb teljes mérettartományt jelöl (pl. bal oldali ábrarészen a 4,0 pont feletti  $z$ -érték az összes  $M < 4,0$  méretű, a jobb oldalon pedig az összes  $M \geq 4,0$  méretű rengésre vonatkozik). Az ábra az  $M < 4,0$  rengésekre detektálási eseményritkulás tipikus jegeit mutatja

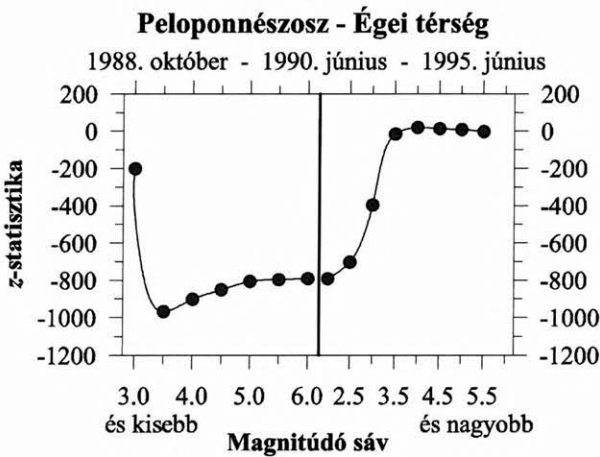
Fig. 5. Magnitude signature plot for the Carpathian–Pannonian region. Magnitude band at the horizontal axis includes all events below or above a given magnitude (e.g. the point above 4.0 on the left side of the plot shows the  $z$ -value for all events with  $M < 4,0$ , and on the right side of the plot for those with  $M \geq 4,0$ ). Diagram shows characteristics typical of a detection decrease for magnitudes  $M < 4,0$

Az 5. ábrán a detektálásból adódó eseményritkulás jegei ismerhetők fel. Ilyen jegyek elsősorban a pozitív  $z$ -értékek az összes magnitúdóra, semmi vagy alig némi változás a jobb ábrafélen a nagyobb magnitúdóknál, viszont jelentős csökkenés bal szélén a kis magnitúdóknál. A detektálási hatást kiküszöbölő vágási magnitúdóértéket a jobb oldali görbe közel vízszintes szakaszának alsó határa, vagy a baloldali erős változás kezdete jelöli ki, esetünkben mindkettő szerint  $M_v = 4,0$ . Ez a viszonylag magas küszöbérték azt eredményezi, hogy a további vizsgálatokra alkalmas adatok száma erősen lecsökken (összesen 375  $M \geq 4,0$  rengés marad), viszont a veszteség árán biztosított az adatrendszer homogenitása. A rengések ritkulásának oka álta-

lában regisztráló állomások bezárása. A terület 20. századi történelmének eseményei (háború, államhatárok változása, gazdasági nehézségek stb.) talán magyarázattal szolgálhatnak a jelenség okát illetően. A szeizmicitásnak a 20. század második harmadában látszólag alacsony szintjéről ZSÍROS [2000] is említést tesz. Bár a másik két tényező hatását a jelen kutatásban nem vizsgáltuk, a viszonylag magas vágási magnitúdó minden valószínűség szerint ezeket is elfogadhatóan kiszűri. A görög adatrendszerre számított magnitúdó-szignatura képet a 6. ábra szemlélteti. A gyakoriságok összehasonlítása itt is három nagy földrengés közötti kettő, az 1988. október – 1990. június, és 1990. június – 1995. június közötti időszakokon történt. Az ábra a rengések sűrűsödésének tipikus jegyeit mutatja, ezek azonban a kb.  $M_v=3,5$  vágási küszöbtől kezdődően eltűnnek. Az előző fejezetben említettük, hogy az  $M \geq 3,5$  rengések sorozata stacionáriusnak bizonyult a teljes megfigyelési időszakban, így továbbiakban módunk nyílik a teljes adatsor ( $n=7951$ ) felhasználására. Jelen példák is bizonyítják, hogy a homogenitási teszt elengedhetetlenül szükséges, segítségével elkerülhetők a látszólag fellépő, de nem valóságos gyakorisági variációkból származható problémák.

számmal (súlyal) ellátott összegét számítja. Az összeget ezután valamilyen előre meghatározott aktivációs szabálynak megfelelő átviteli függvénnyel feldolgozza. A neurális hálózati modell számos neuron valamilyen konfiguráció szerint történő kapcsolódásával épül fel. Egyénileg a neuronok igen egyszerű műveleteket végeznek, de együttesen, hálózatok formájában képesek bonyolult feladatok megoldására. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy a jelenleg használatos modellek biológiai mintáinknál sokkal egyszerűbb felépítésűek, teljesítményükben azoktól minden tekintetben nagyságrendekkel elmaradnak.

A vizsgálatunkban alkalmazott hálózatok a leggyakoribb típusú, ún. rétegzett, előre-csatolt, hiba-visszaterjesztés módszerével betanított rendszerek. A rétegzett felépítés azt jelenti, hogy egy neuron a hálózaton belül általában csak meghatározott számú másik neuronnal van összekötve, és ez a kapcsolat csak egyirányú, ezért a hálózatot rétegekre lehet bontani az összekötések szerint. Ilyen rendszerben tiltva van a kommunikáció ugyanabba a rétegbe tartozó feldolgozó elemek között, azonkívül a neuronok csak az őket közvetlenül megelőző réteg elemeitől vehetnek át információt, előző távolabbi, illetve utánuk következő rétegekből nem. Az információ haladásának iránya tehát egy kezdő réteg elemeinek kimenetétől a következő réteg bemenete felé mutat, ebben áll az előre-csatolás. A rétegek teljesen össze vannak kötve, vagyis egy réteg egy neuronjának kimenete a következő réteg összes bemenetéhez kapcsolódik. A 7. ábrán egy egyszerű, háromrétegű előre-csatolt neurális hálózat modellje látható. Egy bemeneti jel terjedése a rendszerben a következő módon történik. Az  $x_i$  bemeneti jel, az  $i$  darab valós számból álló bemeneti vektor  $i$ -edik komponense, csatlakozik a bemeneti réteg  $i$ -edik neuronjára. A bemeneti neuronok átengedik, továbbítják az



