



**Nyugat-magyarországi Egyetem**  
Erdőmérnöki Kar  
Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola

Geokörnyezettudomány  
Programvezető: Prof. Dr. Szarka László

Témavezetők:  
Prof. Dr. Mentés Gyula  
Prof. Dr. Veress Márton

**A Somogyi- és Zalai-dombság neotektonikája**  
- morfostrukturális vizsgálatok -

**Készítette:** Síkhegyi Ferenc

PhD értekezés

Sopron  
2008

## A Somogyi- és Zalai-dombság neotektonikája

- morfostrukturális vizsgálatok -

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében,  
a Nyugat-Magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskolája,  
Geokörnyezettudományi programjához tartozóan

Írta:  
Síkhegyi Ferenc

Témavezetők: Dr. Prof. Mentés Gyula

Elfogadásra javaslom (igen / nem) (aláírás)

Dr. Prof. Veress Márton

Elfogadásra javaslom (igen / nem) (aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton ..... % -ot ért el,

Sopron,

.....  
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló (Dr. ....) igen /nem  
(aláírás)

Második bíráló (Dr. ....) igen /nem  
(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr. ....) igen /nem  
(aláírás)

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján.....% - ot ért el

Sopron,

.....  
a Bírálóbizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése.....

.....  
Az EDT elnöke

## TARTALOMJEGYZÉK

Bevezetés	8
1. A Zala–Somogy régió nagyszerkezeti háttere	9
1.1. A Pannon-medence fejlődéstörténete	9
1.2. A litoszféra lemez felépítése	16
2. Neotektonikai kutatások összefoglalása	19
2.1. Dél-dunántúli neotektonikai modellek	19
2.2. Morfotektonikai vizsgálatok	22
2.2.1. Fotogeológiai vizsgálatok	22
2.2.2. Az űrfelvételek megjelenése	23
2.2.3. Az 1990-es években megindult kutatások	24
3. Geodinamikai kutatási módszerek és eredmények	30
3.1. A jelenkori geodinamikai mozgások geodéziai vizsgálata	30
3.1.1. A jelenkori horizontális kéregmozgások	30
3.1.2. A jelenkori függőleges kéregmozgások	34
3.1.3. Javaslat GPS alappont létesítésére	40
3.2. A földrengések vizsgálata	41
3.3. Jelenkori feszültségtér adatok és modellek	44
4. Az alkalmazott kutatási módszerek	50
4.1. A földtani felépítés rövid ismertetése	53
4.2. Kompressziós és extenziós folyamatok hatása a felszín alakulására	61
4.3. A negyedidőszaki képződmények kapcsolata a vertikális mozgásokkal	66
4.3.1. A süllyedő és emelkedő területek elkülönítése geomorfológiai geológiai alapokon	66
4.3.2. Süllyedő területek, akkumuláció	69
4.3.3. Kiemelkedő területek, erózió	71
4.3.4. A zalai és somogyi régió (Dél-Dunántúl) süllyedő területe	72
4.3.5. A régió jelenleg emelkedő, stabil, vagy a negyedidőszak folyamán ingadozó mozgású üledékgyűjtőinek területei	75
4.3.6. A térkép összevetése a jelenkori vertikális kéregmozgásokkal	77
4.4. A vízhálózat alakulása és elemzése	79
4.5. Somogy és Zala morfotektonikai vizsgálata	89
4.5.1. Lineamentum térkép	89
4.5.2. Lepusztulási folyamatok színtereinek térképe	94
4.6. A sugaras struktúra kialakulásának tektonikai eredetre utaló ismérvei	95
4.7. A régió morfostrukturális elemei és neotektonikai értelmezésük	100
5. A Somogyi és Zalai-dombság neotektonikai folyamatai	118
Összefoglalás	126
Felhasznált irodalom	134



# A Somogyi- és Zalai-dombság neotektonikája

— Kivonat —

A dolgozat morfostrukturális (morfotektonikai) kutatási módszerek elemzése révén következtet a dombságok geodinamikai és neotektonikai folyamataira. E vizsgálatok a tudományos eredményeken túlmutatóan a várható földtani kockázatok számbavételéhez gyakorlati haszonnal is szolgálnak.

A Somogyi- és Zalai-dombság ezer méter vastagságot meghaladó pannóniai s.l. üledékei és a rájuk települő negyedidőszaki korú üledéktakaró kedvező teret biztosítanak a fiatal szerkezetalakulás morfológiában megmutatkozó bélyegeinek és sorrendiségének kimutatására, mert a külső erők munkája ellenére a nyomai még jól felismerhetők.

A neotektonikai és geodinamikai kereteket az Adria mikrolemez északias mozgása szabja meg, ami miatt az ALCAPA egység és a Tisza–Dácia mikrolemez beékelődött ÉNy-i töredéke KÉK-i irányban kipurékolódik. A terület morfológiáját és vízrajzát uraló sugaras rajzolat a kipurékolódó lemeztöredékeknek a Pannon-medence nyugati szegélyén közel szintessé váló mozgásával magyarázható. Jellege szerint elmozdulások nélküli vagy kis elmozdulásokkal jellemezhető zónák legyezőszerű rendszere, amit a defláció, kisebb mértékben a folyóvízi erózió alakított ki az ún. meridionális völgyhálózáttá.

Az emelkedő és süllyedő területek elkülönítése a jelenkori felszínalakító folyamatok és a negyedidőszaki üledékek genetikai típusainak csoportosításával azt igazolja, hogy a teljes Dunántúl alapvetően emelkedik és a Kisalföld, a Mura- és a Dráva-völgyek valamint a Nagyalföld felől intenzíven süllyedő területei keretezik. Az emelkedőben lévő terület a vizsgálatok szerint a deformáció különböző stílusait, idő- és térbeli változásait mutatják. Nyugaton a Kerka vonaláig kompressziós hatásra keletkezett, aszimmetrikus, északi vergenciájú redőkre jellemző a morfológia. Ettől keletre Belső-Somogy szegélyéig pannóniai s.l. képződmények kelet–nyugati csapású redői sorakoznak, amik a miocén idején kezdődött, a negyedidőszakban továbbélő, É–D-i kompresszió eredményeképpen jöttek létre. Koruk észak felé fiatalodik; a legészakibb szinform képezi a Balaton csapásába eső süllyedékek kialakulásának alapját. A Vasi-hegyhát és a Kemeneshát peremeinek enyhe eróziós szabdaltsága pedig jelenkorban is zajló kompresszióra utal.

Külső-Somogyra a Közép-magyarországi zóna egyes töréseinek jobbos elmozdulásokkal kísért felújulása a jellemző, ahol a jobbos transzpressziós elmozdulások a felszín közeli

képződmények rotációját és kiemelkedését okozzák, kialakítva a hosszanti völgyek sajátos, fűrészfogas lefutású alakját.

Belső-Somogy a negyedidőszak során a sugaras rajzolat mentén kialakult tektonikus árok, ami elválasztja a nyugati, alapvetően kompressziós hatásra kialakult, enyhén meggyűrt zalai területeket a transzpressziós stílusú deformációt tükröző kelet-somogyi területektől.

## **Neotectonics of Somogy- and Zala Hills**

### Summary

This study summarizes the results of the morpho-structural (morphotectonical) analyses and highlights the geodynamical and neotectonical processes of the mentioned hilly region. In addition to these theoretical results, a practical outcome of the analysis lies in it facilitating assessment of the potential geological hazards.

The Quaternary deposits laid over the 1000m thick Pannonian s.l. yield favourable conditions for research in the morphology displayed in the sequel of the layers resulting from the young structural transformation. This is alleviated by the condition that, despite the erosion in the region of Somogy and Zala hills, the footprints and the succession of the structural changes are clearly identifiable in the geomorphology of the region.

The neotectonical and the geodynamical frame is given by the movement toward North of the Adriatic microplate. According to this, the ALCAPA unit and a segment of Tisza-Dacia microplate is caught in the NW direction and has an escape toward ENE. The predominantly radial shaped morphology and water courses can be explained by the outcrops of the microplates fragments, due to the horizontal component of the tectonical movement on the Western edge of the Pannonian Basin. The meridional valley network was formed mostly by the tectonical movements (of minor or lack of offsets) and the deflation activity, also, to a lesser degree, due to the fluvial erosion.

The separation of the uplifting and subsiding areas, the actual processes influencing the morphology and the genetic classification of the quaternary formation proves that the Transdanubian is uplifting and its surrounding areas (Little Hungarian Plain, Mura- and Dráva valleys and the Great Hungarian Plain) suffer an intensive subsidence. According to the performed analysis, the uplifting areas present different stages of the deformation in time and space. In the Western region, up to the Kerka valley, the morphology has an asymmetric-, Northern wedged folded character. Towards East up to the limit of the Inner-Somogy region, folds of the Pannonian s.l. deposits can be found, which are the results of the North-South directed compressional tectonic events. Their age changes, younger towards North, where the Northernmost synforms represent the subsided regions parallel to the Balaton. The erosional footprints of the Vasi- and Kemenes-Hill represent an active uplifting zone.

In the Outer-Somogy region one can find the elements of the dextral transcurrent faults due to the Mid Hungarian Line, where transpressional dislocations produce the rotation of the surface formations and the uplifting of it, generating the meridional saw-tooth shaped valleys.

The quaternary tectonic trough called Inner-Somogy, which was formed along the above mentioned footprint, separates the Western, slightly folded Zala region generated by the compression from the eastern Somogy areas affected by the transpressional deformation style.

## Bevezetés

Ez a munka a Dél-Dunántúl nyugati és középső részeinek neotektonikai vizsgálatairól szól. A Pannon-medence nyugati pereméről, annak a területnek a morfortektonikai kutatásáról, ami a Nyugati-Kárpátok és a Dinaridák hegláncaiktól közrefogott háromszögben, a Keleti-Alpok mélybe süllyedésének színterén zajlik. Célkitűzése a legfiatalabb domborzati formák és a neotektonikai folyamatok összefüggéseinek keresése, elemzése. A 19. század vége óta számos geológus, geomorfológus és természeti földrajzban jártas szakember kereste e sajátos morfológia kialakulásának törvényszerűségeit. Több, egymással gyakran ellentétes szemléletű elmélet született eredetének magyarázatára. A kutatási módszerek köre és a terepi munkák révén ismertté vált feltárások száma fokozatosan gyarapodott, az elméleti kutatások és a környezetben zajló folyamatok kiterjesztése, általánosítása ezen a tájon is újabb értelmezéseket eredményezett. A jelen munka sem kísérel meg a felszínalakulás végleges megoldását adni. Beilleszkedik az ezredfordulón felélénkült kutatások sorába – figyelembe véve az egyes magyarázatok gyengeségeit, elégtelenségét kihasználó ellenérveket és cáfolatokat –, számos elképzelést pedig elfogad, kiegészítve az önálló megfigyelésekkel és egységbe foglalásával.

A pusztai földtani megismerés motivációja mellett gyakorlati célok is indokolják a kutatások kiterjesztését a somogyi és zalai dombvidékre. Az elmúlt évszázad második felében a földtani kutatás hangsúlyosan hazánk hegyvidéki tájegységeire irányult, amit csak kisebb mértékben követett a domb- és síkvidékek rendszeres felvétele. Ugyanakkor a jelenkori felszínalakító folyamatok nyomon követése, a különböző földtani veszélyforrások felismerése számos neotektonikai jellegű kérdés megválaszolását igényelte és igényli ezt a következőkben is.

Földtani intézeti pályám során zömmel a kislalföldi és nyugat-magyarországi térképező munkákban valamint olyan légi interpretációs módszerek bevezetésében és alkalmazásában vehettem részt, amik erre a területre is kiterjedtek illetve alkalmazhatók. Köszönettel tartozom munkatársaimnak és az intézet mindenkori vezetőinek, hogy folyamatosan lehetővé tették a geológusi és térképész ismereteket egyaránt magukba foglaló törekvéseim megvalósítását.

## **1. A Zala–Somogy régió nagyszerkezeti háttere**

A Pannon-medencében zajló tektonikai folyamatok kutatására napjainkban is jelentős kutatási projektek folynak. A feladat összetettsége miatt több irányú megközelítésben és együttműködésben zajlanak a földtani kutatások; a geofizikai és geodéziai mérési módszerek valamint a szerkezetföldtanban és geomorfológiában elért kutatási eredmények egyaránt kihatással vannak a megismerés folyamatára. Korántsem mondható tehát, hogy e fejezet kerek és lezárt; számos elképzelés, gyakran egymásnak ellentmondó modell ismert, amik mindegyike a jobb megismerés szándékával készült. A jelenkori helyzethez elvezető folyamatok főbb fázisainak megítélésében azonban egyetértés mutatkozik.

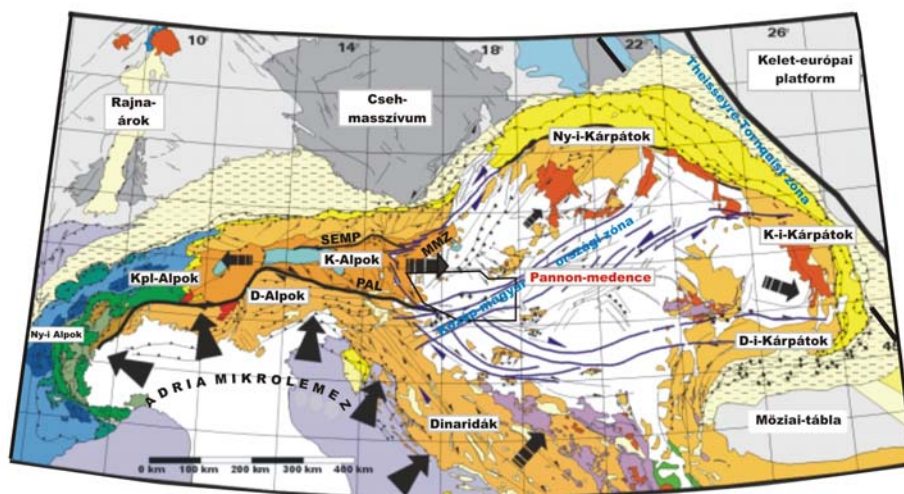
### **1.1. A Pannon-medence fejlődéstörténete**

Zala és Somogy régiója Földünk egyik legnagyobb lemeztektonikai folyamatának, Eurázsia és Afrika kollíziójának sávjába esik, ezért az itt zajló tektonikai folyamatok tágabb keretét is a két gigantikus kőzetlemez kölcsönhatása adja meg. A lemeztektonika a múlt évszázad hatvanas éveiben robbant be a tudományos közéletbe és hamarosan az uralkodó szemléletté vált a tektonikai folyamatok értelmezésében. A Földön észlelt földrengések eloszlásának ismeretében már a hatvanas évek közepére közismertté vált, hogy a Földön nyolc nagy kőzetlemez határolható el. Köztük van Eurázsia és Afrika is, amiknek az egymás felé tartó mozgása az alpi–kárpáti régióban lényegében véve minden tektonikai folyamat fő irányát és stílusát megszabja. A részletes kutatások, elsősorban a geofizikai és szeizmikus módszerek ezeken kívül számos kisebb mikrolemezt is kimutattak e nagy lemezek érintkezési zónájában, amik a geodinamikai folyamatokat az egyes régiókban meghatározzák. A Pannon-medence tágabb környezetében is kimutattak önállóan mozgó litoszféra töredékeket, ezeket különböző módon nevezik el az egyes kutatók és szakmai műhelyek: egységek (units), blokkok, mikrolemezek, domain-ok.

A Pannon-medence térségében az afrikai lemezhez, annak északi szegélyéhez kapcsolódik az Adriai (Apuliai) mikrolemez (tüske), az Adriai-tenger és a Pó-síkság szegélyén körbefutó határokkal, illetve a Kisázsiaát lefedő Égei–Anatóliai lemez. Maga a Pannon-medence is két jelentős, egymással a Közép-magyarországi öv mentén érintkező blokk területére esik. Az övtől északra az ún. ALCAPA blokk (Keleti-Alpok–Pannon-medence–Kárpátok blokkja) he-

lyezkedik el, délre pedig a Tisza–Dácia lemeztöredék foglalja el a Kárpátok belső területét (1. ábra).

Mai helyzetüket a késő-oligocén–kora-miocénben elindult lemeztektonikai mozgások eredményeként érték el; az alpi–kárpáti orogén litoszférájának huzamos extenziója és ezzel együttesen az ALCAPA és a Tisza–dáciai blokk északkeleti irányú, de ellentétesen rotáló mozgása alakította ki a medencét. Az extenzióval párhuzamosan nagyságrendjében hasonló méretű térrövidülés folyt a Kárpátok belső ívén, ami a Magura-sziléziai óceáni litoszféra lemezének egyidejű szubdukciója révén következett be (ROYDEN et al. 1982, ROYDEN 1988, RATSCHBACHER et al. 1991a,b, HORVÁTH 1993, CSONTOS 1995, FODOR et al. 1999, TARI et al. 1999, BADA & HORVÁTH 2001a,b, KONEČNÝ et al. 2002, HORVÁTH et al. 2006a, BADA et al. 2007a,b).

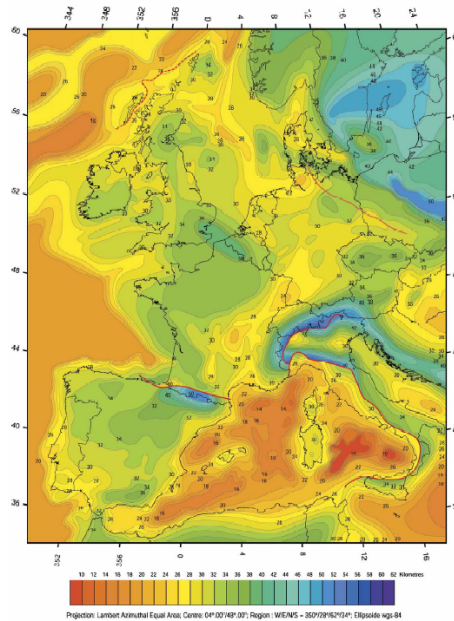


1. ábra. A vizsgált terület (középen) nagyszerkezeti helyzete (HORVÁTH 2006 alapján, kiegészítve). – A fekete nyilak az Adria mikrolemez kifejtette nyomást és a Pannon-medencében kimutatható fő horizontális mozgásirányokat mutatják

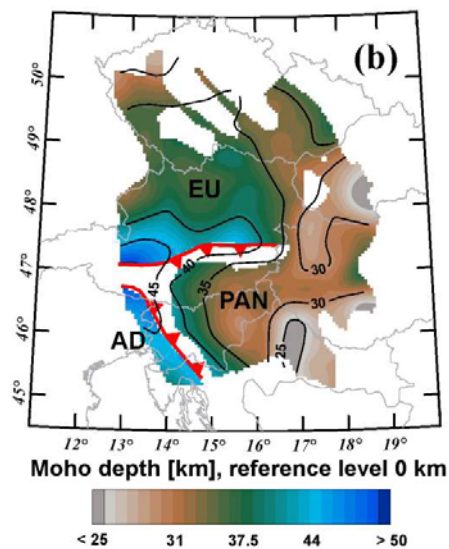
A litoszféra lemezek lehatárolására jó áttekintést adnak a geofizikai kutatások, amik a Moho mélységtérképek alapján, a szubdukálódó kőzetlemezek felett kivastagodó kéreg kimutatására támaszkodnak. A publikált térképeken, így DÉZES et al. 2004, CLOETINGH et al. 2006 (2. ábra) vagy HORVÁTH et al. 2005 térképein az Adriai mikrolemez szegélye jól ki-rajzolódik.

Az ezredforduló óta a CELEBRATION 2000 és ALP 2002 mély lehatolási mélységű geofizikai kutatások értelmezésekor (BEHM et al. 2007a, 2007b) a Pannóniai mikrolemez

fogalmának új értelmezését adják. E mikrolemezt délnyugat felől az Adriai mikrolemez szubdukciója, észak felől az Északi-Alpok alábukó litoszféralemeze mozgatja kelet felé és ezzel egyidejűleg a fellépő oldalirányú kompresszió a medence inverziójának a fő kiváltó oka a Pannon-medence nyugati térfelében. Nézetük szerint az ALCAPA nyugati lehatárolása e zónához köthető, egyben a Tisza-dáciai mikrolemez északi részét is magába foglalja, mintegy egyesítve a lemez töredékeket (3. ábra).



2. ábra. Az Adria mikrolemez a Moho mélységtérképén. – (CLOETINGH et al. 2006)



3. ábra. A Moho mélységtérképe az Adriai mikrolemez és a Cseh-masszívum közötti területen (BEHM et al. 2007a).

A jelenleg is zajló kutatások szerint a medence szerkezeti fejlődése legalább négy, térben kölcsönhatásban lévő folyamat együttes hatásának eredője. Ezeknek a közvetlen hatása a vizsgált zalai és somogyi területeken természetesen nem azonos: intenzitásuk és távolságuk függvényében eltérően hatnak és hatottak a múltban is. Fontossági sorrend nélkül ezek az alábbiak:

az Adria mikrolemez kompressziós hatása a Keleti-Alpok és a Dinaridák irányában;

a Magura-sziléziai, óceáni eredetű kőzetlemez keleti irányban zajló szubdukciója;

a litoszféra lemezek eltérő hőáram viszonyai és ebből fakadó vastagságkülönbségei;

a Keleti-Alpok kiemelt helyzetű közettömegeinek gravitációs lecsúszása (összeomlása, kollapszusa).

