

Gravitációs lineamensek és a földrengéeloszlás kapcsolata Magyarországon¹

SZABÓ ZOLTÁN, PÁNCICS ZOLTÁN²

A geofizikai, főleg a gravitációs adatokból szerkesztett szerkezeti lineamensek általában a medencealjzat domborzatának hatását tükrözik. Amennyiben a domborzati formákat törések menti kiemelkedések, süllyedések, illetve elmozdulások alakították, akkor a lineamensek is a törések hatását tükrözik. A geofizikai adatokból szerkesztett lineamensek önmagukban nem elegendők egy-egy terület földrengés-veszélyeztetettségének megítéléséhez, ehhez szükség van szeizmológiai ismeretekre is. A lineamensek segítségével kapcsolatot találhatunk az egyes, látszólag szórta elhelyezkedő földrengés epicentrumok között, ezáltal lehetővé téve az egyes forrásterületek körülhatárolását és a különböző forrásterületek közötti összefüggések tisztázását. A maximális gradiens módszer segítségével elkészítettük a gravitációs lineamens térkép három változatát. Az első változat a Bouguer-anomália térképen alapszik, a második és harmadik változat a medencehatással javított gravitációs térképen. A lineamens térképek korrelálnak a történelmi földrengéeloszlással, illetve a Paksi Atomerőmű mikro szeizmológiai hálózata által 1995–96-ban regisztrált földrengésekkel.

Z. SZABÓ, Z. PÁNCICS: Gravity lineaments and earthquake distribution in Hungary

The structural lineaments constructed from gravity data are reflecting the effect of the topography of the basement. If the topographic features of the basement were formed by horizontal and/or vertical block movements then the lineaments are marking faults. The structural lineaments based on geophysical data are not enough to make a proper judgement about the seismic hazard of a region, seismological data are indispensable. With the help of structural lineaments relationship can be found among scattered earthquake epicentres, individual source-regions can be delineated and their relationships cleared. Three versions of gravity lineament maps based on the maximum gradients method were prepared. The first version was based on the Bouguer anomaly map of Hungary, the second and the third versions were based on the gravity map corrected by basin effect. The lineament maps were correlated with the distribution of historical earthquakes and the earthquakes registered by the microseismological network of Paks Nuclear Power Plant in 1995–96.

1. Bevezetés

A különböző geofizikai módszerek a Föld belsejét alkotó kőzetek fizikai paramétereinek (sűrűség, mágneses szuszceptibilitás, sebesség, ellenállás stb.) eloszlását vizsgálják, ezért olyan szerkezeti elemek és felületek kimutatására alkalmasak, amelyek mentén a felsorolt kőzefizikai paraméterek megváltoznak. Az is nyilvánvaló, hogy csak azok lehetnek geofizikai módszerekkel jól nyomon követhető felületek, ill. szerkezeti vonalak, amelyek mentén a kőzefizikai paraméterek egyike vagy másika hirtelen ugrásszerűen megváltozik. Magyarország területén ilyen felület a neogén medence aljzata, ahol a medencét kitöltő fiatal üledékek az aljzatot felépítő idősebb konszolidált kőzetekre települnek. Ahol a kőzefizikai paraméterek fokozatosan változnak (pl. nagy mélységű medencékben, ahol a medenceüledékek sűrűsége és sebessége megközelíti az aljzatét), ott a geofizikai

anomáliák elmosódottakká válnak, nyomon követhetőségük bizonytalan.

A földrengések oka a Föld belsejében kialakuló feszültségekben rejlik. E feszültségek forrása a kontinentális és óceáni lemezek mozgása, ütközése, szubdukciója. Nagyméretű, litoszférikus rengések ilyen ütközési zónákra, ún. aktív lemezszegélyekre korlátozódnak (pl. Amerika Ny-i partvonala, Japán stb.). A magyarországi földrengések ún. lemezen belüli rengések, fészekmélységük nem haladja meg a 10 km-t, tehát a medencealjzattól származnak.

A Pannon-medence aljzatának összetétele és szerkezete igen változatos, a földtörténet során különböző eredetű lemeztörésekből állt össze. Hogy az egyes egységeken belüli örökölt törések, az egységeket elválasztó legfőbb szerkezeti vonalak, ill. a mai összeállt medencealjzatot harántoló fiatalabb törésvonalak közül melyek kapcsolatosak földrengésekkel, igen nehéz megállapítani. Talán ezért lehetséges, hogy egyes földtani szakemberek tagadják a magyarországi törésrendszer és a földrengések kapcsolatát. Az igazság sokkal inkább abban rejlik, hogy még mindig nem ismerjük kellőképpen Magyarország tektonikáját ahhoz, hogy

¹ Beérkezett: 1997. március 18-án

² Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

egyértelmű kapcsolatot állapítsunk meg a törésrendszer és a földrengéssel között.

A földrengéssel és földtani szerkezet közötti korreláció vizsgálatát tovább nehezíti, hogy műszeres földrengés-megfigyeléseink csak a XX. század elejétől vannak. Az épületkárokat okozó történelmi rengések feljegyzéseit kb. az 1763-as komáromi földrengés óta tekinthetjük többé-kevésbé megbízhatónak. A hazánk területén tapasztalt mérsékelt szeizmicitás következtében ez az alig több, mint 200 évre visszatekintő adatsor messze nem elegendő a földrengési tevékenység törvényszerűségeinek pontos feltárására.