6. ábra. Magnitúdó-szignatura ábra a Peloponnésosz–Égei térség vizsgált adatrendszerének összes rengésére. Az ábra a rengések sűrűsödésének tipikus jegyeit mutatja az  $M < 3,5$  mérettartományban

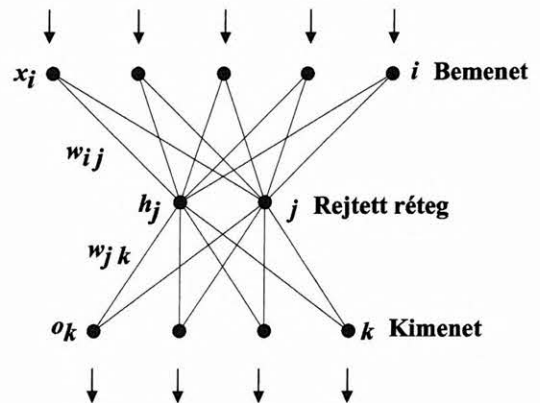
Fig. 6. Magnitude signature plot for the whole considered Peloponnesos–Aegean data set. Plot shows characteristics typical of a detection increase for magnitudes  $M < 3.5$

### 3. Modellezés neurális hálózatokkal

A neurális hálózatok felépítéséről, működéséről és alkalmazásairól részletes leírások találhatóak például ANDERSON [1995] vagy HORVÁTH [1998] munkáiban, jelen dolgozat keretében csak néhány alapinformáció ismertetésére van lehetőségünk. A földtudományi alkalmazásokat illetően említést érdemel HERGARTEN [2002] összefoglalása.

A mesterséges neurális hálózat egymással összekapcsolt, egyszerű információ-feldolgozó elemek halmazából álló számítási rendszer. A rendszer építőkövei, a feldolgozó elemek az alapvető funkciókban fennálló biológiai analógiák alapján a neuron nevet kapták. Egy feldolgozást végző neuron a hozzá érkező bemeneti jeleknek egy-egy szorzó-

### Neurális hálózat felépítése



7. ábra. Háromrétegű, előre-csatolt neurális hálózat sematikus modellje

Fig. 7. Configuration of a three-layered feed-forward neural network

érkezett jelet a következő, a tulajdonképpeni feldolgozást végző,  $j$  db neuront tartalmazó, ún. rejtett réteg elemeihez, de úgy, hogy ellátják egy  $w_{ij}$  szorzószámmal. A rejtett réteg mindegyik  $j$  neuronja összegzi az előző réteg összes elemétől hozzá érkező jelet, és hozzáad egy erre a neuronra jellemző  $b_j$  konstans tagot („bias”, amely úgy is értelmezhető, mint egy járulékos, egységnyi bementi jelhez tartozó súly).



Az összeget ezután a neuron valamilyen aktivációs szabálynak megfelelő  $f$  átviteli függvény szerint átalakítja, és a kimenetén megjelenő eredmény lesz az elem  $h_j$  aktivációs szintje. Utóbbiak ezután továbbkerülnek a kimeneti réteg neuronjaira. Előzőeknek megfelelően a  $h_j$  értékek a  $w_{jk}$  súlyozás után most is összegződnek, majd megtörténik az aktivációs szabály szerinti átalakítás. A kimeneti neuronok  $o_k$  aktivációs szintje szolgáltatja a hálózat adott bemenetre vonatkozó megoldását. Fentieknek megfelelően a következő egyenletrendszerrel írható le a hálózat működése, függetlenül a neuronok számától bármelyik rétegben:

$$\begin{aligned} h_j &= f \left[ \sum_i (w_{ij} x_i + b_j) \right], \\ o_k &= f \left[ \sum_j (w_{jk} h_j + b_k) \right]. \end{aligned} \quad (2)$$

Az egyenletekben látható, hogy a rejtett réteg egy  $j$  neuronjára kerülő teljes bemenet lineáris függvénye az előző réteg elemeiből származó kimeneteknek és a kapcsolatok súlyainak. A kimenet azonban függ az  $f$  aktivációs függvénytől. Elvileg bármely monoton növekvő és folyamatosan differenciálható függvény megadhat aktivációs szabályt a jelen típusú neurális hálózatokra, leggyakoribb azonban nem lineáris szigmoid függvények; tangens hiperbolikus függvény, vagy még inkább az általunk is választott

$$f(y) = \frac{1}{1+e^{-y}} \quad (3)$$

logisztikus függvény használata, ahol  $y$  a (2) egyenletek szögletes zárójeleiben szereplő összegeket jelöli. Ilyen függvények deriváltjai Gauss-formájúak, ami kedvező a hálózat számítási stabilitása, továbbá a súlyok korrigálási folyamatának bizonyos finomabb sajátosságai szempontjából [ANDERSON 1995].

