

Várható földrengések az Érmellék és a Nyírség területén^{1, 4}

SZEIDOVITZ GYŐZŐ², GRIBOVSZKI KATALIN², HAJÓSY ADRIENNE³

Régóta ismeretes, hogy a Nyírség keleti részén, az Érmelléken egy földrengések szempontjából nagyon aktív terület van. A földrengések előfordulását a Gálospetri-árokhoz kapcsolhatjuk. Földtani, geofizikai és geomorfológiai bizonyítékok alapján az árok nyugati folytatását a szeizmikus kutatások által feltárt mobil zónában fedezhetjük fel. A Nyírség szeizmoaktív zónáinak körülhatárolását az emelkedő és süllyedő blokkok közötti vetőzónák felismerése tette lehetővé. Bizonyos horizontális mozgások is feltételezhetők ezen vetők mentén, bár az egymást követő vertikális mozgások eltakarják ezek ismertető jeleit.

Gy. SZEIDOVITZ, K. GRIBOVSZKI, A. HAJÓSY: Expecting earthquakes in the Érmellék and Nyírség areas

The existence of intensive earthquake activity in the east part of Nyírség (Érmellék region) has long been known. The earthquake occurrences can be associated with the Gálospetri graben. There are geological, geophysical and geomorphologic evidences that the continuation of this fault zone can be detected westward in a mobile zone determined by seismic survey.

The earthquake prone regions of Nyírség area were delineated by means of identification the fault zones between uplifting and subsiding blocks. Some horizontal displacement can be supposed along these fault zones, although subsequent vertical movements mask their features.

Bevezetés

A Kárpát-medencében ritkán fordulnak elő földrengések. Ilyen jellegű területeken egy-egy forrásban a feszültség-felhalmozódás folyamata akár tízezer évig is eltarthat nagyobb rengés keletkezése nélkül [SCHOLZ 1990]. A Kárpát-medencében az elmúlt ezer-ezeröttszáz évben keletkezett földrengésekről csak nagyon hézagos ismereteink vannak. Valamivel többet tudunk a legutóbbi néhány száz év földrengéseiről. Nem véletlen tehát, hogy a nagyobb rengések szeizmikus meglepetésként érték a szakembereket is. Jól jellemzi a helyzetet, hogy RÉTHLY [1952] — az addig megfigyelt földrengések alapján — körülhatárolt egyes területeket a Kárpát-medencében, amelyeket „aszeizmikus rögök”-nek nevezett, ezeknek a néma területeknek egyike-másika már az elmúlt ötven évben aktívává vált.

A rengések keletkezési helyét kellő pontossággal nem ismerjük, ezért nem volt különösebb gond néhány olyan törésvonalat kijelölni az epicentrális területen vagy annak környezetében, amelyekről különösebb mérlegelés nélkül feltételezhető volt, hogy a rengés gerjesztésében szerepet játszottak. Fel sem merült — eltekintve néhány, a felszínhez közel levő bányabeomlástól —, hogy a földrengések keletkezésének a törésvonalak mozgásán kívül más oka is lehet.

A rengések keletkezési mélységét csak bizonyos kedvező esetekben lehet kellően pontosan kiszámítani. Miután általánosan elfogadott volt, hogy a földrengések a kéregben keletkeznek, hibásnak tekintettek minden olyan eredményt,

amely a rengés forrását a süllyedő medencén belüli üledékebe helyezte [BISZTRICSÁNY, CSOMOR 1958].

A földrengések fészekmélységének, keletkezési helyének, méretének és okainak kutatása csak az utóbbi időben vált igazán fontossá, amikor földrengésre érzékeny létesítmények méretezésénél a várható szeizmikus terhelést figyelembe kell venni. Válaszolni kell arra a kérdésre, hogy milyen gyakran, milyen erősségű földrengések várhatók a vizsgált területen. Ezekre a kérdésekre megnyugtató választ csak akkor kaphatunk, ha a vizsgált területen ismerjük azokat a zónákat, amelyekben földrengések keletkezhetnek. Ezeknek az ún. szeizmogén területeknek a felkutatása napjainkig egyet jelent az aktív törésvonalak meghatározásával. Ha olyan helyen keletkezett rengés, ahol addig törésvonalat a földtani kutatások nem állapítottak meg, akkor lehetett hivatkozni a terület hiányos feltártságára.

A földrengések keletkezésére vonatkozó merev tektonikus szemlélet természetesen érthető, mert a földrengések túlnyomó része tektonikus mozgások során keletkezik.

Külföldi szakembereknek nem okozott gondot bizonyos, a Föld nagyon aktív területeire kidolgozott eljárások alkalmazása a Kárpát-medence környezetére, nevezetesen a Paks közelébe telepített atomerőmű földrengésbiztonságának megítélésére. Megvizsgálták, hogy milyen specifikus földtani, tektonikai, geofizikai anomáliák jellemzik azokat a területeket, amelyeken már keletkeztek földrengések, és a szomszédságukban lévő hasonló szerkezeteket is aktívnak tekintették [BUNE et al. 1986, 1987, BORISSOFF et al. 1976]. Ennek az elképzelésnek a racionalitását nem kérdőjelezhetjük meg, a gond csak az, hogy eléggé specifikusak-e azok a paraméterek, amelyeket felhasználnak. Eredményeik megbízhatóságát nehéz ellenőrizni, kételyek azonban felmerültek, és komoly vitákat okozott a vizsgált terület környezetében lévő törésvonal aktivitásának megítélése. Más szakemberek [ARUP 1995], más eljárásokat alkalmazva, ugyanazon területre BUNÉÉKTŐL eltérő eredményeket kaptak.

A fél-kudarok okát nemcsak a tektonikus rengésekre alapuló módszerek alkalmazásában látjuk, hanem abban is,

¹ Beérkezett: 2002. május 10-én

² MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály, H-1112 Budapest, Meredek u. 18.

³ MTA Szigetközi Munkacsoport, H-1051 Budapest, Arany J. u. 1.

⁴ A jelen tanulmány első része a Magyar Geofizika 2000. évi 2. számának 75–84. oldalán Érmelléki földrengések címmel jelent meg.

hogy a vizsgált terület — de ez az ország jelentős részére elmondható — nincs a szükséges mértékben megkutatva.

A valószínűség-számításon alapuló eljárásoknál pedig nagyon nehéz biztosítani a homogén és független bemenő adatsort — nemcsak a robbantások és a kis földrengések eléggé nehéz megkülönböztetése miatt [KISZELY 2001], hanem a rengések keletkezésének különböző mechanizmusa miatt is. Jelen tanulmányban a Kárpát-medencében keletkezett rengések okairól alkotott elképzelésünket szeretnénk ismertetni, és az Érmellék–Nyírség „mintaterületen” földrengészónákat feltárni.

1. A földrengés szempontjából aktív zónák felismerése

Bár a Földön felszabadult szeizmikus energia 95%-a a lemezszegélyeken keletkezett ún. lemezek közötti (interplate) földrengésekhez kötődik, sok nagy rengést a lemezhatároktól távol figyeltek meg. Ezek a lemezen belüli (intraplate) földrengések fontosak, mert jelentősen kiterjesztik azt a területet, ahol a földrengések kockázatával számolni kell. Ezekről a rengésekről keveset tudunk, rendszerint nem ismerjük azokat az erőket, amelyek létrehozták őket, és nem ismerjük azokat a földtani szerkezeteket sem, amelyekben keletkeznek.

A lemezek közötti és a lemezen belüli rengések zónáinak megkülönböztetésében elsősorban a lemezszegélyeknek és tőlük levő távolságnak lehet szerepe, de a rengéseket generáló törésfelületek csúsztási sebessége és a rengések gyakorisága adhat némi támpontot.

SCHOLZ [1990] a földrengések három típusát különböztette meg (1. táblázat). Az I. típusba a lemezek közötti rengéseket sorolta. A II. típusba azok a rengések tartoznak, amelyek a lemezperemek tágabb zónájában találhatóak, és bizonyos mértékig tektonikailag összefüggnek a lemezekkel. A III. típusba a lemezen belül keletkezett rengések sorolhatók, amelyek a lemezperemekkel nincsenek kapcsolatban.

Földrengés típusa	Csúsztási sebesség mm/év	Gyakoriság év
I. interplate	$v > 10$	$\cong 100$
II. intraplate, lemezperemhez kapcsolható	$0,1 \leq v \leq 10$	$10^2 - 10^4$
III. intraplate, lemezen belüli	$v < 0,1$	$> 10^4$

1. táblázat. A földrengések három típusa
Table 1. Three types of the earthquakes

A Kárpát-medencében keletkezett földrengések a Scholz-féle tipizálás szerint a II. és III. osztályba sorolhatók. Ezt támasztja alá a csúsztási sebesség nagysága (0,1–1 mm/év) [RÓNAI 1973], a lemezperemektől (Alpok, Himalája) való távolság, valamint a nagyobb rengések gyakorisága.

A Scholz-féle tipizálás csak tektonikus rengésekre vonatkozik. A következőkben látni fogjuk, hogy a Kárpát-medencében és más hasonló felépítésű, lassan feltöltődő süllyedő medencékben nem tektonikus eredetű rengések is elképzelhetők.

A Kárpát-medencét átszelő, DNy–ÉK irányú regionális

törésvonalak megközelítik az Alpok–Himalája szeizmoaktív övet, és e szerkezetek közvetítésével elképzelhető, hogy bizonyos feszültség a medence belsejébe tevődik. Ennek bizonyítékait jelenleg még nem látjuk. A regionális törésvonalak esetleges pleisztocénkorú mozgásait az erózió eltünteti. Ezeknek a törésvonalaknak a környezetében nincs epicentrum dúsulás [SZEIDOVITZ 1993].

A Kárpát-medence szeizmoaktív zónáinak felismerésében előrelépést jelentett, hogy az 1985-ös berhidai földrengés utórengéseinek forrását — az epicentrumba telepített megfigyelőhálózattal — sikerült néhány száz méteres pontossággal meghatározni [SZEIDOVITZ 2000a]. Ezek az utórengések kivétel nélkül a Küngösi-tábla és a Berhidai-medence átmeneti zónájában keletkeztek, vagyis egy emelkedő és egy süllyedő terület határán. A geomorfológiai vizsgálatok [ÁDÁM et al. 1959] szerint a Berhidai-medence a pleisztocén közepén süllyedt meg, és ez a folyamat nyilván napjainkban is tart, vagyis feszültség-felhalmozódás történik a Küngösi-tábla és a Berhidai-medence között. Sok hasonló süllyedő medence és emelkedő (nem süllyedő) terület van a Kárpát-medencében, ezek egy részén már nagyobb rengések keletkeztek (Eger-Ostoros, Dunaharaszti, Pincehely stb.).

Néha előfordul, hogy a blokkokat elválasztó zónában regionális törésvonalak húzódnak (pl. Kapos vonal a Tolnai-hegyhát és a Ny felé süllyedő medence között, vagy a Móri-árok két emelkedő blokk között). Ezeknek csak azon részei aktívak, amelyek mozgásra készített szerkezetek közelében találhatóak [SZEIDOVITZ, VARGA 1997].

A mozgásokat létrehozó erőkről nem sokat tudunk, valószínűleg csak lassan, geológiai lépték szerint változnak, ami azt jelenti, hogy elég hosszú megfigyelési időtartam alatt a mozgó blokkok kontúrjait a földrengések területi eloszlása tükrözni fogja.

A blokk elképzelésekből az is következik, hogy pl. a pleisztocén folyamán keletkezett rengések együttes hatása bizonyos felszíni nyomokat is hagyhat, vagyis a szeizmogén területekre a mélytöréseken kívül pleisztocén és holocén, valamint jelenkori mozgásokra is utaló jelenségek a jellemzők [SZEIDOVITZ, VARGA 1997]. Sajnos az erózió ezeket a nyomokat el is tüntetheti, ezért ezen ismervek hiányában még nem állíthatjuk egy területről, hogy ott nem várható földrengések.

A blokk elképzeléssel magyarázható az a megfigyelés, hogy a regionális törésvonalak csak bizonyos, kitüntetett részei aktívak, azok a részek, amelyek a blokkokat választják el egymástól. Természetesen egy-egy regionális törésvonal szakaszos aktivitását a földrengések rövid, csupán néhány száz éves megfigyelési időszakával is magyarázhatjuk, de úgy tűnik, hogy a szakaszos aktivitás a hazánkban található törésvonalakra általánosan érvényes.

A Kárpát-medencében keletkezett rengések egy része azonban sem a regionális törésvonalakhoz, sem a blokkperemekhez nem kapcsolható. Ezek a rengések sekélyfészkek, és a süllyedő medencéken belül az üledékben keletkeztek. Ez eléggé meglepő, de most már sok kifogástalan bizonyítékot szolgáltatathatunk alátámasztására [SZEIDOVITZ, BUS 2002]. Az ilyen típusú rengések oka valószínűleg az, hogy a medencék szárnyain az üledék lerakódási sebessége kisebb, mint a medence mélyebb részein. A süllyedő medence mélyebb területén nyomó jellegű, a szélein húzó erőhatások jönnek létre. A kőzetek a húzóerővel szemben

kevésbé ellenállók, ilyenkor szétszakadnak, ezáltal akár nagyobb méretű földrengéseket hoznak létre. Az üledékes kőzetek megszakadásának helyén anyaghiány lép fel, amely további rengések forrása lehet, hiszen a fellazult rétegekre nehezedő kőzetek a medence szárnyain hirtelen megcsúszhatnak. Ismeretes, hogy a megcsúszás már viszonylag kis dőlésű aljzaton is a gravitációs erő hatására könnyen végbemehet, ha elegendően nagy a pórufolyadék nyomása a csúszó rétegekben [RUBEY, KING 1959]. A folyamatos feszültség-felhalmozásról a hatalmas mennyiségű anyag átrendeződése gondoskodik (a Kárpát-medencében csak a pannon folyamán 50–100 ezer km³). Nem meglepő tehát, hogy a lepusztult részek emelkednek, a medencék pedig tovább süllyednek [RÓNAI 1973, URBANCSÉK 1979].

A leírtakból következik, hogy a kérget is érintő mélytörések hiányát nem kell kizáró tényezőnek tekinteni a földrengés-aktivitás megítélésében, hiszen tisztán a gravitációs erő hatására jelentős tömegátrendeződések mehetnek végbe, és nagyobb földrengéseket is generálhatnak. A blokkmozgások és csúszások kombinációja is végbemehet, amikor az emelkedő blokk és a süllyedő medence között a dőlésviszonyok megváltoznak (dunaharaszti rengések).

Nemcsak a medencén belül, hanem annak környezetében mélyebben (5–10 km) is keletkezhetnek rengések, amelyeket ugyan tektonikus mozgások gerjesztenek, de a törésvonal aktivitását a medencefeltöltődés hozta létre. Az ilyen rengések létrejöttéhez meggyőző bizonyítékaink egyelőre nincsenek, de ahogy a rezervoárok vízzel való feltöltődésekor földrengések keletkezhetnek, pl. Asszuán, Kalabshatörés [BADAWY, MÓNUS 1995], ugyanúgy a medencék folyamatos feltöltődése során is megváltoznak a feszültségviszonyok és bizonyos törések aktivizálódnak.

GUPTA, RASTOGI [1976] foglalkozott részletesen a rezervoárok feltöltésekor keletkező földrengésekkel. A rengések okaként a törésvonalak aktivizálódását jelölték meg, ami a pórusvíznyomás növekedésével függ össze. A rezervoárok feltöltése ugyan gyors folyamat, az üledéklerakódás pedig lassú, de ennek a törésvonal aktivizálódásában valószínűleg nincs döntő jelentősége.

Ismert jelenség, hogy rengések keletkezhetnek fluidumbányászattal kapcsolatban is, mind a folyadék kivétel, mind a folyadékbesajtolás során. Ezek a rengések az előbb felsorolt medencén belül, vagy medence környezetében keletkezett rengésekhez sorolhatók, csak a rengések létrejöttét mesterségesen idézik elő. A földrengésszűszek a fúrások közelében vannak, és ezért könnyebb megkülönböztetni a tektonikus eredetű földrengésektől. Az 1995-ben Füzesgyarmaton keletkezett rengéseket ebbe a csoportba soroljuk, annak ellenére, hogy sokan nem értenek ezzel egyet [TÓTH et al. 1995–2000].

A földrengések egy szűkebb csoportja, eléggé meglepő módon, feltételezett blokkokon belül, kis mélységben keletkezik. Ezt a jelenséget elődeink is megfigyelték és ún. beszakadásos földrengéseknek tekintették. Példaként a kis mélységben (700 m!) keletkezett várpalotai rengéseket említhetjük [SIMON 1943]. A múlt század végétől (1879) napjainkig megfigyelt budai rengések közül néhányat erősen éreztek egy kis területen (pl. a Svábhegyen 1879-ben és 1880-ban) [RÉTHLY 1952].