A Pannon-medence kialakulása az oligocén végén, a miocén kezdetén, az Alpok és Kárpátok külső peremén az alábukó, szubdukálódó litoszféra lemezek hatására indult meg. A kialakulást megelőző, **prerift** aljzatot az alpi orogén fázis során deformált paleozóos és felső-kréta kornál idősebb mezozóos képződmények, valamint a rájuk erős szögdiszkordanciával települő, kevésbé deformált felső-kréta és paleogén képződmények alkották.

Az alsó-miocénben kezdődő **szinrift** fázis során az alpi orogén keleti végén kipréselődő mikrolemezek (HORVÁTH 2007 értelmezésében csak a köpenylitoszféráról lenyesett és összetorlódott kéreg, az ALCAPA orogén ék és a Tisza–Dácia orogén ék) között kisméretű zárt óceáni medence, a Magura–sziléziai óceán hideg litoszféra lemeze helyezkedett el, ami az európai kontinens permén lévő flis zónával érintkezett. Az óceáni eredetű kőzetlemez gravitációs hatásokra déli-délnyugati irányban aláhajlott és fokozatos északkeleti-keleti hátrálása (roll back) szabad teret adott az Adria mikrolemez nyomásának kitett ALCAPA és Tisza–Dácia mikrolemezek északkeleti irányú kitéréséhez (RATSCHBACHER et al. 1991b). A szubdukálódó litoszféra lemez mögötti „back arc” típusú, ív mögötti extenziós medencefejlődés a két mikrolemez területén a felső-köpeny jelentős emelkedésével, a felette lévő litoszféra lemez kivékonyodásával járt együtt.

A medence fejlődése szempontjából kitüntetett szerepe volt az oldaleltolódásoknak, amik mentén a Pannon-medence aljzatát adó mikrolemezek „kiszöktek”. Terepi felismerésük a Dunántúlon hegyvidéki térképezésekhez kötődött (MÉSZÁROS 1982, 1983, 1986, MARSI & SÍKHEGYI 1985, TARI 1991, 1993), általánosításukat az 1980-as években megindult tek-



tonikai kutatások (GUTDEUTSCH & ARIČ 1976, HORVÁTH & ROYDEN 1981, ROYDEN et al. 1982, BALLA 1984) alapozták meg.

Az Adria mikrolemez előrenyomulása miatt a Keleti-Alpok centrális részén a kompressziós szerkezetalakulás dominált. Az ALCAPA mikrolemez kipréselődése a Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg (SEMP) és a Mura–Mürz–Zsolna lineamens (MMZ) menti balos (LINZER et al. 2002, DECKER 2007) és a Közép-magyarországi zóna közötti oldaleltolódások mentén zajlott, a Dinaridák területére jobbos oldalelmozdulásokkal (PAL – Periadriai Lineamens) kísért transzpresszió volt a jellemző (ILIČ & NEUBAUER 2005). Eközben az ALCAPA egység az óramutató járásával ellentétesen, a Tisza-Dácia egység azzal megegyezően forgott (MÁRTON 1981, 1986; BALLA 1984; CSONTOS & NAGYMAROSI 1998).

Mindehhez a komplex folyamathoz az Alpok keleti szegélyén lokális tényezőként hozzájárult a több ezer m magasságot elérő közettömegek keleti irányú, gravitációs eredetű lecsúszása („kollapszusa”).

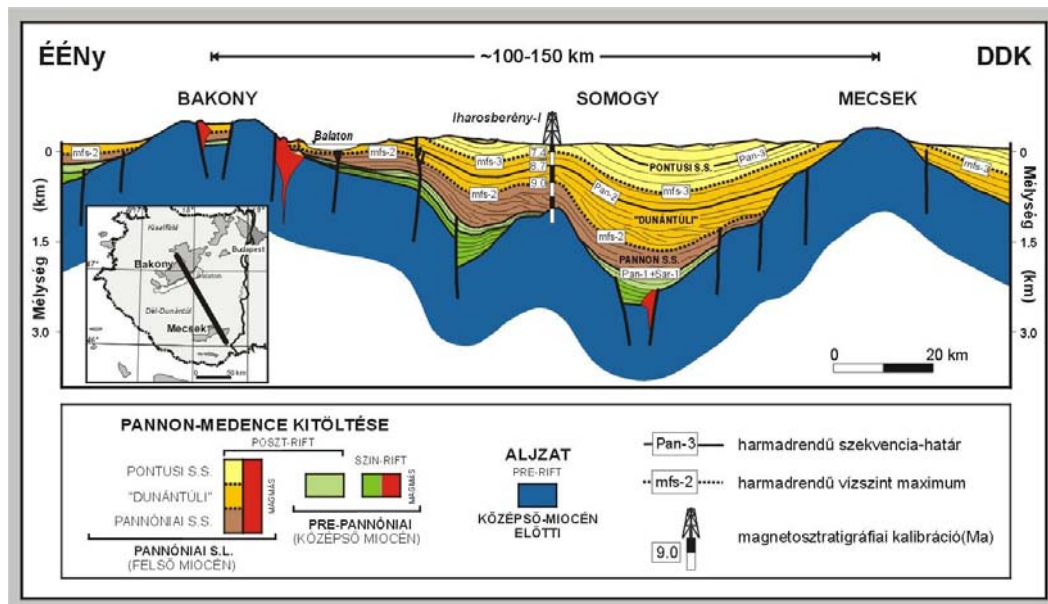
A szinrift fázist követő **posztrift** fázisban, ami a középső-miocén közepére és a miocén felső részére datálható, a medence tágulása és süllyedése alatt több ezer méter vastag tengeri, beltavi és szárazulat peremi üledékek rakódtak le benne.

Korai időszakában, kb. 11–8 Ma között a posztrift fázisra jellemző termikus süllyedést kompresszió szakította meg, aminek következtében az üledékgyűjtőben általános kiemelkedés következett be. A kis- és közepes mélységű térségekben az üledékfelhalmozódás is lelassult, a szárazulattá váló területeken pedig lepusztulás szakította meg az üledékképződést.

A posztrift üledékképződés a 8–5 Ma intervallumban volt a legintenzívebb. Néhány szigetszerűen kiemelkedő szárazulat kivételével változatos kifejlődésű üledékek rakódtak le a partszegélyeken és a szárazulatok közötti medencékben, a medencék belsejében a vastagságok esetenként elérték a 200-400 m-t (Somlói, Tihanyi, Toronyi Formációk), az Alföldön pedig az 1000 m-t (Újfalui, Zagyvai, Algyői Formációk).

Ez a medencetágulás a miocén végén lefékeződött és megállt. A fő okot a gravitációs hatásra szubdukálódó Magura-sziléziai lemez reliktum keleti irányú mozgásának akadályozása jelentette, amit a jelentős litoszféra kivastagodással jellemzett Teisseyers–Tornquist Zóna elérése okozott. Ezzel a Pannon-medence fejlődéstörténetének generálisan új korszaka következett be: a medence nyugati térrészében zajló kiszökés és a Keleti-Alpok gravitációs hatása

zárt, rögzített keretek között hatott, így a nyugati–délnyugati irányból fellépő nyomóerők hatására a medence fejlődését megszabó extenziós feszültségtér kompressziósra váltott át (HORVÁTH et al. 2006, BADA et al. 2007a,b). Természetes, hogy a kompressziós erőhatások elsősorban a medence nyugati térrészében fejtik ki közvetlen hatásukat. A medence süllyedése megállt és fokozatos emelkedés indult meg.



4. ábra. A felsőkéreg regionális léptékű gyűrődése a felső-miocéntől a napjainkig terjedő időkben (SACCHI 2001, SACCHI & HORVÁTH 2002)

Ez a szerkezeti inverzió napjainkban is erőteljesen zajlik és jól kimutatható a medence-üledékeket adó képződmények fiatal deformációjában (BADA et al. 2001, 2007a, GRENERCZY & FEJES 2007), valamint a kiemelkedést kísérő, a kiemelkedésre jellemző negyedidőszaki genetikai típusok megjelenésével és a jelenkori felszínalakító folyamatokkal (MARSÍ & SÍKHEGYI 1995).

A posztrift medencefejlődés jelen időkben is folyik. Erre utal a környezetnél jelentősebb litoszféra lemez és kéreg vastagság, a medencebeli jelentős kvarter üledékvastagság és a miocén idők jelentős szerkezeti zónáinak aktivitása. Mindemellett a szubdukciós folyamat lelassulása és megállása a szabad tágulásnak a lehetőségét megszüntette.

A medencealakulás szerkezeti hátterét napjainkra az Adria mikrolemez keltette nyomás és feszültségtér nagysága szabja meg, amihez kisebb mértékben a Keleti-Alpok keleti szegélyén meglévő gravitációs kontrasztnak a feszültségtér növelő hatása járul. A medencé-

ben a kompressziós szerkezetalakulás válik fokozatosan uralkodóvá, elsősorban a medence nyugati, dunántúli régiójában.

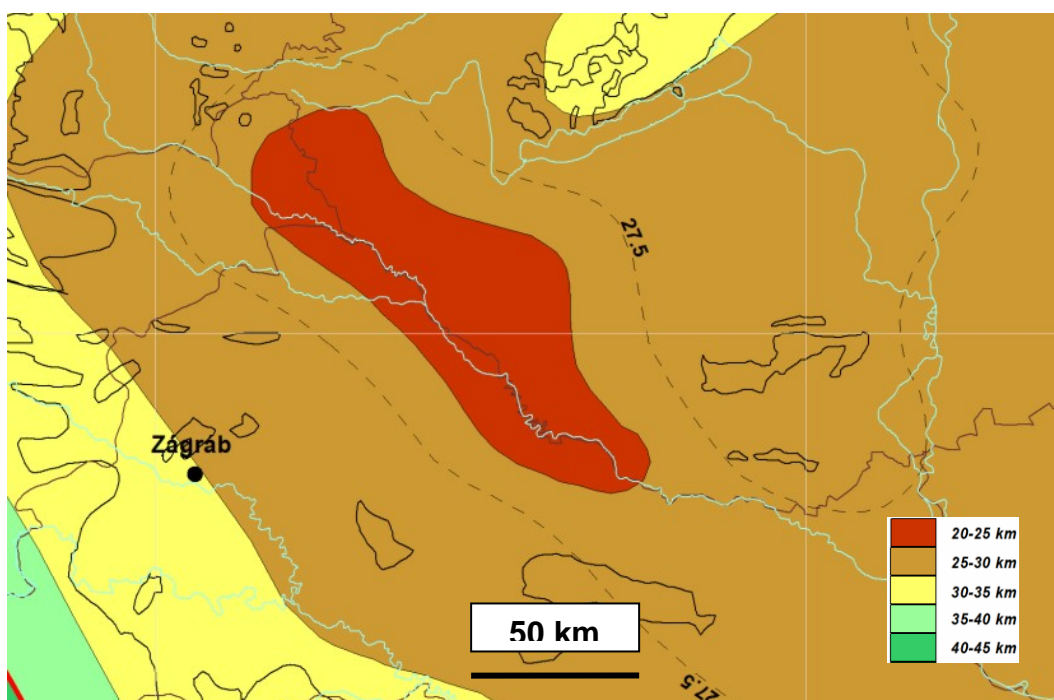
A fenti ismérvek indokoltá teszik, hogy a jelenleg is ható neotektonikai folyamatok vizsgálatát erre a medence inverzióját magában foglaló időintervallumra korlátozzuk, figyelembe véve, hogy e folyamatok nem éles határral különülnek el a posztrift fázistól: az extenzió térben és időben fokozatosan szorul vissza és az inverzió fokozatosan válik dominánssá.

**Az inverzió az Alpok keleti végén és a Pannon-medence nyugati térrészében a felszín intenzív kiemelkedésével és az exogén, főleg eróziós folyamatok térnyerésével járt együtt. A késő-miocén és pliocén üledékek javarészt lepusztultak, és hasonló módon az idősebb negyedidőszaki képződmények is csak elszigetelt foszlányokban fordulnak elő. Ezért a morfológiában is megnyilvánuló szerkezeti folyamatok zömmel a negyedidőszak felső részére korlátozódnak és a morfostrukturális vizsgálatok is elsősorban a legfiatalabb, gyakran a jelenkorban is ható neotektonikai folyamatokra szolgáltatnak eredményeket.**

## 1.2. A litoszféra lemez felépítése

A Föld öveinek és ezen belül a litoszféra belső felépítésének megismerése a felső néhány kilométeres mélységszinttől eltekintve teljesen a geofizikai kutatások mérési eredményeire támaszkodik. A litoszféra lemezek és ezen belül a kéreg vastagsága és határai alapvetően befolyásolják a felszínen is észlelhető tektonikai folyamatok jellegét, nagyságukat. Ezért a Pannon-medence mélyszerkezetének megismerése döntő fontosságú a tektonikai vizsgálatokban. A legújabb adatokat és értelmezéseket a nemzetközi együttműködésben szervezett szeizmikus és elektromos szondázási mérések szolgáltatják.

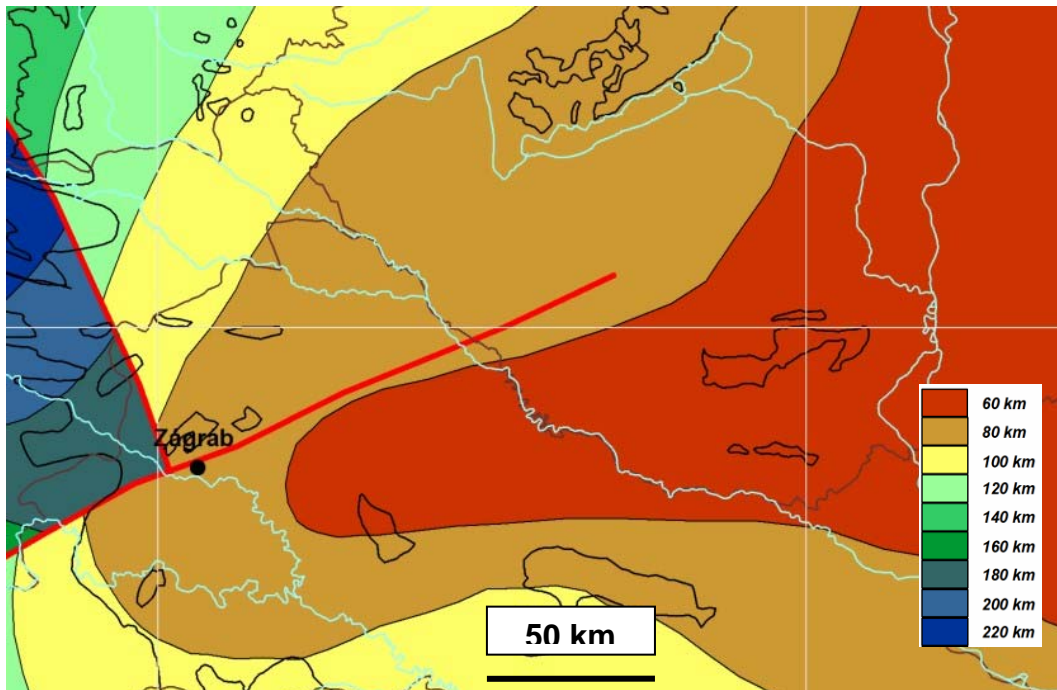
A Pannon-medencéről összegyűjtött ismereteket a 2005-ben összeállított Geodinamikai atlasz (HORVÁTH et al. 2005) 2.a és 2.b melléklete foglalja össze. Eszerint a környezetéhez képest a Délnyugat-Dunántúl alatt anomálisan vékony a kéreglemez vastagsága, mert sehol sem éri el a 35 km vastagságot. Ezen a mélységövön belül a Dinaridák irányából folyamatosan emelkedve a Dráva folyó mentén még ehhez viszonyítva is magasabban, 25 km-nél sekélyebben jelentkeznek (5. ábra).



5. ábra. A Pannon-medence kéregvastagsága (HORVÁTH et al. 2005), részlet

Hasonlóan anomálisan magasan jelentkeznek a litoszféra alsó határfelülete a medence közepe felé haladva (6. ábra). A litoszféra alsó határfelülete az Adria mikrolemez felől szokotlanul meredeken emelkedik a Pannon-medence irányába. Figyelembe véve, hogy a ritka szel-

vényháló mellett a térképek tökéletlenül adják vissza a felület részleteit, az általános trend azt mutatja, hogy a felület helyenként 40-45°-os meredekségei is elér (7. ábra).



6. ábra. A Pannon-medence litoszféra vastagsága (HORVÁTH et al. 2005), részlet

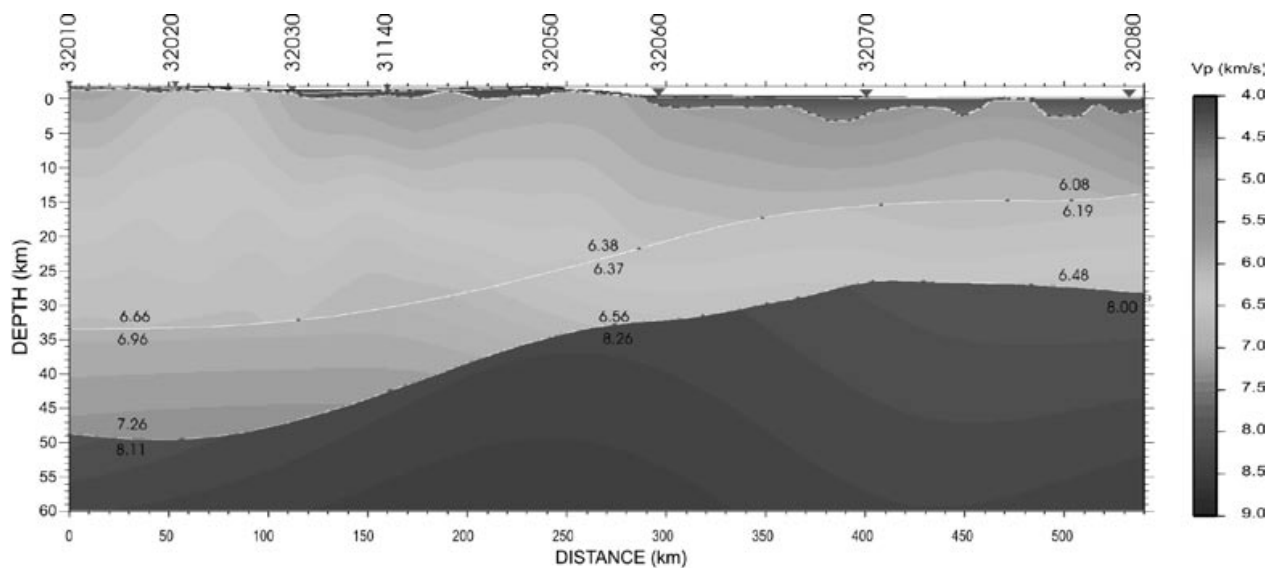
A legújabb mérési eredmények a CELEBRATION-007 mély szeizmikus szelvény mentén végzett magnetotellurikus mérésekből származnak. Ez a profil a Déli-Mészkö-Alpoktól a Rába-völgyet keresztezve az országhatáron belül a Dráva-medencéig húzódik. Itt a határ közelében az értékek 60 km-nél sekélyebbnek adódtak (ÁDÁM et al. 2005, 2008), és élesen jelentkezett a szelvényben a Balaton- és a Közép-magyarországi vonal.

Az öves felépítés a kérgen belül is jelentkezik a geofizikai mérések szerint. POZSGAY et al. 1981 már az 1980-as évek elején kimutatták kéregkutató szeizmikus méréseik során, hogy a kérgen belső szintek, lamellák vannak, amik lehetővé teszik, hogy a kérgen belül különböző szintben elhelyezkedő képződmények egymástól függetlenül mozdulhassanak el. A merev és plasztikus deformációk határa a medencében a földrengések fészekmélységei alapján becsülhető meg. A Pannon-medence legtöbb fészekmélysége általában a 10-12 km alatt marad (TÓTH 2001). Merevnek csak a kéreg, valamint a köpeny felső, 2-4 km vastagságú rétege tekinthető, ez alatt plasztikusként viselkedik.

A felső kérgen is jelentkeznek belső határfelületek. A legjobban vizsgált és értelmezett anomális szintet magnetotellurikus mérésekkel mutatta ki ÁDÁM (1983, 1994, 2001a,b) a Dunántúli-középhegység néhány km mélységű aljzatában. ÁDÁM & POSPISIL 1984,

HORVÁTH et al. 1986 értelmezése szerint a kis ellenállással jellemezhető szintek a felső néhány kilométer vastagságú képződményeknek a litoszféra mélyebb öveitől független, allochton mozgását is lehetővé teszik.