Egy neurális hálózat működtetése során a legfőbb gondot olyan súlykiszlet kialakítása jelenti, amely a hálózat kimenetén valamilyen kívánt kimeneti függvényt képes produkálni. A neurális hálózatok egyik legfontosabb tulajdonsága ugyanis, hogy megfelelő eljárással taníthatók. Tanításkor egy adott bemenet esetén tudjuk, hogy mit várunk a kimeneten, vagyis a hálózat választását össze tudjuk hasonlítani a kívánt válasszal. A keletkező hiba, a két válasz különbsége felhasználható a hálózat tanítására. A hibavisszaterjesztés módszere két stádiumot tartalmaz. Az első fázisban a bemeneti neuronokra kerülő információ (esetünkben adott időintervallumokon — és néha adott magnitúdó sávokban — ismeretes földrengésgyakoriság-értékek) hálózatban történő tovaterjesztésével és feldolgozásával számítjuk a kimeneti jelet (nagy földrengések keletkezési időpontjait, pontosabban az  $M \geq 6,0$  méretű rengések között eddig megfigyelt időtartamok hosszát). Ezután következik a visszaterjesztés stádiuma, amikor is a kapcsolatokat meghatározó súlyok értékeit módosítjuk a kimeneten számításokból adódó, és a várt, a megfigyelésekből ismeretes jelek közötti eltérések alapján. A számítás kezdetekor a hálózat súlyai véletlen számok (a 0–1 normált intervallumban). A tanítás folyamatát matematikailag iterációs eljárás valósítja meg, amely minden bemeneti jelkészlethez egy kimeneti jelkészletet képez, majd összehasonlítást tesz a helyes kimeneti jelkészlettel. A teljes hiba (valamennyi kimeneti

neuron hibája négyzetének összege) felírható mint

$$E = \sum_p E_p = \sum_{p=1}^P \sum_{k=1}^N (T_{pk} - O_{pk})^2, \quad (4)$$

ahol  $P$  a be- és kimeneti adatpárok száma,  $E_p$  a  $p$ -edik bemeneti vektorra vonatkozó hiba,  $N$  a kimenetek száma, és  $T_{pk}$ ,  $O_{pk}$  sorrendben a valódi és az iterációs lépésben éppen adódó kimeneti jelkészletek. A súlyok módosítását sztandard, gradiens alapú szélsőérték-kereső eljárással végeztük [RUMELHART, HINTON, WILLIAMS 1986; FLOOD, KARTAM 1994], amely a teljes hibát „legmeredekebb lejtő” módszerrel minimalizálja. A bemeneti vektorok  $E_p$  hibáját a súlykiszlet sokdimenziós terének függvényeként tételezzük fel, amely az illető térben kiemelkedések és mélyedések formájában képzelhető el. A mélyedések a hibaminimumok, melyeket gradiens-lejtő módszerrel keresünk. A tanítás kezdetén a rendszer helyzete a hibafelületen kiemelkedések környékére esik, majd a súlymódosítások sorozatában folyamatos elmozdulások történnek lefelé a

$$\Delta_p w_{ij} = -\eta \frac{\delta E_p}{\delta w_{ij}} \quad (5)$$

összefüggés szerint számított kis lépésekkel, úgy, hogy a kimeneti jelkészlet minden lépésben közelebb kerül a kívánt jelhez. Utóbbi kifejezésben látható, hogy egy tetszőleges  $i$  és  $j$  réteg közötti kapcsolat súlya arányos a hibafelület  $\delta E_p / \delta w_{ij}$  meredekségével, és az általában tanulási sebesség néven ismert  $\eta$  arányossági tényező fontos paraméter a számításokban. Kis  $\eta$ -értékek esetén elkerülhetők a súlykorrekciók folyamatában gyakran lehetséges oszcillációk, viszont az iteráció folyamata nagyon lassú. Gyorsítani lehet a konvergenciát egy  $\alpha$  karakterisztikus állandóval rendelkező ún. momentum-taggal, amely biztosítja, hogy az  $n+1$ -edik iterációs lépésben keletkező súlymódosulás arányos legyen az előző,  $n$ -edik lépésben adódott korrekcióval. Vizsgálatunkban, irodalmi adatoknak megfelelően [SMITH, ELI 1995] a tanulási sebességre és a momentum-konstansra sorrendben 0,5 és 0,9 értékeket alkalmaztunk. A rejtett rétegben található neuronok számát egy erre a célra kidolgozott és optimális számú elemet biztosító algoritmussal [HIROSE, YAMASHITA, HIJIIYA 1991; továbbá YAMASHITA 1998, személyes közlés] határoztuk meg.

#### 4. Eredmények

A szeizmotektonikai jellegek fentebb adott igen rövid és felszínes ismertetéséből is kitűnik, hogy a vizsgálat tárgyául választott két terület ilyen vonatkozásokban egymástól kifejezetten eltér. A görög adatrendszer véleményünk szerint sokkal homogénebb és jobban tükrözi a valóságot, mint magyar megfelelője, elsősorban azért, mert sokkal kisebb tér-idő tartományokat fed le, mint a Magyar földrengés katalógus. Ez abból is látható, hogy az Égei-térség 7951 db  $M \geq 3,5$  méretű földrengésével szemben a Kárpát–pannon régió rengéseinek csak igen kis hányada (375  $M \geq 4,0$  rengés) bizonyult további vizsgálatra alkalmasnak. Ezzel kapcsolatban említést kell tennünk egy olyan tényről is, amely a földrengés-fenomenológiához való közelítésünk egy kifogásolható pontjának tekinthető. Jelen esetben főként a rengések gyakoriságával és keletkezési időpontjaikkal foglalkozunk, vagyis egy alapjában sokdimenziós jelenség-

kör egydimenziós aspektusát vizsgáljuk, ez pedig mindig rontja a kapott eredmények megbízhatóságát [DAVIS, JACKSON, KAGAN 1989]. Logikus feltételeznünk, hogy a nagy kiterjedésű Kárpát–Pannon régióban ez a körülmény is sokkal nagyobb szereppel bírhat. Ezért az Égei-térségre adódott eredményeinket megbízhatóbbaknak tartjuk, és az eredmények ismertetését ezzel a területtel kezdjük.