Nem foglalkoztunk a robbantások során gerjesztett rugalmas hullámokkal, amelyeket gyakran összetévesztenek a

kis földrengésekkel. Nyilván ezeket a szeizmikus eseményeket el kell távolítani a földrengés-katalógusokból.

A Kárpát-medencében keletkezett rengések területi eloszlásának elfogadható magyarázatát addig nem találtuk, amíg mereven csak a tektonikus földrengésekben gondolkodtunk. Amint tisztáztuk a földrengések lehetséges okait, minden sokkal tisztábbá és érthetőbbé vált. Természetesen az okok ismeretében a potenciális földrengésszűszek felderítése még nem valósítható meg. Szükség van földtani, neotektonikai, geomorfológiai, geodéziai és geofizikai eredményekre is, hiszen a blokkok határait, a mélytöréseket, a negyedkor folyamán létrejött mozgásokat és a túlnyomós rétegek dőlését meg kell határozni. Röviden: fel kell deríteni minden olyan jelenséget, amely a pleisztocén folyamán végbement mozgásra utal.

2. Az Érmellék környezetének földtani sajátosságai

Választásunk azért a címben megadott területre esett, mert itt nagyobb földrengések keletkeztek, és a határ mindkét oldalán mélyfúrások és nagyon részletes földtani és geofizikai kutatások folytak. Igaz, hogy e mérések az elsődleges célja az olaj- és földgázmezők felderítésére volt, de a kutatások „melléktermékeként” a földrengés szempontjából aktív területek kijelölésének a lehetősége is megcsillant. Ha a jelenleg rendelkezésre álló geofizikai kutatómódszerek alkalmasak szeizmoaktív területek felderítésére, akkor ezen a területen eredményeket lehet elérni.

A vizsgált területen élénk pleisztocén végi mozgásokra utaló nyomokat is találtak.

Ezen a területen 1829-ben és 1834-ben két nagyobb földrengés keletkezett, amelyek súlyos épületkárokat okoztak Érendréd, Piskolt, Dengeleg és Gálospetri térségében. Az 1834-es rengés epicentrális területe Romániához tartozik, de a földrengés hatására Debrecenben, Egerben, Békéscsabán és Kassán is keletkeztek épületkárok.

Hazánk Érmellékkal határos tágabb térségének földrengéskockázatát e fészek gondos tanulmányozása nélkül nem képzelhetjük el. E terület földrengéskutatását az a tény is bátorította, hogy a földrengések leírásával foglalkozó forrásértékű anyagok magyar nyelven íródtak, hiszen a rengések keletkezésekor az Érmellék Magyarországhoz tartozott.

SZEIDOVITZ [2000] az Érmellék környezetében keletkezett földrengések területi eloszlásával, környezetükre gyakorolt hatásával, főbb paramétereinek becslésével foglalkozott. Az Álmosd környékén és az Érmelléken keletkezett rengések között lévő térbeli közelség miatt a két forrást egy földtani szerkezethez tartozónak vélte. A rengések keletkezésének idejéből az aktív töréshez kapcsolható források nyugat felé történő migrációjára következtetett.

Az Érmellék földtani vizsgálatával foglalkozó korai tanulmányokról SÜMEGHY [1943] dolgozatában találunk egy rövidebb áttekintést. SÜMEGHY megállapítja, hogy „Az Érvölgye éles határvonal a Rézhegység ÉNy-i elődombjai és az Alföld medencéje között. Szerves darabja az ún. Erdődi-ér–Berettyó–Körös–bajai alföldi diszlokációs vonalnak, amely felé irányulva a rézhegységi, szilágysági harmadkori takaró rögök lépcsősen lezökkentek, és amely mentén a Nyírség és a Szatmár–Beregi-síkság lesüllyedése is végbement”. Olyan területről van tehát szó, amely az emelkedő és süllyedő blokkok határzónáihoz kapcsolható.

Az előző, szeizmológiai kérdésekkel foglalkozó [SZEIDOVITZ 2000] dolgozattól kitűnt, hogy az érmelléki és álmosdi rengések fészekmélysége a kéreg alján lehetett, ezért itt medencén belüli rengésekről nem lehet szó, de az érmelléki rengéseket generáló törésvonal nyugati folytatása aktivitásának eldöntésében a medencerengéseknek már szerepük lehet.

2.1. Mélytörések és blokkok az Érmellék epicentrális területén

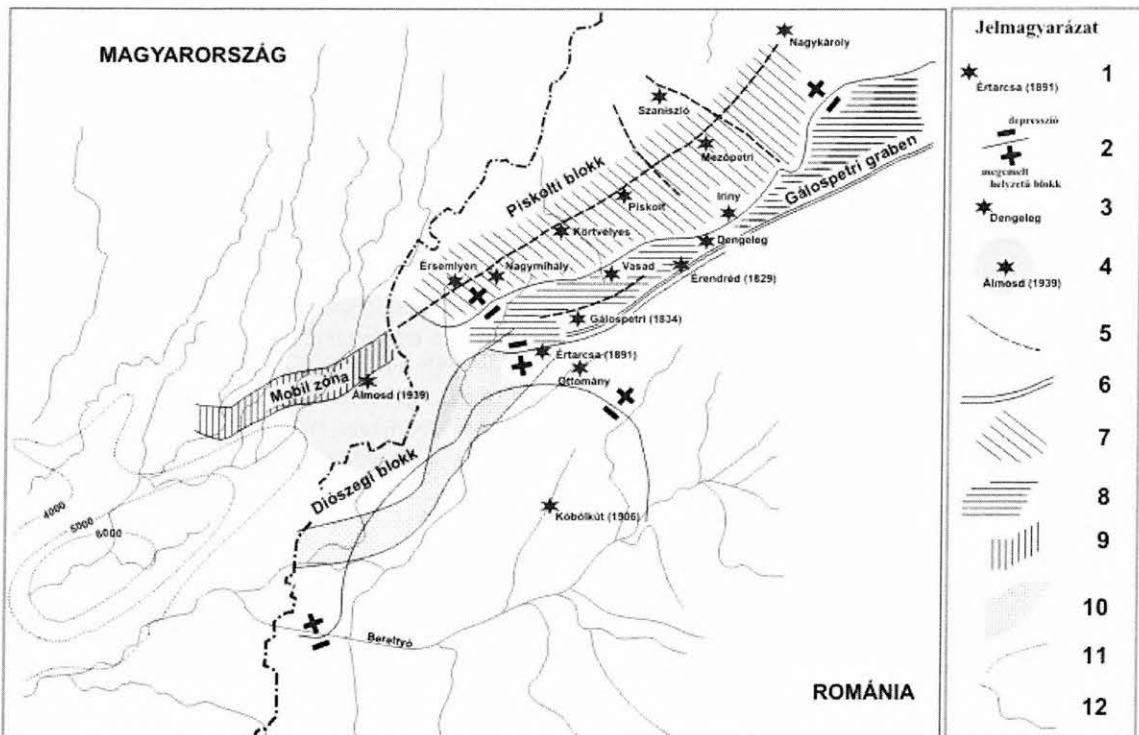
A területen feltárt, neogén medencealjzatot is érintő töréseket részben CORNEA, SPÁNOCHE [1978], valamint VISARION et al. [1979] munkájából ismertük meg.

Rendelkezésünkre állt a felső-pannon aljzatának 1 : 500 000 méretarányú mélységtérképe (Harta Structuralá la baza pannonianului superior Reg. Oradea–Satu Mare), valamint a pliocén és neogén medence (Harta geologică la

baza pliocenului Reg. Oradea–Satu Mare, Harta geologică la baza neogenului Reg. Oradea–Satu Mare) 1 : 500 000 méretarányú térképe.

A magyar terület (Álmosd környéke) felépítését elsősorban az ELGI vizsgálataiból [ALBU et al. 1975, 1976, 1977] ismerjük, de mélyfúrások és geofizikai mérések adatainak felhasználásával rajzolt térképeket is tanulmányoztunk.

Elemzéseink alapján az érmelléki rengésekről a következő kép alakult ki (1. ábra). Látható, hogy az érmelléki rengések a Gálospetri-árok [VISARION et al. 1979] (Grăbenul Gălospetru-Mecentiu) és a Piskolti-blokk (Unitatea paleogenă Piskolt carei-Satu Mare) átmeneti zónájában helyezkedik el. VISARION et al. [1979] a terület D-i részén levő szerkezeteket is vizsgálta, de jelen elemzésünk csak az érmelléki aktív területre korlátozódik. (A köbökúti rengés 1906-ban az Ottományi-blokk és Szinikola-árok peremén keletkezett.)



1. ábra. A Pannon depresszió ÉK-i részének földrengésfészkei és a kristályos aljzat aktív törérendszer. CORNEA, SPANOCHÉ [1978] eredeti ábrájának módosított változata, kiegészítve a mobil zónával és a harmadkor előtti aljzattal [KILÉNYI, ŠEFARA 1989]. 1—földrengés epicentruma a keletkezési évvel; 2—emelkedő és süllyedő területek határa; 3—település, ahol földrengést észleltek; 4—az 1989. évi Álmosd környéki rengés lokalizációs pontossága; 5—törésvonal; 6—víz tározó maximális hőmérsékletű zónája; 7—Piskolti-blokk; 8—Gálospetri-árok; 9—mobil zóna; 10—negyedkori folyómeder; 11—harmadkor előtti aljzat; 12—jelenkori vízfolyás

Fig. 1. Earthquakes and deep faults of the NE part of Pannonian depression after the modified version of the original figure of CORNEA, SPANOCHÉ [1978] completed by mobile zone and the pretertiary basement [KILÉNYI, ŠEFARA 1989]. 1—earthquake epicentre and time of origin; 2—border of uplifting and subsiding areas; 3—settlement where the aftershocks were felt; 4—occurrence of localization of Álmosd earthquake 1939; 5—fault; 6—maximum temperature of aquifer; 7—Piskolt block; 8—Gălospetri graben; 9—mobile zone; 10—Pleistocene river bed; 11—pre-Tertiary basement; 12—present water course

A Gálospetri-árokra a következőket írják: „*nagymélyű fúrások igazolják, amelyek 3000 m-nél mélyebbre haladtak neogén képződményekben. Másrészt a szeizmikus szelvények 2500 m vastag preneogén képződmények jelenlétét mutatják, amelyek valószínűleg a szenonban jöttek létre. Ugyanakkor nincs kizárva egy kisebb kiterjedésű alsó-kréta képződmény, amelynek létét a Mofitínu-zónában*

lemélyített fúrás igazolja. A KÉK–NyDny irányban elnyúló árok legnagyobb szélessége 12 km. Észak felé egy nagy tektonikus vonal határolja (Dragos Voda-vonal) dél felé egy jelentős, 800 m-es törés választja el a kiemelt helyzetű Tasnádi-lépcsőtől”.

A Gálospetri-árok nyugati folytatását az ELGI kutatásai eredményeként kimutatott mobil zónában véljük felfedezni.

A részletes geofizikai kutatások során a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) szakemberei által készített tanulmányban [ALBU et al. 1975, 1976, 1977] szerepel a következő: „A szeizmikus szelvényekben a fiatal pleisztocén–pliocén üledék alatt mindenütt határozott vezérszint jelentkezik. Ez a terület É-i felén D-i, DK-i irányban, a terület D-i felén É-i, ÉNy-i irányban süllyed. A két ellentétes dőléssel jellemzett területrész között Monostorpályi-Bagamér vonalában mintegy 2–2,5 km széles mozgási övezet van, amely a szelvényeken igen erős diffrakciós beérkezésekkel jellemzett. A mozgások nem korlátozódnak a neogénnél idősebb rétegekre, hanem gyakorlatilag a felszínig folytatódnak”.

A szerzők véleménye szerint ez a mozgási övezet jelenti a határvonalat a mezozoós és paleozoós nagyszerkezetek között, valamint a flis zóna D-i határát. Az ELGI a „mobil zóna”-nak csak a román határig terjedő szakaszát kutatta. Tudomásunk szerint kapcsolatát az érmelléki aktív zónával nem vizsgálták, de mint a későbbiekben látni fogjuk, lehetséges, hogy a mobil zóna a Gálospetri-árok folytatása. Mindenesetre a határon összeilleszthető a két szerkezet. Tekintettel arra, hogy a Gálospetri-árok és a mobil zóna egységének a feltételezése azt is jelenti, hogy az érmelléki zónában megfigyelt rengésekhez hasonlókra kell számítani az utóbbi szerkezetben is, ezért szükséges feltevésünket megcáfolhatatlan bizonyítékokkal alátámasztani.

A szeizmológiai adatokat elemezve a következő észrevételeket tehetjük:

— A mobil zónában az érmelléki rengésekhez hasonlóan mélyebb fészki földrengések keletkeztek (Álmosd 1939);

— A rengések migrációja figyelhető meg (Dengeleg-Érendréd 1829, Gálospetri 1834, Értarcsa 1891 és Álmosd 1939).

Miután a rengések fészket nem ismerjük eléggé pontosan, ezért néhány mondat erejéig szükséges indokolni a megnevezett epicentrumokat, hiszen a kutatók véleménye eltérő.

Az 1. ábrán látható, hogy a Piskolti-blokkot egy törésvonal szeli át, amely Nagykárolyt Érmihályfalvával köti össze. RÉTHLY [1952] munkájától egészen ZSÍROS [2000] kutatásáig bezárólag egybehangzó vélemény, hogy több földrengés is keletkezett ezen a törésvonalon.

Ennek a törésvonalnak a jelenkori és pleisztocén mozgásaira nincs bizonyítékunk, aktivitására a rengések területi eloszlásából kell következtetnünk.

Időrendi sorrend szerint vizsgálva a törésvonal mentén keletkezett rengéseket, a következő észrevételeket tehetjük. Piskolton 1837–1838 között 5 rengést jegyeztek fel. Ezeknek a rengéseknek egy részét Dengelegen is érezték [IERCOSAN, IERCOSAN 1981–1982]. Az utó rengések keletkezési helyének bizonytalanságát elsősorban az okozza, hogy az egyes településeken élő prédikátorok jegyezték fel a rengéseket (pl. PAP [1829, 1834] Irinyben, később Dengelegen, TATAI [1835] pedig Piskolton volt prédikátor). Arról írtak elsősorban, amit a lakhelyükön érezték. Nyilván különös jelentősége van azoknak az eseteknek, amikor e gyakorlatlótól eltérnek (TATAI-nak a gálospetri utó rengésekről szóló tudósítása).

A Nagykároly (1838–1987) térségében keletkezett rengésekről is elmondható, hogy nem arról beszélnek, amit csak azon a településen észleltek, hanem egy nagyobb

területet neveznek meg, ahol érezték a rengést [RÉTHLY 1952].

A vizsgált törésvonal DK-i részén több rengés keletkezett, de csak két kis rengés (1912) fészke lehetett Érmihályfalvához közel.

RÉTHLY-nek szilárd meggyőződése volt, hogy az érmelléki rengések mind ezen a törésvonalon keletkeztek: „Az eléggé ismert törésvonal Érmihályfalva–Érsemlyén vonalán halad át, ua. a vonal, amelynek mentén a múlt század említett nagy földrengései is kipattantak.” Igazát bizonyítva még az értarcsai (1891) rengést is ehhez a töréshez rendelte, nem törődve azzal, hogy a település távolabb volt a törésvonaltól. Azt kell tehát mondanunk, hogy a rengések valószínűleg az általunk megnevezett településekhez voltak közelebb. A rengések lokalizációjának bizonytalanságát az álmosdi rengésnél egy körfolttal jeleztük.

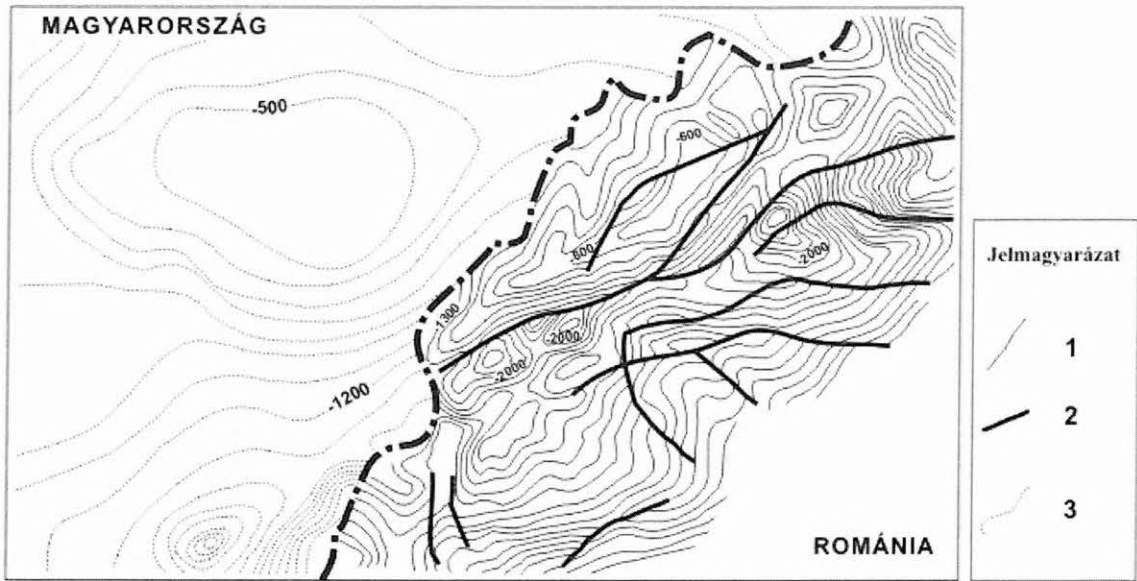
Az Érmellékre vonatkozó felső-pannon fekvő [VISARION et al. 1979] felszín alatti mélységét ábrázoló térkép izohipszái nem illeszthetők ugyan pontosan össze a magyarországi területek hasonló térképével [CSIKY et al. 1987], ennek ellenére a mélységadatokban nincsenek jelentős eltérések (2. ábra). A gondot az okozza, hogy az utóbbi térképen nem jelöltek a román oldalon található árokhoz hasonló formációt, pedig a mobil zóna már ismert volt.