A Pannon-medence aljzatát adó litoszféra blokkok keleties irányú kiszökése az újabb kutatási eredmények szerint nem egy merev tömbben megy végbe, hanem az egyes övek között eltérhetnek az elmozdulások. Az előzőekben említett, a Dunántúli-középhegység aljzatában lévő jól vezető zóna (ÁDÁM 1983, 2001b) a felette lévő szintek autonóm mozgását teszik lehetővé. A Keleti-Alpokban felismert, elsősorban gravitáció-okozta lecsúszások ugyancsak a felső-kéregben lévő felületeken mennek végbe. Ugyancsak a kéregben meglévő, a rideg és plasztikus alakváltozás határfelülete okozhat egyenlőtlen elmozdulásokat a kiszökés során. A legújabb geofizikai mérések interpretációjára alapozva KUMMEROW et al. 2004 azt a megállapítást teszik, hogy a Pannon-medence kiszökése nem a teljes litoszférára, hanem a kéregre szorítkozik.



7. ábra. A litoszféra modellje az ALP-2002 szeizmikus szelvényen (ŠUMANOVAC et al. 2005)

## 2. Neotektonikai kutatások összefoglalása

A neotektonika fogalma hazánkban szerzőktől és tudományos iskoláktól függően jelentős különbségekkel terhelt. Tudományos szempontból azt a tektonikai fázist célszerű neotektonikusnak nevezni, aminek folyamatai a jelenkor belső erőktől hajtott folyamatait tartják. A gyakorlati megközelítés is ezt a szemléletmódot igényli, mert a földi élet szempontjából kiemelt földtani kockázati tényezők legfontosabb összetevői zömmel a jelenkori geodinamikai folyamatokban gyökereznek. Ez a tény a neotektonikai vizsgálatok korbeltől szűkítését kívánja meg a negyedidőszakon belül a legfiatalabb korok irányába. Visszatekintve azonban minden olyan kutatást ebbe a fogalomkörbe vontam össze, amik a Pannon-medence miocén végi fejlődési szakaszának lezárulta utáni idők tektonikai eseményeit vizsgálták.

### 2.1. Dél-dunántúli neotektonikai modellek

Az alluviális síkokkal közrefogott területek legfeltűnőbb jellegzetessége a morfológiában és hidrográfiában, de részben a felszíni földtani képződmények elterjedésében is szembeötlő *sugaras, legyezőszerű belső rajzolat*. Nyugaton, a Zalai-dombságon az irányítottság É-D-i, sőt, csapása kissé DDNy-ÉÉK-i, míg a Nagyalföld középső részeire érve fokozatosan Ény-DK-i irányúvá válik. E rajzolat megítélése kulcskérdés; nem csupán annak tekintetében, hogy eredete szerint tektonikus-e, bár a tektonikus eredet elfogadása azt is jelenti, hogy a pliocén és negyedidőszak folyamán egy igen erőteljes neotektonikai folyamat felléptével kell számolni, hanem a rajzolat anomáliái, hiányai egyéb, a keletkezéssel egyidejű, vagy azt követő más tektonikai fázisokra is utalnak.

A keletkezésére vonatkozó elképzelések igen változatos képet mutatnak. Ezek egyik legrészletesebb összefoglalása GERNER 1994 nevéhez fűződik, és — bár célja szerint — csupán a Dél-Dunántúlra korlátozódik, de a hivatkozott munkák zöme alföldi folytatásukat is magába foglalja.

A neotektonikai modellek három, nem mindig élesen szétválasztható csoportba rendezhetők: - töréses szerkezetalakulás,  
- gyűrődéses tektonika,  
- pikkelyeződések.

Újabb keletű, bár modellnek önállóan nem nevezhető azoknak az ellenérveknek a csokorra, amik a negyedidőszak folyamán lényegében semmilyen tektonikai folyamattal sem számolnak, hanem a kőzetek települési viszonyaival és exogén folyamatok pusztító hatásával (csuszamlások, szél- és vízerózió) magyarázzák e jelenséget (JÁMBOR 1985, BALLA et al.

1993a, MAROSI & SCHWEITZER 1997, BALLA 1999, FODOR et al. 2005a,b, HORVÁTH 2007).

A Dunántúl és a Duna–Tisza közének túlnyomó részére jellemző sugaras, komplex rendszer felismerése és eredetének első tektonikus értelmezése elsősorban a Balaton tudományos kutatásaihoz köthető. Id. LÓCZY L. 1913 a pannóniai-pontusi rétegek tektonikájáról írja egyfelől, hogy „a bámulatot egyenességű 25–35 km. hosszúságú völgyületek olyan hasadásokat és árkos besüllyedéseket követnek”, amelyek a teljes Dunántúlt érintették a Keleti-Alpoktól a Nagyalföldig. Ez a megállapítás a szegényes feltártság miatt lényegében csak a morfológia megfigyelésére támaszkodik. Másfelől a Bakonyban és a Balaton-felvidéken, szemközt Somoggal, az ottani irányok folytatásában hasonló öblözeteket és völgyeket talált, valamint töréseket, vízszintes eltolódásokkal.

CHOLNOKY 1918 ugyanerről részletesebben ír, kiemelve, hogy e völgyeknek nincs esése, a folyóteraszok hiányzanak, „s a rongyos kis patakok, csatornavizek lomhán folydogálnak bennük, ami szinte meglepő a völgyek hatalmas méreteivel szemben.” A San Francisco-i földrengések helyszíni tanulmányozása, mint analógia, arra a következtetésre juttatja, hogy vízszintes mozgásokkal, oda-vissza mozgással, „riszálással” képződött tektonikus vonalak, amiket a szél deflációs munkája alakított völgyekké. Ő sem foglalt tehát minden munkájában egyértelmű állásfoglalást az exogén felszínalakulás mellett.

A Délnyugat-Dunántúl morfológiáját elemezve PÁVAI-VAJNA 1925 kelet-nyugati irányban húzódó, enyhe redők sorozataként értelmezte. A kiemeltebb és erodáltabb vonulatokat és a köztük húzódó, mélyebb fekvésű, kevésbé tagolt morfológiát antiklinálisok és szinklinálisok váltakozásaként értelmezte (8. ábra).

A felismert és kijelölt redő váltakozások a Balatontól nyugatra a részletesebb és pontosabb szintvonalas térképek ismeretében sem szorulnak módosításra. Keleti folytatásuk a Balatontól délre azonban kevésbé igazolható. A földtani szelvények és térképezési eredmények inkább monoklinálisan délkelet felé dőlő pannóniai rétegeket mutatnak, amiket a Kapos, Koppány, Kis-Koppány és a Jaba völgyei tagolnak.

A tektonikus preformáltságot elfogadó elképzelések azóta is szinte minden, genezist magukba foglaló munkában megjelennek. Így vélekedett a szénhidrogén perspektívák vizsgálatához kapcsolódva ifj. LÓCZY L. 1939, KÖRÖSSY 1963, DANK 1979 és CZAKÓ 1980 is.





8. ábra. Kelet-nyugati irányú redők a morfológia alapján (PÁVAI-VAJNA, 1925). – Vékony, szaggatott vonalak: szinklinális tengelyek; kierősített, folyamatos vonalak: antiklinális tengelyek

ERDÉLYI 1961 és ADÁM et al. 1981 a Dél-Dunántúlon szintén tektonikus eredetre vezeti vissza a keresztirányú folyóvízi völgyek kialakulásának helyeit, ahol a folyóhálózat a Kapos-völgy utólagos besüllyedése után kapta jelenlegi formáját.

Az ország összefoglaló 200 000-es földtani térképének megjelent magyarázói a kérdést zömmel a korábbi elképzelések ismertetésével kimerítik. Ezek sora is hiányos: a Somogy és Zala nagy részét magába foglaló Kaposvár jelű lapról sem nyomtatott, de még kéziratos jelentés sem ismert.

PÉCSI 1986 a zalai völgyekre leszűkítve összefoglalta az eredetre vonatkozó elképzeléseket, melyekben a tektonikus preformálás és defláció hatására kimélyült völgyhálózat elméletei mellett áttekintette az alapvetően folyóvízi eróziót feltételező elméleteket is. Kihangsúlyozza a velük szemben felhozott ellenérveket, amik szerint a völgyek méretével összemérhető folyóvízi üledékek, folyóteraszok hiányzanak és Ős-Duna méretű folyók átfolyására sem Zalában, sem a Balaton aljzatában (pl. MIKE 1980) nincs megfelelő bizonyíték.

## **2.2. Morfotektonikai vizsgálatok**

A morfotektonikai vagy morfostrukturális vizsgálat célja az aktív endogén folyamatok és a felszín alakulása közötti kapcsolat feltárása (CSILLAG & SEBE 2008), a süllyedéseknek, kiemelkedéseknek és a földkéregben bekövetkező horizontális elmozdulásoknak a segítségével. Elterjedésének kettős oka van: a jelenkorban ható endogén folyamatok a fiatal, konszolidálatlan üledékeken a morfológiában és a felszínalakító folyamatokban egyaránt megmutatkoznak, ugyanakkor a merev közettestekre kidolgozott módszerek a rossz feltártság és a külső erők munkája miatt nehezen alkalmazhatók. A másik tényező az elmúlt néhány évtizedben rendkívül kiszélesedett eszköztár. A légifényképek és a távérzékelési anyagok elterjedése, a topográfiai térképek részletessége és pontossága, digitális technológia, a térinformatika, terpmodellek, 3D megoldások teljesen új módszerek bevezetését tették lehetővé.

### **2.2.1. Fotogeológiai vizsgálatok**

A módszer magyarországi alkalmazása VON BANDAT 1942 kezdeményezésére a Földtani Intézetben megalakult fotogeológiai osztályon indult el az 1940-es évek első felében. A kőolajkutatásban kialakult módszerek első hazai alkalmazásai SZEBÉNYI 1946, ERDÉLYI-FAZEKAS 1943 és munkatársaik nevéhez fűződik. A II. világháború után a fényképhasználat polgári ága a titkossági rendszabályok miatt gyakorlatilag megszűnt. Egyetlen, a kiértékelés eredményét közlő, de a módszer leírását teljesen mellőző munka ERDÉLYI 1961-ben jelent, a Külső-Somogy vízföldtanát taglaló cikkéből ismert. Ő a morfológiai és fotointerpretáció alapján az ott található ÉNy-DK-i irányú völgy- és vízhálózatot neotektonikus eredetűnek tartja (szóbeli közlés).

A fotogeológiai módszer elterjedése valamint az első erőforrás kutató műholdak képanyagának közreadása az 1960-as évek végétől fellendítette a nagyobb, országrésznyi területek egységes szemlélését és ennek megfelelően az ország középső részére kiterjedő, legyezőszerű völgy- és vízhálózat kimutatását, szerkezeti alapú értelmezését. Ez az értelmezési irányzat a napjaink neotektonikai vizsgálataiban is nyomon követhető, elsősorban a morfosrtukturális térképek szerkesztési módszereiben. RÁDAI 1969b, 1978a,b a fotogeológiai kutatásaival és a hetvenes években alakuló, úrfelvételeken észlelhető lineamentek értelmezésével arra a gyakorlati következtetésre jutott, hogy e vonalas elemek kimutatása közvetlen eredményeket ad karsztvíz kutatásban és a dunántúli mészköves kifejlődésű mezozóos korú képződmények tektonikai vizsgálatakor.

### 2.2.2. Az űrfelvételek megjelenése

A hetvenes-nyolcvanas években számos kutató részletesen vizsgálta az akkor elérhető Landsat - MSS űrfelvételek színes kompozitjait és a szovjet spektrozonális, MKF-6 jelű mérőkamarával készült fotografikus leképezésű űrfelvételeket. A felbontó képességek korlátozott volta miatt mindkét leképezési eljárás alulról vágó, analóg szűrőnek volt tekinthető, ami a kisméretű, száz-kétszáz méternél kisebb kiterjedésű formákat nem képezte le, lényegesen kiszűrve a legtöbb tisztán exogén eredetű formát és kiemelte a jelentősebb, tektonikai eredettel bíró gyengült zónákat, törésvonalakat és jelentősebb redőformákat. A vizuális kiértékelések két alapstruktúra kijelölésére irányultak:

- vonalas elemek, vagy lineamentumok (lineamentumok),
- ívelt és zárt gyűrűs alakzatok.

Az első munkák az ország egyes tájegységeiről és egyes képkockákról adtak értelmezéssel összekapcsolt kiértékeléseket. ORAVECZ 1978 Észak-Magyarországról közölt kiértékelést, CZAKÓ 1980-ban a Mezőföld űrből vizuálisan észlelhető vonalainak iránystatisztikai feldolgozásából arra a következtetésre jutott, hogy a pannóniai üledékképződés után a területen ÉNy–DK-i irányú nyíró hatás és rá közel merőlegesen kompresszió lépett fel.

A magyarországi pannóniai képződmények térképeikhez írott Magyarázójában JÁMBOR (1985) a képződmények deformációjáról azt írja, hogy bennük „valódi gyűrűt formaelemeket nem lehetett kimutatni, általánosak viszont a lapos, települt boltozatok és süllyedékek.”.

Magyarországot teljes egészében lefedő lineamentum kiértékelést részletes, félmillió Landsat képek kiértékelésére támaszkodva SÍKHEGY F. (1987a) készített. Ennek nyomtatott változata (9. ábra) BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 1987 munkájában jelent meg. Összefoglalóan megállapították, hogy a lineamentumok irány, hossz és sűrűség szerint területenként jelentősen eltérnek egymástól és a dunántúli sugaras struktúrát összehasonlítva a prekainozóos aljzat fő szerkezeti vonalaival, azok a Mecsek–Villány blokkot is magukba foglalva a Pelso aljzati egység területére korlátozódnak. A térkép utóbb beépült a KGST Földtani Állandó bizottságának a KGST tagországok és Jugoszláviát magába foglaló milliós méretarányú kozmogeológiai térképébe is (MEZHELOVSKIY et al. 1987).



9. ábra. Magyarország lineamentum térképe Landsat MSS képek vizuális kiértékelésével (BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 1987)

### 2.2.3. Az 1990-es években megindult kutatások

Az újabb időkben két általános keletkezési elméletet adtak közzé magyar kutatók. MOLDVAY 1989 húzásos anyagvizsgálatok során keletkezett legyezőhálózatok analógiájára hivatkozva a Győr–Pozsony vonalra merőleges irányban, az ellentétesen mozgó Alpok és Kárpátok hatására a Cseh—Morva-hegységtől a Dél-Dunántúlig és a Kiskunságig egységes, szimmetrikus, extenziós, szétnyíló szerkezetet tételez fel.

GERNER 1994 a Balaton vonalában húzódó jobbos oldaleltolódás balos antitetikus törérendszereként fogja fel a sugaras elrendeződésű töréseket, amik irányváltásukat a nyugatról kelet felé a nyírásból fokozatosan transzzenzióssá váló erőternek köszönhetik.

Az újabban keletkezett munkahipotézisek között teljesen eltérő véleményt képviselnek BALLA et al. 1993b. A déli kibillenések miatt a vízhálózat és a száraz völgyek is a réteglapok felszínének esésvonalalaiba rendeződnek, s emiatt semmilyen szerkezeti preformáltság feltételezésére nincs szükség, a legyező-szerűsége pedig az alaphegységi főtörések íveltsége ad magyarázatot, a kibillent tömbök esésvonalai ugyanis közel merőlegesek erre.

Érvelésükkel szemben felmerül az ellenérv, hogy evvel az egyszerű földtani, geomorfológiai és fotogeológiai trivialitással lehetetlen a jelenséget teljes kiterjedésében megmagyarázni. Bizonyos földrajzi-földtani egységekre a fenti munkahipotézis természetesen igaz, és a távérzékelési anyagok interpretálásából is közvetlenül látható, értelmezhető e konzekvens

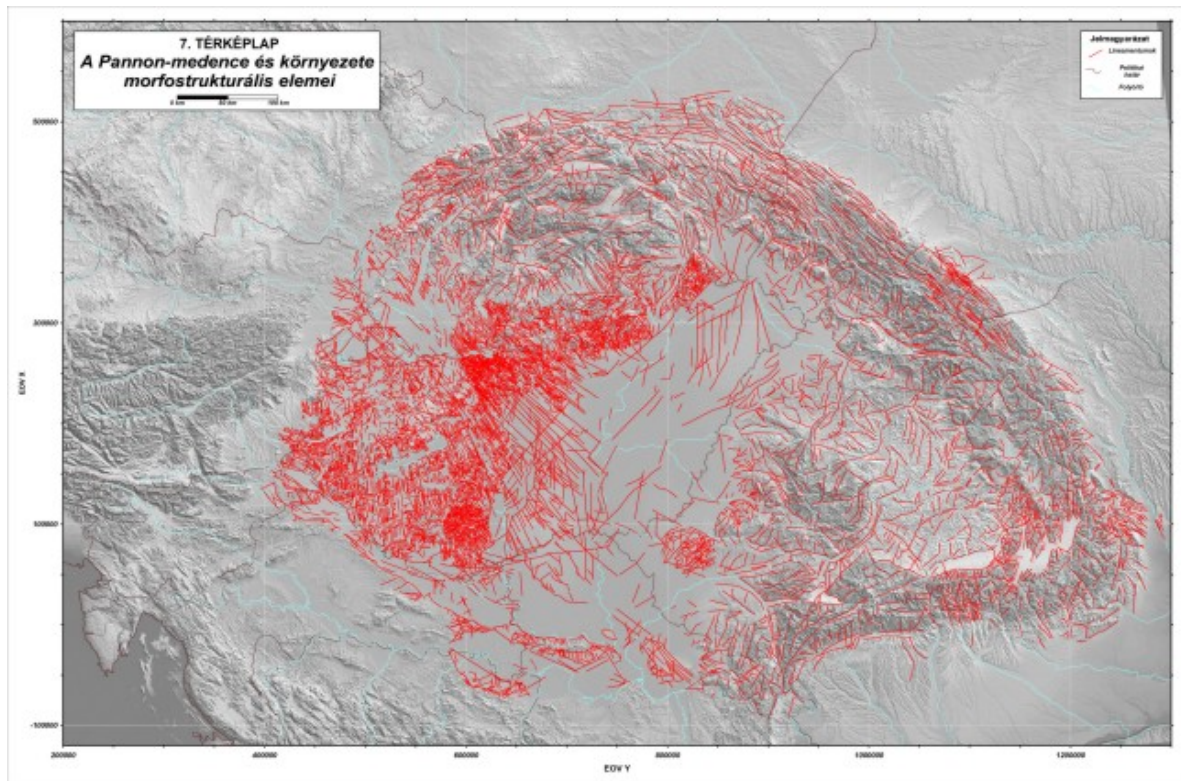
völgyek rendszere (SÍKHEGYI 1985). Fenti megállapításuk a Külső-Somogy teljes területére jellemző, a Sárvíz völgyéig terjedően. Szomszédos tájegységeken ugyanakkor, ahol a víz- és völgyhálózat a csapások szerint teljesen beleilleszkedik a sugaras rendszerbe, az irányítottság azonban teljesen ellentétes. Erózióbázisuk a Velencei-tó, a Balaton, a Kis-Balaton, illetve a tőlük nyugatra levő, csapásba eső, mély, lefolyástalan, tőzeges helyek.

SÍKHEGYI 1992 a fotogeológiai módszerek általánosan elfogadott vízhálózat-elemzési tapasztalataiból kiindulva tektonikai eredetet, legalábbis jelentős elmozdulások nélküli, gyengült zónák kialakulását feltételezi, amit a külső erők munkája alakított ki markáns megjelenésű völgyrendszerre.

Ez a szemlélet tükröződik vissza a Pannon-medence jelenkori geodinamikai atlaszának (HORVÁTH et al. 2006) a 7. mellékletében, ami a morfostrukturális elemeket ábrázolja (10. ábra).

Morfostrukturális vizsgálatokat megfelelően tagolt domborzat és jól korolt, kellően nagy elterjedésű, fiatal képződményekkel borított területeken kedvező végezni. Ebből a szempontból a Pannóniai-medence nyugati és centrális része lényegesen alkalmasabb a keleti térfelénél, mert míg a Dunántúlon és csatlakozó részein nagy kiterjedésben található meg a felszínen együttesen a pannóniai és annál fiatalabb képződmények, addig a medence centrális részében, azaz a Nagyalföldön a nagy kiterjedésű, felső-pleisztocén és holocén korú folyóvízi üledékek uralkodnak. Ezek az üledékek több száz méter üledékvastagságú alluviális síkokat és hozzájuk a peremeken kapcsolódó hordalékkúpokat formálnak. Itt a gyors üledékképződés egyfelől teljes mértékben lefedi, másfelől letarolja és átdolgozza a fekvő képződményeket, el-tüntetve az esetleg ott meglévő, a morfológiában is megjelenő szerkezeteket. E tekintetben a térkép visszatükrözi a teljes alpi–kárpáti–dinári keretbe foglalt terület főbb szerkezeti egységeit és irányítottságukat.