E tekintetben hazánk területe nem egyedülálló, hasonló a helyzet például az USA keleti területein, amelynek földrengés-tevékenysége nagyon hasonlít a magyarországihoz: a földrengések mérsékelt gyakoriságúak és intenzitásúak, és felszínen észlelhető töréseket nem okoznak. A szakemberek vizsgálatai során azonban egyre nő azon bizonyítékok száma, amelyek arra utalnak, hogy a földrengés-tevékenység leginkább a mezozoós és paleozoós deformációk reaktiválódott zónáiban koncentrálódik [HILL 1987]. A mérsékelt és szórt szeizmicitással jellemezhető területeken elsősorban a szakemberek tapasztalataira támaszkodva lehet csak megítélni egy-egy terület földrengésveszélyes voltát.

2. A gravitációs adatok felhasználása a szerkezeti elemzéshez

Az elmúlt évtizedben Magyarországon is előtérbe kerültek a földrengés-veszélyeztetettséggel kapcsolatos vizsgálatok. A földrengés-veszélyeztetettség témában folytatott vizsgálatok közül a gravitációs kutatásokban elért eredményeinket kívánjuk ismertetni. Vizsgálatainkat a 380 000 mérési pontot tartalmazó országos gravitációs alaphálózat adataiból változó sűrűséggel számított Bouguer-anomália térképre alapoztuk. Korlátai mellett a gravitációs módszernek nagy előnye, hogy gravitációs mérésekkel van legegyszerűbben lefedve az ország egész területe, így a feldolgozást mindenütt egységes szempontok alapján, a módszer felbontóképességének megfelelő megbízhatósággal tudtuk végrehajtani.

A Bouguer-anomália térkép a felszín alatt elhelyezkedő tömegek hatását mutatja. Ahol a felszín alatt környezetüknél nagyobb sűrűségű tömegek helyezkednek el, ott pozitív anomáliát, ahol a környezetüknél kisebb sűrűségű tömegek vannak, ott negatív anomáliákat kapunk. Azokon a területeken, ahol a medencealjzatot alkotó kőzetek a felszínen vannak, a térkép természetesen azok hatását

tükrözi. A sekély medenceterületeken, ahol a medencét fiatal, laza — következésképpen kisebb sűrűségű — üledékek töltik ki, a gravitációs térkép a medencealjzat hatását képezi le. Nagyobb medencemélységek felé haladva, az üledékekben bekövetkező kompaktáció miatt a medenceüledék sűrűsége a mélység felé egyre nő és kb. 3000 m mélység körül megközelíti a medencealjzatot képező kőzetek sűrűségét.

Mindezekből az is következik, hogy a gravitációs módszerből levonható következtetések megbízhatósága és felbontóképessége a mélység növekedésével egyre csökken (*I. ábra, A*). Ha a medenceüledékekben horizontális irányú sűrűség inhomogenitás lép fel, ennek hatása természetesen hozzáadódik a medence aljzatát felépítő kőzetek hatásához és a gravitációs térkép értelmezését nagymértékben megnehezíti és bizonytalanná teszi.

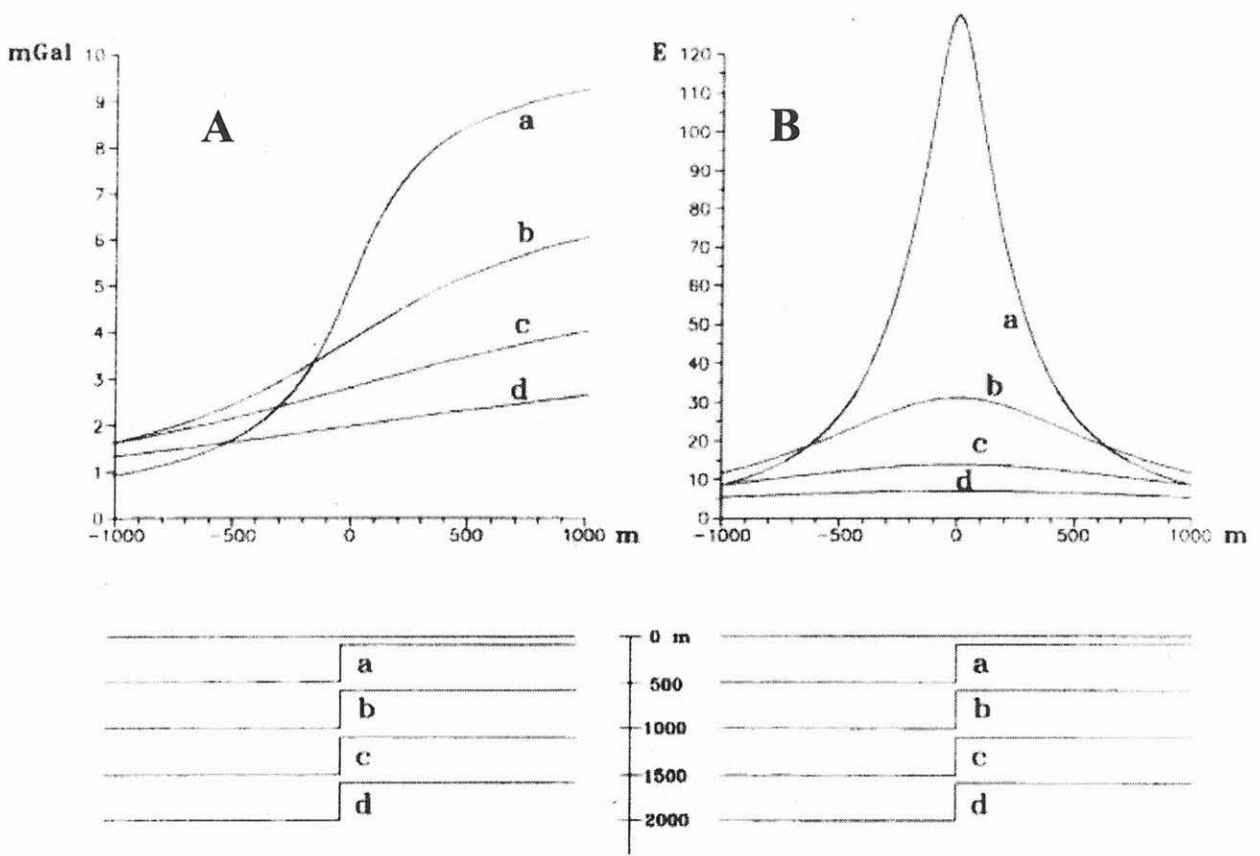
Medenceterületeken a gravitációs anomáliák oka az alábbiakban keresendő:

- a) sűrűség inhomogenitás az üledékösszletben,
- b) sűrűség inhomogenitás a medencealjzatban,
- c) a nagysűrűségű medencealjzat domborzatának változása.

Hazai tapasztalatok szerint a fiatal üledékekben számottevő laterális sűrűségváltozások nincsenek. Így, amennyiben a laterális sűrűségugrások tektonikai folyamatok eredményeképp jöttek létre, akkor a gravitációs térképekből hasznos szerkezeti információkat nyerhetünk, mert az izogammák sűrűsödési (nagy gradiensű) helyei kijelölik a sűrűségugrást létrehozó tektonikai elemeket.

Vonal menti sűrűségugrás kimutatására a legalkalmasabb a gravitációs tér horizontális gradiensének vizsgálata. A horizontális gradiensnek ugyanis a sűrűségugrás helyén lokális maximuma van (*I. ábra, B*). Első lépésként tehát meg kellett határoznunk a horizontális gradiens értékeit. A következő lépés egy olyan számítógépi program elkészítése volt, mely alkalmas a helyi gradiens-maximumok kijelölésére.

A program paraméterei rugalmasan változtathatók attól függően, hogy egy-egy pont milyen sugarú környezetét vizsgálja és környezetétől milyen mértékben eltérő gradiensekre vagyunk kíváncsiak. A program ezenfelül a szomszédos pontok gradiens értékeit is figyelembe tudja venni a maximumhelyek kijelölésénél. Számításainkat az 500 m oldalhosszú négyzethálóra interpolált gravitációs adatszerkezetre alkalmaztuk és különböző peremfeltételek megoldásával több térképváltozatot készítettünk.



1. ábra. Függőleges vető gravitációs hatása (A) és horizontális gradiense (B) a mélység függvényében
 Fig. 1. Gravity effect (A) and horizontal gradients (B) of a vertical fault as a function of depth

A térképek a peremfeltételektől függően többkevesebb gradiens-maximumot jelöltek ki, a mélymedencék területein azonban nagyfokú információhiány jelentkezett (2. ábra). Az információhiány oka egyrészt, hogy a nagymélységű medencealjzat sűrűsége már nem, vagy alig különbözik az üledékek sűrűségétől, másrészt a domborzat hatása a nagy mélység következtében már nagyon lesimítottan jelentkezik, a tér közel egyenletes változása következtében pedig éles gradiens-maximumok megjelenésére nem számíthatunk.

Ahhoz, hogy a mélymedencék területén is értékelhető térképet kapjunk, be kellett vezetnünk a medencealjzat mélységétől függő korrekciót. A korrekció meghatározásához szükségünk volt a pre-tercier medencealjzat térképére és a medenceüledékek sűrűségfüggvényének ismeretére.

3. Magyarország pre-tercier medencealjzat térképe

Geofizikai módszerek szempontjából a fiatal medenceüledékek aljzatát képező felület elsődrendű

diszkordancia felület, jelentős különbség van ugyanis az üledékek és a medencealjzatot képező kőzetek fizikai paraméterei között. A medencealjzat domborzatának megszerkesztése mégsem könnyű feladat, mert nagyon sokféle adat és információ együttes értékelését és feldolgozását követeli meg, és csak a földtan területén dolgozó szakemberek összefogásával készülhetett el [KILÉNYI, RUMPLER 1984]. E térkép mélyfúrás adatok, szeizmikus, geoelektromos és gravitációs mérések adataiból lett megszerkesztve.

A medencealjzat meghatározásához a legmegbízhatóbb adatokat természetesen a mélyfúrások szolgáltatják, azok túlnyomó többsége valamilyen nyersanyag-kutatási céllal mélyült, így térbeli és mélységbeli eloszlásuk igen egyenlőtlen. Medence-területeken a szénhidrogén-kutatási céllal mélyített fúrásokat szinte kivétel nélkül kiemelkedésekre telepítették, így a mélyedésekben általában nincsenek medencealjzatot ért fúrások.

A geofizikai mérések eloszlását túlnyomórészt megint csak a nyersanyagkutatás érdekei szabták meg, így az ország különböző területei különböző mértékben tekinthetők megkutatottnak. A külön-

bőző mértékű megkutatottság hatása tükröződik a geofizikai mérések integrált értelmezéséből származó mélységtérkép megbízhatóságában.