Szerencsére a vizsgált területen — román és magyar oldalon egyaránt — nyersanyagkutatás céljából részletes geofizikai és földtani vizsgálatokat végeztek. A kutatások eredményeit a már jelzett ELGI-jelentéseken kívül a GKV anyagában is ismertették. A mérések összesített, egységes szempontok szerinti feldolgozását ismerhetjük meg BERKES et al. [1982] munkájából. Tekintettel arra, hogy ez a jelentés több mélyfúrás és 85 modern szeizmikus szelvény feldolgozásának eredményein alapul, ezért elfogadjuk a tapasztalt szerzőknek a harmadidőszak medencealjzatra és az alsó-pannon fekvőre vonatkozó térképeit. A mobil zóna helyzete mindkét szinten jól kirajzolódik. Ezeket a térképeket kell összehasonlítani az érmelléki aktív terület hasonló térképeivel.

A mobil zóna szerkezetére további bizonyítékot POSGAY [1967] vizsgálatai szolgáltattak, aki szerint Álmosd környezetében egy nem nagy mélységben (1,6 km) lévő, meredek dőlésszögű (80°) miocén ható található, amely egészen Nagylétáig követhető. E téglalap alakú szerkezet hossztengelelye megegyezik a Gálospetri-árok csapásirányával.

A román alapadatokat (szelvényeket, fúrásokat) nem volt módunk vizsgálni, de feltételezhető, hogy a hazai vizsgálatokhoz hasonló volumenű és minőségű kutatások folytak az érmelléki területen is, ezért eredményeiket elfogadjuk. Kutatásaik szerint Piskolt környékén a felső-pannon -600 m talpmélységű, D felé jelentős mértékben süllyed, Gálospetri környezetében eléri a -2200 m mélységet. Piskolttól keletre a süllyedés kisebb mértékű, Dengelegnél -1200 m, majd az árok ÉK-i folytatásában újra eléri a -2400 m-es talpmélységet.

Mondhatjuk tehát, hogy a felső-pannonban jelentős mozgások voltak, amelyek — mint látni fogjuk — a pleisztocénben is folytatódtak. Talán nem elhamarkodott kijelentés, hogy csupán a földtani felépítés alapján is a terület „földrengésnyánusnak” tekinthető, hiszen a megemelt helyzetű blokk, mellette a süllyedő árok, és a mélytörések az aljzatban mind arra utalnak, hogy a mozgások során feszültségek halmozódhatnak fel, és rengések formájában kioldódhatnak.



2. ábra. Felső-pannon képződmények fekéje VISARION et al. [1979] és CSIKY et al. [1987] szerint. 1—felső-pannon talpmélység román területen (a szintvonalak értékkeze 100 m); 2—felső-pannon törés román területen; 3—a Dunántúli főcsoport tengerszinhez viszonyított helyzete magyar területen (a szintvonalak értékkeze 100 m)

Fig. 2. Basement of Upper Pannonian after VISARION et al. [1979] and CSIKY et al. [1987]. 1—basement of Upper Pannonian in Romania (contour lines in 100 m); 2—fault in Upper Pannonian in Romania; 3—basement of Upper Pannonian in Hungary (contour lines in 100 m)

A már megfigyelt nagyobb földrengések valószínűleg 20–30 km mélységben keletkeztek, de az utórengések egy részének forrása a felszínhez közelebb volt.

A rengések epicentrumának meghatározása is bizonytalan, de a földrengések által okozott épületkárok területi eloszlása, a földfelszínen okozott elváltozások (vetődések, homokgejzírek) és az utórengések területi eloszlása pontosabbá teheti az erősen megrázott terület körülhatárolását.

A földtani szerkezetek pontosabb megismerését ugyan a modern szeizmikus mérések tették lehetővé, de eredményeiket célszerű volt az ELGI által végzett 1941–1942-es Eötvös-inga-mérésekkel [BASSO 1942] kimutatott szerkezetekkel is összehasonlítani. Ezt annál is inkább szükséges volt megtenni, mert az egész vizsgált területen egységes méréseket hajtottak végre, vagyis nem álltak meg a jelenlegi román–magyar határon (3. ábra). Az ELGI graviméteres és Eötvös-inga-mérései alapján a Gálospetri-árok É-i határa kissé módosult, az Érendréden át húzódó, az árkot lezáró haránttörésre pedig a gradienstérképen nincs utalás. Az árok nyugati része és a „mobil zóna” (lásd később) között egy vető körvonala zódik.

Zárójelben jegyezzük meg, hogy a gravitációs méréseknek azért is tulajdonítunk külön figyelmet, mert SZABÓ vizsgálatai kimutatták, hogy a Magyarországon keletkezett nagyobb rengések epicentrumának 10 km sugarú környezetében tapasztalt Bouguer-anomália és gravitációs maradék anomália viszonyok az aktív területeken megváltoznak [SZABÓ 1990]. Kutatásából azt a következtetést vonta le, „hogy az $I_0 \geq 6$ -os földrengések kétharmada olyan területre esik, amelynek 10 km sugarú környezetében a Bouguer-anomáliából számított maximális horizontális gradiens nagyobb vagy egyenlő 2,0 mGal/km-nél, a szírt (maradék) anomália maximális horizontális gradiense nagyobb vagy egyenlő 0,5 mGal/km-nél és az alaphegység legkisebb mélysége kisebb egyenlő 1000 m-nél”.

Fontos lenne, ha megállapításait az érmelléki aktív zóna is alátámasztaná, hiszen ahogy korszerű gravitációs mérések állnak rendelkezésre Magyarország területéről, pl. Bouguer-anomália térkép több változata [SZABÓ, SÁRHIDAI 1987, KOVÁCSVÖLGYI, SÁRHIDAI 1994] hasonló térképek Románia területére is készültek. Sajnos ezek jelenleg még nincsenek a birtokunkban.

CORNEA, SPÁNOCHE [1978] az előzőekben már idézett munkájukban külön részben foglalkoznak az érmelléki terület geotermikai és hidrológiai sajátosságaival (a román nyelvű anyagot KISS Péter, az ELGI egykori munkatársa fordította magyarra).

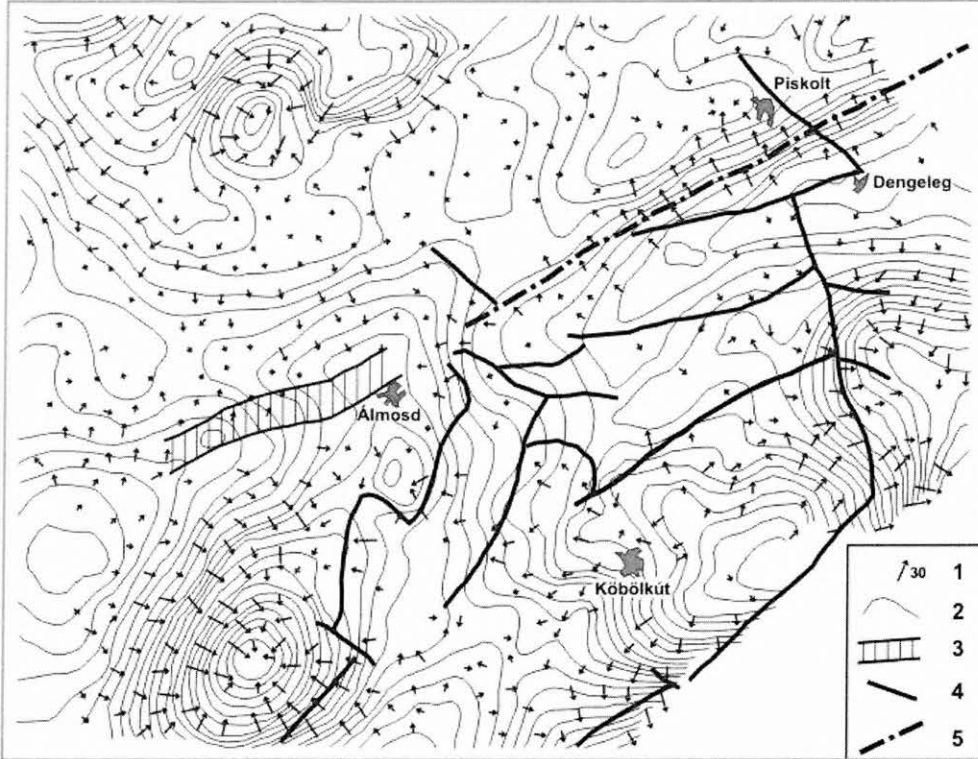
A hőmérséklet-eloszlás szerint több anomáliás zóna létezik a vizsgált terület tágabb környezetében [BANDRABUR et al. 1975]. Egy egyezményes, 1000 m mélységben levő réteget vizsgálva a következő részeket különböztethetjük meg: Acis-Madaras ($t > 90$ °C), Romanesti-Patal ($t > 90$ °C), Carei ($t \geq 90$ °C) Piscolt-Galospetreu ($t \geq 80$ °C) Abramut-Marghita ($t \geq 75-85$ °C), Cenalos ($t \geq 80$ °C) és Dél-Bihar ($t \geq 80$ °C).

A minket közvetlenül érintő érmelléki területről a következőket írják: „A pannon réteg vizei — vagyis pontosabban a felső-pontuszi emeletbe sorolható rétegekre — képezik a fő termálfvízforrásokat a gyűjtő különleges tulajdonságai és a kedvező szerkezete miatt. Ezek a Gálospetri–Mercentiu-árkot alkotó homokokban gyűltek össze, ahol a maximális hőmérsékletek a 100 °C-ot is meghaladják. A geotermikus maximum zónája ezt a szerkezeti vonalat követi, amely ezt az árkot elválasztja nyugat felé a Piskolt-i emelkedéstől”.

A „szerkezeti vonal” magyarországi folytatásának felismerésében tehát a geotermikus maximum zóna követése is támpontot adhat a Pannon-medence hőáramtérképén az érmelléki zóna egy 90 mW/m²-es értékkel jellemezhető [DÖVÉNYI et al. 1983]. (LENKEY P. volt szívés rendelkezésünkre bocsátani a „Hőáram a Pannon-medence ÉK-i ré-

szén és az Erdélyi-medencében” c. térképet.) Látható, hogy ez a térkép inkább áttekintő jellegű, az idézett Bandraburcikk viszont az adott területen található mélyfúrások alap-

ján készült. Az árok magyarországi folytatása azonban egy magasabb, 100 mW/m²-es hőárammal jellemzett terület szélét követi egy rövidebb szakaszon.



3. ábra. Eötvös-inga-mérések gradienstérképe [BASSO 1942]. A blokkhatárok a preneogén alaphegység szerkezeti elemeit jelentik [CORNEA, SPANOCHÉ 1978]. A mobil zónát az ELGI 1975–1977. évi mérései nyomán, a vetőt SZABÓ Z. szóbeli közlése alapján tüntették fel. 1—a gradiens léptéke; 2—szintvonal (izogamma); 3—mobil zóna; 4—blokk határa; 5—vető

Fig. 3. Gravity gradient map of Eötvös torsion balance survey [BASSO 1942]. Block borders delineated by CORNEA, SPANOCHÉ [1978]. Mobile zone determined by ELGI, fault marked by Z. SZABÓ. 1—scale in 30 eötvös unit; 2—contour line isogamma; 3—mobile zone; 4—block border; 5—fault

Az érmelléki aktív terület folytatását vizsgálva a következőkben megadjuk néhány magyarországi fúrás talphőmérsékletét. Érthető okokból a mobil zónába nem mélyítették fúrásokat, de az annak közelében lévő fúrások talphőmérsékletét ismerjük (2. táblázat).

Az érmelléki földrengések forrásai tehát egy melegebb területhez kapcsolhatók ugyan, de ez nincs ellentétben az eddigi kutatások eredményeivel [WALZER et al. 1988, 1990, BODRI 1994], mivel a törésvonalak mentén a mélyebb, magasabb hőmérsékletű rétegekből könnyebb a feláramlás.

A 12 adatból (kútkönyvekből) meghatározható egyenes:

$$T=42,8 h+23,2$$

ahol

h —mélység (km), T —hőmérséklet, $r=0,9$ —korrelációs együttható.

A mobil zóna peremén lévő fúrásokra nyert — 1000 m-re számított — hőmérséklet kisebb, mint a hivatkozott román szerzők Gálospetri-árokra megállapított értékei.

2.2. Fiatal mozgások az aktív területen

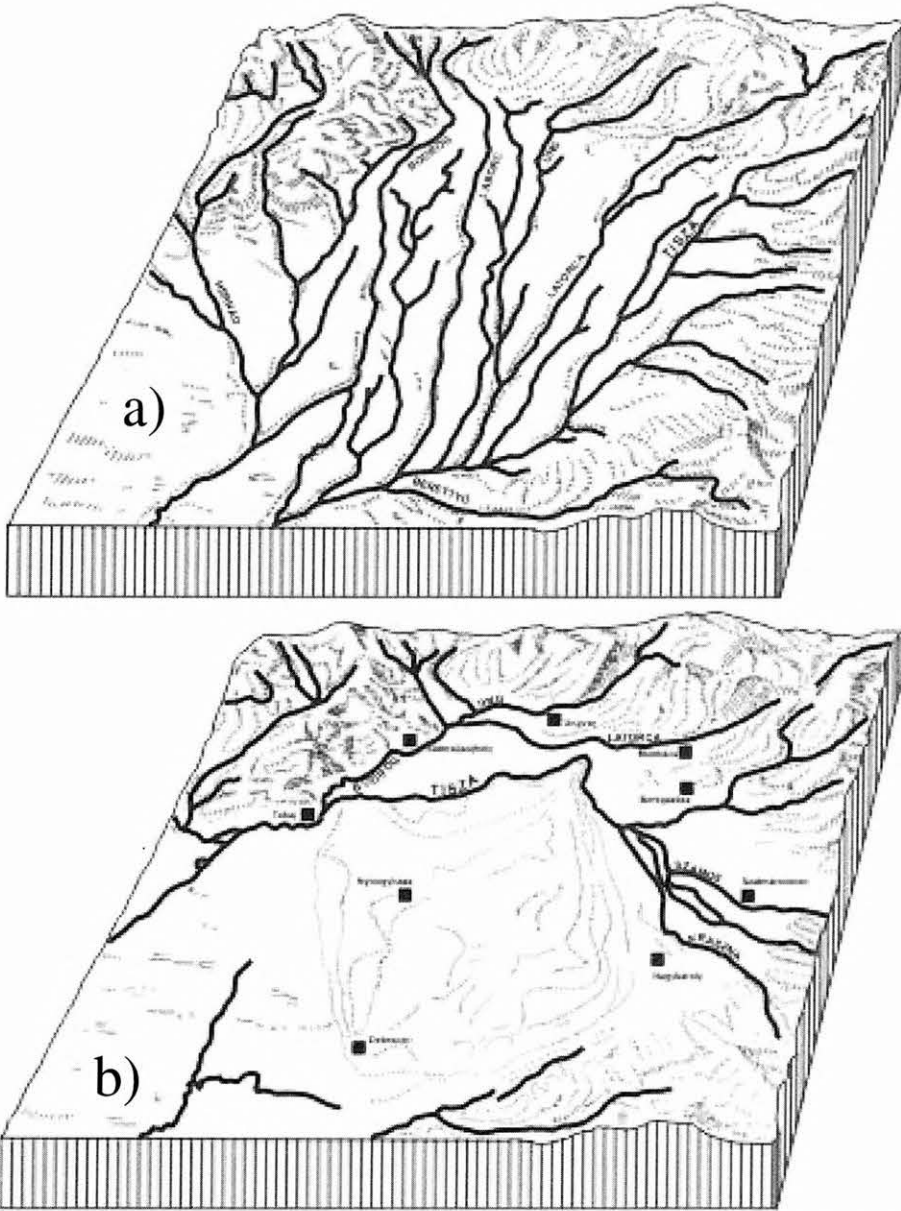
Kiemelt jelentőséget tulajdonítunk a szeizmoaktív területek felismerésében a negyedkorban aktív vetők kijelölésének. Sajnos jelenleg ilyen adataink a romániai érmelléki rész pleisztocénben aktív vetőire vonatkozóan nincsenek.