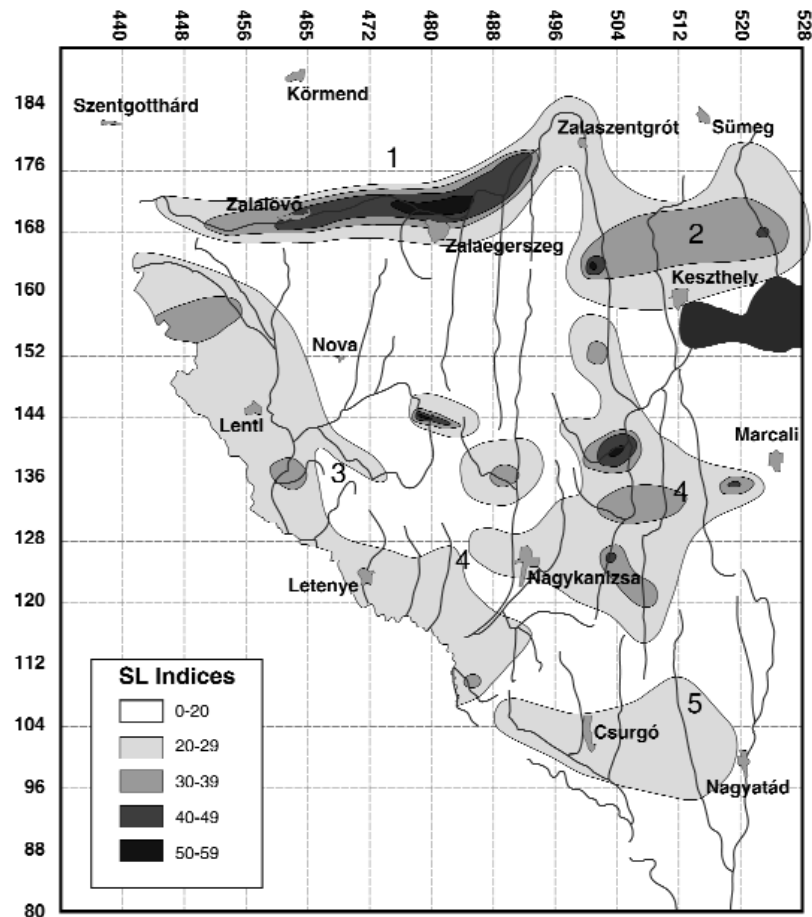
Az utóbbi tíz évben több neotektonikai kutatás és publikáció is megjelent, ami a morfológia jellegzetességeiből következtet vissza a tektonikai folyamatokra. Saját eredményeim összegzése 2002-ben jelent meg (SÍKHEGYI 2002), egyben e dolgozat lényegi összefoglalása.



10. ábra. A Pannon-medence és környezete morfostrukturális elemei. – In: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza (HORVÁTH et al. 2005)

Eszerint a morfológia az ALPACA és a Tisza–Dácia egység északnyugati, a Dinári egység és az ALPACA közé beékelődött fragmentumának közös szerkezetalakulását mutatja. A medence legnyugatibb részén kompresszió hatására ÉÉK-i vergenciájú feltolódások alakultak ki a felszín-közeli pannóniai rétegeken, az Alsó-Zala völgyében É-D-i irányú kompresszió hatására kialakult, K-Ny-i csapású enyhe ívű redők a jellemzők. A legfiatalabb, a morfológiában is megmutató folyamat a horizontális mozgásokkal jellemezhető kilökődés. A KÉK-i irányú, az óramutató járásával ellentétesen rotáló egységben belül a Balaton és a Kapos folyó közti terület mozog a leggyorsabban, ezért a Balaton aljzatában és attól északra balos, a Kapos mentén és tőle délre jobbos eltolódások a jellemzőek. A longitudinális völgyek déli oldalaira jellemző a fűrészfog jellegű mintázat és kiemelkedések sora. E rendellenes völgy lefutás a mester töréseket a felszín közelében kísérő, ellentétes irányú (balos), az óramutató forgásával ellentétes irányú oldalelmozdulások és az emiatt fellépő térrövidülés következménye.

PINTER 2005 a Balaton nyugati szegélyétől az országhatárig terjedő területéről szintvonalak és a hidrográfia vizsgálatát végezte el 1:50 000-es topográfiai térképeken a tektonikus geomorfológia (PINTER 1996) számszerűsített indexeinek kiszámolásával. Az ún. „SL Gradiens Index” a folyó egyes szakaszainak valóságos hosszát és a hozzátartozó szintesést vizsgálta, az ún. „TTSF – Transverse Topographic Symmetry Factor ” pedig a völgyekben lefutó folyóvizek eltérését fejezte ki a völgy középvonalától. Az anomális értékek alapján a Lovászi és Zalakaros közti longitudális zónát, valamint a Murakeresztúr és Zalaszentgrót között, a Zalaapáti-hát vonalában található elnyúlt anomáliájú területeket tekinti további kutatásokra érdemesnek, ahol a negyedidőszaki medence inverzió révén a korábbi extenziós jellegű törések aktív kiemelkedésekként újulnak fel. Ez az aktív deformáció a kőolajtároló szerkezetek fejlődésére is hatást gyakorol (11. ábra).



11. ábra. A Délnyugat-Dunántúl jelentősebb folyóinak folyóhossz és szintesésből kiszámolt LS gradiens indexei (PINTER 2005). Az anomálian magas értékek, így a Zalaapáti-hát és a rá közel merőleges merőleges Lenti–Marcali vonalon a szerző szerint recens tektonikai aktivitást jelez.

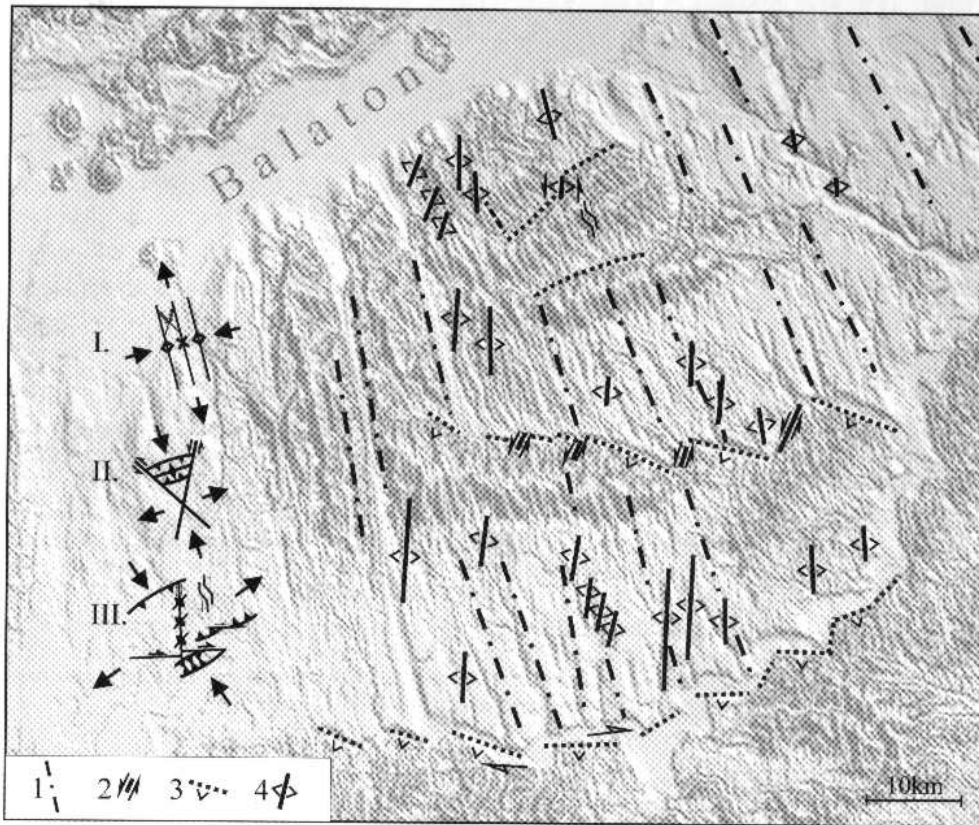
MAGYARI et al. 2004, 2005 Külső-Somogy területén terepi mikro- és morfortektonikai módszereket alkalmazott a jelenkori felszín kialakulás tektonikai eredetű tényezőinek kimutatására. A felszíni földtani felvételek és a meglévő digitális domborzati modell irányított morfológiai vonalainak értelmezéséből három késő-pleisztocén–holocén korú kompressziós fázist mutattak ki, amik az óramutató járásával ellentétesen, közel ÉÉNy–DDK-i erópároként hatottak. A hosszanti völgyek mentén, azok déli oldalán lapos síkú feltolódásokként jelentkezik a kompresszió domborzatalakító hatása. A sugárirányú, korábban egységesen déli lefolyású völgyek és köztes hátaik rendszerét a legutolsó késő-pleisztocén–holocén, jelenleg is aktív kompresszió ÉÉK-DDNy-i csapású redőzöttséget okoznak. Ez részben markánsabbá teszi a völgyek és hátaik domborzatát, az iránykülönbség miatt helyenként rátelepülve, részben felülírva a korábbi morfológiát. A balos transzpresszió nyomán a hosszanti völgyekben 100 m-es elvetésű, balos eltolódások léphetnek fel (12. ábra).

Az elmúlt két-három évben dominánssá vált a meridionális völgyhálózatot csak a külső erők, elsősorban a defláció hatásaival magyarázni. FODOR et al. 2005a szeizmikus szelvényen mutatja be, hogy a Principális-völgy aljzatában semmilyen, a szeizmikus módszerekkel kimutatható nagyságú töréses zóna sincs a miocén rétegek bázisán. A völgyeket erős szelek kivájta szélbarázdáknak, jardangoknak tartja (amik kialakulásában nem kizárt kis méretű törések vagy repedésrendszerek megléte), Cholnoky morfológiai értelmezését fogadva el magának. Kétségtelen, hogy a negyedidőszak folyamán számos alkalommal lehettek a mai időknél sokkal szigorúbb, száraz, hűvös időszakok, amikről a Dunántúli-középhegységben számos helyen előforduló éles kavicsok (dreikanterek) tanúskodnak (JÁMBOR 2002).

Szintén a szeizmikus szelvényekre hivatkoznak BADA et al. 2007a és HORVÁTH 2007, amikor a sugaras völgyhálózat keletkezési lehetőségei közül a transzpressziós vagy normál vetők révén kialakult tektonikai preformálás lehetőségét elvetik.

SEBE et al. 2008 a Nyugat-Mecsek délkeleti lábánál végeztek morfortektonikai kiértékelést. A Mecsek hegylábi üledékeinek felszínén a fiatal lösz képződése utáni kiemelkedést mutattak ki a Görcsönyi-hátságon. Az előtér lefolyástalan süllyedékét a Mecsek-alja vonal késő-pleisztocénben képződött balos oldaleltolódásaihoz kötik. Ugyanakkor az előtér lösszel borított felszínén kialakult völgyeket deflációs eredetűnek írják le.





12. ábra. Morfotektonikai elemzések alapján szerkesztett késő-negyvedidőszaki szerkezeti elemek MAGYARI et al. 2004 szerint. Jelmagyarázat: 1. – Sugárirányú völgyek és hátságok iránya; 2 – eltolódások; 3 – feltolódások; 4 – kulisszás redők iránya.

A legmarkánsabb dunántúli morfológiai struktúra tekintetében tehát jelenleg a teljesen exogén, szélfúttá eredetet hangsúlyozó elképzelések dominálnak. Mindemellett néhány szempontot érdemes számba venni, nincsen-e legalább elmozdulások nélküli gyengült zónákról szó, amiknek a fellazult üledékeit a defláció bontotta meg és távolította el a meridionális völgyekből. Az erre vonatkozó érveket a jelen dolgozat 4.6. alpontjában vázolom.

### **3. Geodinamikai kutatási módszerek és eredmények**

A neotektonikai folyamatokat kísérő geodinamikai mozgásokat több, mérésekkel alátámasztott módszer kutatja. A regionális eredményeket nyújtó legfontosabb kutatási módszerek eredményeit az alábbiakban foglalhatjuk össze.

#### **3.1. A jelenkori geodinamikai mozgások geodéziai vizsgálata**

A földkéreg vízszintes elmozdulásait kísérő tágulás vagy kompresszió az elmozdulások vonala mentén felboltozódásokat és besüllyedéseket (pozitív és negatív virágszerkezeteket) okoz. A kigyüremkedő, illetve berogyó üledékek felett a felszín függőleges elmozdulása — bár nagysága függ a lehatolás mélységétől — általában nagyságrenddel nagyobb az azt indukáló vízszintes elmozdulásnál. Ezért a kísérő, függőleges elmozdulások mintegy felnagyítják a kompresszió és extenzió hatásait a felszín megváltozott morfológiájában és az ehhez kapcsolódó kvarter genetikai típusok eltérő voltában egyaránt.

A múlt század nyolcvanas éveig a geodéziai mérési módszerek elsősorban a függőleges irányú elmozdulások kimutatásának kedveztek, mert a módszer milliméteres változások kimutatására is alkalmas, míg a vízszintes irányszögek újramérései centiméteres elmozdulások esetében a szögmérési hibahatárok alá rejtették a megbízható kimutatást.

A jelenlegi mérési módszerek e tekintetben is jelentős változásokat hoztak. Az ürgeodéziai módszerek segítségével az évenként csupán néhány millimétert kitevő elmozdulások is kimutathatóvá lettek. A VLBI mérések abszolút földi koordináta-rendszerben, több száz kilométeres bázisállomások távolságváltozásait képesek kimutatni cm/év nagyságrendek esetén, jelentős eszközt adva a geodinamikai kutatásoknak. A nagy pontosságú GPS mérések e korlátokat egy nagyságrenddel tovább csökkentették. Ez utóbbinak a kapott értékeit mindenképp célszerű bizonyos kritikával tekinteni. A rövid, néhány évet átfogó mérési ciklus során kapott elmozdulás vektorok iránya feltételezhetően elfogadható, a számszerű értékek extrapolálásra, például holocén vagy az eljegesedés óta bekövetkezett elmozdulások kiszámítására azonban erős kritikával alkalmazható.

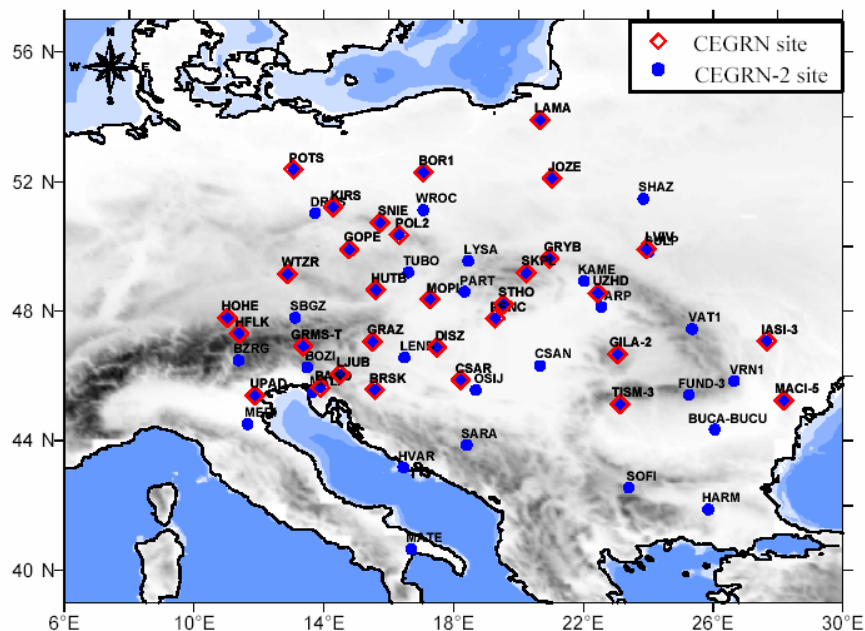
##### **3.1.1. A jelenkori horizontális kéregmozgások**

Az aktív horizontális mozgások geodinamikai vizsgálatához számos mikrohálózatot terveztek az elmúlt három évtized során. Ezek közül a Dunántúlon három hálózat telepítése és folyamatos mérése valósult meg. Az egyik a dunántúli sugaras rendszer vizsgálatára települt Sóskút térségében (ÁDÁM J. et. al. 2001), a másik a PAV Zrt. geodinamikai megfigyelésére, a harmadik pedig a Dunaföldvár térségében tapasztalható földmozgások környezetére (MEN-

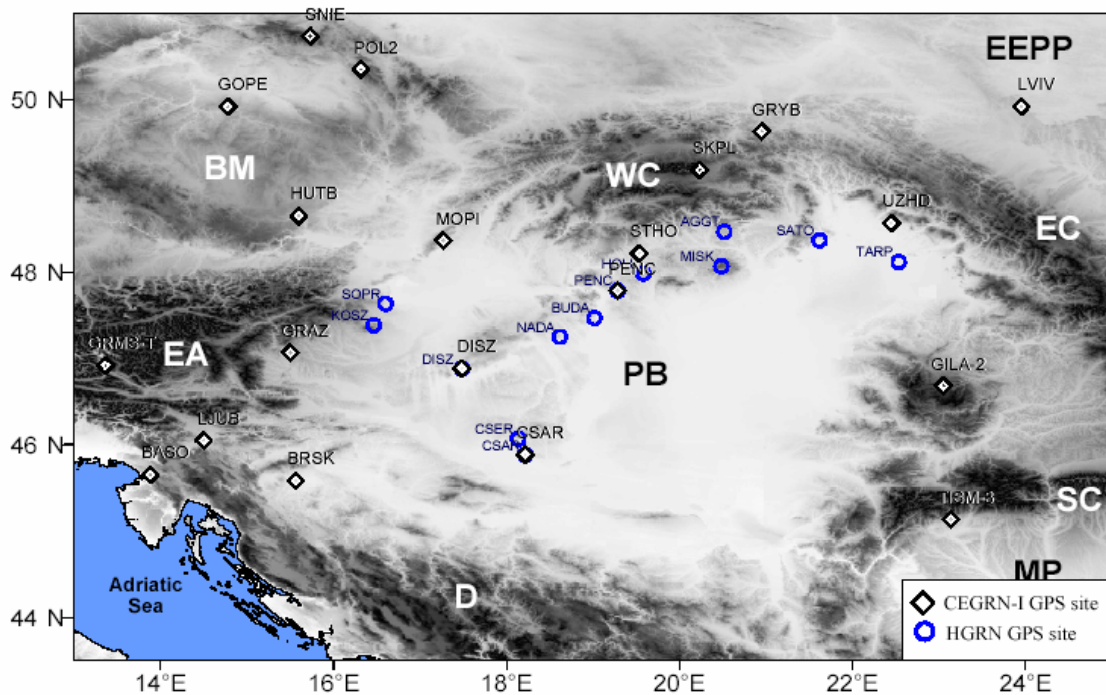
TES & EPER-PÁPAI eds. 2005). Vizsgálati eredményeiknek nyomon követése annak ellenére fontos, hogy kívül esnek Somogyon és Zalán, mert a sugaras rendszer kinematikájának megismerése valószínűleg általánosítható a teljes Dunántúlra.

Sóskút térségében 1984-ben azért létesítették a hálózatot, mert a sugaras rendszer mentén aktív, jobbos horizontális elmozdulásokat tételeztek fel. A Benta-patak két oldalán lévő állandósított pontok szabatos újraméréseiből 1999-ben és 2000-ben kapott eredmények azonban szignifikánsan kimutatható távolságváltozásokat nem mutattak. Annak ellenére, hogy a koordinátaváltozások statisztikailag nem voltak szignifikánsnak tekinthetők, a kiegyenlítéssel hozzájuk rendelhető deformációs (strain) tenzor egyik fő hosszváltozása geodinamikai szempontból értékelhetőnek adódott és a völgy csapására merőleges irányban maximumot mutatott. Nyilvánvaló, hogy a mérési időközök növelésével nőhet a jelenlegi geodinamikai folyamatok valós kimutatásának az esélye is.

A Pannon-medencében fellépő vízszintes irányú elmozdulások kimutatása nemzetközi együttműködés és kutatás keretében kialakított együttműködésben zajlik, ez a Közép-európai Regionális Geodinamikai Projekt (CERGOP – 13. ábra). Kezdeményezésére a kilencvenes évek első harmadában kialakult az a 31 állomásból álló mérési hálózat (CEGRN – Central European GPS Geodynamic Reference Network), ami a teljes régiót lefedi és alkalmas lehet a jelenkori vízszintes mozgások mérésére. Az eltelt időben számuk 63-ra emelkedett.



13. ábra. A Közép-európai GPS Geodinamikai Referencia Hálózat (CERGOP) állomásai (GRENERCZY et al. 2002)



14. ábra. A hazai és a Kárpát-medence GPS hálózat geodinamikai mérési pontjai (GRENERCZY et al. 2002)

Természetesen hazánknak is van saját, az országot lefedő hálózata, ami sűrűbb a nemzetközínél. A nemzetközi állomások mellett 11 hazai állomásról is rendszeresen történnek mérések. Térben az idősebb, szilárd képződmények elterjedéséhez igazodnak, zömüket a Dunántúl hegyvidéki sávjában és az Északi-középhegységben állandósították (14. ábra).