A szénhidrogén-kutatás szempontjából legfontosabb területek: a Dráva-medence, a Zalai-dombság, a Duna-Tisza közének DK-i és a Tiszántúl D-i része. Ezeket a területeket az olajipar részletes szeizmikus reflexiós mérésekkel felmérte, és a mélyfúrások zöme is ide koncentrálódik. Ezek a területek sorolhatók tehát a legjobban megkutatott medenceterületek közé. A mérések minősége természetesen ezeken a területeken is változó és a kutatási mélységet is a szénhidrogén-kutatások célszerűsége szabta meg.

Megkutatottság szempontjából a következő kategóriába sorolható a Kisalföld, a Dunántúli-középhegység előtere és a Mecsek-Villányi hegység környezete.

A térkép készítésének idejében a kevésbé ismert területek közé tartoztak: a Dunántúl Balaton és Mecsek közé eső része, a Duna-Tisza közének nyugati része, valamint — a geofizikai módszerek eredményességét negatívan befolyásoló, nagy vastagságú miocén vulkáni anyag felhalmozódása miatt — a Nyírség területe.

Tekintettel arra, hogy a földtani felépítés nem ismer országhatárokat, a Pannon-medence nem ér véget az országhatárnál, hanem átnyúlik a szomszédos országok területére is. A 80-as évek második felében osztrák és szlovák szakemberekkel való együttműködésben elkészült a Kárpát-medence aljzatdomborzat térképe e három ország területére [KILÉNYI et al. 1991]. Jelenleg ez a legmegbízhatóbb aljzattérkép, ami rendelkezésünkre áll, mert a térkép első variációja kiegészült a legújabb kutatási eredményekkel. Jelen munkához az utóbbi térkép általunk digitalizált változatát használtuk fel.

4. Sűrűségfüggvények

A feladat megoldása szempontjából a legnagyobb problémát a megfelelő sűrűségadatok hiánya jelenti. Az irodalomban publikált magyarországi sűrűségadatokat nem elegendőek megbízható sűrűségfüggvény előállítására, ezért kétféle adatrendszerrel dolgoztunk fel:

a) Az ELGI Tihanyi Obszervatóriumban 1966–70 között végzett, de ez ideig fel nem dolgozott sűrűségmérés adatai;

b) Fúrólukban végzett gamma-gamma mérésekből meghatározott sűrűségadatokat.

A laboratóriumi adatok feldolgozásának keretében összesen 305 mintavételi helyről több mint 12 000 fúrómagon végeztek sűrűség-meghatározást. A

karotázs mérésekből származó sűrűségadatokat feldolgozásánál 69 db mélyfúrás gamma-gamma szelvényezéséből származó sűrűség értékeket vettünk figyelembe. Ezek alapján meghatároztuk az üledékes kőzetek sűrűség-mélység menetét.