Tudjuk azonban BORSY [1953, 1961] és BENEDEK [1960] tanulmányából, hogy a közelmúltban is élénk mozgások történtek a vizsgált területen. Ennek bizonyítékaként elég az Érmellék tágabb környezetében a pleisztocén folyamán bekövetkezett folyómeder-változásokra utalni BORSY kutatásai alapján (4. ábra).

A Sárret a levantikumtól napjainkig süllyed. A pleisztocénben megsüllyedt a Szatmár–Beregi-síkság is. A Szilágysági-dombvidék és az Alföld között húzódó érmelléki tektonikus vonal és a Sárret depressziója a pleisztocén

1	Álmosd-1	2826 m	145 °C
2	Álmosd-2	2451 m	122 °C
3	Álmosd-3	2358 m	123 °C
4	Álmosd-4	2650 m	133 °C
5	Álmosd-9	2158 m	120 °C
6	Álmosd-11	2920 m	144 °C
7	Sáránd-1	2050 m	118 °C
8	Konyár-1	2500 m	129 °C
9	Sáránd-s-1	2250 m	113 °C
10	Konyár-2	2100 m	110 °C
11	Álmosd-5	3126 m	167 °C
12	Sáránd-s-3	1900 m	109 °C

2. táblázat. Néhány fúrás talphőmérséklete
Table 2. Bottom hole temperatures



4. ábra. a) Az Alföld északkeleti részének valószínű képe a pleisztocén végén; b) Az Alföld északkeleti részének mai képe BORSY [1961] szerint

Fig. 4. a) Probably picture of NE part of Great Hungarian Plain at the end of Pleistocene; b) Picture of NE part of Great Hungarian Plain in recent time after BORSY [1961]

folyamán az Alföld északi részének fő vízlevezető és vízgyűjtő területe lett.

A Tisza a nyírségi kúp (a Hoportyó 183 m magas) emelkedése miatt fokozatosan K felé csúszott, a würm II. végén az Érmellék északi kapujában egyesült a Szamossal és helyét az Ér völgyében foglalta el. Elhagyott Tisza-medrek fordulnak elő a Nyírség keleti peremén.

Az egyesült Tisza–Szamos az utolsó eljegesedés végén megkezdte a beréselést és teraszformálást a pleisztocénben feltöltődött érmelléki hordalékban. A folyó kezdeti kis esése miatt a bevágódás üteme lassú lehetett. A Sárrét további süllyedésének következtében a beréselés üteme megnőtt. Ezt a hatást elősegítette, hogy a fenyő-nyír korszak elején megnőtt a folyóvíz mennyisége.

BORSY [1953] szerint a fenyő-nyír fázisban a pleisztocén felszín egyes részei lesüllyedtek, mások felemelkedtek.

A tektonikus mozgások hatására az É-ről D-re folyó vizek által kiépített törmelékűp arculata teljesen megváltozott.

A fenyő-nyír II. és III. fázisa között a Bodrogeköz ÉK–DNy-i törésvonal mentén megsüllyedt. Süllyedésnek indult a szatmár-beregi pleisztocén felszín is, miközben a nyíradony-nyírmihálydi horszt kiemelkedett.

BENEDEK Z. valószínűnek tartja, hogy a Szatmári-síkság süllyedésével egy időben megbillent a Nagykároly környéki terület is. A szatmár-beregi terület a fenyő-nyír III. fázisában újra megsüllyedt, és kb. 20 m-rel került a Nyírség szintje alá, és a Tisza mind nehezebben törhetett utat magának az érmelléki csatornához. A szétterülő víz óriási mocsaras területet hozott létre, majd a Bodrogeköz erőteljes süllyedésével a Nyírség K-i peremén a Tisza ÉÉNy-i irányba veszi útját.

A szatmár-beregi felszín süllyedése fokozatosan átterjedt a mai Ecsedi- és Szatmári-síkság területére is. A fenyő-

nyír IV. fázisának elején lezökken ez a terület, és a magasabban maradt Ér mentéről a Szamos is átvált fokozatosan a Szatmári-síkságra. A Kraszna erózióbázisának emelkedésével erőteljes hordalékkúp-felhalmozódásba kezd, és így a Kraszna a Szamos medrét kezdi kiszorítani az Érmelléki-kapuból. Ennek lett a következménye, hogy az Ér völgyében a bevágódás véglegesen megszűnt.

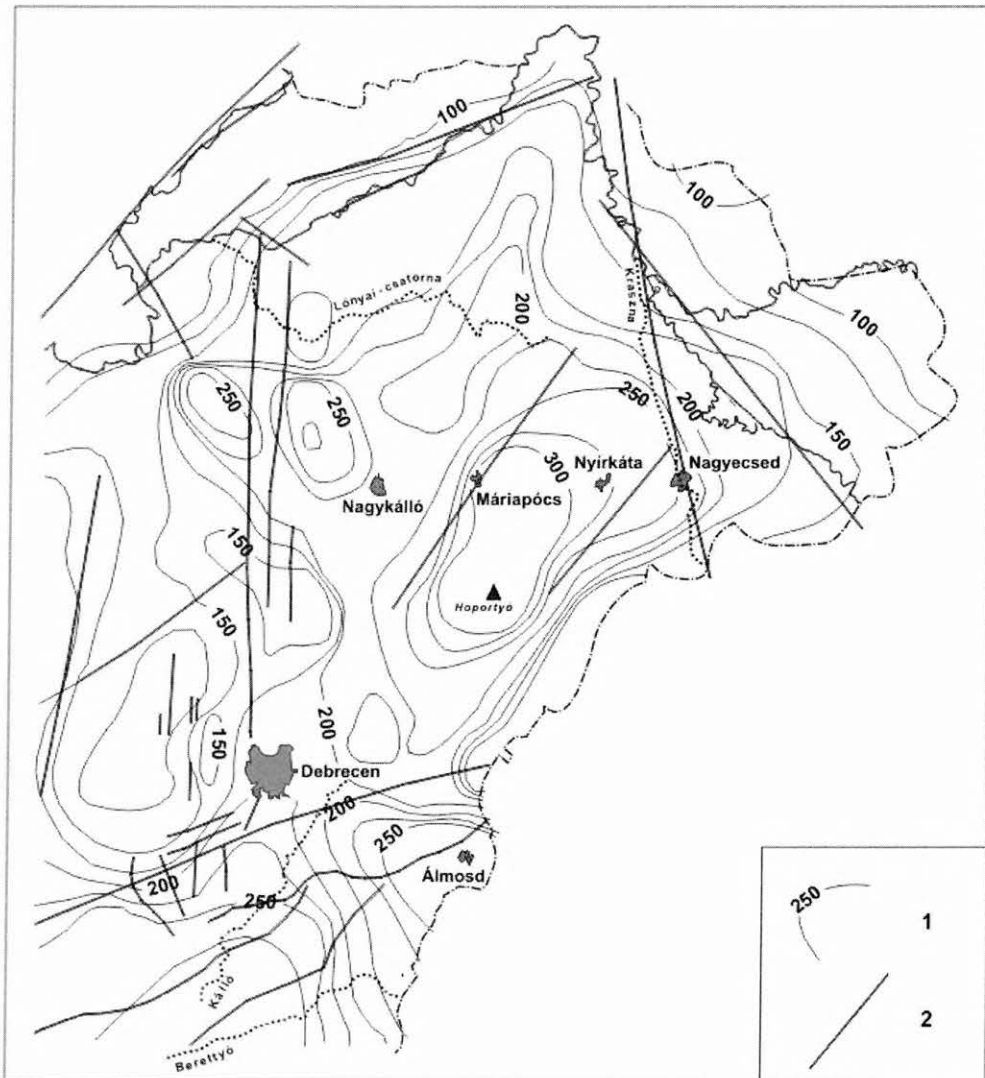
A mogyoró kortól napjainkig tartó süllyedés során kialakult az Ecsedi-láp medencéje, amely magához vonta a Krasznát, és a mai helyére vitte a Szamost is.

Bizonyos támpontot adnak a fiatalabb mozgásokra a pannon és pleisztocén mélység- és rétegvastagság-térképek.

A Hoportyó elég tág környezetében a felső-pannon fekszik 500 m-re van a felszín alatt, majd minden irányban süllyed, DK felé a legmeredekebben. Keleti irányban a felső-pannon fekszik eléri az 1,1 km-es mélységet, majd újra emelkedik Piskolt felé (600 m).

A vizsgált terület legmagasabb részének (Hoportyó és környéke) az emelkedése a negyedkor folyamán gyors volt, ellenkező esetben nem itt lenne a legvastagabb (300 m) a negyedkori üledék [URBANCEK 1979, JÁMBOR

2000]. A felsorolt szerzők térképei ugyan egymástól különböznek, de abban megegyeznek, hogy a legvastagabb negyedkori üledék a legmagasabban lévő területen is megtalálható (5. ábra). Az üledékvastagság délkelet felé gyorsan süllyed: Penészleknél csak 125 m, dél felé azonban csak lassan változik. Az emelkedés következtében a területen az átfolyás megszűnt, vízválasztó alakult ki. Ezek az eredmények bizonyos mértékig alátámasztják BORSY [1961] megfigyeléseit a Nyírség déli részére vonatkozóan: „A Nyírség D-i részének pleisztocén-végi felszíne enyhén lejtett ÉÉK-ről DDNy-nak és magassága 110–140 m között ingadozhatott. A terület nagyobb részén ma is ez az általános lejtésirány, a magasságviszonyok azonban számottevően megváltoztak, mert az óholocén mozgások Nyírábrány, Vámospércs, Hajdúsámson, Gebe, Aporliget vonal között fekvő területet 10–30 m-rel megemelték. Az emelkedés Nyíradony, Nyírpilis, Encsencs, Nyirbogát és Nyírmihálydi között volt a legerősebb. Az ottani részen több parabolabuckának 170 m-nél is nagyobb a tszf-i magassága, a Koportyok (mai nevén Hoportyó) pedig 183 m magas (ez a Nyírség legmagasabb pontja).”



5. ábra. A Nyírség kvarter vastagságtérképe és a negyedkorban aktív törései. 1—a pleisztocén üledékvastagság szintvonalai (a [JÁMBOR 2000] és a [FRANYÓ 1992] térképek módosított és összedolgozott változata); 2—a pleisztocénben aktív törésvonal [JÁMBOR et al. 1993]

Fig. 5. Thickness and active faults of Quarter in Nyírség. 1—composed and modified contour lines of Pleistocene sediments after JÁMBOR [2000] and FRANYÓ [1994]; 2—active faults in Pleistocene after JÁMBOR et al. [1993]

A geomorfológiai kutatások tehát fiatalkorú süllyedéseket és emelkedéseket mutattak ki, ami arra utal, hogy a területen ma is feszültség-felhalmozódás folyik. Hazánk pleisztocénben aktív törésvonalainak 1:500 000 méretarányú térképét két egymástól független kutatócsoport készítette el [JÁMBOR et al. 1993, SCHWEITZER et al. 1993]. A térképek kritikai elemzése [BALLA et al. 1993] az alföldi területre — elegendő bizonyíték hiányában — még a „kellőképpen alátámasztott” töréseket se fogadta el. A vitát eldönteni nem tudjuk, ezért csak azt a megjegyzést tehetjük, hogy a jelenlegi vízfolyásokból csak kellő óvatossággal szabad következtetnünk a területen végbement mozgásokra, hiszen az ösvízhálózatot a csatornák és mesterséges tavak megváltoztatták. A két kutatócsoport eredményeit azonban — kellő óvatossággal — figyelembe vesszük a mobil zóna jelenlegi aktivitásának eldöntésében, valamint a következőkben tárgyalásra kerülő Nyírség-blokk „egyveretűség”-ének eldöntésében és a peremeinek meghatározásában (5. ábra).

A 5. ábrán feltüntettük a negyedkorban aktív vetőket is. A SCHWEITZER et al. [1993] munkájában látható, — 63-as számmal jelölt — kellőképpen alátámasztott törésvonal a Nagyér elnevezésű vízfolyást követi. A mobil zóna és a jelenlegi vízhálózat kapcsolatát vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a Nagyér a mobil zóna csapásirányával párhuzamosan, tőle nem nagy távolságra folyik, tehát lehetséges, hogy a mobil szerkezet a negyedkor folyamán is mozgott. JÁMBOR et al. [1993] feldolgozásában a mobil zóna környezetében több, a „pleisztocénben feltételezhetően aktív törésvonal”-at jelöltek, ami megerősíti a mobil zóna negyedkor aktivitására vonatkozó elképzeléseket.

Igaz, hogy a gravitációs mérések eredményeinek ismeretetésénél már utaltunk az Érendréden át húzódó, az árkot lezáró haránttörésre, amely esetleg a szerkezet keleti irányú (Magura) folytonosságára vonatkozó elképzeléseket megkérdőjelezheti.

Az árok és a mobil zóna mélyszerkezete nagyon hasonló, és aktív, ezért azt várjuk, hogy a negyedkori mozgások nyomai ezeknek a szerkezeteknek az egységét, folytonosságát alátámasztják. Ezzel szembe azt látjuk, hogy a folyamszabályozás előtti vízhálózat (1860) nem tükrözi a két szerkezet kapcsolatát. A Gálospetri-árkot a mobil zónától egy megemelt terület választja el, amelynek legmagasabb pontja (Három-halom, 145 m) 40 m-rel haladja meg az árok szintjét. Ezt a megemelt hátat kerüli el dél felé az Ér patak és nagy kanyarokat leírva folyik Pocsajnál a Berettyóba.

Mielőtt elhamarkodott következtetéseket vonnánk le a két szerkezet kapcsolatáról, a következőket kell megfontolni. A Nyírségből lefolyó vizek egy É–D és egy K–Ny irányú felső-pleisztocén hordalékkúpot képeztek [PÉCSI Ed. 1972], amely a Nagyértől délre lévő területet töltögette. Lehetséges, hogy ez a hordalékkúp zárta el a mobil zóna és a Gálospetri-árok közötti átfolyást. Ebben az esetben az árok és a mobil zóna kapcsolatát nem cáfolja a vízfolyások jelenlegi képe. Elképzelhető az is, hogy az Álmosdtól D-re lévő terület emelkedése is hozzájárult az árok és a mobil zóna közötti átfolyás megszűnéséhez. Ebben az esetben a két szerkezet közvetlen kapcsolata megkérdőjelezhető. Ez abból a szempontból fontos, hogy nem állíthatjuk minden további megfontolás nélkül, hogy a mobil zónában hasonló méretű rengésekre kell számítani, mint amelyeket az árokban már megfigyeltek.

2.3. Az Érmellék környezetének jelenkori mozgásai

A terület jelenkori mozgásainak megfigyelése ismételt geodéziai mérések segítségével lehetséges. Több ilyen térkép készült, amelyek eléggé eltérnek egymástól, annak ellenére, hogy ugyanazon személy szerkesztésében készültek. Mi a legutolsó változatot használtuk [JOÓ Ed. 1985]. Az 1985-ös változat szerint Satu Mare (Szatmárnémeti) és Valea lui Mihai (Érmihályfalva) közötti területrészen, Piskolton, Nagykárolyon és Körtvélyesen keresztül menő vonalon hajtottak végre ismételt méréseket. A vizsgált vonalon nem tapasztaltak jelentős mozgásokat. Ennek oka valószínűleg az, hogy a mérések éppen a Piskolti-blokk gerincén történtek, és nem a Gálospetri-árkot harántoló vonal mentén.

A jelenkori mozgások elemzése bizonyos mértékig alátámasztotta azt a feltételezést, hogy a Piskolti-blokk egységesen mozog és a földrengések a blokk DDK-i peremén keletkeztek, nem lehet azonban kizárni, hogy a Piskolt és Nagykároly közötti törésvonal mozgását jelzik a megfigyelt kis mozgások. A geodéziai mérések eredményeinek taglalására még a Nyírség-blokk vizsgálatánál részletesen kitérünk.