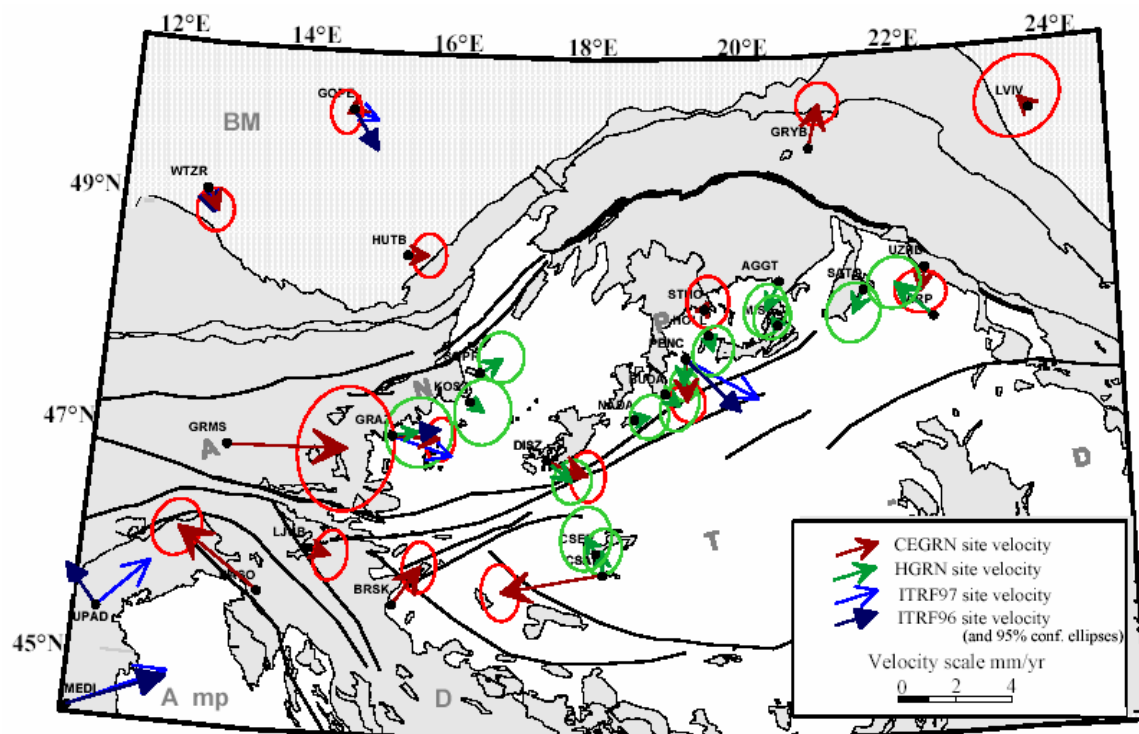
Az elhelyezkedésükből az tűnik ki, hogy a medencebeli, eltérő mozgások kimutatására csak részben alkalmasak. A Dunántúl tekintetében fontos volna a Dunántúli-középhegység és a Mecsek között is állomást telepíteni. Erre a 3.1.3. alfejezetben bátortalan javaslatot teszek.

Az 1990-es években kialakított mérési hálózatok eredményei fokozatosan beépültek a Pannon-medence neotektonikai vizsgálatainak eszköztárába. A neotektonikai kutatások révén elfogadottá vált, hogy az afrikai és az eurázsiai kőzetlemezek kollízióján, mint általános folyamaton belül térségükben az Adria (Apuliai) mikrolemez aktív mozgása váltja ki a Keleti-Alpokban és a Pannon-medence térségében végbemenő tektonikai eseményeket.

Az adriai régió GPS mérései, amiket 1991 és 2004 között végeztek, azt mutatták, hogy a mikrolemez mozgása teljesen eltér a stabilnak tekinthető Eurázsia és a hozzá viszonyítva mozgó Afrika (Nubia) lemez mozgási irányától. Míg a Nubia lemez 4-5mm/év sebességgel közelít Euráziához viszonyítottan északnyugat felé (DeMETS et al. 1994, SELLA et al.

2002, Mc CLUSKY et al. 2003), az Adria mikrolemez ÉÉK felé, mintegy 3-4,5 mm/év sebességgel halad (GRENERCZY et al. 2005). Emellett az óramutató járásával ellentétesen forgó mozgást is végez, aminek becsült nagyságrendje  $-0,35^\circ/\text{millió év}$ , a forgás középpontja, az un. Euler pólus a  $\lambda=9,7^\circ$   $\varphi=46,7^\circ$  gömbi koordinátán található. Hasonló középpontot adott Szlovénia és Horvátország GPS pontjainak vizsgálatából WEBER et al. 2005.

Az általános mozgási irányon belüli szisztematikus elmozdulás-különbségek a lemezen belüli mozgások jellegére és nagyságára adnak felvilágosítást. Ennek eszköze az egyes lemezeket merevként kezelő NNR-NUVEL1A modell adatainak összehasonlítása és kivonása a Pannon-medence GPS pontjain észlelt adatokból.



15. ábra. Lemezen belüli kéregmozgás sebességek a Pannon-medence, a Kárpátok és a Dinaridák (PANCARDI) régiójában (GRENERCZY et al. 2002)

A helyi mozgásokat bemutató térképen (15. ábra) az Adria mikrolemez 3-4 mm/év sebességgel mozog a Keleti-Alpok irányába, amit az északi oldalon a stabil Cseh-masszívum megakaszt, így a mozgás megáll. A masszívum és a mikrolemez között a Keleti-Alpok határozott keleti irányú mozgással tér ki az észak-déli irányú feszültségtérben, megerősítve azt az elképzelést, hogy a miocén idején megindult kipréselődés napjainkban is tovább zajlik. A Magyar-középhegységre telepített GPS állomások mérései szerint a mozgás keleti-északkeleti irányban fokozatosan elnyelődik, mert a litoszférának ez a darabja a merev Eurázsiahoz kap-

csolódott Kárpátokon elakad (HORVÁTH & CLOETHING 1996). Eszerint a Pannon-medence jelenkori horizontális feszültségtére jól visszatükrözi a negyedidőszaki kiemelkedéseket és süllyedéseket. A késő-pliocénben a medence keleti peremén a szubdukálódott kőzetlemez merevvé vált és a stabil eurázsiai kőzetlemez leblokkolta a medence alatti kőzetlemez további mozgását. Az extenziós medence süllyedése lezárult, a negyedidőszak folyamán a Pannon-medence geodinamikai folyamatai alapjaiban kompressziós stílusúvá váltottak át. A medence lokális extenzióval kísért inverziója zajlik.

### ***3.1.2. A jelenkori függőleges kéregmozgások***

A függőleges elmozdulási komponensek mérésére a szintezéshez hasonló nagyságrendű pontosságnövekedést tett lehetővé a radar interferometria. Ennek hazai bevezetése még várat magára; 2006 nyarán történtek meg az első kezdeményezések Budapest környékére a FÖMI KGO és a MÁELGI együttműködésével a TerraFirma (ESA GMES) égisze alatt. E munka elsősorban a nagyvárosokban fellépő függőleges mozgásokra, különösen a süllyedések mértékének kimutatására fókuszál. A módszer sikerességéről és az egyéb hazai kutatások számára használható tapasztalatokról még nem beszélhetünk.

A jelenkori kéregmozgások függőleges irányú értékeinek meghatározása többszörös, több évtizedes időkülönbségekkel elvégzett szabatos szintezési eredmények összehasonlításával történik meg. A Pannon-medencére közölt éves átlagos mozgásadatok (JOÓ ed. 1985, JOÓ 1995 ed.) nagy vonalakban visszatükrözik az abszolút magasságok alapján várható mozgási irányokat és a sebességeket. Ez abban nyilvánul meg, hogy a Kárpátok íve erőteljesen emelkedik, a Pannon-medence legalacsonyabban elhelyezkedő régiói, így a Nagyalföld és a Kisalföld–Szlovák-alföld süllyednek, míg a Dunántúl a Nadaphoz viszonyítottan nyugalomban lévő keleti-centrális részétől az Alpok irányába fokozatosan emelkedik. A szintezési alaphálózatokat ugyanakkor a földmérés céljainak figyelembevételével tűzték ki (pl. völgyekben futó utak mentén), emiatt részletes összehasonlítás a földtani alapokon várható mozgáskülönbségekkel csak részben várható.

Ellentmondás mutatkozik a többé-kevésbé folyamatosan gyarapodó medencebeli üledékek vastagságából becsülhető 0,2 mm/év süllyedési sebesség (RÓNAI 1985) és a jelenkori mérések 6 mm/év-et meghaladó maximumai között. Természetes annak a feltételezése, hogy a mozgások nem egyenletesek és ennek megfelelően az ülepedés sebessége is ingadozik, sőt egyes időszakokban akár ellentétessé is válhat irányuk, megakasztva a lerakódást, kisebb lepusztulási időszakok következhetnek be. Ezeknek a finom különbségeknek nagysága azonban

a rendelkezésre álló fúrési anyag szedimentológiai vizsgálataiból számszerűen nem vezethető le. A nagyságrendi különbségek kialakulásához hozzájárulhat a több ezer méteres harmadidőszaki fekvő kompakciója, valamint – emberi beavatkozás hatására – a jelentősebb városok megnövekedett artézi vízkivételezése is. Erre az alapján lehet következtetni, hogy az ábrázolt maximális süllyedési értékek az alföldi nagyvárosok: Debrecen, Szolnok, Szeged alá esnek.

Ezért általában a jelenkori mérések adatait nem szokták közvetlenül állandónak venni a földtörténeti múlt irányába. A közelítő számításokhoz lineáris növekedéssel számolva a jelenlegi éves elmozdulás felével, exponenciális növekedést feltételezve még ennél kisebb értékkel becsülik meg a folyamat kezdete óta létrejött elmozdulásokat.

A szintezési adatok feldolgozásának elméletét és metodikáját jelentős alapozó előmunkálatok tették lehetővé. A földkéreg-mozgási hálózatok kiegyenlítéséhez HAZAY 1967, a szabatos szintezések felhasználását a kéregmozgások vizsgálatára MISKOLCZI 1973 ismertette.

Hazánknak és a szomszédainknak függőleges kéregmozgás térképét először a Szovjetunió Tudományos Akadémiájának és Geodéziai Szolgálatának kezdeményezésére 1966-ban Lipcsében kezdték meg kidolgozni. Ez természetszerűen magába foglalta a volt szocialista országok területeit. A nagy földrajzi távolságok miatt 40-60 km-re lévő pontokra végezték el a kiegyenlítő számításokat. A végső térkép méretaránya 1:2 500 000-es volt. A magyarországi mérési hálózat részletessége és a régió változatos geodinamikai arculata szükségessé és lehetőséggé tette azonban egy részletesebb, a teljes Kárpát-balkán régióra kiterjedő 1:1 000 000-s térkép összeállítását (JOÓ & HAI 1993). A hozzá kapcsolódó hazai kutatások tovább zajlottak, ami során részleges terepi bejárásokkal egészítették ki a vizsgálatokat, levezették a horizontális gradienseket minden szakaszra és földtani, morfológiai és tektonikai adatokat is gyűjtöttek a térképek szerkesztéséhez. A régió egymillió méter térképének összeállítása és kiadása 1985-ben (JOÓ, editor-in-chief 1985) történt meg.

A hazai kutatások azonban itt sem álltak meg. Ezeket a munkákat JOÓ ISTVÁN irányította. A rendelkezésre álló szintezési adatokból újabb, a korábnál részletesebb felbontású, félmillió méterarányú térkép összeállítását tették lehetővé (JOÓ ed. 1995).

A kéregmozgás vizsgálatok két, különböző időpontban végzett szabatos szintezés összehasonlításán alapulnak. Erre hazánkban négy szabatos szintezési hálózat méréseit lehet elvben felhasználni. Bár nagyobb időintervallumban nagyobb az esély a tendenciák hibahatárt meghaladó kijelölésére még kis értékek esetében is, de a kivitelezés megbízhatósága és a mé-

rési pontok jelentős részének elpusztulása miatt az első, 1873-1899 közötti első szabatos szintezés és a két világháború közötti második szintezés (1921-1949) az összehasonlítás első adathalmazaként kiesett a lehetséges szintezések közül. Emiatt az első adatsort a második világháború után elvégzett, un. Bendefy-féle szabatos szintezés (1948-1964) képezte.

A második, újabb szabatos szintezést a műszaki és tudományos igényeket jobban kielégítő, un. 0-ad rendű hálózat létrehozása és mérése jelentette, ami egyben az 1978-ban elindított EOMA (Egységes Országos Alappont Hálózat) I. rendű törzshálózata (16. ábra). Mérése és kiegyenlítése 1975-1979 között folyt és zárult le ( JOÓ 2006).

A két mért adatkészlet között eltelt idő széles határok között ingadozott: 13-27 év telt el az azonos vonalak mérései között. A végső, kéziratos térkép félmillió méretarányban készült el és mintegy 2000 pont magassági értékeinek összehasonlításából, 0,5 mm/év szintvonalközzel szerkesztették le. Egyszerűsített, 1:3 800 000-es méretarányúra kicsinyített és színezett változatát JOÓ 1998 adta közre, amit a 17. ábrán mutatunk be.

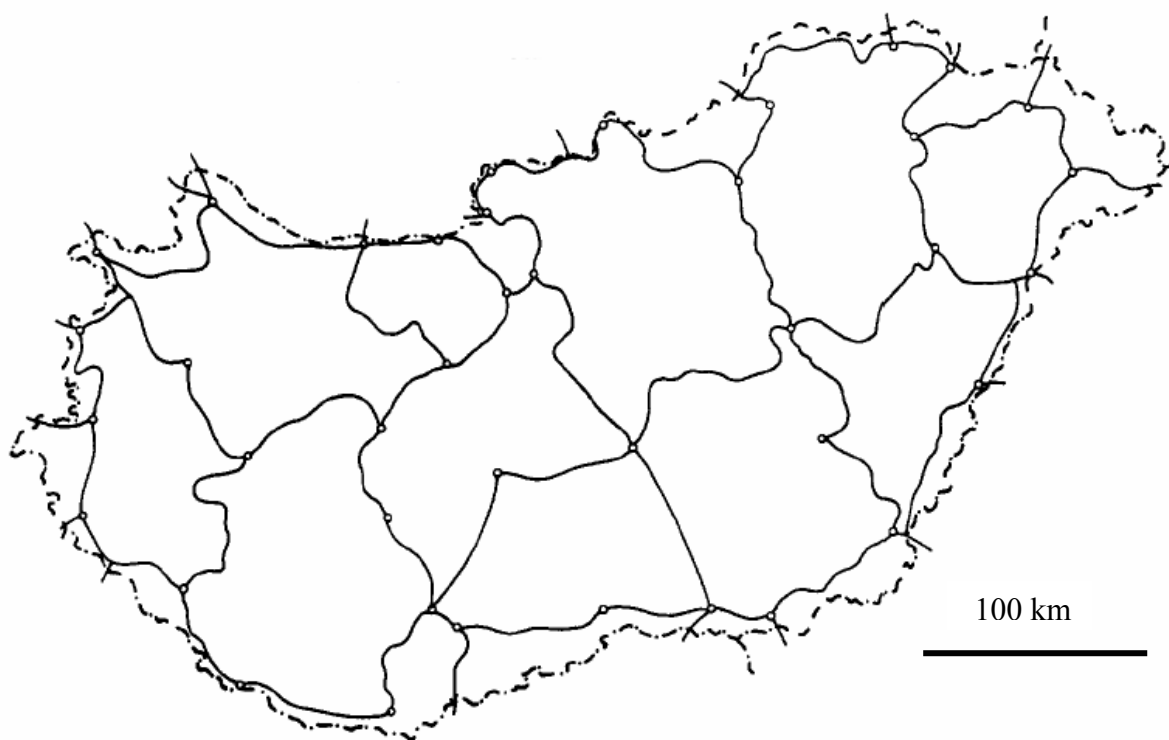
Az EOMA I. rendű hálózat újabb mérése várat magára, ezért pontosabb, frissebb térkép elkészültére az évtized vége előtt nincs esély.

A térkép mögött álló gridelt állomány lehetőséget biztosított arra, hogy a különböző geológiai és geofizikai térképek adatait összehasonlítva kapcsolatot lehessen teremteni a vertikális mozgások szelvények menti változásaival (JOÓ & SZŐCS 1993, JOÓ 2001, 2004). Ezeket a sokváltozós korrelációs számításokat számos tájegységen elvégezték (JOÓ et al. 2000a,b, 2005, 2006; JOÓ & BALÁZSIK 2002, KOMJÁTI et al. 2004, PÁJER et al. 2004, MOGYORÓSI 2004, PAPP et al. 2005).

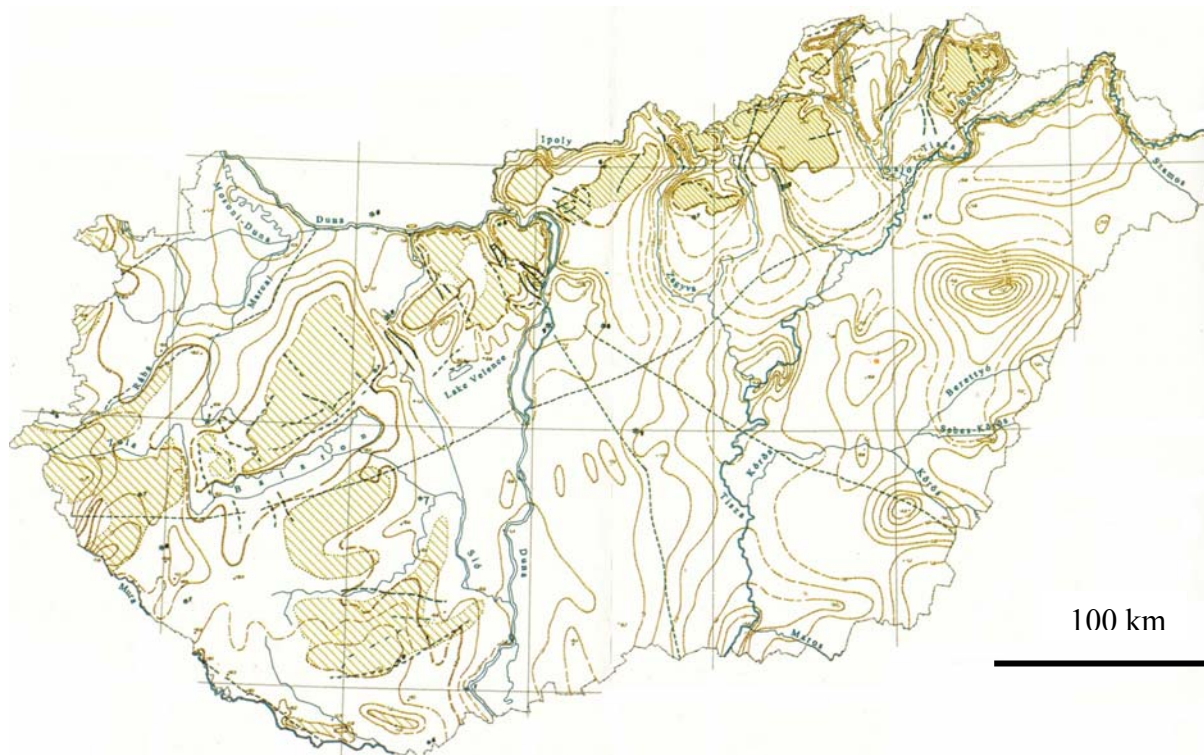
A kéregmozgások térképének és a negyedidőszaki üledékek genetikai típusaiból levezetett térképnek a Dél-Dunántúlra vonatkozó összevetését a 4.2. alfejezetben részletezem.

További összehasonlítások lehetőségét teremtették meg a szintezési vonalak mentén kiszámított ún. horizontális gradiensek és térképi bemutatásuk. A szintezési vonal menti vertikális sebességkülönbségek egységnyi vonalhosszra eső értéke lényegében a vonalak menti rendellenes nagyságú, hirtelen sebességváltozásokat, lépcsők helyeit mutatja meg, tájékoztató adatokat szolgáltatva olyan aktív vonalak kimutatására, ami mentén jelentősen eltérnek a sebességértékek, helyenként akár ellentétes irányúvá válhatnak egy viszonylag rövid mérési szakaszon belül is.





16. ábra. A kéregmozgások vizsgálatába bevont szintezési vonalak (JOÓ & HAI 1993) nyomán



17. ábra. A függőleges kéregmozgások térképe (JOÓ 1998)

JOÓ (ed.) 1991a,b és JOÓ I. & HAI 1993 a kiszámoláshoz egy szintezési vonalon lévő  $P_i$  és  $P_j$  pont  $T'$  és  $T''$  időpontban mért  $\Delta h'_{ij}$  és  $\Delta h''_{ij}$  magasságkülönbségeiből indul ki. Feltételezve, hogy az adott mérési időintervallumban a sebességek lineárisak voltak, a két pont közötti sebesség különbsége az alábbi formulával számítható ki:

$$\Delta v_{ij} = \frac{\Delta h''_{ij} - \Delta h'_{ij}}{T'' - T'}$$

A mért sebességkülönbség egységnyi szelvényhosszra eső nagyságát, az un. horizontális sebesség gradienst a  $P_i$  és  $P_j$  pont közötti  $l_{ij}$  távolság ismeretében az alábbi módon számították ki:

$$\text{grad } v_{ij} = \frac{\Delta v_{ij}}{l_{ij}}$$

A kapott érték radián/év dimenziójú, ahol a kis szögérték miatt  $\text{tg } \alpha \approx \alpha$ .