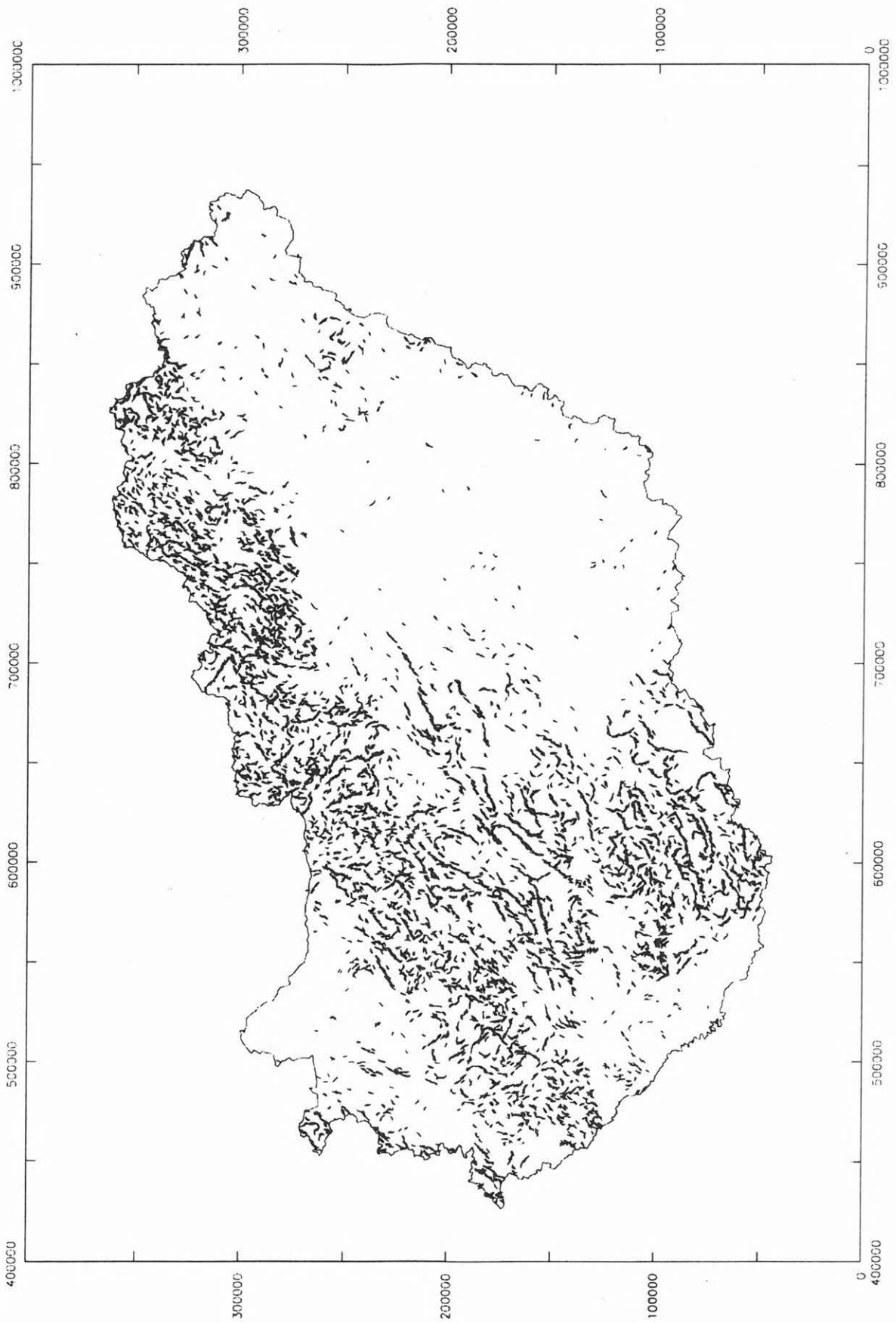
5. Korrekciók

Változatos földtani felépítésű területen, ahol kibúvások és különböző mélységű medencék váltakoznak egymással, a gravitációs tér jellege is különböző. A kibúvásokon és azok környezetében nagy és hirtelen változásokat, következképpen nagy gradienseket észlelünk, míg a mélyebb medencék területén a változások lesimítottak, a gradiens értékek kicsinyek. A gradiens maximumok kiemelésénél nehézséget okoz az alsó küszöbérték megválasztása, ha túl alacsonyra választjuk, akkor a kibúvások környékén igen nagyszámú maximum jelenik meg, ha túl nagyra választjuk, a medenceterületeken adathiány lép fel. Ennek kiküszöbölésére az egységes térképszerkesztéshez figyelembe kellett vennünk ezeket a jelenségeket.

A medencemélység és a sűrűségfüggvény ismeretében korrekcióba vehetjük a mélység és a mélység felé egyre csökkenő sűrűségkülönbségnek a horizontális gradiensre gyakorolt árnyékoló hatását. A mélységtől függő sűrűségkorrekció eredményeképpen a gradienstérkép a medence területeken is kontrasztosabbá vált (3. ábra).

Ahogy az eddig leírtakból is kitűnt, a gravitációs lineamensek elsősorban a medencealjzat domborzatának kialakításában szerepet játszó szerkezeti vonalak detektálására alkalmasak, következképpen a szerkezeti vonalak létrejöttének korára nem adnak közvetlen információt. Szeizmotektonikai célú felhasználásukat azonban indokolja, hogy tektonikailag erősen igénybevett medencealjzat esetén a földrengések kipattanását elsősorban, bár nem kizárólag, a régi törések felújulási zónáiban kell valószínűsíteniünk.

Felmerült annak gondolata, miként lehetne a gravitációs adatokból a földrengések forrászónáinak (átlagosan 8–10 km) megfelelő mélység szerkezetére következtetni. Ahhoz, hogy a gravitációs adatokból a medencealjzat felépítésére és a kéreg szerkezetére nyerjünk információt, a gravitációs térképet meg kell szabadítani a medenceüledékek hatásától. A módszer lényege, hogy a fúrások és egyéb geofizikai eljárások révén megismert üledékes rétegek gravitációs hatását a medencealjzattal kiszámítjuk, és ezzel a hatással



2. ábra. A Bouguer-anomáliákból számított gravitációs lineamentek térképe
 Fig. 2. Gravity lineament map based on Bouguer anomalies

korrigáljuk a Bouguer-anomália értékeket. Ebben az esetben az a helyzet áll elő, mintha a medenceüledékeket a medencealjzatot felépítő kőzetekkel helyettesítenénk. Az üledékhatástól mentesített gravitációs anomália térkép már csak a medencealjzatot képező kőzetek sűrűségkülönbségét és a kéregvastagság változásait tükrözi.

Az üledékek által okozott „tömeghiány” gravitációs hatásának számításához a medencét kitöltő üledékes rétegeket 1×1 km-es vízszintes kiterjedésű és 250 m vastagságú derékszögű hasábokra bontottuk és a hasábok gravitációs hatását minden egyes rácspontra kiszámítottuk. A tömeghiánynak megfelelő hatást hozzáadtuk az illető pontra vonatkozó Bouguer-anomália értékekhez és így kaptuk a „medencehatástól mentesített gravitációs anomália” térképet. Ezzel a módszerrel tehát nagyrészt arról a mélységtartományról szerzünk információt, ahol földrengések pattannak ki, és amely más geofizikai módszerrel csak nehezen és igen költségesen kutatható.

A medencehatástól mentesített térképre alkalmazva a horizontális gradiensek módszerét, elkészítettük a térkép gradiens változatát (4. ábra). A térképen a nagy gradiensű helyek a nagy mélységben nyomozható szerkezeti zónákat jelölik, melyek kapcsolatban állhatnak a földrengések forrászónáival.

Az eredménytérkép megbízhatóságát természetesen befolyásolják a kiindulási adatok, elsősorban a medencealjzat mélységében és az alkalmazott sűrűségfüggvényben rejlő bizonytalanságok. A vizsgálatok szempontjából a Bouguer-anomália térkép megfelelő pontosságú, a legnagyobb bizonytalanságot a medencealjzat nem kellő részletességű ismerete jelenti. Az egységes sűrűségfüggvény alkalmazása ugyancsak közelítés, de tapasztalataink szerint jelentős torzulást nem okoz. A térkép értelmezésénél figyelembe veendő, hogy a történelmi rengések epicentrum helyzetének pontossága sok esetben néhányszor 10 km is lehet.