2.4. A Gálospetri-árok és mobil zóna aktivitására jellemző adatok összehasonlítása

a) Gálospetri-árok

1. Kiemelt blokkok között a Gálospetri-árok szűkebb környezetében (valószínűleg a peremén) földrengések keletkeztek.
2. Az aktív területen a felső-pannon fekvésében és az alatta lévő idősebb rétegekben mélytörések találhatók.
3. A vizsgált területen a pleisztocénben élénk mozgások voltak, amelyek során a vízfolyások kiszorultak az Érmellék völgyéből. A környezeténél mélyebben fekvő, elhagyott, széles folyómeder a Pocsaji-öbölíig követhető.
4. A terület maximális hőmérsékletű zónája a Gálospetri-árkot követi.
5. A jelenkori geodéziai mérések eredményeiből az árok és a Piskolti-blokk közötti mozgásokra nem lehet következtetni, de megállapítható, hogy a Piskolti-blokkon belül nincsenek számottevő mozgások.

b) Mobil zóna

1. A mobil zónában vagy annak a peremén keletkeztek az Álmosdi rengések, amelyek fészekmélysége eltér a hazai átlagtól és hasonló az érmelléki rengésekéhez.
2. A mobil zónában, a pannon rétegekben és az alatta lévő idősebb rétegekben mélytörések találhatók.
3. A mobil zónától északra lévő terület (Hoportyó) a pleisztocén folyamán megemelkedett, kibillent és az északra délre folyó vizek vízválasztója lett.
4. A mobil zóna környezetében lévő fúrások 1000 m-es mélységre vonatkoztatott hőmérséklete alacsonyabb, mint a Gálospetri-árokban mért értékek.
5. Az árok és a mobil zóna közötti folytonosságot az Eötvös-inga-mérések eredményei nem támasztották alá.
6. A mobil zónát keletről egy megemelt hát (Diószegi-blokk) választja el az ároktól.
7. Az árok és a mobil zóna kapcsolatára a jelenlegi vízfolyások nem utalnak.

A fentiek szerint — annak ellenére, hogy nincsenek ki-

fogástalan bizonyítékaink a Gálospetri-árok és a mobil zóna összetartozásáról — jelenlegi bizonytalanságunkat egy konzervatív közelítéssel fejezzük ki. Abból indulunk ki, hogy az árok és a mobil zóna egy szerkezet, tehát az érmelléki rengésekhez hasonló méretűekre kell számítani az egész aktív zónában.

Az eddigi megfontolásaink szerint a Piskolti-blokk és a Gálospetri-árok közötti feszültség-felhalmozódás kioldódása okozta a rengéseket. Nem zárható azonban ki, hogy a folyamatokat az ároktól keletre lévő területek emelkedése is befolyásolja. Elég, ha csak az 1905-ös köbökúti földrengésre gondolunk, amely az Ottományi-blokk és a Sinicolau-árok peremén keletkezett, tehát nem tartozik szorosan az általunk vizsgált szerkezetekhez. Ez annyiból érdekes, hogy az a migrációs folyamat, amely a Gálospetri-árok és a mobil zóna közötti kapcsolatot kívánta alátámasztani elvesztette meggyőző erejét. Ugyanakkor a köbökúti rengés az emelkedő Rézhegy és a süllyedő medencék átmeneti zónájának feszültségfelhalmozó képességére tereli a figyelmet. Ebben az esetben a mobil zóna földrengéskockázatáról, nevezetesen a hozzá kapcsolható maximális földrengésméretéről megbízható adatot nem tudunk adni.

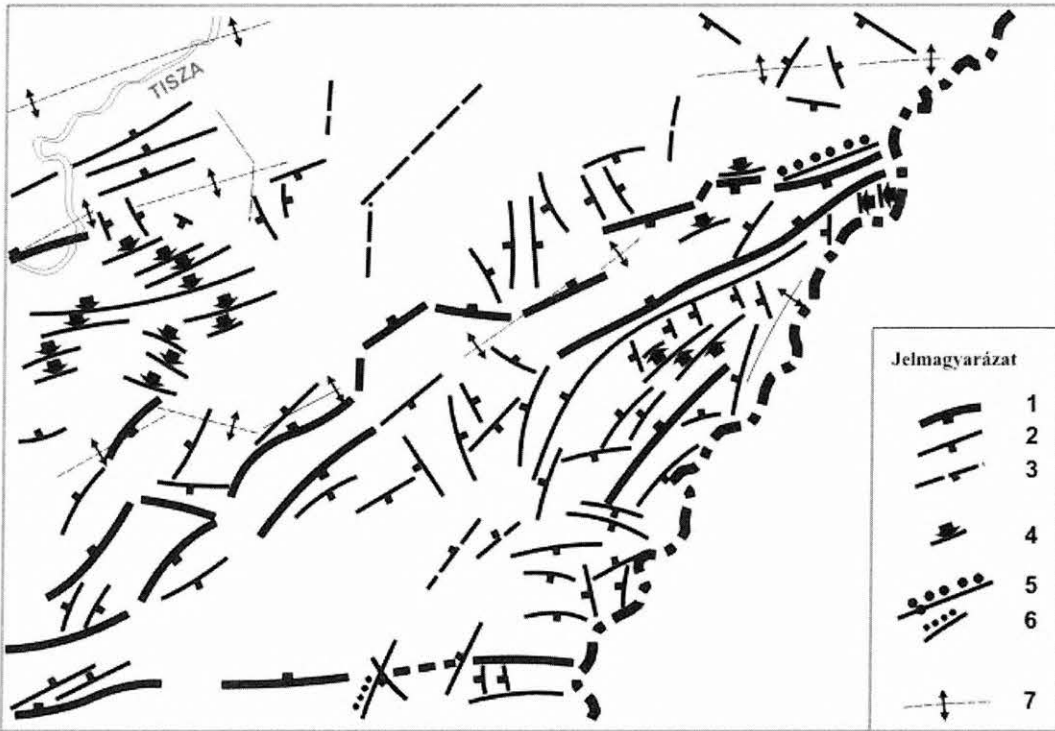
3. Az Érmellék tágabb környezetének földtani felépítése

Az előzőekben láttuk: annak ellenére, hogy a terület jól megkutatott, nem tudunk teljes biztonsággal arra válaszolni, hogy az érmelléki aktív árok folytatódik-e hazánkban.

Még bizonytalanabb az érmelléki zóna tágabb környezetének aktivitását megbecsülni.

A mélyszerkezetek elemzéséhez BALLA [1992], KILÉNYI, ŠEFARA [1989], DANK, FÜLÖP Eds [1986], FÜLÖP, DANK Eds [1987], KÖRÖSSY [1982], POGÁCSÁS et al. [1989], RUMPLER, SZABÓ [1985], HORVÁTH [1999], SCHEFFER [1957], HAJDÚ et al. (1982), JÁMBOR, SZEIDOVITZ [1995] és MOLDVAY Ed. [1987] eredményeit tekintettük át.

RUMPLER, SZABÓ [1985] szerkesztésében az ELGI és a GKV felszíni geofizikai mérései alapján elkészült 1:500 000 méretarányú térképen első-, másod- és harmadrendű vetőket, első- és másodrendű feltolódásokat, valamint első- és másodrendű — a földrengés epicentrumokkal egybeeső —, recensnek minősített vetőket tüntettek fel. A Gálospetri-árok folytatásának tekinthető két elsőrendű vető mellett feltolódásokat is jelöltek a pannonnál idősebb képződményekben (6. ábra). A D-i, nagyobb levetési magasságú szerkezet Berettyóújfalun át egészen a Keleti-főcsatornáig követhető. Az elvetési magasság a vető mentén 400 és 1300 m között változott. Ez a törésvonal a Derecskei-süllyedéket is magába foglaló mélyvonalat DK-i részén húzódik, a Körössy-féle Szolnok-Ebes vonal, valamint a Körösszegapáti rögök között. A térképen feltüntetett vetők nagy száma, valamint a földrengésforrások lokalizálásában rejlő hibák miatt igen nehéz eldönteni, hogy melyik szerkezet van kapcsolatban egy-egy forrással. További kérdés az, hogy az elsőrendűnek minősített törések korrelációja szorosabb-e a földrengésforrásokkal, mint a másod- és harmadrendűeké, vagy egyáltalán nem állapítható meg számszerű összefüggés.



6. ábra. Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törérendszer-térképe [RUMPLER, SZABÓ 1985]. 1—I-rendű vető; 2—II-rendű vető; 3—III-rendű vető a levetés irányával; 4—feltolódás; 5—I. földrengés epicentrumokkal egybeeső, recensnek minősített vető; 6—II. földrengés epicentrumokkal egybeeső, recensnek minősített vető; 7—pozitív mágneses ΔZ anomália vonulatok tengelyiránya

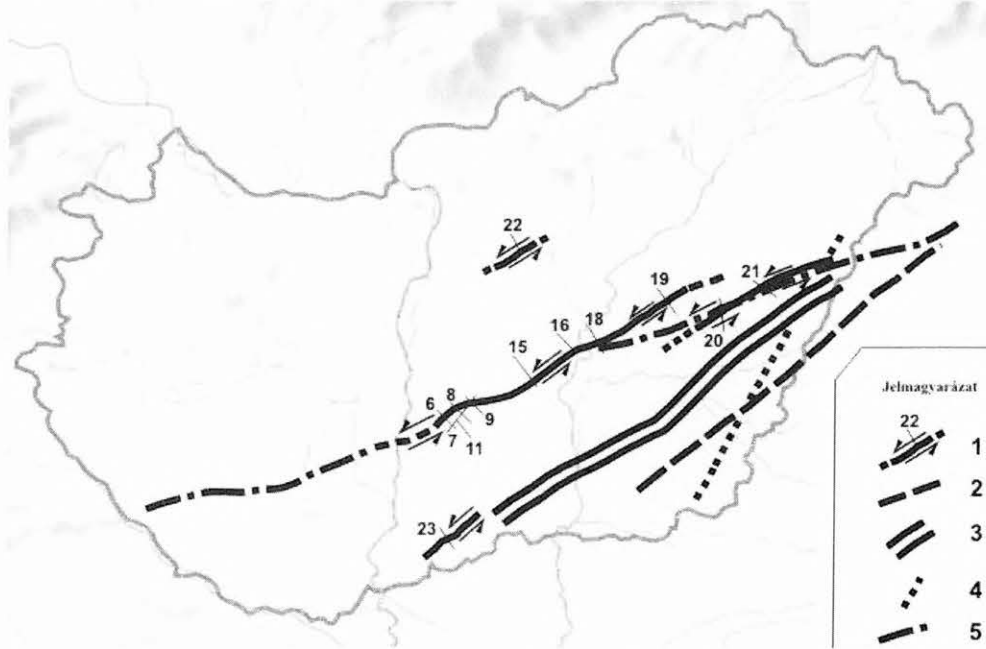
Fig. 6. Pre-Pannonian fault system in Hungary made by RUMPLER, SZABÓ [1985]. 1—first order faults with the throw direction; 2—second order faults with the throw direction; 3—third order faults with the throw direction; 4—upthrust; 5—epicentres associated with first order recent fault; 6—epicentres associated with second order recent fault; 7—axes of positive ΔZ magnetic anomaly lines

Zárójelben jegyezzük meg, hogy az elmúlt 300 évben keletkezett nagyobb rengések közül 4 esetben (Mór, Jászberény, Eger, Dunaharaszti) találtunk, 2 esetben (Komárom, Kecskemét) pedig nem találtunk elsőrendű törésvonalakat az epicentrális területen.

KÖRÖSSY [1982] térképén jelölt törésvonalak és haránttörések egy részéhez földrengések rendelhetők, de az esetek nagyobb részében a rengésforrások csak a vetők egy szűk szakaszához kapcsolhatók. Kivételt talán csak a Bugyi-magasrög és a Vatta–Maklári-árok képez, és esetleg a Rába vonal Dunával párhuzamosan húzódó része (Ógyalla–Diósjenő vonal). Különös, hogy a Szolnok–Máramarosi flis öv magyarországi szakaszán nem keletkeztek rengések. Igaz, hogy az előző bekezdésben említett

Rumpler-féle feldolgozásban nincsenek elsőrendű vetők a vizsgált területen.

POGÁCSÁS et al. [1989] kutatásainak eredményeire támaszkodva nyomoztuk a Gálospetri-árok távolabbi folytatását. POGÁCSÁSék szerint négy pannon-negyedkori oldal-eltolódásos zóna mutatható ki a Nagyföldön (7. ábra). Eredményeiket összevetették BISZTRICSÁNY [1977] intenzitástérképével és megállapították: „...a Kiskörös–Kisújszállás oldal-eltolódási zóna mentén jelentkeznek a legnagyobb szeizmikus intenzitás értékek Magyarországon. Az oldal-eltolódási zónához kapcsolódó, konjugált nyírási zónák által határolt, kompressziósan kiemelkedő blokkokban Kengyel-É, Földes, Sáránd, Kokad térségében pannon földgáztelepeket tártak fel a kutató fúrások”.



7. ábra. Szerkezeti vonalak a Gálospetri-árok környezetében. 1—oldaleltolódás a szeizmikus szelvény számával [POGÁCSÁS et al. 1989]; 2—SCHEFFER [1957]-féle peremeszakadási öv; 3—HAJDÚ et al. [1982]-féle diszlokációs öv; 4—süllyedő és emelkedő területek határa [JÁMBOR, SZEIDOVITZ 1995]; 5—oldal-eltolódásos öv [HORVÁTH 1999]

Fig. 7. Lineaments in the vicinity of Gálospetri graben. 1—strike-slip with the number of seismic section [POGÁCSÁS et al. 1989]; 2—tearing away zone after SCHEFFER [1957]; 3—dislocation zone after HAJDÚ et al. [1982]; 4—border of uplifting and subsiding zone [JÁMBOR, SZEIDOVITZ 1995]; 5—strike slip zone after HORVÁTH [1999]

Az idézettel kapcsolatban két észrevételt tehetünk: az elmúlt évek kutatási eredményei [SZEIDOVITZ, BUS 1995] alapján a Kecskemét környezetében keletkezett főrengés (1911) epicentrális intenzitása kisebb ($7,5\text{--}8^\circ$ MSK) volt, mint amennyire korábban értékelték [BISZTRICSÁNY 1977]. A másik megjegyzés pedig, hogy a rengések az eltolódásos zónától É-ra, a Kecskemét–Lajosmizse közötti területen keletkeztek.

Figyelemre méltó, hogy az oldal-eltolódásos zóna K-i határa pontosan kapcsolódik a Gálospetri-árokhoz, pedig — érdeklődésünkre — POGÁCSÁS Gy. közölte, hogy nem ismerték az idevonatkozó román kutatások eredményeit.

A földrengésforrások és az oldal-eltolódási zónák kölcsönös helyzetét illusztrálandó, feltüntetjük a 7. ábrán a SCHEFFER [1957] és HAJDÚ et al. [1982] által megállapított mélyszerkezetet.

SCHEFFER munkájában az Alföldön keleti felszínalatti peremi leszakadási övet jelölt. Említésre méltó, hogy az érmelléki, a köbölkúti, az álmosdi a füzesgyarmati és a békési források ettől a leszakadási övtől nyugatra 10–20 km távol-

ságra helyezkednek el. A felsorolt rengések közül a magyarországiak fészke, éppen a GAJDOS et al. [1980] által felismert ÉK–DNy csapásirányú diszlokációs övben található, és valószínűleg a Szeged környéki nagy történelmi rengést (1444) is ennek a diszlokációs övnek a mozgása váltotta ki. A 7. ábrán jelöltük a JÁMBOR, SZEIDOVITZ [1995] munkájában szereplő egy, az ország határával többé-kevésbé párhuzamosan futó szerkezetet is (emelkedő és süllyedő területek határa), ami a Scheffer-féle leszakadási övvel kb. 30° -os szöget zár be.

HORVÁTH [1999] térképén az oldal-eltolódásos zóna Kecskeméten túl a Kapos-vonalon át egészen Zágrábig követhető. Ez a törésvonal a Pogácsás-féle változattól annyiban különbözik, hogy Füzesgyarmattól nem DNy-i irányban húzódik, hanem közel Ny felé, Kecskemét irányába. A Kecskemét–Füzesgyarmat közötti rész sem a Rumpler-, sem a Pogácsás-féle változatban nem szerepel, a Kecskeméttől Pakson át a Tolnai-hegyhát felé húzódó szakasz azonban — eltérő minősítéssel ugyan — mind a

három változatban nyomon követhető. Itt jegyezzük meg, hogy a Tolnai-hegyháton az oldal-eltolódásos zóna nyomai a nagyon szabályos É–D irányú szintvonalak torzulásában nem észlelhetők. A zóna negyedkori aktivitásának nyomaira nincs utalás a korábban megjelent geomorfológiai tárgyú munkákban sem [MAROSI, SOMOGYI *Eds* 1990].

Hosszú ideig kétségeink voltak ezen regionális törésvonal földrengés-aktivitását illetően. Kevés rengés keletkezett a szűkebb környezetében, a fő- és utórengések területi eloszlása, és az izoszeizták formája se utalt a törésvonalra [SZEIDOVITZ 1993]. A törésvonal jelenkori horizontális mozgásaira pedig sem az őt harántoló folyó- és patakmedrek, sem a szintvonalak torzulása nem utal. Ennek következményeként elvetettünk minden olyan elképzelést, amely ennek a törésvonalnak földrengéskockázat-növelő jelentőséget tulajdonított.

Kétségeink akkor támadtak, amikor a földrengés szempontjából aktív Gálospetri-árok és a mobil zóna kapcsolatára fény derült. A mobil zóna és a Gálospetri-árok ugyanis a Pogácsás–Horváth-féle regionális törésvonalnak egy szakasza. Szükségessé vált a most felsorolt ellenérveinket ismételtén átvizsgálni és az ellentmondásokra valamilyen magyarázatot találni.