A radiánban kapott értékeket szögmásodpercre átszámolva és az átszámoláshoz a

$$\rho'' = \frac{360^\circ * 60 * 60}{2\pi * 10^6} = 0,206265$$

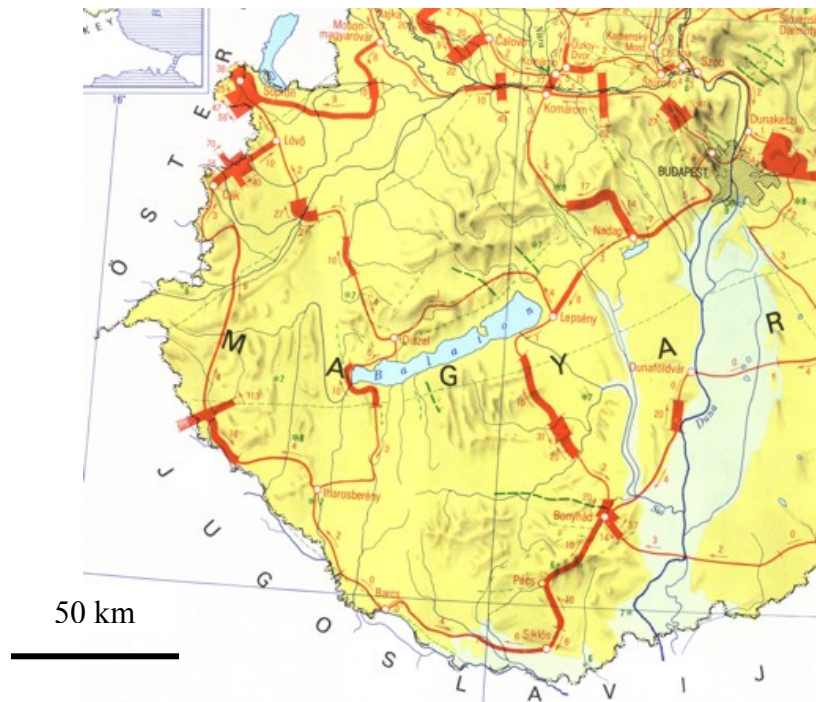
koefficienssel számolva szögmásodperc/év dimenzióval tüntették fel az értékeket a mérési vonalak mentén.

$$\text{grad } v_{ij} = \frac{\Delta v_{ij}}{l_{ij}} \rho'', \text{ ahol } \rho'' = 0,206265$$

A ritka szintezési vonalhálózat miatt a térkép, aminek dél-dunántúli részletét a 18. ábrán közöljük, nem tűzi ki célul az anomális sebességváltozásokra feltételezett szerkezeti vonalak kijelölését, megmarad a számszerű eredmények ábrázolásánál. A térkép megerősíti, hogy a jelenkorban süllyedő és emelkedő területek határain jelenleg is hasonló irányú mozgások zajlanak, nagyobb időintervallumok és a megfelelő műszaki előírásokkal kivitelezett szintezésekből szintén geodinamikailag értelmezhető eredmények szülehetnek.

Példaképpen a legutóbbi néhány évben a Nyugat-magyarországi Egyetem Geoinformatikai Karán született szakdolgozatot fontos kiemelni, amik a szabatos szintezések hálózata közötti Bonyhád–Dunaföldvár–Kecskemét–Szolnok (ROMHÁNYI 2005), a Siklós–

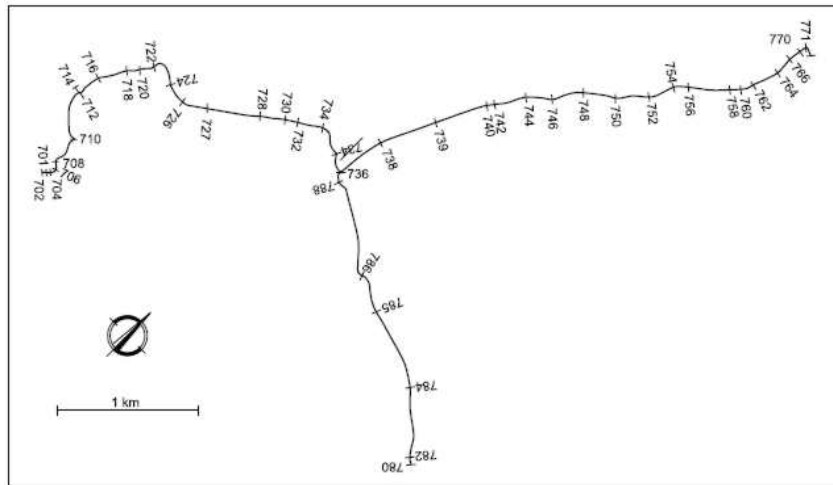
Nadap vonalra (PAPP 2005) illetve a Mezőföld egy kiválasztott területére terjedt ki (NÉMETH 2005). Munkáik JOÓ (1998) izovonalas térképére illesztett 3\*3 km-es grid, valamint 3 geofizikai mező (hőáram, Bouguer-anomália és alaphegység mélysége) között fennálló, statisztikai módszerekkel számolt korrelációt vizsgálják és hasonlítják össze a különféle földtani-szerkezetföldtani és morfológiai adatokkal.



18. ábra Az ország horizontális gradiens térképének dunántúli részlete (JOÓ, editor in chief 1991a). A szelvények menti értékek mm/év egységben vannak feltüntetve.

Egyéb, de geodinamikai értékelés szempontjából fontos szelvény hasonló módszerű, két időpontban végzett szintezés összehasonlításából közöl eredményt JOÓ & CSEPREGI 2007. A Móri-árok belsejéből három irányba, Bodajk, Csókakő, Sőréd felé kifejlesztett vonalon egy 1991-93 közötti és egy 2005-ös újramérést vetettek össze (19. ábra). Bár méréseik kívül esnek vizsgálandó területünkől, de mert a Móri-árok az egyik legjelentősebb, morfológiában mindenképp, de földtanban is jelentkező eleme a dunántúli sugaras rajzolatnak, eredményük megfontolandó a többi árkos megjelenésű völgy esetében is. Eszerint az országos hálózatba bekötött szintezési vonalak végpontjai Bodajknál 2,7 mm/év, Csókakőnél a Vértes nyugati szegélyén 4,9 mm/év, a köztük elhelyezkedő elágazási pontban azonban csak 0,7 mm/év sebességgel emelkedik, azaz az árok belseje a két oldalhoz képest relatív értelemben süllyed. Sőt, a vonal déli végpontjában, Sőrédnél a kiszámolt érték kis mértékű, de abszolút értelmű süllyedést, -0,6 mm/év értéket mutat. Ez megerősíti azt a feltételezést, hogy a genetikai típusokból

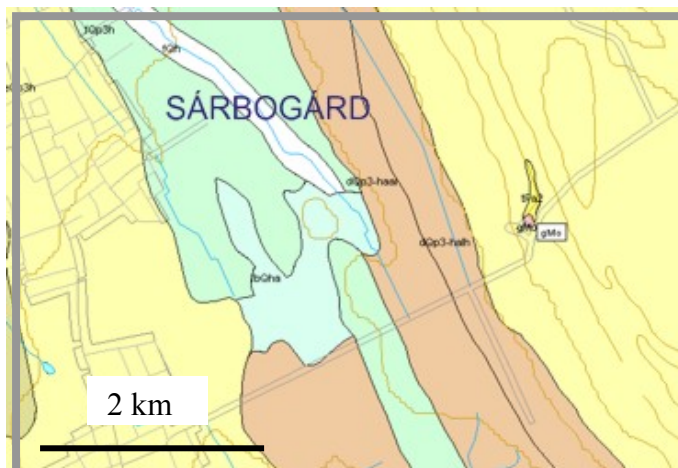
kikövetkeztethető fiatal pleisztocén korú függőleges mozgások általános tendenciái és a jelen mozgások szoros kapcsolatban vannak egymással.



19. ábra. Szintezési vonalak Bodajk, Csókakő és Sőréd között a Móri-árok térségébe telepítve JOÓ & CSEPREGI 2007 szerint

### 3.1.3. Javaslat GPS alappont létesítésére

A fejezetben vázlatosan ismertetett országos GPS hálózat pontjainak elhelyezkedésekor megmutattuk, hogy a Dunántúl központi részén nincs alappont, bár ennek mérési adatai finomíthatnák a jelenlegi pontokból kirajzolódó lemezen belüli horizontális mozgások képét. Ha ehhez szilárd alapkőzetre van szükség, akkor erre neotektonikai és geodinamikai szempontból a legmegfelelőbb helyet a Sárbogárdtól keletre ismert, a 20. ábra földtani térkép részletén látható miocén korú Gyulakeszi Riolituffa Formáció (⁸Ms) felszínre bukkanásán találhatjuk.



20. ábra GPS állomás létesítésére alkalmas miocén riolituffa kibukkanása a Mezőföldön – Kivágat a MÁFI 1:100 000-es egységesített földtani térképéből (MÁFI 2005)

### 3.2. A földrengések vizsgálata

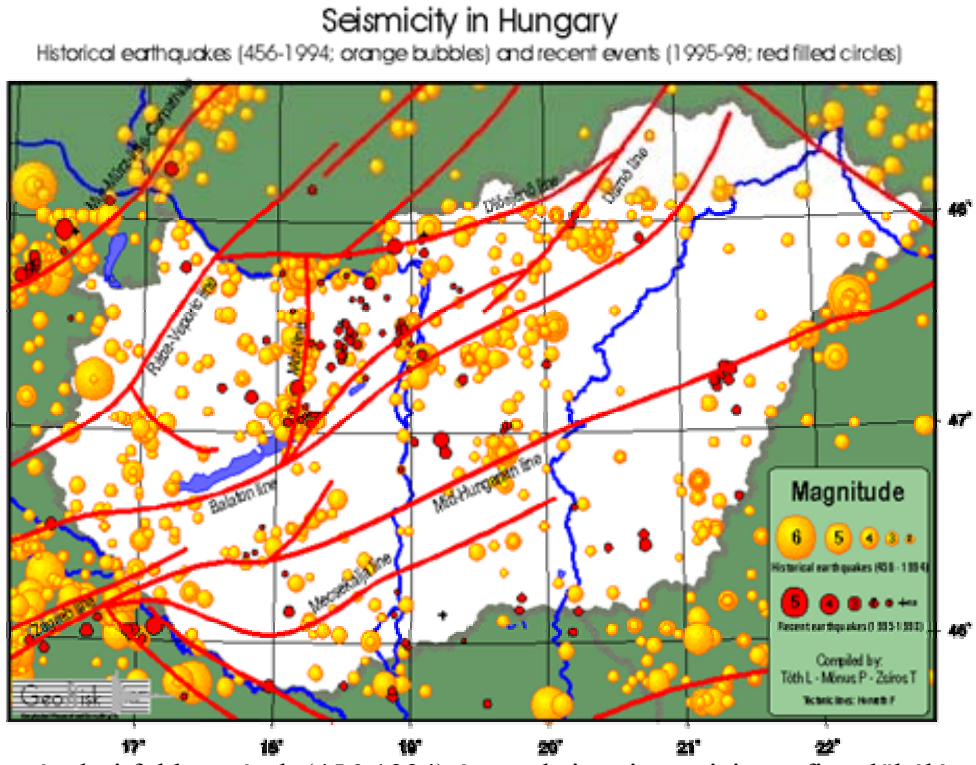
A jelenkorban is zajló neotektonikai folyamatok leginkább az észlelt földrengések révén nyilvánulnak meg, mert az aktív deformáció a köztestek egymás melletti elmozdulásával, kiemelkedésekkel vagy süllyedéssel jár együtt. A hazai és Kárpát-medence-beli földrengések katalógusának összeállítása, napra készre tétele és térképi megjelenítésének munkája az MTA GGKI szeizmológiai obszervatóriumának és a Georisk Földrengéskutató Intézet Kft. tevékenységének köszönhető.

Számos térképet publikáltak, amik a kipattanási helyeken kívül feltüntetik az ország jelentősebb nagyszerkezeti vonalait (TÓTH 2001). Legismertebbnek a 22. ábrán bemutatott változat tekinthető. Az epicentrum eloszlások azt mutatják, hogy az egybeesés csupán részleges, aminek több oka is lehetséges. Egyesek jelenleg nem tekinthetők aktívnak, illetve az eltelt mintegy 1500 év alatt bekövetkezett rengésekre feltételezhetően nem teljes az adatsor. Másfelől az is ismert, hogy az aljzatban futó, szűk zónára vagy vonalra korlátozható ún. master törések (master faults) a felszín közelében szétágazva virágszerkezetet formálnak és az ehhez köthető deformációk több kilométer széles sávot fedhetnek le. A kipattanó rengések ennek megfelelően gyakran nem köthetők egy szűk, ismert töréses övhöz.

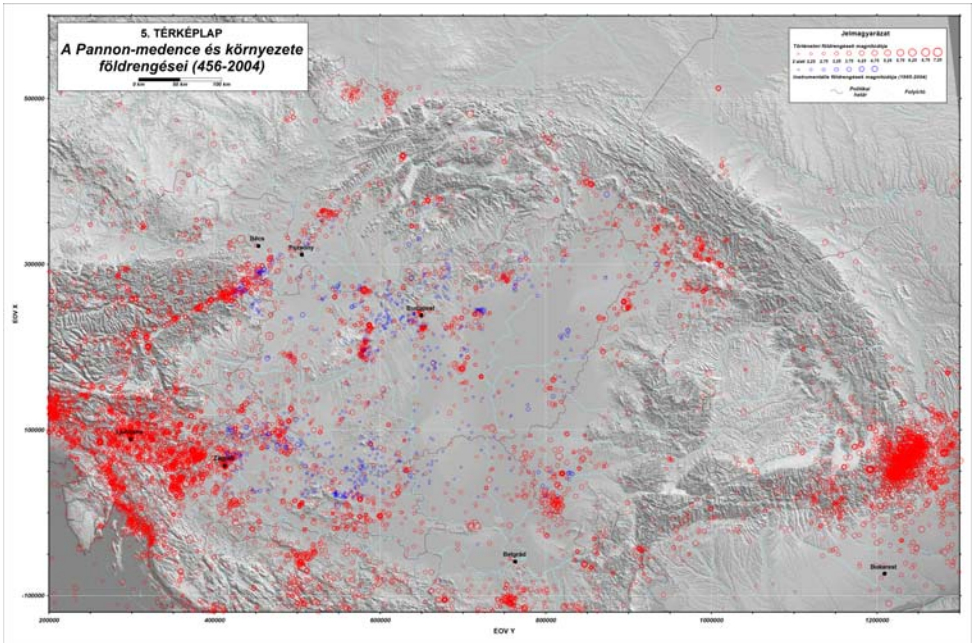
A 23. ábrán látható, *A Pannon-medence és környezete földrengései* című térkép, ami a Pannon-medence geodinamikai atlaszában jelent meg (HORVÁTH et al. 2005), inkább elszórt, helyenként csoportokba sűrűsödő földrengés eloszlást mutat. A zalai–somogyi régióra is ez jellemző, de a feszültségteret meghatározó, aktív deformáció intenzitása a kipattanási helyek eloszlása alapján a Dél-Alpokban és a Dinaridákban kiugróan magas. Ugyancsak jól kirajzolódik a Mura–Mürz-zóna és folytatása a Kis-Kárpátok irányába, amit az ALCAPA mikrolemez keleties irányú mozgását kísérő kipattanások okoznak.

A magyarországi földrengések fészekmélysége általában a felszín alatti 10-12 km-nél sekélyebbek (TÓTH 2001). Ez részben annak köszönhető, hogy a litoszféra vékony és a környezetéhez képest meleg. Ridegnek csak a kéreg, ami 12-16 km vastagságú, valamint a köpeny felső, 2-4 km vastagságú, felső rétege tekinthető, alatta képlékeny (HORVÁTH 2007). A sekély fészekmélységek egyben azt jelentik, hogy a kapcsolatuk a felszínalakító folyamatokkal igen szoros: a legintenzívebb geodinamikai és felszínalakító folyamatokat feltételezhetően több kipattanási centrum kíséri.

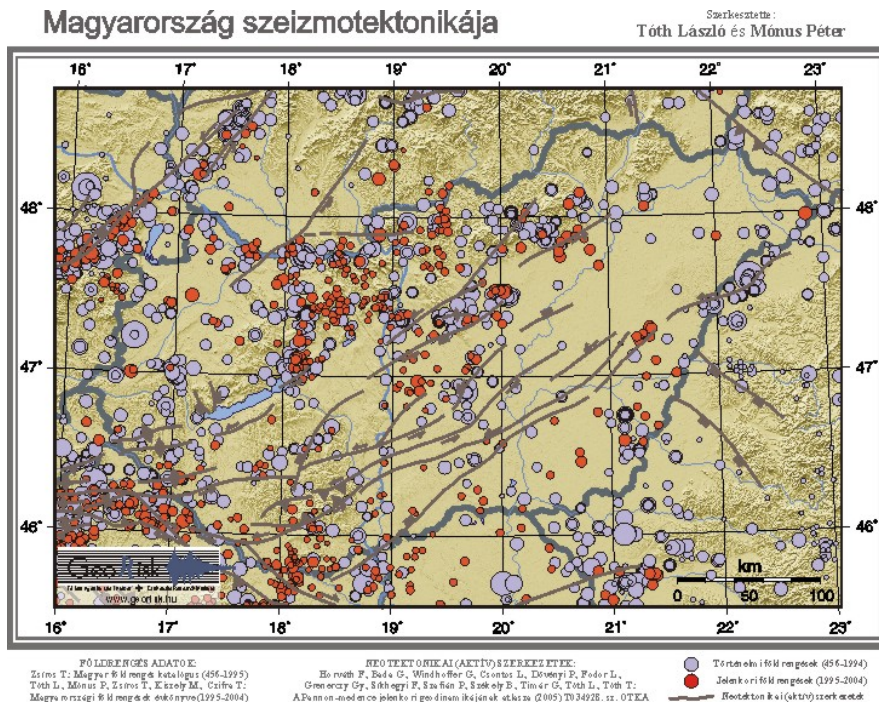




22. ábra. A történelmi földrengések (456-1994) és a paksi szeizmologiai megfigyelőhálózat által regisztrált és azonosított földrengések (1994-1998) epicentrumai (TÓTH 2001 – 4. ábra)



23. ábra. A Pannon-medence és környezete földrengései (HORVÁTH et al. 2005)



24. ábra. Történelmi és jelenkori földrengés epicentrumok és a Geodinamikai atlaszban feltüntetett neotektonikus (aktív) szerkezetek összevetése. Forrás: GeoRisk Földrengéskutató Intézet

A 24. ábrán bemutatott összevetés a Délnyugat-Dunántúlon csak kismértékű egyezést mutat: inkább diffúz eloszlást jelez, mint egy észak-déli irányú kompressziót és redőképződést kísérő folyamatsort. Jelentősebb az egybeesés Somogyban, ahol a Kapos-vonal csapásában igen markánsan kirajzolódik egy aktív öv. Itt is jellemző azonban az, hogy nem a mester törés felett, hanem attól északra húzódik, valószínűleg itt is a felszín közelében virágszerkezetté szétváló felületek felszíni vetületéről van szó.

Feltűnően sok epicentrum kötődik ugyanakkor az Adriai mikrolemez és a Dél-Alpok közeledéséhez illetve a az ALCAPA és a Tisza–Dácia mikrolemezek kitéréséhez.

A földrengések fészekmechanizmusai csak kevés pontban ismertek. A zalai és somogyi régióban ezek fészekmechanizmus megoldásai oldaleltolódásokat mutatnak (BADA et al. 2007a,b).

### 3.3. Jelenkori feszültségtér adatok és modellek

A neotektonikai kutatásokhoz szorosan kapcsolódik a jelenkori feszültségtér adatainak feldolgozása, a jelenleg is zajló folyamatok vizsgálata. A fő feszültségtér meghatározása segít a jelenkori deformációs folyamatok megismerésében, a jelenleg is zajló üledékképződés és felszínalakító folyamatok értelmezésében.

A feszültségadatok négy fő forrásból nyerhetők; eloszlásuk és a meghatározás módszere jelentősen befolyásolja az adatminőséget és a területi eloszlás megbízhatóságát.