6. A földrengéseloszlás és a lineamensek kapcsolata

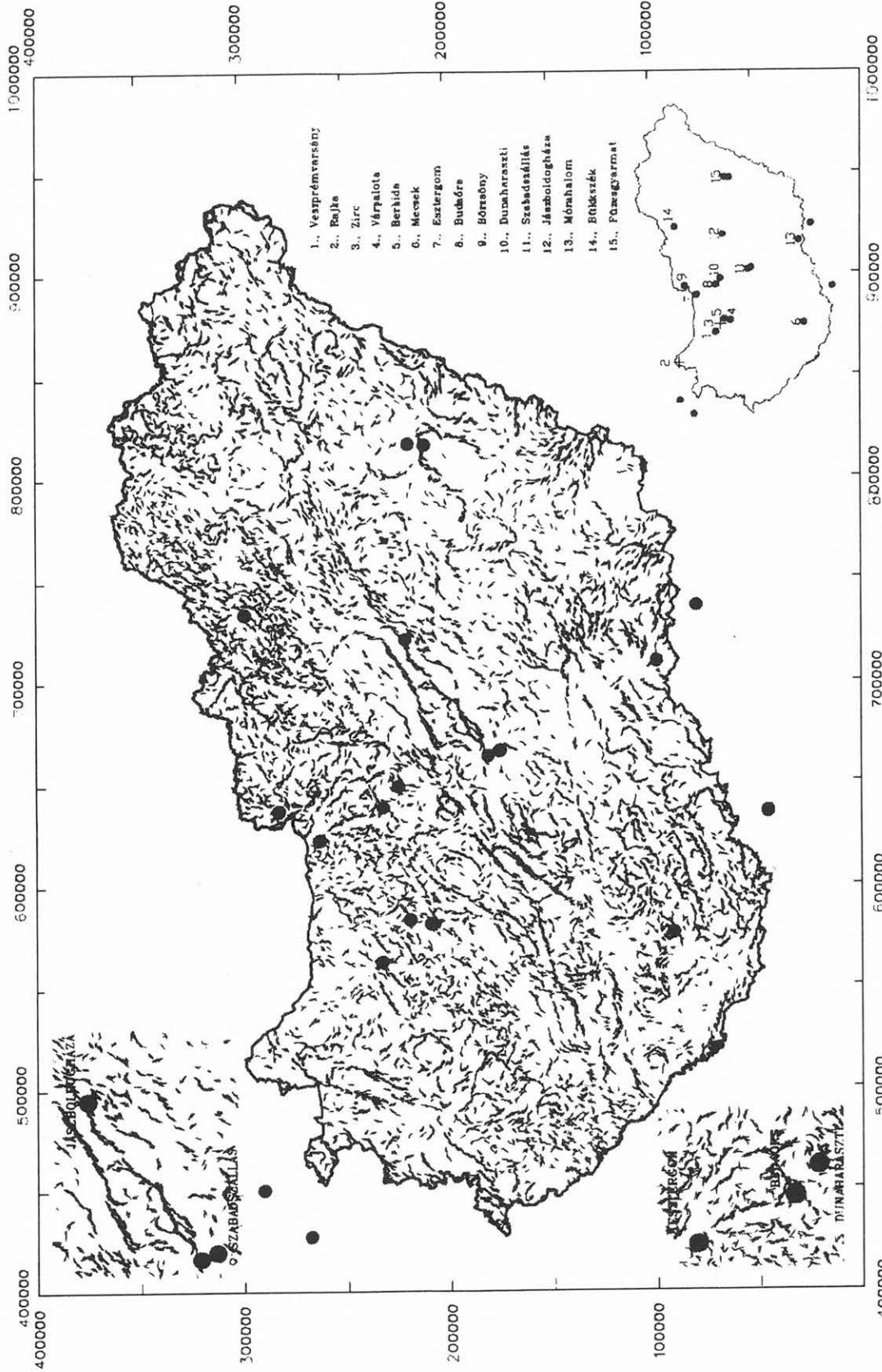
Vizsgálatainkhoz a földrengésadatokat a MTA GGKI munkatársai által összeállított földrengés-katalógusból vettük [ZSÍROS et al. 1988]. A gradienstérképeken kirajzolódó lineamensek és a földrengéseloszlás kapcsolatának tanulmányozásához a 4. ábrán feltüntettük mindazon történelmi rengéseket, melyeknek epicentruma legalább ± 10 km megbízhatósággal ismert. Az epicentrumokat ábrázoló

körök sugarát a meghatározás pontosságának megfelelően választottuk és a térkép méretarányában ábrázoltuk. A térképet tanulmányozva megállapíthatjuk, hogy az epicentrumok egyes helyeken ismert szerkezeti elemekhez kapcsolódó lineamensek mentén koncentrálnak (pl. Kapos vonal, Közép-magyarországi diszlokációs zóna DNy-i és jászvári szakasza stb.). Más helyeken ugyancsak mutatkozik vonal menti felfűződés (pl. Komárom–Berhida, Rajka–Zirc), de ezeknek vagy nagyon gyengén, vagy egyáltalán nincs nyomuk sem a lineamensekben, sem az ismert földtani szerkezetben. Mivel a gravitációs lineamensek hirtelen horizontális sűrűségváltozások helyeit jelölik, ahol a földrengések egy-egy lineamens mentén helyezkednek el, ott földtani okot kell keresnünk, akár van tudomásunk róla, akár nincs. Azok a földrengések viszont, melyek bár vonal menti elrendezést mutatnak, de nincs látszólagos kapcsolatuk a lineamensekkel, olyan feszültségzónához tartoznak, amelyek nem vonal menti sűrűségváltozással kapcsolatosak — hiszen a feszültségzónák nem kapcsolódnak szükségszerűen földtani határokhoz.