#### 4.1. Peloponnészosz–Égei térség

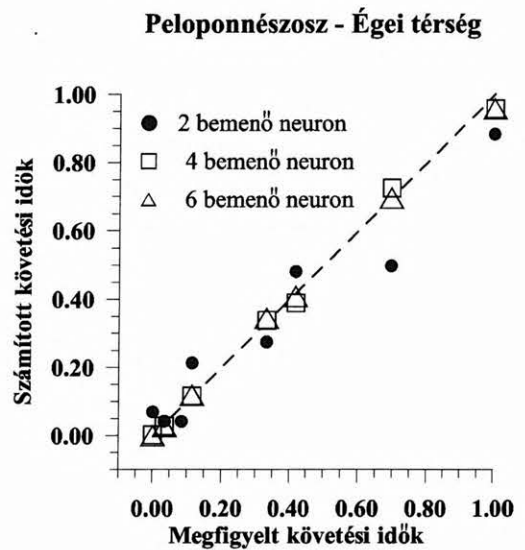
Számunkra elsősorban az erős,  $M \geq 6,0$  méretű földrengések előfordulásai érdekesek; ezek adatainkban a legnagyobb rengések. A Peloponnészosz–Égei térségben a vizsgált 15 év során 9 ilyen rengés keletkezett (mérettartományuk  $M=6,0-6,9$ ), közepes visszatérési idejük  $\sim 1,7$  év. Modellezésünk célja nagy rengések előfordulási időpontjainak szimulálása volt, így a modellek kimeneti paramétereként az egymás utáni rengések között eltelt időtartamok szolgáltak. Mint fentebb már említettük, a hálózatok betanítása az  $M \geq 6,0$  rengések közötti időintervallumokon meghatározott közepes rengésgyakorisági értékek (és bizonyos esetekben, amikor elég adat áll rendelkezésre, különböző magnitúdósávokban is mutatott gyakoriságok) mint bemeneti paraméterek alapján történt. A közepes gyakoriságokat az említett intervallumokon a kumulatív gyakorisági görbékhez legkisebb négyzetes eljárással illesztett egyenes meredeksége szolgáltatta. Indokoltnak tartjuk némi magyarázattal szolgálni választásunkat illetően.

Nagy földrengések előfordulásaira tipikusnak mondható, hogy a rengés mindig együtt jár a szeizmikus aktivitás változásaival. A rengések lehetséges előhírnökeit illetően azonban nincs egységes álláspont. ENEVA, BENZION [1997a] figyelemre méltó erőfeszítést tettek a különböző szeizmicitási paraméterek lehetséges prediktív erejének kvantifikálására, de ez a vizsgálat sem vezetett egyértelmű eredményekhez. A szeizmicitás rengési előjelként értelmezhető változásaival kapcsolatos legtöbb vizsgálatban a rengések méret szerinti gyakoriságát jellemző szeizmikus  $b$  paraméterről és a rengések időbeli gyakoriságáról esik szó. A bizonyos időtartamokon tapasztalt közepes rengésgyakoriság kiinduló információként történő kezelése a fenti témával kapcsolatos vizsgálatokban egyedinek mondható. A legtöbb ilyen vizsgálatban a fő figyelem a várható nagy rengés környezetben lehetséges változásokra összpontosul, vagyis csak az időben és térben igen közeli szeizmicitás-variációk kerülnek képbe. Jelen diszkusszió keretében nem áll módunkban kitérni olyan elméletek ismertetésére, amelyek szerint térben és időben távoli erőknél is lehet szerepe a földrengésgenezisben [pl. MAIN 1995]. Az mindenesetre kétségtelen, hogy törekedni kell különbséget tenni egy nagy földrengést megelőzően vagy követően kialakult anomáliák között. Gyakran azonban nehéz dolog a disztinkválás, különösen pedig olyan esetekben amikor valamely területen nagyobb gyakorisággal jelentkeznek erős rengések. Általában nem világos, mekkora időtartamokra kell tekintettel lenni egy esetleg készülődő nagy rengést megelőző anomáliák azonosítását célzó vizsgálatban. A közepes gyakorisági értékek viszont a feszültségterek változásait adott területen mintegy integráltan jellemzik, megbízhatóan számíthatók, és alkalmazásuk-

kal a modellekben olyan információ is szerephez jut, ami a nagy rengéseket jóval megelőző időpontokból származik.

A hálózat sikeres betanítására a bemeneti-kimeneti paraméterkészletnek jól kell jellemezni a modellezés tárgyát képező jelenség sajátosságait. Numerikus kísérleteket folytatunk a bemeneti paraméterek legjobb elrendezésének kiderítésére. Két eltérő magnitúdósávban mutatott gyakoriságok —  $v_1$  a  $3,5 \leq M < 4,0$  intervallumban ( $n_1=5157$ ) és  $v_2$  az  $M \geq 4,0$  méretű rengésekre ( $n_2=2794$ ) — alkalmazása a hálózati modell jobb működését eredményezte. A modell nem bizonyult elegendően stabilnak, amikor a bemeneti paraméterek készlete csak a teljes magnitúdó-intervallumra érvényes gyakoriságokat tartalmazta. Ez nyilván annak tulajdonítható, hogy a gyakoriságok értékében jelentős eltérések mutatkoznak a két sávban.