A törésvonal mentén keletkezett kevés rengést viszonylag könnyű magyarázni: nagyobb rengések a Kárpát-medencében ritkán keletkeznek.

Az izoszeizták szerkesztéséhez, főleg kisebb és közepes rengések esetén, kevés és nagyon szubjektív adatok állnak rendelkezésre. A helyi mérnök-szeizmológiai viszonyok (laza, vízzel átitatott üledékek) nagyon eltorzíthatják a rengéseket generáló törésvonal szerepét. A törésvonal jelenkori horizontális mozgását cáfoló megfigyeléseket viszont el kell fogadni, legalábbis a Tolnai-hegyhát területén. Az alföldi részen a vízfolyások mederváltoztatásának oly sok oka lehet, hogy nem tekinthető a regionális törés mozgására vonatkozó bizonyítéknak.

Elfogadjuk viszont azt, hogy a regionális törésvonal mentén több millió évig tartó horizontális mozgások voltak, amelyek következménye egy, a kérget is érintő, meredek dőlésű meggyengült törésfelület lett.

Nyilván ha valamilyen okból mozgások és feszültségfelhalmozódások történnek e regionális törésvonal környezetében, azok valószínűleg a meggyengült részen fognak kioldódni, ahogyan az emelkedő Nyírség és a mobil zóna esetén már megfigyeltük.

Mozgásokat, tömegátrendeződéseket nemcsak a kéregre ható erők hozhatnak létre, hanem, ahogy a bevezetőben említettük, medencék süllyedése során is felléphetnek. Ilyen esetekben is a környezetében lévő meggyengült zónának meghatározó szerepe lehet. Talán elég utalni a füzessgyarmati rengéssorozatra, amely ugyan az itt tárgyalt regionális törésvonallal hozható kapcsolatba, de a földrengésforrást valószínűleg az olaj- és gázbányászat aktivizálta.

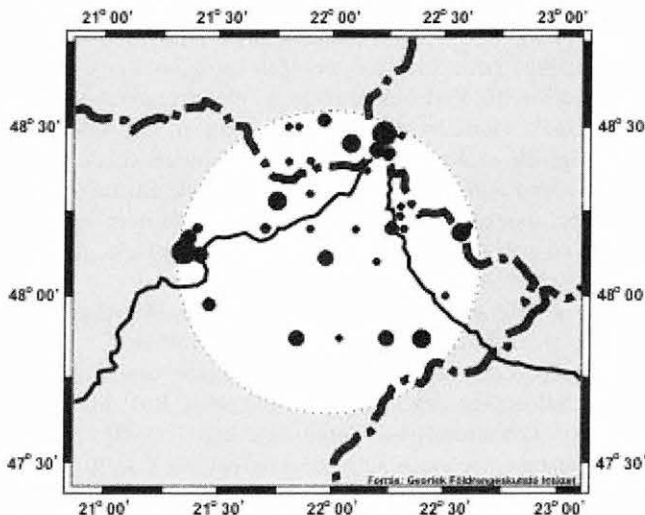
4. Az emelkedő és kibillenő Nyírség-blokk peremeinek meghatározása

Figyelmünket az előzőekben a mobil zóna folytatásában lévő földtani szerkezetek kimutatására összpontosítottuk. A következőkben megvizsgáljuk, hogy kijelölhető-e a vizsgált területen egy olyan egységesen mozgó blokk, amelynek a peremén az aktív területekre jellemző szerkezetek

(süllyedés, árok, mobil zóna, vetők) és pleisztocén mozgásokra utaló nyomok megtalálhatók.

A Nyírség és környezetének pleisztocén végi óholocén kori mozgásai — a Hoportyó tágabb környezetének gyors (1–2 mm/év) emelkedése, a Szatmár–Beregi-medence, és a Bodrogtó köz megsüllyedése — arra utalnak, hogy munkahipotézisként elfogadható a negyedkori Nyírség-blokk léte.

A pleisztocénél idősebb mozgásokról keveset tudunk. A miocén Nyírség-blokkról valószínűleg nem beszélhetünk. Elég, ha utalunk BODOKY et al. [1977] tanulmányára, amelyben a vizsgált terület Nyírcsád–Nagykálló vonalától keletre eső részét geofizikai mérések eredményei alapján 8 különálló részre osztották. Megkülönböztettek mélymedencéket és megemelt aljzatú részeket, valamint miocén vulkanitokat (8. ábra).



8. ábra. Az 1,2–4,2 magnitúdójú földrengések a 456–2000 közötti időszakban, Berkesz 50 km sugarú környezetében

Fig. 8. Earthquakes with magnitude 1,2–4,2 in vicinity of Berkesz (radius 50 km) in time interval 456–2000

ÉK-Magyarország vulkanikus kőzeteinek térbeli eloszlásáról átfogó képet kapunk NEMESI et al. [1996] tanulmányából. A komplex geofizikai kutatások során egy kb. 100 km hosszú és 10–12 km széles, a medencealjzatra közvetlenül települt miocén vulkáni zónát határoztak meg. Ez a zóna a nyírségi vízváltótól északra húzódik. Itt említjük meg: felmerült az az elképzelés, hogy a Nyírség pleisztocén kori emelkedését talán szubvulkáni tevékenység okozta. A mágneses anomáliák vizsgálata szerint azonban a bazalt vulkánosság csak kisebb zónákra korlátozódik, ezért az emelkedéshez szükséges 10 km^3 anyagnak nem lenne nyoma.

A részletes szeizmikus mérések a blokkon belül is kimutattak idősebb másod- és harmadrendű vetőket [RUMPLER, SZABÓ 1985, BERKES et al. 1982], igaz, hogy ezek nem hozhatók kapcsolatba a pleisztocén mozgásokkal.

Az előzőekben már vázolt elképzelések szerint a blokkperemek felismerésében a jelenkori ismételt geodéziai mérések mellett a kérget is érintő mélytörések, a pleisztocén mozgásokra utaló nyomok és a földrengések területi eloszlása is segíthet.

4.1. A Nyírség-blokk határai a jelenkori mozgások alapján

JOÓ *Ed.* [1985] már idézett térképén a vizsgált terület — a Rézhegység kivételével — süllyed. A legnagyobb süllye-

dést Debrecenben mérték (6,6 mm/év), a várostól távolodva ez az érték fokozatosan csökken. Ha a süllyedés kéregmozgások következtében történne, a vizeknek egy idő után Debrecen felé kellene folyniuk, hiszen a tektonikai mozgások lassan változnak. Ez a süllyedés tehát a városhoz kapcsolódik és a vízkivétellel van összefüggésben (a geodéziai mérési pont a legnagyobb vízkivételi kút közelében van) [CSAPÓ 1999]. Hasonló lokális süllyedést más város közelében is tapasztaltak.

Eltekintve a településekhez kapcsolható helyi süllyedésektől, a JOÓ I. szerkesztésében megjelent térkép szerint hazánk területének jelentős része, hegységeinket is beleértve (Bükk, Börzsöny, Mátra), süllyed. Ezeknek a méréseknek az eredményei ellentétben vannak a geológusok és geomorfológusok megállapításaival, amelyek szerint a negyedkor folyamán hegységeink 100–300 m-t, dombvidékeink pedig 100–200 m-t emelkedtek [RÓNAI 1973]. A hegyvidékek peremén futó teraszok szintjeinek, továbbá a medencekitöltő üledékek számának, magasságának és vastagságának elemzéséből kiderült, hogy a negyedkorban hegységeink szakaszosan emelkedtek, medencéink pedig szakaszosan süllyedtek. Igaz, hogy a geodéziai mérések a jelenkori mozgásokat tükrözik, de a holocén nem jelent új geológiai szakaszt, hanem csak a felső-pleisztocén glaciális után következő interstadiális részét képezi.

A Joó-féle térkép alapján földrengések Debrecen környékén és az érmelléki átmeneti zónában várhatók.

Debrecen és környékének — az ismételt országos szintezési hálózat eredményeire támaszkodva JOÓ által szerkesztett felszínmozgási sebességtérkép [1998] alapján feltételezett — jelentős süllyedése felkeltette CSAPÓ [1999] figyelmét, aki kísérletet tett a feltételezett mozgás gravitációs módszerrel történő megfigyelésére. 1989–2000 között 6 alkalommal végzett nagy pontosságú ismétlődő relatív graviméteres méréseket a területen telepített mozgásvizsgáló vonalon. A Joó-féle térképek szerint Szerencs, illetve Tarpa környezete gyakorlatilag mozgásmentesnek tekinthető fel, ezért az ott 1980-ban, illetve 1995-ben létesített abszolút gravimetriai állomásokat is bevonta vizsgálataiba. A regionális és lokális mozgások szétválasztására 1996-ban Debrecenbe is telepített abszolút állomást. A vizsgálat alapvető szempontjait [CSAPÓ 1999] ismertette. A relatív mérések eredményei tendenciájukban a nehézségi gyorsulás növekedését mutatják Debrecen–Vámospércs közötti Ny–K irányú vonalon, ami relatív süllyedésnek felel meg, megegyezően Joó-féle eredményekkel. CSAPÓ a vonalat bővítette a Vámospércs–Nyírbétek–Nyírcsaholy–Tarpa mérési pontok bevonásával. Az előzetes eredmények azt mutatják, hogy Nyírbétek és Nyírcsaholy emelkedik. Ez a két település azon a területen található, ahol BORSY szerint az óholocénban is emelkedés volt, és itt a pleisztocén rétegek vastagsága elérte a 235, illetve 250 m-t [JÁMBOR 2000]. Mielőtt nyugodt szívvel kijelentenénk, hogy az óholocénban bekövetkezett emelkedés napjainkig folytatódik, szükséges lenne a gravitációs méréseket Nyírbétek és Nyírcsaholy megfigyelési pontokon többször megismételni, és egy tágabb időintervallum adatait elemezni.

Összefoglalva az előzőeket csupán annyit mondhatunk, hogy a vizsgált terület jelenkori mozgásait mérések hiányában nem ismerjük elegendő pontosan.

4.2. A Nyírség-blokk határai a pleisztocén mozgások és földtani szerkezetek alapján

A Nyírség-blokk létének és kiterjedésének pontosabb megismeréséhez egy jól megtervezett geodéziai hálózaton végrehajtott ismételt mérések nyújtanák a legtöbb segítséget. Ilyen mérések nincsenek, és ha holnap telepítenének egy hálózatot, akkor is több évtizedig tartó ismételt mérések hoznák meg a kívánt eredményt, hiszen itt viszonylag kis (1–2 mm/év) mozgásokról van szó. A blokkperemek kijelöléséhez geofizikai (elsősorban szeizmikus), geomorfológiai (vízhálózat) és földtani vizsgálatok eredményeit használjuk fel.

4.2.1. A Nyírség-blokk D-i határának kutatása

A blokk déli peremét jelzi az É–D irányú vízfolyások megváltozása K–Ny-i irányba (Konyári–Kálló). A Konyári–Kálló a mobil zónától délebbre van ugyan, de csapása a mobil zónával párhuzamos.

A mélyszerkezet és a geomorfológia mellett az álmosdi és debreceni rengések jelzik a zóna aktivitását.

4.2.2. A Nyírség-blokk K-i határának kutatása

A blokk keleti peremének déli szakaszát a Gálospetriárok határolja. Ennek az ároknak északi folytatása nincs, mivel nekiütközik a Madaras-blokknak [VISARION et al. 1979]. Elfogadva a neogénnél idősebb rétegekre kimutatott szerkezetet, a Nyírség-blokk keleti határát máshol kellene keresni, esetleg nyugatabbra Penészlek környezetében, az ÉÉK–DDNy irányban húzódó, JÁMBOR, SZEIDOVITZ [1995] által meghatározott törésvonalban, vagy az árkot is magában foglaló szélesebb zónában. Ebben az esetben a Piskolti-blokk egy megemelt helyzetű szigetként fogható fel, amelynek keleti és nyugati peremén számíthatunk földrengésekre. Ez a változat is elképzelhető azzal a megjegyzéssel, hogy ennek a kis blokknak a keleti és nyugati határa nagyon eltérő földtani felépítésű.

VISARION előbb idézett munkájában a felső-pannon fekküjéről is közölt egy ábrát (2. ábra), amely már egy árnyaltabb képet közvetít a vizsgált szerkezetéről. Az árok peremén az 1000–1200 m mélységű izohipszát követő törésvonal Piskolt és Dengeleg között szétválik és a felső ága 40°-kal északnak fordul és a magyar határtól kb. 5 km-re véget ér, valószínűleg azért, mert a felső-pannon mélységét itt már nem ismerik, ezt jelzik a szaggatott izovonalak. Ha a vető a felső-pannon 900 m-es mélységű fekküjét követi, iránya egészen északivá válik és befordul a Kraszna folyásirányába.

A Kraszna a pleisztocén végén megsüllyedt, ma a Szatmár–Beregi-medence nyugati peremén folyik D–É irányban. SCHWEITZER et al. [1993] kellőképpen alátámasztott törésvonalnak jelezte, amelyet „a határ és a torkolat között rengésfészkek és völgyaszimmetria igazolják”. A rengésfészkektől eltekintve, csak a völgyaszimmetria utal a Kraszna-meder negyedkori aktivitására.

A Krasznát és a Szamost harántoló vízföldtani szelvényeken (Nyírpilis–Tiszabecs, Mérk–Uszka) MIKE [1991] több törésvonalat jelölt, amelyek közül néhány e két vízfolyás közelében volt. A törésvonalak túlnyomó része egészen a felszínig nyomon követhető. Sajnos a szelvények gyenge minősége nem teszi lehetővé, hogy az elvetődés

mértékét és korát meghatározzuk, a szöveges magyarázóban pedig nincs utalás ezeknek a vetőknek a paramétereire.

PÉCSI Ed. [1972] Magyarország geomorfológia térképén a Kraszna határozott határt jelent a nyugati homokos, homokbuckás terület és a keleti ártéri rész között.

Magyarország földtani térképén [FÜLÖP Ed. 1984] a Kraszna ugyancsak határt jelent a túlnyomórészt futóhomokkal fedett nyugati, és a homoklizztal és ártéri iszappal fedett keleti terület között.

Ami a mélyszerkezetet illeti, a legújabb szeizmikus kutatások [UJFALUSY 1997, 1998] szerint a Nyírlugos–Nyírábrány közötti szakaszon egy É–D irányú, az alsó-pannonban is követhető normál vető zóna található, amely elválasztja a megsüllyedt szatmár-beregi területet a megemelt helyzetű Nyírségtől. A töréses zóna a miocénben és az idősebb (kréta) rétegekben is megtalálható, csak Nyírlugostól délre ÉK-i irányba fordul.

Hangsúlyoznunk kell, hogy ennek a zónának a földtani szerkezete nem hasonlít a Gálospetri-árokhoz vagy a mobil zónához.

4.2.3. A Nyírség-blokk É-i peremének kutatása

A pleisztocénben megsüllyedt Bodroghöz D-i peremét, a Tisza medrét tekintjük vizsgálatunk kiindulópontjának. Sajnos nem támaszkodhatunk kutatásunk két fő pillérére, a mélytörésekre és a negyedkori mozgásokra utaló bizonyítékokra. Ezen a területen ugyanis hiányoznak a korszerű szeizmikus kutatások, ennek alátámasztására elég, ha KILÉNYI, TÓTH [1990] szeizmikus megkutatottsági térképére nézünk. A helyzet 1990 óta sem javult, ennek igazolására hivatkozunk UJFALUSY [1998] összefoglaló munkájára, amelyben megemlíti, hogy „A szeizmikus mérések a terület (Nyírség) D-i részén sűrűbb, 1–3 km hálózatot képeznek, az É-i részen hálózatról alig beszélhetünk, legfeljebb 1–2, a területet átszelő szelvényről. Ide sorolhatók az 1958–62. években bemért refrakciós vonalak is, valamint az 1970-es évek elején, OKGT megrendelésre bemért (ELGI) igen ritka hálózat is.”

A geomorfológiai térképek [PÉCSI Ed. 1972, SCHWEITZER et al. 1993] nem jeleznek negyedkorban aktív törésvonalat a vizsgált területen.

A Bodroghóztól délre a Konyári–Kállóhoz hasonló K–Ny-i irányú vízgyűjtőt, a Lónyai-csatornát találjuk, amely a délről észak felé folyó vizeket egyesíti, jelezvén a terület ellaposodását. Ez a csatorna 20 km-rel délebbre van a megsüllyedt Bodroghóznél. Sem SCHWEITZER et al. [1993], sem JÁMBOR et al. [1993] jelentéseikben nem jelölik mint a pleisztocénben aktív területet. Az utóbbi szerzők e területtől északra két, a Tisza medrével párhuzamosan húzódó „a pleisztocénben feltételezhetően aktív törésvonal”-at jelöltek.