A pontszerű, illetve lokálisan érvényes adatok az alábbi módokon határozhatók meg BADA et al. 2007a szerint, kiegészítve:

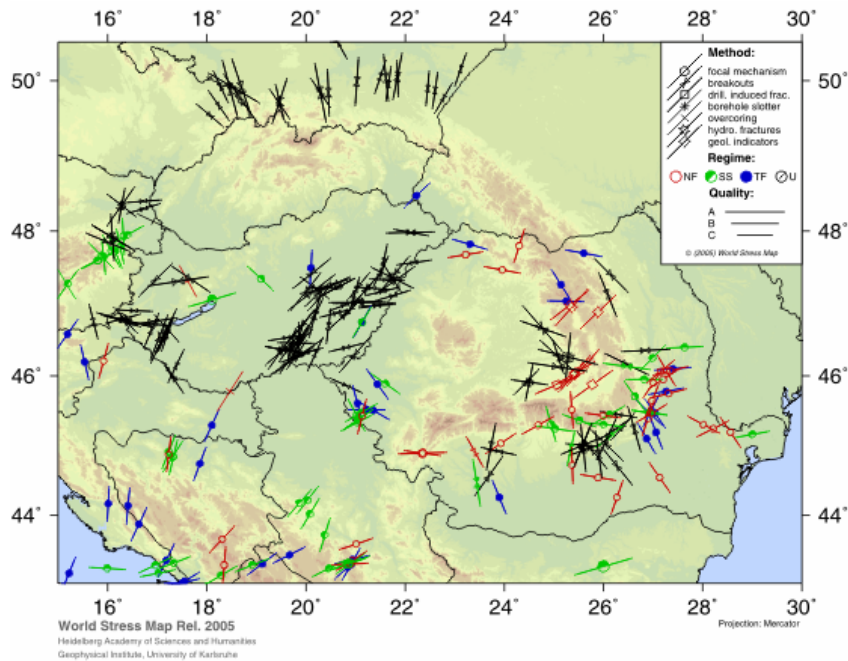
- a. jelenkori földrengések fészekmechanizmus megoldásaiból származó adatok;
- b. mélyfúrások lyukfalainak torzulásaiból, kirepedéseiből lyukfal-mérésekből;
- c. ráfúrások és rétegrepsztek *in situ* mérési adataiból;
- d. terepi vizsgálatok során észlelt deformációk, litoklázis és vetőkarc mérések feldolgozásából.

Az egyes mérésekből meghatározott  $s_H$  főfeszültség irányok alapján simított maximális kőzetfeszültség irány térképek készülnek, amiket modellszámítással készült hasonló feszültségképekkel verifikálnak.

Hazánkban és általában a Pannon-medencében az 1980-as évek végétől indult el a rendszeres adatgyűjtés és értelmezés (DÖVÉNYI et al. 1988, DÖVÉNYI & HORVÁTH 1990, GERNER 1992, GERNER et al. 1993, 1999; BADA & HORVÁTH 2001a). Az utóbbi évtized további jelentős adattömeget szolgáltatott a Pannon-medencében észlelt földrengések fészekmechanizmus megoldásaiból (TÓTH et al. 2002-2006), a hazai mélyfúrások lyukfal kirepedéseinek kiméréseiből. WINDHOFFER et al. 2001 kutatásai megerősítették a korábbi észlelésekből kirajzolódó jelentős vízszintes értelmű feszültségelhajlást, ami a legnyugatibbi országrészben a Balaton csapásától északra tapasztalt szubmeridionális irány és a tőle délre észlelt ÉÉK–ÉK-i irányok között fennáll.

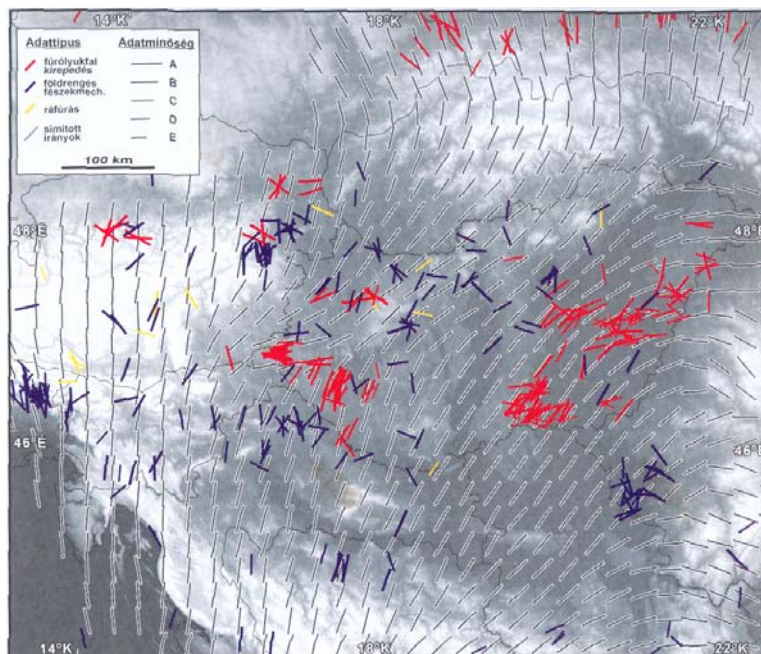
A jelenkori feszültségadatokból egy teljes Európára kiterjedő adatbázis épül, aminek kezeléséről, a szabad hozzáférés biztosításáról és térképi közreadásáról (25. ábra) a karlsruhei egyetem geofizikai tanszéke gondoskodik.





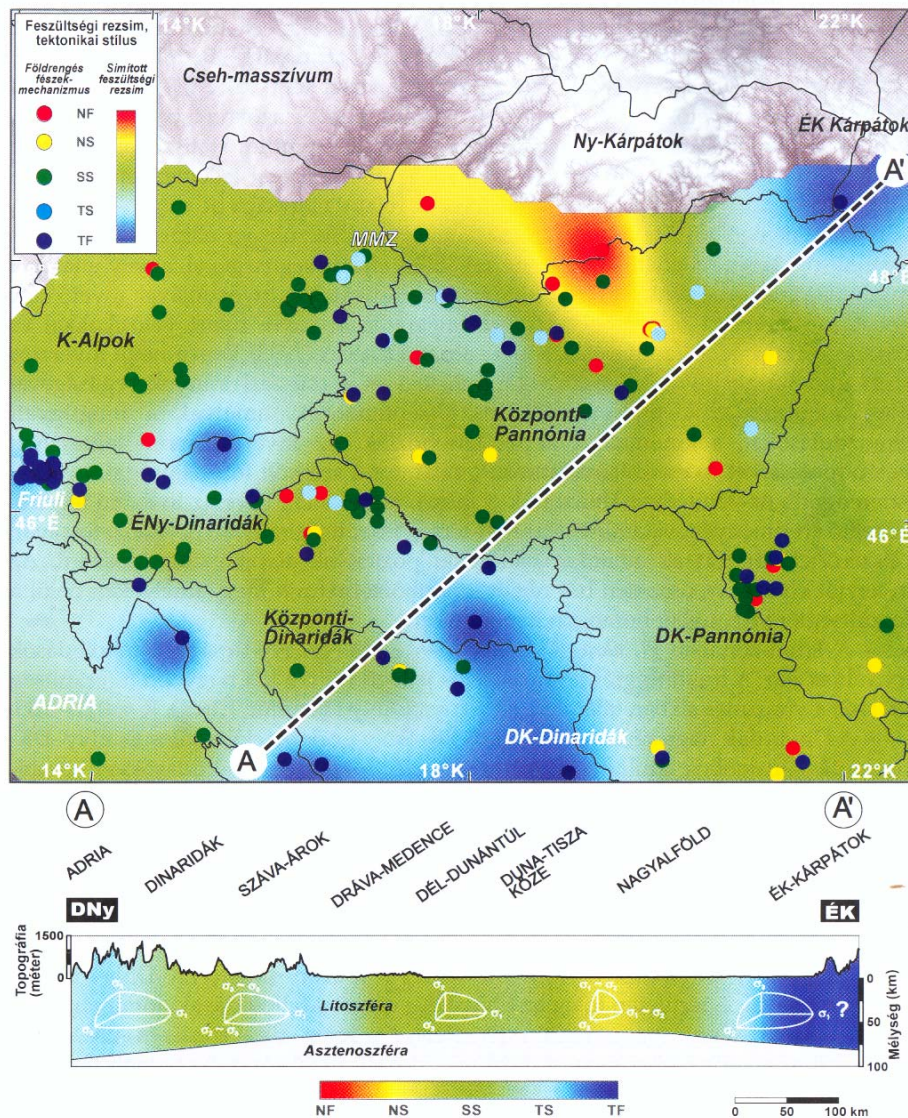
25. ábra. Recens vízszintes kőzetfeszültség irányok a Pannon-medencében (World Stress Map Project – WSMP 2005)  
[http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress\\_data/stress\\_data\\_frame.html](http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html)

Ez alapot teremtett arra, hogy a teljes Pannon-medencére elkészüljön egy részletes jelenkori feszültségi és deformációs térkép (BADA et al. 2007a). A cikk bemutatja az  $s_H$  vízszintes kéregdeformáció irányokat, a belőlük szerkesztett simított és gridre extrapolált feszültségirány-mátrixot (26. ábra), valamint a maximumokból kirajzolódó trajektóriákat (28. ábra).



26. ábra. A jelenkori  $s_H$  feszültségirányok a Pannon-medence tágabb környezetében adattípusok szerint (BADA et al. 2007a, – 3. ábra)

Az egyes mérési pontokban észlelhető feszültségrezsimeteket és stílusokat öt kategóriába sorolják (27. ábra): NF – normál vetők; NS – normál vetők és oldaleltolódások kombinációja (transzpresszió); SS – oldaleltolódások; TS – feltolódások és oldaleltolódások kombinációja (transztenzió); TF – feltolódások. A teljes Pannon-medencére általános trendként megállapítják, hogy a medence legnyugatibb és délnyugati részén, így a Déli-Alpokban és a Dinaridákban a feltolódásos (TF) és transzpressziós feszültségtér a jellemző, ami a medence belseje felé haladva a kompresszióból fokozatosan oldaleltolódásos stílusúvá (SS) válik.

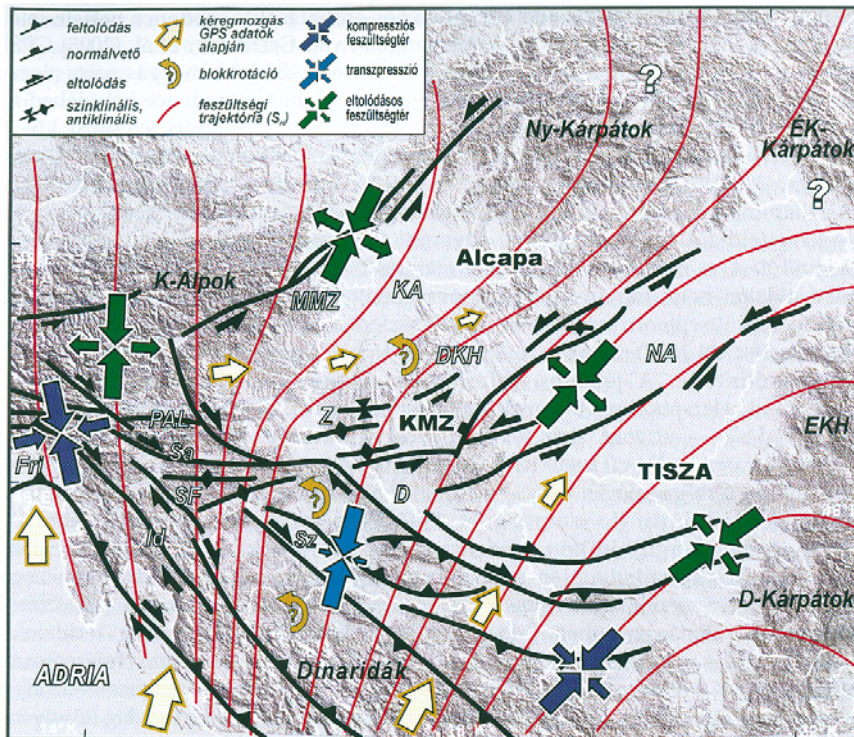


27. ábra. Feszékmechanizmus megoldásokra szerkesztett feszültségi rezsimet és tektonikai stílusok (BADA et al. 2007a, – 6. ábra)

A térkép jól tükrözi a Keleti-Alpok felől Észak-Magyarország irányába változó tektonikai stílusváltásokat. Az általános tendencia szerint a Keleti-Alpokból a Zalai-dombvidék felé



haladva a feltolódásos-redőképződéses jellegek mellett megjelenik az oldaleltolódásos-transzpressziós stílus, ami fokozatosan extenzióssá válik, mutatva, hogy a medencetáguláshoz kapcsolódó szerkezetalakulást nyugat felé a Grazi-medence irányában hogyan váltja fel a kompressziós jellegű, ezen belül a feltolódásos típus (TF).

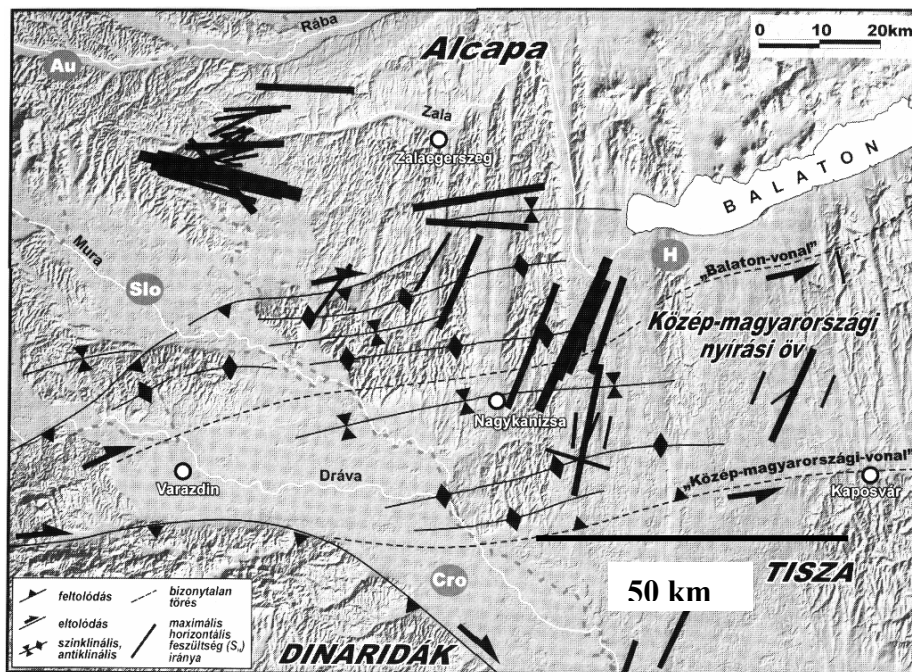


28. ábra. A Pannon-medence és az Alpok keleti szegélyének generalizált jelenkori feszültségi és deformációs képe (BADA et al. 2007a, – 10. ábra)

A mérési eredményekből leszarmaztatott térkép (28. ábra) jól tükrözi a szerzők elképzelését a neotektonikai folyamatokról: Az Adria lemez a Keleti-Alpokban redőképződést, feltolódásos szerkezetalakulást okoz, míg északkelet és délkelet felé transzpressziós jellegű feltolódások és oldaleltolódások formájában megmutatkozó aktív deformációkat. Ez az ALCAPA kőzetlemez kelet-északkeleti irányú kifelé mozdulásának a szegélyzónáit rajzolja ki (kitérés az Adria lemez horizontális nyomóereje elől). A Dunántúl uralkodó transzpressziós szerkezeti stílusát a Bécsi-medence–Kis-Kárpátok–Kisalföld, valamint a Nagyalföld transzteniós szerkezetalakulási zónája keretezi, ahol tehát a tektonikai inverzió mellett is jelentős részmedencék aktív süllyedése megy végbe.

A feszültségirány adatok simított trajektóriái és az észlelt mozgásirányok között helyenként jelentős szögeltérések lehetnek. Ennek példaként a szerzők a Délnyugat-Dunántúl területét hozzák fel példának. A Vasi-hegyháton, a Zala és Rába folyók közti területen és néhány

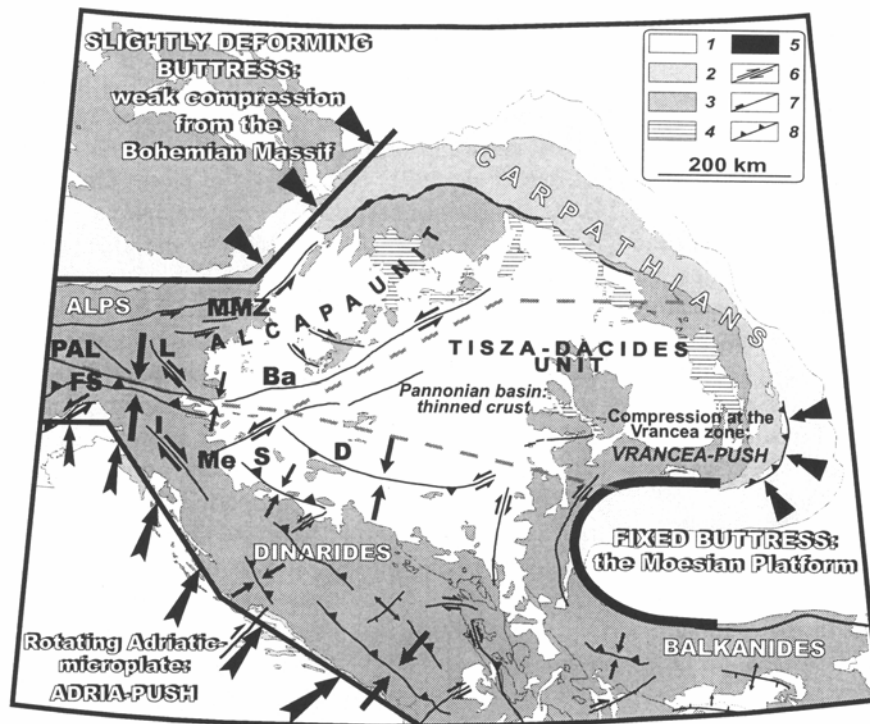
Zalaegerszegtől délre észlelt fúrólukban a kirepedés irányok határozottan kelet-nyugati csapásúak, amíg a Balaton vonalától délre közel derékszöggel elfordul az összes mért irány (29. ábra). Ennek valószínű magyarázatát a lemezeken belül fellépő feszültségforrásokban találják meg.



29. ábra. A Délnyugat-Dunántúl maximális vízszintes kőzetfeszültségein észlelt éles irányváltozások és kompressziós szerkezetek (BADA et al. 2007a, – 4. ábra)

Feltételezhetően az Alpok szegélyén fellépő gravitációs feszültségnövekedés okozhat ekkora eltéréseket a felszín közelében, mert a mélyben, a földrengések fészekmechanizmus megoldásai korántsem mutatnak ennyire markáns és kis távolságokon belüli eltéréseket. Az adatsűrűség határozott és végleges magyarázatot – véleményük szerint – nem tesz lehetővé.

A jelenkori feszültségtér adatokból levezetett grid és trajektória térkép igen alapos és több földtani alaphelyzetet figyelembe vevő modellezés eredménye (BADA 1999). A véges elemek módszerével több, mint 1500 pontból álló hálóra szerkesztett feszültségtér modell a földtani feltételek között figyelembe vette fő tényezőként az Adria mikrolemez forgással kombinált nyomását a teljes ALCAPA régióra, a Cseh Masszívum északkeleti irányból ható enyhe kompressziós hatását és a Mősi Platform rögzített, fix helyzetét (30. ábra). A felső-pannoniai kép gyakorlatilag egybeesik a jelenkori feszültségtérre megadott képpel, jelezve a bemenő földtani-tektonikai feltételek helyességét és azt, hogy napjaink geodinamikai folyamatai mélyen a korábbi tektonikai folyamatokban gyökereznek.



30. ábra. A modellszámítás során az ALCAPA régióra figyelembe vett feszültségforrások (BADA 1999, 3.24. ábra)

#### 4. Az alkalmazott kutatási módszerek

Kutatásaink a jelenleg is zajló és neotektonikai folyamatok kutatására irányultak. Ezek jelentős hatással vannak a domborzat és hozzá szorosan kapcsolódó vízhálózat valamint a felszint borító földtani képződmények keletkezésére illetve pusztulására.

Vizsgálataink domborzati és vízhálózati alapanyagait a különféle méretarányú topográfiai térképek, a MH Térképészeti Kht. digitális térképészeti alapjának 1:50 000-es digitális domborzati modellje (DDM-10) és szintvonalrajza (DTA-50/c) szolgáltatták (3. és 4. melléklet). Hozzáférhető volt továbbá az MH TÉHI 1989-ben fekete/fehér sztereo átfedéssel készített légifénykép sorozata.

A felszínen visszatükröződő, arra hatással bíró neotektonikai folyamatokat az ún. morfostrukturális (morfotektonikai) elemzések segítségével lehet kimutatni. Eszköze a különféle digitális domborzati modellek feldolgozása pl. virtuális megvilágítással, élkiemelésekkel, kitettségi térképek automatikus előállításával. Külön kiemelendő a különféle úrfelvételek bevonása a morfostrukturális vizsgálatokba. Áttekintő méretarányuknál fogva alulról vágó szűrőként működnek még analóg formájukban is. Azaz a méretarányban jelentéktelen objektumok és mintázatok meg sem jelennek (SÍKHEGYI 1985), ugyanakkor nagyobb, komplex régiók tanulmányozhatók egyidejűleg. A szovjet spektrozonális felvételek sztereo képet adtak, de a többi műhold kép is kombinálható árnyékolt domborzattal, biztosítva a térbeliséget.