Fentiek alapján tehát a  $v_{1p}$  és  $v_{2p}$  gyakoriságok alkották a bemeneti paraméterek készletét, ahol  $p$  a  $p$ -edik és az utána következő nagy rengés közötti időtartamot jelöli. A görög adatrendszerre  $p=1, \dots, 8$ . Különböző számú elemből álló bemeneti rétegeket vizsgálva kiderült, hogy olyan elrendezés tekintendő a legjobbnak, amikor a réteg a következő négy neuronból épül fel:  $v_{1, p-1}, v_{2, p-1}, v_{1, p}, v_{2, p}$ . A betanított neurális hálózati modell működésének eredményeit a Peloponnészosz–Égei térségre vonatkozóan a 8. ábra szemlélteti.



8. ábra. Nagy ( $M \geq 6,0$ ) rengések megfigyelt, és eltérő felépítésű neurális hálózati modellekkel számított követési időtartamai normált egységben. A normált intervallumhatárok a valóságban 0,004 év és 4,997 év követési időt jelentenek. A követési idők a sorrendben 2. (két bemeneti neuron esetén az 1.) nagy rengés keletkezésétől mint kezdő időponttól datálódnak

Fig. 8. Scatter diagram showing the observed origin times and occurrence times calculated with neural networks of different structures. Dots represent results when network operates with 2 input neurons. Open squares: 4 input neurons. Triangles: 6 input neurons. Data are scaled in the 0–1 range

Az ábra a megfigyelt és modellszámításokból adódó követési időtartamokat mutatja sorrendben a 2. (2 bemeneti neuron esetén az 1.) nagy rengés keletkezésétől mint kezdő időponttól mérve. Mivel az alkalmazott aktivációs függvény értékészlete a 0–1 tartományba esik, időnormalizálást kellett végeznünk a



$$\Delta t_p^{\text{norm}} = \frac{\Delta t_p - \Delta t_p^{\text{min}}}{\Delta t_p^{\text{max}} - \Delta t_p^{\text{min}}} \quad (6)$$

összefüggésnek megfelelően, ahol  $\Delta t_p$  a nagy rengések között megfigyelt időtartamok, a min, max indexek pedig az adott esetben legrövidebb, illetve leghosszabb időtartamokat jelölik. A  $v_1$ ,  $v_2$  gyakoriságok jelen esetben a 180–540, illetve 120–1300 esemény/év tartományokba eső értékeket mutattak. A normált 0–1 intervallumhatárok a valószínűségben 0,004 és 4,997 évnek felelnek meg. Minél jobb a hálózat teljesítménye, az eredmények annál jobban simulnak a 45 °-os dőlésű egyeneshez. Az ábrán látható, hogy mindössze két bemeneti neuron esetében, amikor csak a  $v_{1,p}$  és  $v_{2,p}$  értékpárok kerültek alkalmazásra, a hálózat teljesítménye jelentősen romlik. Másrészt, 6 bemeneti neuron sem javított észrevehetően a betanítás pontosságán. A megfelelő választ adó hálózati struktúrát illetően felmerülhet a kérdés, hogy lehet-e ennek kimutatható kapcsolata a földrengésgenezis fizikájával. Arra, hogy nemcsak egy, a rengést közvetlenül megelőző időintervallumot kellett tekintetbe venni a modell elegendően jó teljesítményéhez, magyarázatul szolgálhat, hogy önmagában még egy erős földrengés sem képes kioldani egy forrásterületen kialakult feszültség-felhalmozódást.

Említettük, hogy jelen esetben 8 paraméterkészlet áll rendelkezésre a neurális hálózatok betanítására. Általában elmondható, hogy a bemeneti paraméterek szükséges száma a vizsgált probléma természetétől és a hálózattal szembeni pontossági elvárásoktól függ. Noha léteznek bizonyos útmutatások ebben a vonatkozásban [pl. BAUM, HAUSLER 1989], a tapasztalatnak nagy szerepe van megfelelő bemeneti paraméterkészletek megválasztásában. Ha túl kevés a betanításra alkalmazott paraméter, a hálózat teljesítménye gyenge, a teljes hiba jelentősen túllépi az ilyen típusú modellezésekben általában elvárt ~10%-ot, ami esetünkben kb. ±0,5 évnek felel meg. Másrészt viszont, kelleténél több paraméter „túltrenirozza” a hálózatot, ami az általánosság rovására megy.

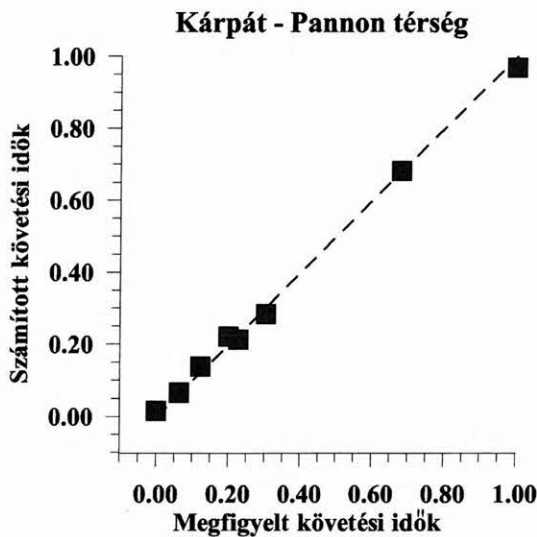
A betanítás folyamatának eredményeként rendelkezésünkre áll a kapcsolatok súlyainak készlete, minek alapján a hálózat „emlékezik” minden előző bemeneti-kimeneti vektorra, és a tanításnak megfelelően választ tud adni eleddig ismeretlen bemeneti mintázatra is. A betanított hálózattal földrengés-előrejelzést végeztünk, vagyis számítottuk a térségben várhatóan bekövetkező nagy rengés előfordulásának időpontját. Erre az „előrejelzésre” a bemeneti paraméterek készletét a területen előfordult utolsó két nagy rengés közötti (1990,455. év és 1995,452. év) közepes gyakoriságok ( $v_{1,8}$ ,  $v_{2,8}$ ), és az ezt követő intervallumra (1995,452–1996,996. évek) vonatkozó közepes gyakoriságok ( $v_{1,9}$ ,  $v_{2,9}$ ) képezték. Az 1996,996. évi időpont a rendelkezésünkre álló adatsor időrendben legutolsó adata, ezzel zárul az általunk vizsgált időszak, tehát azzal a belső feltételezéssel élünk, hogy a közepes gyakorisági értékek az 1995,452-ben előfordult utolsó nagy rengés és a jövőben várhatóan következő rengés között ugyanakkorak lesznek, mint a  $v_{1,9}$ ,  $v_{2,9}$  gyakoriságok. Elismerve, hogy ez valamennyire torzíthatja becslésünk eredményét, az adatsorunk utáni jövőben várható nagy rengés időpontjára 1995,452. naptári év + 0,8977 normált évet kaptunk, ami valós időben 1999. december 10. körüli dátumnak felel meg. A kérdéses területen (Athén-közi epicentrummal) 1999. szeptember