RUMPLER, SZABÓ [1985] a rendelkezésre álló geofizikai kutatások alapján a mélyszerkezetben a Lónyai-csatorna közelében vetőket jeleztek, de csapásirányuk nem párhuzamos a csatorna medrével. RUMPLERÉK e területtől délre, Hajdúnánástól keletre két K–NY irányú, recensnek minősített, másodrendű vetőt jeleztek, de a levetési irányt és a vető jellegét nem közölték. Ezeknek a szerkezeteknek a létét támasztotta alá BARVITZ et al. [1990] térképe is. Ezek a vetők a Lónyai-csatornától délre (kb. 20 km) találhatóak, K–Ny-i irányúak és csapásuk merőleges a délről észak felé folyó vizek folyásirányára. A geomorfológiai és

neotektonikai vizsgálatok [PÉCSI Ed. 1972, SCHWEITZER et al. 1993, JÁMBOR et al. 1993] nem jeleztek aktív törésvonalat ezen a területen.

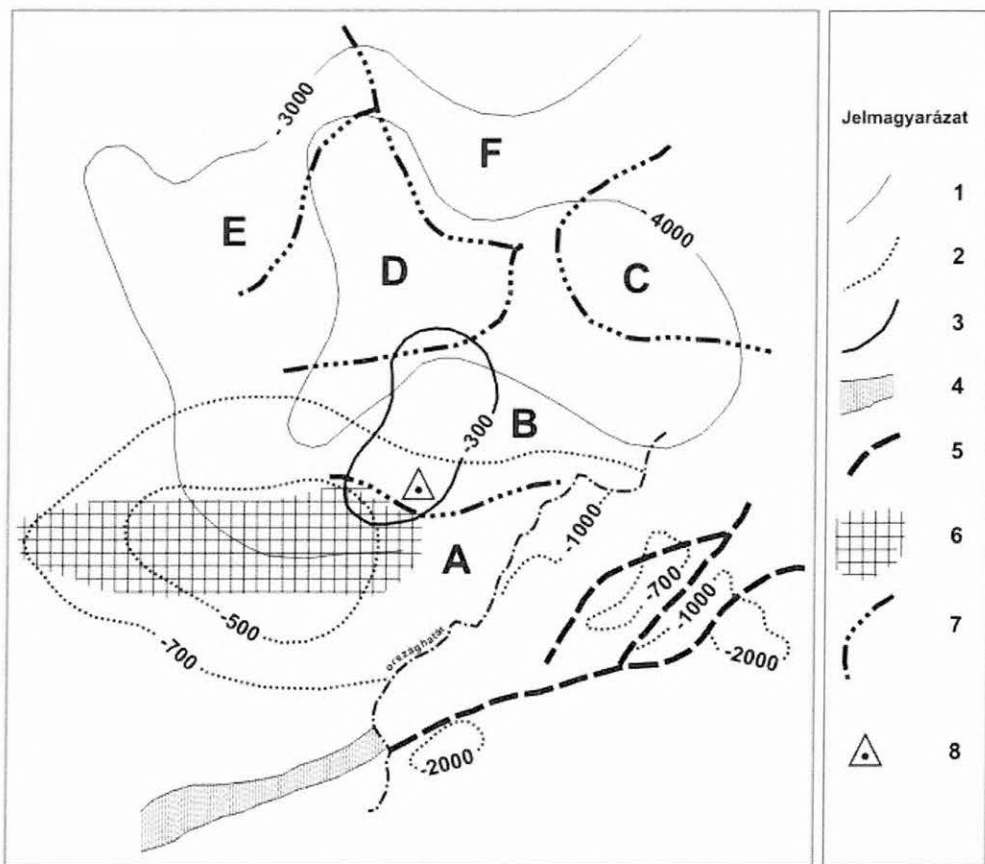
A fenti földtani szerkezetek aktivitásának áttekintéséhez a Berkesz 50 km sugarú környezetében keletkezett rengéseket vizsgáltuk. Ennek a Nyírségnél jóval tágabb területnek a választását az indokolta, hogy így lehetővé vált a blokk keleti és nyugati határának tanulmányozása is.

E terület földrengésviszonyait a Földrengés-kutató Intézet GeoRisk internetes adatbázisának alapján vizsgáltuk. Ez az adatbázis megfelel a ZSÍROS [2000] katalógusában lévő értékeknek. Ebben a legújabb katalógusban — az előzőktől eltérően — az ukrán szeizmológiai állomások 1963–1993. között regisztrált és bemért magyarországi földrengései is szerepelnek. Az ukrán állomások elég érzékenyek voltak a nyírségi kis rengések ($M \geq 1,1$) regisztrálására. A vizsgált területen 46 rengés keletkezett, közülük 1958-ig csak olyan rengésről van tudomásunk, amelyeket a lakosság érzett. Ezeknek a rengéseknek a keletkezési helyét — a rengés nagyságától és a településhálózat sűrűségétől függően — elég pontosan ismerjük.

1958-tól napjainkig csak egy olyan rengés keletkezett a vizsgált területen, amelyet a lakosság is érzett (1982. július 1-én 05^h 50^m-kor Nagydobronyban, $M = 4,9$). Ezt a rengést nagyon sok állomás regisztrálta, ezért a keletkezési helyét pontosabban ($\varphi = 48^\circ \text{N} \pm 0,033^\circ$, $\lambda = 22,23\text{E}^\circ \pm 0,036^\circ$, $h = 3 \pm 8,4 \text{ km}$) meg lehetett határozni. Meglepő, hogy ennek a rengésnek nem voltak utórengései, legalábbis lakossági bejelentés nem érkezett. Igaz, hogy az ukrán állomások közvetlenül a főrengés után nem egészen másfél órával egy $M=2,7$ méretű rengést regisztráltak, de ennek a rengésnek keletkezési helyét ($\varphi = 48,2^\circ \text{N}$, $\lambda = 22,26^\circ \text{E}$) a főrengésnél 25–30 km-rel délebbre számolták, Mátészalka környezetében. Lakossági bejelentés nem érkezett, pedig a rengés méretét figyelembe véve — a fészekmélységtől függően — akár négyes intenzitása is lehetett volna. A néhány nappal később, július 6-án megfigyelt rengés gyakorlatilag ugyanott ($\varphi = 48,2^\circ \text{N}$, $\lambda = 22,3^\circ \text{E}$) keletkezett, de mérete kisebb ($M = 1,6$) volt, ezt a rengést a lakosság már nem érezhette. Mindkét — utórengésgyanús — eseményt csak $\pm 25 \text{ km}$ -es pontossággal sikerült lokalizálniuk.

Mi az oka annak, hogy ilyen részletesen foglalkozunk ezekkel a rengésekkel? Hiszen ezeknek a földrengéseknek a keletkezési helye egybeesik a Nyírség-blokk feltételezett keleti határával, tehát erősíti elképzelésünket. Függetlenül attól, hogy kedvező vagy kedvezőtlen az eredmény, a földrengés keletkezési helyének bizonyító erejét meg kellett vizsgálni, és a nyírségi rengések szempontjából nagyon aszimmetrikus ukrán szeizmológiai hálózat helymeghatározási képességét ellenőrizni kellett. Nyilván két olyan rengés alapján, amelyeknek a keletkezési helyét csak sejtjük, nem jelenthetjük ki, hogy az ukrán hálózat helymeghatározási hibája az ÉK-magyarországi rengések esetén elsősorban a φ értékében mutatkozik. Mielőtt a feltételezések kusza hálójába bonyolódnánk, célszerű az ukrán kollégákkal tisztázni néhány kérdést.

Berkesztől délre, a Nyírség-blokkon belül 9 földrengést jegyeztek fel, amelyek közül a nagyecsedei és nyírkátai fészkek a blokk keleti pereméhez rendelhetők. Ezen rengéseket a lakosság csak egy-egy településen érezte, ezért nem keletkeztek mélyen, és távol az adott helységtől.



9. ábra. A Nyírség-blokk földtani felépítése és geofizikai felosztása. 1—kainozoós medencealjzat [MOLDVAY Ed. 1987]; 2—felső-pannon formáció fekvése [MOLDVAY Ed. 1987]; 3—pleisztocén vastagságtérkép [JÁMBOR 2000]; 4—mobil zóna [ALBU et al. 1975–78]; 5—vetők az érmelléki aktív területen [VISARION et al. 1979]; 6—emelkedő terület [MOLDVAY Ed. 1987]; 7—a Nyírség felosztása geofizikai mérések alapján: A, E, F – emelt aljzatú területek; C, D – mélymedencék; B – miocén vulkanitok [BODOKY et al. 1977]; 8—a Nyírség legmagasabb pontja, a Hoportyó (183 m)

Fig. 9. Geological structure and geophysical separation of the Nyír block. 1—Cenozoic basement after MOLDVAY [1987]; 2—Upper Pannonian basement after MOLDVAY [1987]; 3—thickness map of Pleistocene after JÁMBOR [2000]; 4—mobile zone after ALBU et al. [1975–78]; 5—faults in active territory of Érmellék [VISARION et al. 1979]; 6—uplifting territory after MOLDVAY [1987]; 7—division of Nyírség based on geophysical measurements: A, E, F – basement with higher level; C, D – deep basins, B – Miocene vulcanite; 8—Hoportyó (183), the highest part of Nyírség

A többi rengést a lakosság nem érezte és csak az ukrán állomások regisztrálták. Ezek a rengések egy szűk sávban (48–48,2° N és 22,2–22,5° E) keletkeztek és egészen Nagyecsedig követhetők (9. ábra).

Úgy tűnik tehát, hogy a feltételezett blokk határa nem a Lónyai-csatorna, hanem tőle 20–30 km-rel délebbre a flis övön belül van. Ezt a Nagykállótól követhető, kb. 40 km hosszú lineáris szerkezetet normál vetők jelzik, de felszíni mozgásokra utaló geomorfológiai megfigyelések nem utalnak az aktív területre.

Az Ukrajna földrengései [1963, 1964, 1985, 1991] c. bulletinek szerint ezeknek a kis rengéseknek az epicentrumát 10–25 km-es pontossággal lehetett meghatározni, fészkmélységükre pedig csak becslést adtak (0–33 km). E rengések területi elrendeződése alapján tehát blokkhatárt megbízhatóan kijelölni nem lehet.

Más a helyzet az 1864-ben Nagykállón érzett két kisebb rengéssel, amelyek epicentrális intenzitása $I_0 = 2^\circ$, illetve 4° volt. Ez a település a vizsgált blokkon belül van, hiszen a lokalizáció bizonytalansága nem lehet nagyobb néhány km-nél. A Nagykálló szomszédságában lévő településeken ugyanis nem érezték a rengést. Műszeres megfigyelések és izoszeizták hiányában a rengések keletkezési mélységét

csak becsülhetjük. Nyilván nem keletkeztek néhány km-nél mélyebben, hiszen akkor az epicentrális területnek nagyobb kiterjedésűnek kellett volna lennie. Az alaphegység 4–5 km mélyen van, ezért joggal feltételezhetjük, hogy ezek a rengések a medencén belül az üledékben keletkeztek.

A hagyományos tektonikus szemlélet alapján itt egy, a kérget is érintő aktív törést kell feltételeznünk, amely kiterjedésétől függően akár a Nyírség-blokk északi határát is jelenthetné. Zárójelben jegyezzük meg, hogy jelenlegi ismereteink alapján ez se kizárható, de véleményünk szerint elfogadhatóbb magyarázat, ha ezen kisrengések esetében nem tektonikus eredetet keresünk.

A Nagykálló és Nagyecséd környezetében lévő fészkek a földmágneses tér vertikális összetevőjének pozitív anomáliáihoz kapcsolódnak. A Posgay-féle, mágneses hatókat ábrázoló térképen itt meredek dőlésű, miocén korú vulkáni testek vannak. A rengéseket létrehozhatta a lerakódott üledéknek a vulkáni kúpok felületén bekövetkezett csúszása. Ezt a folyamatot a terület lassú emelkedése elősegíthette. Lehetséges, hogy a fészkek közelében lévő, törésvonalak által meggyengült szerkezet mentén történtek a csúszások. Végleges választ erre a kérdésre csak abban az esetben tudunk mondani, ha néhány itt keletke-

zett földrengést sikerülne egy megfelelő szeizmológiai hálózattal bemérni (az ukrán szeizmológiai hálózatot kellene legalább 2 nyírségi állomással kiegészíteni). Ez a vizsgált terület földrengéskockázatának pontosabb megismerését tenné lehetővé. Nem mindegy ugyanis, hogy rengéseket egy kb. 40 km hosszú és 10–20 km mély aktív törési felület mozgása, vagy — a nagy feszültségek felhalmozására alkalmatlan — meredek dőlésű szerkezeteken történő csúszások gerjesztik.

Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a Nyírség-blokk északi peremének egy szakaszát a Lónyai-csatorna képezheti, mivel van néhány, a mobil zónához hasonló ismérve:

— a flist északról határolja [DANK, FÜLÖP *Eds* 1986], az álmosdi rengésekhez hasonló erősségű és mélységű földrengés már keletkezett a környezetében [BERKESZ 1958];

— a felszíni vizek folyásirányának változása a Konyári-Kállóhoz hasonlóan utal negyedkori mozgásokra.

A mélyszerkezetről rendelkezésre álló ismeretek azonban nem elegendők annak bizonyítására, hogy a Lónyai-csatorna szűkebb környezete a mobil zónához hasonló földtani felépítésű.

A Nyírség-blokkon belül kimutatott törések, valamint a földrengések területi eloszlásáról alkotott jelenlegi ismereteink alapján egy szűk, K–Ny-i irányú, 40 km hosszú zóna nyomozható Nagykálló–Nagyecsed vonalában. Ez a szerkezet kapcsolatba hozható a mágneses hatók területi eloszlásával. Negyedkori mozgásokra utaló nyomokat ebben a zónában nem mutattak ki.

4.2.4. A Nyírség-blokk Ny-i peremének kutatása

A blokk nyugati határának megállapításánál a pleisztocén mozgások, a vízhálózat térbeli helyzete nem adnak kielégítő támpontot. JÁMBOR et al. [1993] két É–D-i irányú, Tiszaberceltől Debrecenig húzódó „a pleisztocénben feltételezhetően aktív törésvonal”-at jelöltek, amelyekből néhány km-re (Hajdúnánás 1941) már keletkezett földrengés. SCHWEITZER et al. [1993] nem jelölték ezeket a szerkezeteket, náluk a legközelebbi, pleisztocénben aktív törésvonal a Kisköre–Poroszlói-süllyedék, amelyről így írnak: „Tiszasüly–Poroszló–Kisköre területén a pleisztocén végén igen nagy süllyedék alakult, amely az óholocénban megsüllyedt tiszai mélyárok része”. JÁMBORÉK most idézett munkájukban szintén néhány „feltételezhetően aktív” törésvonalat jelöltek ezen a területen. Ennek a zónának az aktivitását néhány földrengés is jelzi, amelyek közül a legerősebbet műszerekkel regisztrálták (Tiszaszederkény 1936).

Csak néhány bizonytalan szerkezeti elemet (másod- és harmadrendű vetők) jelöltek [RUMPLER, SZABÓ 1985] ennek a földrengésnek a környezetében.

Feltűnő változást tapasztalunk a felszíni formációkban, ha a Keleti-főcsatorna két oldalát vizsgáljuk. A keleti — magasabban fekvő — parton homokos lösz, a nyugati parton pleisztocén löszszag található a felszínen.

A mélyszerkezetet vizsgálva csak egy — a Keleti-főcsatornával 40°-os szöget bezáró — haránttörést jelöltek a tektonikai térképen [DANK, FÜLÖP *Eds* 1986].

Az előzők alapján elmondhatjuk, hogy a lemezhatárok és így a potenciális források kijelölése bizonytalan.

Magyarázatot kerestünk a Kárpát-medencében keletkezett földrengések területi eloszlására. Azt tapasztaltuk, hogy a rengések egy része ott keletkezik, ahol a különböző sebességgel mozgó blokkok találkoznak. Ezeket az átmeneti zónákat mély, az alépitményt is érintő törések jelzik.

Az idősebb korú mozgások során már meggyengült regionális szerkezetek egy-egy szakasza, amelyek környezetében feszültség-felhalmozódásra vezető erők hatnak, földrengések gerjesztésére alkalmas. Ez egyben azt is jelenti, hogy nem lehet minden törésvonalról kijelenteni azt az általánosan elfogadott elképzelést, amely szerint, ha egy szakaszán már megfigyeltek rengéseket, akkor az egész szerkezet aktívnak tekinthető.

A földrengések egy másik hányada depressziós medencék feltöltődése során kialakult feszültségterek hirtelen kioldódásához kapcsolható. Az ilyen típusú rengések egy része sekélyfészű, a medencéken belüli üledékes rétegek hirtelen megcsúszásakor keletkezik. A medencék töltődése folyamán a környezetükben lévő inaktív törésvonalak aktivizálódhatnak és rengéseket generálhatnak.