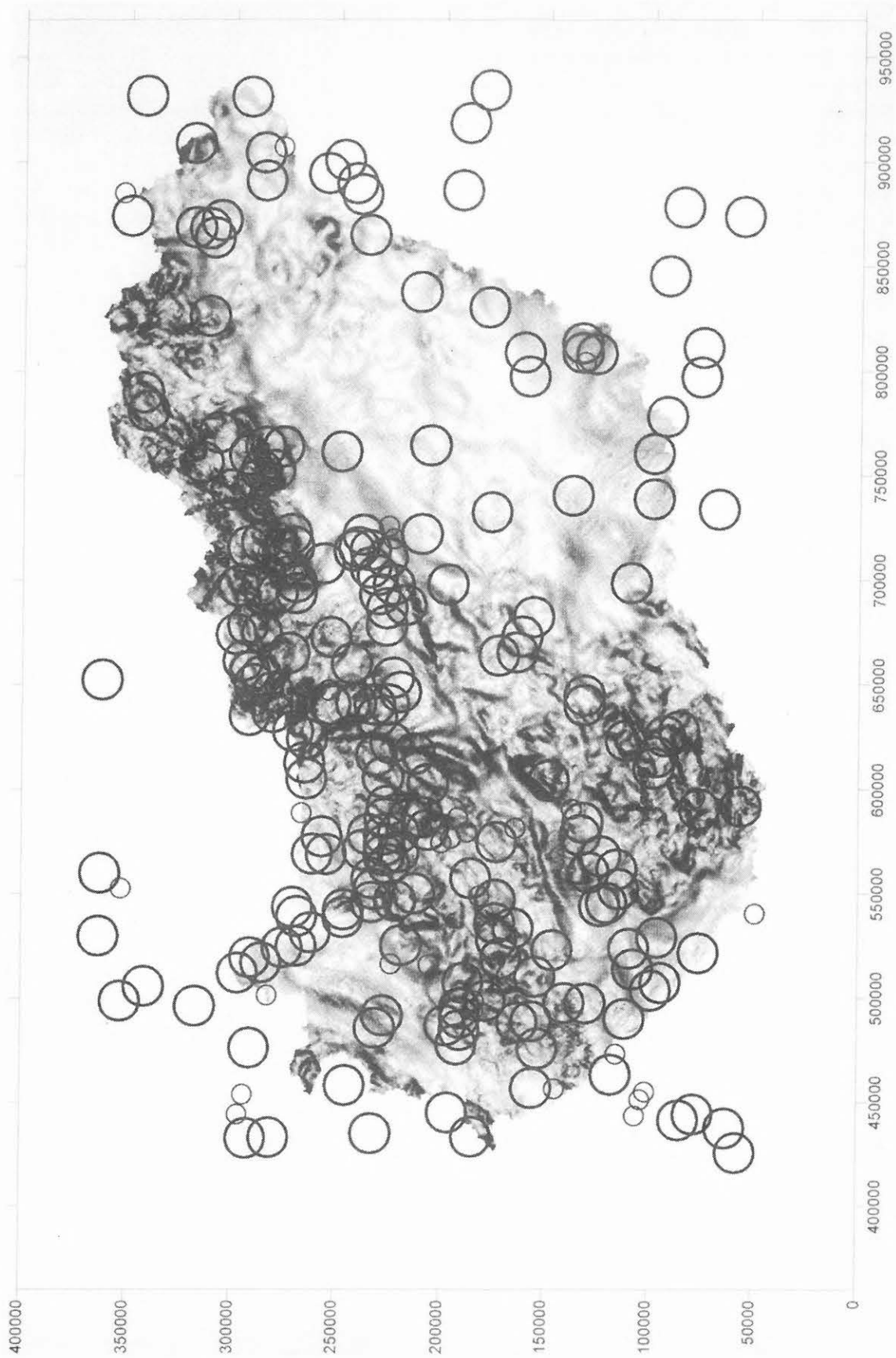
Tekintettel arra, hogy a történelmi rengések epicentrumának meghatározása meglehetősen bizonytalan, a továbbiakban célszerűnek látszott csak a legújabb földrengés adatok felhasználása, melyeket 1995–1996-ban a Paksi Atomerőmű mikro-szeizmológiai hálózatán észleltek. Az észlelőhálózat elhelyezkedése és az alkalmazott műszerek érzékenysége lehetővé teszi — a földrengés-fészek elhelyezkedésétől függően — 1–2,5 magnitúdójú rengések észlelését és hipocentrumuknak 1–5 km pontossággal történő meghatározását [TÓTH et al. 1996, 1997]. Ennek az adatrendszernek a megbízhatósága már megközelíti a lineamensek meghatározási pontosságát, így lehetőség nyílik a kettő kapcsolatának objektív tanulmányozására. A vizsgálathoz célszerűnek látszott a Bouguer-anomáliákból számított és medencekorrekcióval javított lineamens térkép felhasználására (3. ábra), melyen feltüntettük a mikro-szeizmológiai hálózat révén 1995–96-ban észlelt földrengések helyét.