7-én valóban be is következett egy pusztító,  $M=5,9$ -es méretű rengés. A pusztítás mértékére jellemző, hogy a 125 halálos áldozat mellett több mint 100 ezer ember maradt otthon nélkül. Figyelemre méltó a becslés és valóban bekövetkezett kipattanási időpontok hibahatáron belüli igen jó egyezése. Közelmúltban tudomást szereztünk egy másik erős rengésről is, melynek keletkezését modellünk nem prognosztizálta. A kérdés vizsgálatához hosszabb, lehetőleg a rengés minél szűkebb környezetének adataival végzendő számítások szükségesek (annál is inkább, mert a rengés a kérdéses terület eléggé periférikus részére esik). A lokalizálásra való törekvésnek korlátot szab az adatok számossága, ettől függetlenül azonban szándékunkban áll a vizsgálatot elvégezni és az eredményeket egy további tanulmányban ismertetni.

#### 4.2. Kárpát–pannon térség

Az 1880. évtől kezdődően 10 nagy rengés fordult elő a területen, a magnitúdók tartománya  $M=6,0$ – $7,2$ , a rengések közepes visszatérési ideje ~12 év. Az epicentrumok helyét tekintve az összes nagy rengés kivétel nélkül peremvidékekre, Háromszék–Vrancsaföld, Horvátország, Bosznia területére esik. A 2. pontban részletezett heterogenitási problémák miatt csak az  $M \geq 4,0$  méretű rengéseket használhattuk fel a neurális hálózati modell betanítására. Az ilyen események száma összesen 375, továbbá két olyan nagy rengés által határolt időintervallum is van, amelyek egyenként mindössze három rengést tartalmaznak. Ezért nem állt módunkban különböző magnitúdó-sávokban érvényes gyakoriságokkal számolnunk, mindegyik időintervallumban csak egy, a teljes  $M \geq 4,0$  mérettartományra vonatkozó  $v_p$  gyakoriság áll rendelkezésre. A számított gyakoriságok az 1–15 esemény/év intervallumba esnek, mintegy két nagyságrenddel kisebbek az Égei-térségre vonatkozó értékeknél. Mint fentebb is említettük, célunk a nagy rengések előfordulási időpontjainak becslése volt, ennek megfelelően a hálózat kimeneti paramétereként itt is a szomszédos nagy rengések közötti időtartamok szolgáltak. Különböző felépítésű hálózatokon végzett modellszámításokkal a legjobb teljesítményt olyan hálózati struktúrával sikerült elérnünk, amelyben a bemeneti paramétereket a  $v_{p-1}$ ,  $v_p$ ,  $M_{p-1}$ ,  $M_p$  mennyiségek alkották, ahol  $v_p$  az előzőknek megfelelően a közepes gyakoriság a  $p$ -edik és az utána következő nagy rengés közötti időintervallumban, és  $M_p$  a  $p$ -edik nagy rengés magnitúdója. Mint előző esetben is, a hálózat sikeres működéséhez, egy rengés időpontjának elegendően pontos becsléséhez olyan struktúra szükségeltetett, amelyben nem egy, hanem két, sorban előbbi rengésre vonatkozó információ került felhasználásra. A megfelelő pontosságú betanítás eléréséhez szükségesnek bizonyult a nagy rengések magnitúdóit is tekintetbe vennünk. Az Égei-térségben viszont a magnitúdók bemeneti paraméterként történő alkalmazásával (6 bemeneti neuron esete a 8. ábrán) nem javult számottevően a modellezés teljesítménye. Ez valószínűleg azzal magyarázható, hogy a legtöbb kérdéses rengés magnitúdója ott 6,0–6,2 körüli érték, vagyis az ennél nagyobb magnitúdók nem szerepelnek reprezentatívan a betanításra szolgáló paraméterkészletben. A Kárpát-medence környezetének nagy rengései viszont egyenletesebb méreteloszlásúak a szélesebb  $M=6,0$ – $7,2$  tartományban.