Az érmelléki földrengések a Gálospetri-árok és magasabban fekvő Piskolti-blokk határzónájához kapcsolhatók. A felső-pannon fekvő a Piskolti-blokknál 600 m, a Gálospetri-árokban pedig 1000–2000 m mélységben van. A mélyfúrások alapján a Gálospetri-árokban a vizek hőmérséklete a környezetükénél magasabb.

Az érmelléki aktív területen az idősebb korú mozgásokra utaló mélytörések mellett jelentős mozgások voltak a pleisztocénben is: a Tisza, a Szamos és a Kraszna az Érmelléken folyt át a Pocsaji-öböl felé, majd a szatmár-beregi sík megsüllyedése és az Érmellék emelkedése során foglalta el jelenlegi medrét.

A Nyírség pleisztocén végi emelkedése miatt az északról délre folyó vizek átfolyása megszűnt. A Nyírség emelkedése viszonylag gyors volt, mert a legmagasabban lévő területen a legvastagabb a pleisztocén üledék.

A Gálospetri-árok magyarországi folytatása az ELGI kutatásai alapján megismert mobil zóna, amelynek mélyszerkezetében jelentős mozgásokra utaló idősebb törések vannak. A mobil zóna környezetében fiatal mozgásokra utaló nyomok találhatók.

A Gálospetri-árok és a mobil zóna felfogható úgy is, mint az emelkedő Nyírség-blokk déli és keleti határának egy szakasza. A blokk keleti peremét, az árok mellett, a megsüllyedt szatmár-beregi síkot lezáró, délről északra folyó Kraszna jelzi.

A blokk északi határának egy szakaszát a Lónyai-csatorna képezi. A blokkperemeket földrengések is jelzik. A Nyírség-blokk nyugati határa bizonytalan.

A blokkon belül keletkezett földrengések valószínűleg nem tektonikus eredetűek, de bizonyíték hiányában nem cáfolhatjuk a jelenleg rendelkezésre álló adatokat, amelyek alapján egy szűk, K–Ny-i irányú, 40 km hosszú zóna nyomozható Nagykálló–Nagyecsed vonalában. Ez a szerkezet kapcsolatba hozható a mágneses hatók területi eloszlásával. Negyedkori mozgásokra utaló nyomokat ebben a zónában nem mutattak ki.

HIVATKOZÁSOK

- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. 1959: A Mezőföld természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest 1–514
- ALBU I., BODOKY T., DRASKOVITS P., JÁNVÁRI J., PINTÉR A., SZEIDOVITZ Gy.-né, VARGA G., ZSILLE A. 1975., 1976., 1977: Geofizikai kutatás az Alföldön. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) Évi Jelentései
- ARUP 1995: PHARE Regional Programme Nuclear Safety. Project No. 4.2.1.VVVER 440-213 Seismic Hazard Reevaluation. Contract No 94-06000, p 43
- BADAWY A., MÓNUS P. 1995: Dynamic source parameters of the 12th October 1992 earthquake, Cairo, Egypt. *J. Geodynamics* **20**, 2, 99–109
- BALLA Z. 1992: Kritikai megjegyzések „Magyarország szerkezetföldtani térképé”-hez. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet adattára, Budapest
- BALLA Z., SCHWEITZER F., SZABÓ Z. 1993: A pleisztocénben aktív törések és törésszerű övek összesítő térképe. Kézirat, M=1:500 000, MÁFI adattár
- BANDRABUR T., GRÁCIUN A., GHENEA C., GIURGEA P., MIHÁILÁ N. 1975: Sinteza geologică privind apele termale din Depresiunea Panonică, Tema 27, Arh. IGG, Bucuresti
- BARVITZ A., LAKATOS L., POGÁCSÁS Gy., RUMPLER J., SIMON E., UJSZÁSI K., VAKARCS G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P. 1990: Magyarország tektonikai térképe OKGT, GKV, MÁFI adatok alapján. Budapest
- BASSO I. 1942: Jelentés a M. Kir. báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1942. évben. A M. Kir. Iparügyi Minisztérium X. Szakosztályának megbízásából összeállította BASSO Imre. Pátria Irodalmi Vállalat és Nyomdai Részvénytársaság
- BENEDEK Z. 1960: Geomorfológiai vizsgálatok Érmellék és Nagykároly környékén. Földrajzi Közlemények, Új Évfolyam **VIII**, 2, 141–158
- BERKES Z., UJFALUSY A., ALBU I. 1982: 177. sz. jelentés a Geofizikai Kutató Vállalat és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1975–81. években Bagamér–Álmosd–Kismarja–É kutatási területen végzett szeizmikus reflexiós méréseiről. Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest
- BISZTRICSÁNY E. 1977: A Kárpát-medence földrengés veszélyeztetettségéről. Földtani Közöny **107**, 94–101
- BISZTRICSÁNY E., CSOMOR D. 1958: Microseismical evaluation of the earthquake of January 12, 1956, and the crustal structure of the Hungarian Basin. *Acta Geologica* **5**, 235–244
- BODOKY T., JÁNVÁRI J., NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ Gyné 1977: Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben. Általános Földtani Szemle. A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa
- BODRI B. 1994: Földrengések és geotermika a Magyar medencében. 1. rész: A rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérsékletéről. *Magyar Geofizika* **35**, 3
- BORISSOFF B. A., REISNER G. I., SHOLPO V. N. 1976: Tectonics and maximum magnitudes of earthquakes. *Tectonophysics* **33**, 1–2, 167–185
- BORSY Z. 1953: A Bodrogek felszínének kialakulása. Földrajzi Értesítő **3**
- BORSY Z. 1961: A Nyírség természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 227 p.
- BUNE V. I., GITIS V. G. et al. 1986: Primenyenijja metoda approkszimacii ekszpertnih ocenok dlja posztroenyija karti M_{max} zemletrjaszenij Kavkaza. *In: Szeizmologicseszkie isszledovanyija. Moszkva, VINTI* **9**, 49–77
- BUNE V. I., GRACSEV A. F., LAPUSONOK I. L. et al. 1987: Kratkaja objasznyityelnaja zapiszka k karte M_{max} zemletrjaszenijja v VNR i parametram szejszmicesszko go rezsima zon voznyiknovenijja ocso go v zemletrjaszenij v Pannonszkom baszszejnye. Moszkva, Moszkvai Földfizikai Intézet jelentése, ERŐTERV adattár
- CORNEA I., SPÁNOCHE E. 1978: Contributii la studiul seismogeologic alpartii de nord-est a depresiunii panonice (zona Oradea-Carei). Studii si cercetări de geologie, geofizică, geografie. *Geofizica*, T. **16**
- CSAPÓ G. 1999: A T 031875 sz. OTKA pályázat kutatási terve Budapest
- CSIKY G., ERDÉLYI Á., JÁMBOR Á., KÁRPÁTINÉ RADÓ D., KÖRÖSSY L. 1987: Magyarország Pannóniai képződményei. MÁFI adattár
- DANK V., FÜLÖP J. (Eds), ÁDÁM O., BALLA Z., BARABÁS A., BARDÓCZ B., BÉRCZI I., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., HORVÁTH F., JÁMBOR Á., KASSAI M., NAGY E., POGÁCSÁS Gy., RÁNER G., RUMPLER J., SÍKHEGYI F., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., ZELENKA T. 1986: Magyarország tektonikai térképe 1:500 000 méretarányban. MÁFI adattár
- DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., LIEBE P., GÁLFI J., ERKY I. 1983: Magyarország geotermikus viszonyai. *Geofizikai Közlemények* **29**, 1, 59–114
- FRANYÓ F. 1992: A negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon M=1:500 000. MÁFI, Budapest
- FÜLÖP J. (Ed.), RÓNAI A., HÁMOR G., NAGY E., FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., JÁMBOR Á., HETÉNYI R., DEÁK M., GYARMATI P. 1984: Magyarország földtani térképe. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- FÜLÖP J., DANK V. (Eds), BARABÁS A., BARDÓCZ B., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., JÁMBOR Á., SZ. KILÉNYI É., NAGY E., RUMPLER J., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L. 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- GAJDOS I., PAP S., SZENTGYÖRGYI Kné 1980: Észak-Békés szénhidrogén kutatási eredményei és további kutatási lehetőségei. (A Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezetének 1980. december 16-i ülésén elhangzott előadás)
- GUPTA H. K., RASTOGI B. K. 1976: Dams and earthquakes, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York
- HAJDÚ D., PAP S., VÖLGYI L. 1982: Új felismerések az Alföld medencealjátának tektonikájában. Földtani Kutatás **XXV**, 1
- HORVÁTH F. 1999: Tectonic lines. *In: TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T. (Eds): Földrengések Magyarországon (456–1998) GeoRisk*, Budapest
- IERCOSAN Neta, IERCOSAN Ana 1981–1982: Cutremure de Pámint in Judetul Satu Mare pina la 1900. Satu Mare, Studii si comunicári V–VI
- JÁMBOR Á. 2000: A Nyírség D-i része kvarter képződményei vastagsága vizsgálatának eredményei. Kézirat, MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály
- JÁMBOR Á., BIHARI D., CHIKÁN G., FRANYÓ F., KAISER M., RADÓCZ Gy., SÍKHEGYI F. 1993: Magyarország pleisztocénben aktív törésvonalainak térképe. Magyar Állami Földtani Intézet adattára, Budapest
- JÁMBOR Á., SZEIDOVITZ Gy. 1995: Preliminary investigation of the seismic hazard of the areas identified for siting a new NPP. Kézirat, ETV-ERŐTERV archívum
- JOÓ I. (Ed.) 1985: Map of Recent Vertical Movements in the Carpatho-Balkan Region. *Cartographia*, Budapest
- JOÓ I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. *Geodézia és Kartográfia* **50**, 3

- KILÉNYI E., ŠEFARA J. 1989: Pre-Tertiary Basement Contour Map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Carpatho-Balkan region. Budapest, Kartográfiai Vállalat
- KILÉNYI É., TÓTH J. 1990: Magyarország szeizmikus felmérési térképe. Magyar Állami Földtani Intézet
- KISZELY M. 2001: Discrimination of Quarry-blasts from Earthquakes using Spectral analysis and Coda Waves in Hungary. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **36**, 4, 439–448
- KOVÁCSVÖLGYI S., SÁRHIDAI A. 1994: Magyarország Bouguer-anomália térképe. ELGI kézirat
- KÖRÖSSY L. 1982: Magyarország földtani szerkezetének áttekintése. *Általános Földtani szemle* **17**, 21–71
- KÖRÖSSY L., BALOGH K. 1968: Tektonische Karte Ungarns in Masstabe 1:1 000 000. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, **XII**
- MAROSI S., MESKÓ A. (Eds) 1997: A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest
- MAROSI S., SOMOGYI S. (Eds) 1990: Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest
- MIKE K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. AGUA, Budapest
- MOLDVAY L. (Ed.) 1987: Magyarország neotektonikai térképe morfológiailag, fototektonikai és hidrográfiai adatok alapján. FÜLÖP J., DANK V., BARABÁS A., BARDÓCZ B., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HÁMOR G., JÁMBOR Á., SZ. KILÉNYI É., NAGY E., RUMPLER J., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., CSIKY G., ERDÉLYI Á., KÁRPÁTHYNE RADÓ D., KÖRÖSSY L., SIKHEGYI F. adatai nyomán
- NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ Gyné, STOMFAI R. 1996: ÉK-Magyarország vulkanikus közei a geofizikai mérések alapján. *Magyar Geofizika* **37**, 3, 142–153
- PAP D. 1829: Az 1829 év július hó 1-én Irinyben történt földrengés leírása PAP Dániel akkori irinyi lelképásztor által. MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály archívuma
- PAP D. 1834: Az 1834 évben történt földrengés leírása PAP Dániel akkori dengelegi lelképásztor által. MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály archívuma
- PÉCSI M. (Ed.), ÁDÁM L., BORSY Z., BUCZKÓ E., GAZDAG L., GÓCZÁN L., HAHN Gy., KAISER M., LÁNG S., LEÉL-ÖSSY S., MAROSI S., PÉCSI M., PINCZÉS Z., RÁTÓTI B., RÉTVÁRI L., SOMOGYI S., SZÉKELY A., SZILÁD J., SZILÁRD J. 1972: Magyarország Geomorfológiai Térképe (1:500 000). MTA Földrajztudományi Kutató Intézet
- POGÁCSÁS Gy., LAKATOS L., BARVITZ A., VAKARCS G., FARKAS Cs. 1989: Pliocen-Quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. *Általános Földtani Szemle* **24**, 149–169
- POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe. *Geofizikai Közlemények* **XVI**, 4, 23–118
- RÉTHLY A. 1952: A Kárpát-medencék földrengései. Akadémiai Kiadó, Budapest
- RÓNAI A. 1973: Map of the Quaternary crustal movements in Hungary. MTA X. Osztályának Közleményei **6**, 1-4, 241–243
- RUBEN W. W., KING M. H. 1959: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Bulletin of the Geological Society of America* **70**
- RUMPLER J., SZABÓ Z. 1985: Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törérendszer térképe. M=1:500 000. A MÁFI megbízásából készítette a GEOS Gmk, Budapest
- SCHNEFFER V. 1957: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához. *Geofizikai Közlemények* **VI**, 1–2, 73–103
- SCHWEITZER F., BALOGH J., JUHÁSZ Á., MAROSI S., PÉCSI M., SOMOGYI S. 1993: Pleisztocénben aktív főbb törésvonalak és süllyedék területek. Kézirat, FKI archívum, Budapest
- SCHOLZ Ch. H. 1990: The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge, University Press
- SIMON B. 1943: A földrengések. Kir. Magy. Természettudományi Társulat, Budapest
- SÜMEGHY J. 1943: Földtani adatok az Ér-völgyéből és környékéről. MÁFI Évi Jelentés 1943-ról
- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1987: Magyarország 1:100 000 méretarányú Bouguer-anomália térképsorozata. ELGI kézirat
- SZABÓ Z. 1990: Az 1763 óta észlelt I=6° (MSK-64) intenzitású magyarországi földrengések epicentrális területeinek földtani-geofizikai paraméterei. ELGI kézirat
- SZEIDOVITZ Gy. 1993: A magyarországi XIX. és XX. századi nagyobb (I≥6°) földrengések paramétereinek pontosítása, különös tekintettel Paks és térsége földrengéskockázatának újraértékelésére. MTA GGKI kézirat
- SZEIDOVITZ Gy., BUS Z. 1995: Seismological investigations in the Kecskemét area. *Acta. Geod. Geoph. Hung.* **30**, 2–4, 419–435
- SZEIDOVITZ Gy., VARGA P. 1997: A Paksi Atomerőmű településének földrengésbiztonsága, kárpát-medencei nagyobb rengések áttekintésével. In: MAROSI S., MESKÓ A. (Eds) A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest
- SZEIDOVITZ Gy. 2000: Érmelléki földrengések. *Magyar Geofizika* **41**, 2, 75–84
- SZEIDOVITZ Gy. 2000a: Észrevételek ÁDÁM Antal és ZALAI Péter „A berhidai földrengés terület tektonikai szerkezetének geoelektromos modellje” c. tanulmányához. *Magyar Geofizika* **41**, 4, 164–166
- SZEIDOVITZ Gy., BUS Z. 2002: Süllyedő medencékben keletkezett sekélyfészű földrengések. Kézirat
- TATAI F. 1835: Folyvást tartó földrengések hazánkban. Társalkodó IV., Pest
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T., KISZELY M., KOSZTYÚ Z. 1995–2000. *Hungarian Earthquake Bulletin. GeoRisk*, Budapest
- UJFALUSY A. 1998: Adatszolgáltatás a Nyírség (Hajdúnánás, Nyíregyháza, Komoró, Mátészalka, Penészlek) kutatási terület 1958–1998. évben végzett szeizmikus mérésekről. MOL Rt. Kutatás–Művelés Mérnöki Iroda
- UJFALUSY A. 1997: Adatszolgáltatás Bagamér-É kutatási területen végzett szeizmikus reflexiós mérésekről. MOL Rt. Kutatás–Művelés Mérnöki Iroda Kutatási Részleg, Felsőszéki Geofizikai O.
- Ukrajna földrengései 1963, 1964, 1985, 1991. In: ZSÍROS T. 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995). MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet
- URBANCSEK J. 1979: Negyedkori üledék vastagsága M=1:1 500 000. In: URBANCSEK J. (Ed.). Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere VII, Fig. 21
- VISARION M., POLONC P., ALI-MEHMED M. 1979: Contributii geofizice la cunoasterea structurii sectorului de ne al Depresiunii Pannonice si a unitatilor limitrofe. Institutul de Geologie si Geofizica. Studii Technice si Economice seria D nr. 12
- ZSÍROS T. 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengésveszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995). MTA GGKI kiadása
- WALZER U., MAAZ R., TÓTH L. 1988: Seismic Activity of the Pannonian Basin and a Comparison with the Geophysical Measurements. *Geophysical Transactions* **34**, 283–294
- WALZER U., MAAZ R., TÓTH L. 1990: Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory. Theophrastus Publ. S.A., Athens, 435.327-337