E térkép alapján nyugatról kelet felé haladva az alábbi következtetéseket vonhatjuk le:

- A térkép ÉNy-i sarkában, már osztrák területen kipattant rengések a történelmi rengések eloszlása alapján már korábban aktívnak minősített Muhr–Mürz vonal aktivitását erősítik meg.
- A Veszprémvársány közelében keletkezett rengés a 4. ábrán kirajzolódó Rajka–Zirc zónába esik, egy, a zóna tengelyére merőleges ÉK–DNy irányú lineamens mentén. A Rajka–Zirc zóna eddig még mindenkinek elkerülte a figyelmét, mert aránylag kis rengések alkotják ($I_0 \leq 5$



3. ábra. A Bouguer-anomáliákból számított, mélységgel korrigált gravitációs lineamensek térképe a mikroszizmológiai hálózat által 1995-96-ban regisztrált földrengések feltüntetésével
 Fig. 3. Gravity lineament map based on Bouguer anomalies corrected for depth and the epicentres of the earthquakes registered by the microseismological network in 1995-96



4. ábra. Medencehatással javított gravitációs térképből meghatározott gravitációs lineamentek a történelmi rengések epicentrumainak feltüntetésével
 Fig. 4. Gravity lineaments based on gravity anomalies corrected for basin effect and the epicentres of the historical earthquakes

MSK-64) és iránya közel merőleges az eddig ismert szerkezeti vonalakra. Felismerését az új-fajta ábrázolásmódnak köszönhetjük.

- A várpalotai, berhidai rengések a hazánkban legaktívabbnak tekintett, de jelen méretarányban ábrázolt szerkezeti irányokban nem felismerhető Komárom–Berhida zóna déli végének aktivitását jelzik.
- A Nyugati-Mecsekben kipattant rengés fészkére 1 km mélység adódott, így minden bizonnyal a bányászkodással kapcsolatos jelenséggel van dolgunk.
- Igen figyelemreméltó a Budai-hegység nyugati peremén levő Esztergom–Budaörs lineamens két végére eső rengés, melyeknek külön érdekessége, hogy a vonal két vége ugyanaznap, 1995. május 4-én „szólalt” meg, felhívva a figyelmet a vonal ez idáig ismeretlen aktivitására.
- A Börzsöny területén kipattant rengés valószínűleg az Ógyalla–Diósjenő vonalhoz kapcsolódik.
- A dunaharaszti rengés arra utal, hogy a terület az 1956-os rengést követően még mindig nem jutott nyugalomba és jelenleg is feszültség alatt áll.
- A Szabadszállás–Jászboldogháza rengések egy határozott ÉK–DNy-i irányú lineamens mentén helyezkednek el, bizonyítva annak aktivitását. Történelmi rengések alapján a lineamens Jászboldogházától ÉK-re eső szakaszát is aktívnak minősíthetjük.
- A mórahalmi és a tőle DK-re, már jugoszláv területre eső rengések vélhetően egy nem túl határozott ÉNy–DK irányú lineamens mentén helyezkednek el.
- A Bükkszék melletti rengések a Darnó vonal aktivitására utalnak. A Darnó vonal egyben határozott gravitációs lineamensként is jelentkezik.
- A Füzesgyarmat térségében két nap alatt kipattant 7 db rengés közül csak a két szélsőt tüntettük fel, melyek két határozott lineamens találkozási pontjára esnek és minden bizonnyal a Derecskei-árok aktivitását jelzik.

Joggal felvetődik a probléma, hogy a lineamensek viszonylag nagy száma miatt kipattanó földrengések kb. 50%-os valószínűséggel valamilyen lineamensre

esnek. Ez kétségtelen tény. Ennek ellenére úgy gondoljuk, hogy a lineamensek határozottsága, kiterjedése és irányultsága fontos támpontot nyújt annak megítélésében, hogy milyen irányban keressük az aktív zóna kiterjedését. Erre vonatkozóan jó példa a kiemelésként is bemutatott Esztergom–Budaörs, Szabadszállás–Jászboldogháza lineamens. A rengések mindkét esetben markáns lineamensre esnek.

Megállapításainkban van bizonytalanság, de amennyiben figyelembe vesszük, hogy a hazánkhoz hasonló alacsony és közepes szeizmikus aktivitású területeken világszerte csak elvétve sikerült egy-egy szeizmikus zóna és a hozzá tartozó földtani szerkezet azonosítása, akkor meg kell állapítanunk, hogy a gravitációs lineamensek és a földrengéeloszlás vizsgálata biztató eredményekre vezetett és segít az aktív zónák kijelölésében. A mikroszeizmológiai hálózat által a jövőben észlelendő földrengések minden bizonnyal tovább fogják pontosítani jelenlegi ismereteinket.

HIVATKOZÁSOK

- HILL D. P. V. 1987: Seismotectonics. Reviews of Geophysics **25**, 6, 1139–1148
- KILÉNYI É., RUMPLER J. 1984: Pre-Tertiary basement relief map of Hungary. Geophysical Transactions **30**, 4, 425–428
- KILÉNYI É., KRÖLL A., OBERNAUER D., SEFARA J., STEINHAUSER P., SZABÓ Z., WESSELY G. 1991: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Geophysical Transactions **36**, 1–2, 15–36
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T. 1996: Hungarian Earthquake Bulletin 1995, Budapest, Georisk
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T. 1997: Hungarian Earthquake Bulletin 1996, Budapest, Georisk
- ZSÍROS T., MÓNUS P., TÓTH L. 1988: Earthquake Catalog (456–1986). Budapest, MTA GGKI