Az eredményeket bemutató 9. ábrán látható, hogy a becsült előfordulási idők a Kárpát-medence esetében is igen jó egyezést mutatnak a megfigyelt kipattanási időkel. A 10%-os betanítási pontosság jelen esetben  $\pm 2,8$  év pontosságnak felel meg. Ez az intervallum öt-hatszorosa a görög adatoknál elért pontatlanságnak, de még így sem rosszabb más létező hosszú távú becslési módok teljesítményénél. ENEVA, BEN-ZION [1997a] szerint például, az általuk vizsgált és előhírnökként szóba jöhetőnek tekintett szeizmicitás-paraméterekben az  $M \geq 6,0$  rengéseket megelőzően mintegy 2,5 év folyamán keletkeznek lokális extrémumok. A Kárpát-medence térségében várható legközelebbi nagy rengés időpontját a betanított hálózattal fentiekben ismertetett módon számítva, a várható időpontra a 2012,05 év, vagyis a 2012. január 18. körüli dátum adódott. Utóbbi becslés bemenő adataiként szolgáló közepes gyakoriságok itt az utolsó nagy rengés ideje (1986,663. év) és adatsorunk végpontja (1994,992. év) közötti időtartamra, valamint az ezt közvetlenül megelőző két nagy rengés közötti intervallumra vonatkoznak.



9. ábra. Ugyanaz, mint a 8. ábrán, csak a Kárpát–pannon térségre vonatkozóan. A modell 4 bemeneti neuront tartalmaz. A normált intervallumhatárok itt 1,003 év és 29,013 év követési időnek felelnek meg

Fig. 9. Same as Figure 8., but for the Carpathian–Pannonian region. Model here includes 4 input neurons, and the scaled 0–1 time range limits correspond respectively to 1.003 yr. and 29.013 yr. in the real time domain

## 5. Záró megjegyzések

Földrengések előrejelzése jelenleg a szeizmológia legnagyobbnak mondható megoldatlan problémája. A szeizmikus folyamat komplexitása indokoltá tesz különböző közelítési módokon alapuló és különböző modellek konstruálásával végzett próbálkozásokat. A hosszú távú előrejelzési stratégiák általában földrengés-katalogusok vizsgálatán alapulnak, ezek tekinthetők ugyanis a legmegbízhatóbb adatbázisoknak előjelként értelmezhető anomáliák kvantitatív kimutatásához. A nagy földrengések statisztikus kimutathatóságával kapcsolatos modern elgondolások (szeizmicitás mint önszerveződésű kritikus jelenség; pl.

HERGARTEN [2002]) sikere talán példaként szolgálhat a valós értelemben vett kimutathatósági várakozások számára is. Ilyen értelmű próbálkozásnak tekinthető a neurális hálózatokkal történő modellezés is, amely ugyan igen sematikus közelítési mód, de eddig eléggé effektívnek mutatkozott több, tanulmányunk elején említett szeizmikus jelenség vizsgálata során. Egy sematikus, „fekete dobozként” működő eljárás alkalmazását indokolta teszi az a tény, hogy a szeizmogenezis nem lineáris, sokváltozós folyamat, amelynek fizikájáról még most is hiányosak az ismereteink.

A jelen vizsgálatban neurális hálózati modelleket építettünk fel, és két szeizmicitási adatrendszer felhasználásával „betanítottuk”, alkalmassá tettük ezeket a modelleket egyedi nagy földrengések várható előfordulási időpontjainak becslésére. A betanítási paraméterkészlet bizonyos gyengesége ellenére, amely abból származik, hogy eléggé kevés a nagy rengések száma az adatokban, a modellek teljesítményét kielégítőnek értékeljük, és az eljárást hasznosnak ítéljük jelen és hasonló problémák vizsgálatára.

„Fekete doboz” természetete mellett jelen eljárás közepes szeizmikus gyakoriságokon, és nem eloszlási mintázatokban lehetséges változásokon és/vagy empirikusan megállapított riasztási küszöbértékeken alapul. Ez a közelítés lehetővé teszi korábbi erős földrengésekről szóló információ felhasználását is. Földrengés-populációk tér, idő és méret szerinti eloszlását jellemző paraméterek közül jelen esetben csak az idő szerinti jellemzőket vizsgáltuk. A többi dimenzióba történő kiterjesztés érdekes további kutatás tárgyául szolgálhat.

## Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki dr. K. YAMASHITA-nak (Earthquake Prediction Res. Center, Tokai Univ., Japan), egy számítási eljárás és számítógépes program rendelkezésre bocsátásáért.

A munka OTKA támogatással készült, a témapályázat nyilvántartási száma T16 47062.

## HIVATKOZÁSOK

- ANDERSON J. A. 1995: An Introduction to Neural Networks (Neural Network Modelling and Connectionism). MIT Press, Cambridge, MA
- BADA G., HORVÁTH F., GERNER P., FEJES I. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *J. Geodyn.* **27**, 501–527
- BAUM E. B., HAUSSLER O. 1989: What size net gives valid generalization. *Neural Comput.* **1**, 151–160
- CARLSON J. M. 1991: Time intervals between characteristic earthquakes and correlations with smaller events: an analysis based on mechanical model of a fault to appear. *J. Geophys. Res.* **96**, 4255–4267
- CHIARUTTINI C., ROBERTO V., SAITTA F. 1989: Artificial intelligence techniques in seismic signal interpretation. *Geophys. J. Int.* **98**, 223–232
- DAI H., MACBETH C., 1997: The application of back-propagation neural network to automatic picking seismic arrivals from single-component recordings. *J. Geophys. Res.* **102**, 15105–15113
- DAVIS P. M., JACKSON D. D., KAGAN Y. Y. 1989: The longer it has been since the last earthquake, the longer the expected time till the next? *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**, 1439–1456

- ENEVA M., BEN-ZION Y. 1997a: Techniques and parameters to analyse seismicity patterns associated with large earthquakes. *J. Geophys. Res.* **102**, 17785–17795
- ENEVA M., BEN-ZION, Y. 1997b: Application of pattern recognition techniques to earthquake catalogs generated by models of segmented fault systems in three-dimensional elastic solids. *J. Geophys. Res.* **102**, 24513–24528
- ENEVA M., HABERMANN R. E., HAMBURGER M. W. 1994: Artificial and natural changes in the rates of seismic activity: a case study of the Garm region, Tadjikistan (CIS). *Geophys. J. Int.* **116**, 157–172
- FLOOD I., KARTAM N. 1994: Neural networks in civil engineering. I: Principles and understanding. *J. Comp. Civ. Eng.* **8**, 131–148
- FRASER-SMITH A. C., BERNARDI A., MCGILL P. R., LADD M. E., HELLIWELL R. A., VILLARD jr, O. G. 1990: Low-frequency magnetic measurements near the epicenter of the  $M_S$  7.1 Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett.* **17**, 1465–1468
- GELLER R. 1996. Debate on evaluation of the VAN method: Editor's introduction. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1291–1293
- HABERMANN R. E. 1987: Man-made changes of seismicity rates. *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 141–159
- HABERMANN R. E. 1988: Precursory seismic quiescence: past, present and future. *Pure Appl. Geophys.* **126**, 279–318
- HABERMANN R. E. 1991: Seismicity rate variations and systematic changes in magnitudes in teleseismic catalogs. *Tectonophysics* **193**, 277–290
- HERGARTEN S. 2002: *Self-Organized Criticality in Earth Systems*. Springer Verlag, Berlin
- HIROSE Y., YAMASHITA K., HUIYA S. 1991: Back-propagation algorithm which varies the number of hidden units. *Neural Networks* **4**, 61–66
- HORVÁTH F. 2004: A Pannon-medence földtani-geofizikai modellje. *Magyar Geofizika* **45** (különszám), 102–107
- HORVÁTH F., CLOETINGH S. 1996: Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* **266**, 287–300
- HORVÁTH G. (Ed.) 1998: *Neurális hálózatok és műszaki alkalmazásaik*. Műegyetemi Kiadó, Budapest, 6–112
- KAGAN Y. Y. 1996: VAN earthquake predictions — an attempt at statistical evaluation. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1315–1318
- KAGAN Y. Y., JACKSON D. 1991: Long-term earthquake clustering. *Geophys. J. Int.* **104**, 117–133
- KIRATZI A., PAPAACHOS C. B. 1995. Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics* **243**, 1–24
- MAIN I. G. 1995: Earthquakes as critical phenomena: implications for probabilistic seismic hazard analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1299–1308
- MATTHEWS M. V., REASENBERG P. A. 1988. Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns. *Pure Appl. Geophys.* **126**, 357–372
- MOLCHAN G. M., KAGAN Y. Y. 1992: Earthquake prediction and its optimization. *J. Geophys. Res.* **97**, 4823–4838
- OGATA Y. 1988: Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes. *J. Am. Statist. Assoc.* **83**, 9–27
- OMORI F. 1894: On the aftershocks of earthquakes. *J. Coll. Sci., Tokyo Imp. Univ.* **7**, 111–200
- PAPAACHOS B., KIRATZI A., PAPAACHOS E. 1991: Regional focal mechanism for earthquakes in the Aegean sea. *Pure Appl. Geophys.* **136**, 405–420
- PROZOROV A. G., DZIEWONSKI A. M. 1982: A method of studying variations in the clustering property of earthquakes: application to the analysis of global seismicity. *J. Geophys. Res.* **87**, 2829–2839
- REASENBERG P. 1985: Second-order moment of Central California seismicity, 1969–1982. *J. Geophys. Res.* **90**, 5479–5495
- ROLEOFFS E. A. 1988: Hydrologic precursors to earthquakes: a review. *Pure Appl. Geophys.* **126**, 177–209
- 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*
- RUMELHART D. E., HINTON G. E., WILLIAMS R. S. 1986: Learning representations by back-propagating errors. *Nature* **323**, 533–536
- SHAW B. E., CARLSON J. M., LANGER J. S. 1992: Patterns of seismic activity preceding large earthquakes. *J. Geophys. Res.* **97**, 479–488
- SHLIEN S., TOKSÖZ N. M. 1970: Clustering model for earthquake occurrences. *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 1765–1787
- SMALLEY jr. R. F., CHATELAIN J. L., TURCOTTE D. L., PRÉVOT R. 1987: A fractal approach to the clustering of earthquakes: application to the seismicity of the New Hebrides. *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 1368–1381
- SMITH J., ELI R. N. 1995: Neural-network models of rainfall-runoff process. *J. Water. Res. Plan. Mngmnt.* **121**, 499–514
- SYKES L. R. 1983: Predicting great earthquakes. *In: KANAMORI H., BOSCH E. (Eds): Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation. Proc. Enrico Fermi Int. School of Phys., Amsterdam, p. 398–411*
- SZEIDOVITZ GY., GRIBOVSZKI K., HAJÓSY A. 2002: Várható földrengések az Érmellék és Nyírség területén. *Magyar Geofizika* **43**, 161–179
- TRIEP E. G., SYKES L. R. 1997: Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazard assessments. *J. Geophys. Res.* **102**, 9923–9948
- WALLACE R. E., DAVIS J. F., MCNALLY K. C. 1984: Terms for expressing earthquake potential, prediction, and probability. *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1819–1825
- WYSS M., BURFORD R. O. 1987: Occurrence of a predicted earthquake on the San Andreas fault. *Nature* **329**, 323–325
- ZSÍROS T. 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456–1995). MTA GGKI, Szeizmológiai Observatórium, Budapest
- ZSÍROS T., MÓNUS P., TÓTH L. 1988: Hungarian Earthquake Catalog (456–1986). MTA GGKI, Szeizmológiai Observatórium, Budapest