A vizsgálatok kiindulásaként Magyarország jelenkorban süllyedő és emelkedő területeinek elkülönítésére alkalmazott módszert és az alapján szerkesztett térképet (7. melléklet) vettük számításba (MARSÍ & SÍKHEGYI. 1995). Ezekben a negyedidőszaki képződmények genetikai típusai térben elkülönülten jelennek meg, melynek elvi szelvényét a 4.3. alfejezetben mutatjuk be. A negyedidőszak folyamán jelentősnek tekinthető függőleges elmozdulás nézetünk szerint azok mentén a törések mentén következett be, ahol a felszínen regionális méretben váltja fel egymást az akkumuláció és a szedimentáció. Ez az érintkezés egyaránt eredhet a legfiatalabb képződményt harántoló, így korban fiatalabb törés jelenlétéből, de tektonikusan preformált, a morfológiában megjelenő tereplépcső, árok, vagy völgy kitöltéséből is. A jelen időből visszatekintve ezek elkülönítése a teljes kutatási területre gyakorlatilag kivitelezhetetlen volt.

A 2-7. mellékletek a kutatás során felhasznált legfontosabb, a teljes országról elkészült félmillió térképek egyes részleteit mutatják. A legfontosabb közülük a süllyedő területeket bemutató kivágat (7. melléklet), ami a MÁFI kiadású kétszázézes és százézes (EOFT) föld-

tani térképek alapján készült. A fentiekén kívül több, a teljes területe azonban csak részben hozzáférhető alapanyagot felhasználtam, mint a szomszédos Ausztria határmenti földtani térképei, csuszamlásos területek térképei, vagy a újabb neotektonikai térképek (HALOUZKA editor-in-chief et al. 1998; MAGLAY et al. 1999).

Fontos tényező volt a hidrográfia elemzése, az irányítottság, a generális lefolyási irányok, az anomális visszakanyarodások és kitérések, kapturák kimutatása (2a és 2b mellékletek)

A kutatások során számos terepbejárás is történt. A Kisalföld és Zala megye térképezésekor sekélyfúrásokkal feltártuk a teljes régiót, jelentősebb feltárásait leírtuk kollégáimmal és több specialista segítségét igénybe vettük (KROLOPP E., LANTOS M., HORVÁTH ERNŐ.). Ezeket a bejárásokat több, célirányos terepi úttal egészítettem ki a Mura-medence, Zala-völgy, Dráva-völgy és a somogyi régió területén. Számos mélyfúrás kitűzésében, mintázásában és feldolgozásában vettem részt: Arak, Torony, Duka, Zsira, Nagylózs, Iharosberény fúrásai sorolhatók ide.

Törekvés volt, hogy a vizsgálatok az előzőkben vázolt módszerekre támaszkodjanak. Az előző fejezetek áttekintették a vonatkozó szakirodalmakat, a felhasznált módszereket és neotektonikai modelleket. Cél volt ugyanakkor, hogy a saját vizsgálatok eredményei ne keveredjenek a többi módszer eredményeivel még abban az esetben sem, ha bizonyos mértékű ellentmondások vannak közöttük.

A negyedidőszaki képződmények megoszlásából és morfológiájából kikövetkeztethető elmozdulások esetenként százezer év alatt lezajlott folyamatok összegzett eredményei, ezért ütközhetnek a jelenkori geodinamikai módszerekkel. Például bizonyos jelenkori szeizmoaktív vonalak morfológiai bélyegek híján kimutathatatlanok. A Komárom–Mór–Berhida vonal egyáltalán nem tükröződik vissza a morfostrukturális képen. A GPS mérések sem mindenhol esnek egybe a felső-pleisztocén–holocén trendekkel. A kutatások azonban egyik irányban sem zárultak le, kölcsönhatásuk tovább tisztíthatja a kialakult, kissé ellentmondásos képet.

A térképsorozat összeállításához alapanyagként figyelembe vettük a Kisalföld és Dél-Dunántúl területén lefolytatott sík- és dombvidéki térképezések térképeit, a hegyvidékeken pedig a meglévő régió térképeket és a kétszázéves, nyomtatott földtani térképsorozatot. A disszertáció a Földtani Intézetben készült nyomtatott földtani térkép kivágatát tartalmazza (FÜLÖP főszerk. 1984), annak ellenére, hogy felosztása eltér a mai formáció alapú rendszertől (5. melléklet). Ebben a térképváltozatban a pannóniai s.l. képződményeket összevonva

ábrázoltuk, mert az idősebb képződmények morfostrukturális elemei a neotektonikus folyamatok koránál sokkal tágabb időintervallumokat foghatnak át.

Az egyes tematikákat egységesen a Gauss-Krüger alapú földtani térképek kétszázézes méretarányára redukáltuk, így szerkesztve meg szelvényenként a térképek belső tartalmát.

Figyelembe vettük az ország negyedidőszaki vastagság térképét (FRANYÓ 1992, 1994), ami frissebb kiadások hiányában a vizsgálatok egyik legfontosabb forrását jelentette, továbbá a harmadidőszak előtti aljzat, és a szerkezetföldtan félmillió nyomtatott térképeit (FÜLÖP & DANK et al. 1987, DANK & FÜLÖP szerk. 1990), a topográfiai térképekről leolvasható lineamentumokat, a szintvonalakból kiolvasható morfológiai elemeket, és a zárt, negatív szintvonalakat. Az ezekről készült kiegészítő térképváltozatok tartalmazzák a pliocén végi vulkanizmus elterjedését, a preneogén aljzatot, földmozgásos helyeket (FODOR T-né et al. 1986), szintezési eredmények feldolgozásából szerkesztett recens vertikális kéregmozgás térképeit is (ld. a 3.1. alfejezetet). Sok információt adott az ország félmillió geomorfológiai térképe (PÉCSI et al. 1980), ami a vizsgálati területről szerkezeti elemeket nem tartalmaz, de nagy segítséget adott a külső erők felszínalakító folyamatainak megértésében.



#### 4.1. A földtani felépítés rövid ismertetése

A kutatási terület a Dunántúlnak arra a részére esik, ahol a prekainozóos aljzat igen változó, több száztól több ezer méter mélységig, csak fúrásokkal harántoltan található meg. Felszíni kibukkanásai a tágabb környezetben a Keszthelyi-hegységben, a Kőszeg–rohonci-hegységben, a Vas-hegyen, a Mecsekben, a Grazi-medencében és a Dráva felső folyása mentén fordulnak elő.

Zalában és Somogyban a felszínen csak pannóniai (késő-miocén) és ennél fiatalabb, negyedidőszaki képződmények vannak. A felszínalakulásuk és a rajtuk észlelhető deformációk ennek megfelelően a legfiatalabb és jelenkori tektonikai folyamatok eredménye.

A Pannon-medence kialakulásának szinrift képződményeit uralkodóan szarmata üledékek alkotják, amire posztrift fázisú, nagyvastagságú képződmények települnek. A két fázis között egy igen jelentős, korai tektonikai inverzió, azaz kiemelkedés következett be. Ekkor a szarmata üledékek számos helyen teljesen lepusztultak (CSIKI et al. 1987). Ennek ideje a 12,0-9,5 millió év közé datálható. Ezt számos fúrási adat és szekvenciasztratigráfiai értelmezés igazolja, ami a SAR-1 és PAN-1 horizontok közötti erős diszkordanciában nyilvánul meg (SACCHI 2001). A rá következő posztrift fázis üledékei a teljes felső-miocén kort átfogják. E fázisban a litoszféra hülése és sűrűség növekedése további medencesüllyedést okozott, amit a környező hegységekből lepusztuló üledékek töltenek ki nagy, helyenként a 3500 m-t is meghaladó vastagságban.

Az alsó-pannóniai képződmények a felszínről általában hiányoznak, a túlterjedő felső-pannóniai képződmények alól csak a Keszthelyi-hegységtől nyugatra bukkannak ki. Litosztratigráfiai besorolásuk szerint a **Kisbéri Kavics Formációba** tartoznak és az alsó-felső-pannóniai törmelékes rétegsort képviselik. A medence belsejében fúrásokból ismerjük az **Endródi Marga Formációt**, a **Szolnoki Homokkő Formációt**, valamint a **Száki Agyagmarga Formáció** üledékeit.

A késő-miocén és pliocén idején a medencebelsőben az Újfalvi Homokkő, a Zagyvai és Hansági Formáció üledékei rakodtak le, míg a medenceperemeken és a medencebelső felszíni kibukkanásaiban a **Somlói** és **Tihanyi Formációk**. Szombathely környékén a **Toronyi Lignit Formáció** fordul elő. Ezeknek a Pannon beltóban képződött rétegsoroknak azonban a pliocén része a Kisalföld déli szegélyén már hiányzik, mert a beltó fokozatos délkeleti irányú vissza-

húzódásával a Dunántúli-középhegység vonalától északra szárazulat volt ebben az időben (MAGYAR et al. 1999).

Az utóbbi két évtizedben a pannóniai üledékek belső felépítésének megismeréséhez jelentősen hozzájárultak az olajkutatás során, korszerű módszerekkel regisztrált és feldolgozott szeizmikus szelvények (SACCHI 2001) és a Földtani Intézet kislépföldi térképezési munkájához mélyített Zsira, Torony és Iharosberény térségében mélyített fúrások, amik paleomágneses mérései jelentősen előrevitték a pannóniai üledékek kronosztatográfiai besorolásának pontosságát. Legjelentősebb közülük az Iharosberény-1 számú fúrás bizonyult, ami tisztázta a pannóniai s. str. végét lezáró transzgresszív fázis és a pontusi alján észlelt kisebb transzgresszió szintje közötti harántolt sekély tavi üledékek kronosztatográfiai és paleobiogeográfiai helyzetét. Az 500 m vastagságot meghaladó üledékek az uralkodóan negatív polaritású, 8,8–7,4 Ma intervallumban képződtek és ezzel a korábban meglévő hézagot a pannóniai s. str. és a pontusi között mint a pannóniai középső részét lehet elkülöníteni (dunántúli kronosztatográfiai egység - SACCHI et al. 1998).

A középső–felső-pannóniai korú képződmények medenceperemi kavicsos és homokos kifejlődése a Dunántúli-középhegység délkeleti peremén azt mutatják, hogy már ekkor megindult a hegység kiemelkedése. A **Kisbéri** és **Kállai Kavics Formációk** képződményei az azóta bekövetkezett erózió ellenére is kimutathatók a Tapolcai-medence peremén és Sümeg környékén.

A posztrift fázis korai szakaszában a Grazi-medence középső részétől a Kisalföld déli szélén keresztül a Bakony és a Tihanyi-félsziget irányába húzódó alkáli bazaltos vulkáni tevékenység kezdődött el. Vulkáni láva, tufa, salakos bazalt, gejzirit és vörösgyag egyaránt előfordul a **Tapolcai Bazalt Formáció**-ba összefoglalt, jellegzetesen a tanúhegyek alakjában megjelenő vulkáni együttesben. A radiometrikus koradatok azt mutatják (BALOGH K. et al. 1982, 1986, 1994; BALOGH & NÉMETH 2005, BORSY et al. 1986), hogy a legidősebb vulkanitok körülbelül 8 millió éve keletkeztek és mintegy 2,7-3,0 millió évvel ezelőtti időkre tehető az utolsó, jelentős kitörések ideje. Ez azt jelenti, hogy az alkáli bazaltos kemizmusú vulkáni tevékenység még a pannóniai üledékképződés lezárulása előtt megkezdődött, de az aktivitás legintenzívebb szakaszai a pliocén idejére estek. A terepi megfigyelések szerint a Pannon-medence nyugati részén a tektonikai inverzió már ekkor megkezdődött, mert a pannóniai üledékek felső szintjei gyakran hiányoznak a rétegsorokból, mutatva, hogy az általános erózió folyamata már a miocén végén megkezdődött (NÉMETH & CSILLAG 1999).

A vulkáni szerkezetek között maar-ok, tufagyűrűk, salakkúpok és kiterjedt lávatarakó egyaránt előfordulnak. Helyenként a pannóniai üledékekbe benyomult szubvulkáni testeket és kőzetteléreket is felismertek, néhány kitörés pedig kifejezetten a nagy víztartalmú üledékek felszínére települt vagy a kitörés kezdetekor az áttört kőzetek gőzzé vált víztartalma is hozzájárult a kitörés intenzitáshoz.

A vulkáni szerkezetek jelenlegi formája azt mutatja, hogy jelentős mértékű lepusztulást szenvedtek el. Napjainkban legtöbbjüknek csak a kürtőkitöltése, az ún. kürtőfáciése észlelhető a felszínen. Ennek mértékére NÉMETH et al. 2002 közöl számszerű becsléseket. Kémiai összetételük szerint alkáli bazaltoknak minősülnek, de található köztük dácitos láva is (EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995). A bennük meglévő, olivinban gazdag, lherzolitos kőzetzárványok a részletes kémiai vizsgálatok alapján a Pannon-medence posztrift fázisából, késő-miocén–kora-pleisztocén extenziós eredetű köpenyanyagból származnak (EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; HARANGI 2001). Anyaguk a medence alatti, abnormálisan vékony litoszféra lemez alól származik, mélytörések mentén végbemenő, viszonylag magas hőmérsékletű, EAR-típusú asztenoszféra anyag felemelkedéséből (HARANGI 2001, PÉCSKAY et al. 2006).

A vulkáni kráterekben kialakult tavak gazdag szervesanyag-tartalma képezte a **Pulai Alginit Formáció** gazdaságilag hasznos anyagát. A vulkáni utóműködésre is találhatók példák gyenge hidrotermális elváltozások, mészkő kioldódások és gejzirit (**Tapolcai Bazalt Formáció** – gejzirit) alakjában (Tihanyi-félsziget).

A szárazulattá válás és az alkáli bazaltos vulkanizmus az ALCAPA mikrolemez keleties kispreselődéséhez, az ezzel együttjáró fokozatos kiemelkedéséhez és a Pannon beltó folyamatos feltöltődéséhez vezetett. Feltételezhető, hogy regionális értelemben a bazaltok megjelenése a kiszökő ALCAPA lemez centrális helyzetű tengelyében, annak a legnagyobb mértékű elmozdulásához köthető, a mozgásirányra merőleges normál mélytörések mentén.

A kiemelkedő térszíneken a pliocén ideje alatt megkezdődő szárazföldi üledékképződés a medenceperemeken abrázios kavicsok, folyóvízi és hordalékkúp eredetű, gyakran növénymaradványos homokok és tavi eredetű, finomszemű üledékek képződésével járt (HORVÁTH E. 1987). Az ugyanilyen jellegű szárazföldi üledékek képződése áthúzódott a negyedidőszak alsó részébe is. Napjainkban a pliocén üledékek csupán a Kisalföld peremvidékén, az eróziós és medencebeli fiatal pleisztocén üledékek közötti átmeneti zónában találhatók meg elszigetelt foltokban. Növénymaradványos, kereszttrétegzett, ún. Unio wetzleri-s homokok számos

helyről, elsősorban a Keleti-Alpokból és a Bécsei-medence szegélyéről ismertek. Bár a Kisalföld pereméről is ismeretesek feltárásai, az utóbbi évtizedekben a MÁFI-ban végzett térképezési programokban (SÍKHEGYI 1984) és a teljes országot lefedő új, százezres térképen (GYALOG szerk. et al. 2005) a felső-pannóniai, **Tihanyi Tagozat** részeként, azzal összevontan jelennek meg. Ezek az a Dunántúlon általánosan elterjedt kereszttrétegzett homokok a pannon végén és pliocén elején, azaz a félsivatagi–sivatagi éghajlatú Bérbaltavári korszakban keletkeztek. A késő-miocénben megkezdődött a mai felszín kialakulási folyamata a Dunántúli-középhegységben. A tartós üledékképződés megszűnt és megindult a miocén és pliocén üledékek pusztulása. A bazaltok alapjának magassága alapján a felső-pannóniai üledékek tetejéről 100-150 m-nyi pusztult le napjainkig (ERDÉLYI 1961, JÁMBOR 1985, CSERNY 2002).

A pliocén végétől a jelenkorig tartó negyedidőszak szárazföldi képződményeit nagy változékonyság jellemzi genetikai és közettani összetétel tekintetében egyaránt. Dél-Dunántúlon a **Tengelici Agyag Formáció** és a **Paksi Löss Formáció** elkülönítésén kívül általánosan elfogadott formációk nincsenek. A napjainkban alkalmazott kvarter térképezési módszer a kor, genetika és a litológia megadására irányul.

A pliocén végén a zalai és somogyi régió viszonylag kiegyenlített felszínű volt, ezért a keretező Keleti-Alpok és a Dunántúli-középhegység kiemelt térszíneinek felső-pannóniai üledékekkel borított hegyláb felszínein jelentős, alsó–középső korú folyóvízi-proluviális kavicsos és homokos rétegsorok rakódtak le. Az Alpok irányából a Nyugat-magyarországi peremvidéken halmozódtak fel a kilépő folyók hordalékai (SZÁDECZKY-KARDOSS 1938). A zalai dombok gerincein és dombtetőin meglévő kavicsstakaró foszlányokat STRAUSZ 1943, 1949 tanulmányozta részletesen a SZÁDECZKY-KARDOSS által bevezetett kavics morfológiai vizsgálatokkal, az ún. „cpv” mérésekkel. Véleménye szerint ezek a kavicsos felszínek a fokozatosan déli irányba mozgó Rába, Mura és kis részben a Dráva összefüggő agyagos-kavicsos hordalékkúpjainak maradványai. A pleisztocén elején kezdődő részleges kiemelkedés miatt a budafai, lovászi és hahóti olajtároló antiklinális szerkezetek felett tapasztalt kavics hiány nem az utólagos erózió eredménye, hanem az egyidejű kiemelkedések miatt az összefüggő lerakódások mintegy kikerülték és körülölelték őket. A középső-pleisztocéntól kezdve további egyenlőtlen és jelentős kiemelkedés indult meg, ami e gyakran magas agyagtartalmú kavicsos-homokos képződményeket jelentős mértékben lepusztította. Nyugat-Zalában így csak a Rábai teraszos síkon és a Nyugat-zalai dombság vízválasztóján őrződött meg kisebb foszlányokban. Belső-Somogyban déli irányban fokozatosan a 100 m vastagságot is eléri a rétegei.

Külső-Somogyban néhány kisebb feltárásból ismert, ahol a lösszel borított felszínébe bevágódó patakok egyes oldalvölgyben feltárják. Somogy legkeletibb felszíni előfordulásai az Enyingi-háton és Balatonkenese magaspartjainak tetején találhatók meg, ahol nem takarja összefüggő lösztakaró a felső-pannóniai üledékeket (BUDAI et al. 1999a,b).

Kelet-Külső-Somogyban a meridionális völgyek oldalában több helyen megtalálható a Dunántúli-középhegységből déli-délkeleti irányba kiszállított folyóvízi, alsó-középső-pleisztocén homok. A Pogány-völgyi-víz, a Tetves-patak és a folytatásába eső Orci-víz völgye hosszan követhető homokkibúvásokat tár fel. Ez egyfelől arról tanúskodik, hogy a meridionális völgyek egy része már ekkorra kialakult, másfelől a középhegység kiemelt helyzetében eredően eróziós folyamatok színtere volt. Az első két patak völgye napjainkban északi irányban folyik, mutatva, hogy a Balaton süllyedéke későbbi keletkezésű.

Két formáció esetében alakult ki bizonyos egyetértés. Az egyik a Dél-Dunántúl jelentős területeit borító fiatal lösz: a **Paksi Lösz Formáció**. A másik az ennek fekéjében felismert idősebb képződmény a **Tengelici Agyag Formáció**. A részletes vizsgálatokat és jelenleg is zajló kutatásokat a tudományos megismerés mellett a löszvidékek különleges építésföldtani problémái (partfal állékonyság, pincekárok, intenzív domborzatalakulás stb.) és a PAV Zrt. földrengés-veszélyességével valamint a keletkezett radioaktív hulladékok elhelyezésével kapcsolatos igények váltották ki. Ennek megfelelően e formációk kutatási eredményei a Délkelet-Dunántúlra vonatkoznak; Zala és Somogy legnagyobb részén a részletes kvarter kutatások még váratnak magukra.

A **Tengelici Agyag Formáció** a Balatontól délre és délkeletre ismert. Gyér feltárásokban, a délkeletre dőlő löszös területek fekéjében, a hosszanti völgyek déli oldalán bukkan ki a pannóniai üledékek fedőjében. Fúrásokban több helyen is ismeretes, így első leírása a Tengelic-2 (HALMAI et al. 1982), majd a Törökkoppány Tkt-4 és Tkt-5 (CHIKÁN & TOMKA 1982), Diósberény-1A és néhány Balatonöszöd környéki fúrásból. KOLOSZÁR 2003 javasolta a medencebeli, a dombvidéki és a hegyvidéki kifejlődések elkülönítését. Az általam vizsgált területen a Görgeteg-I fúrásban leírt, a Dráva-völgyet kitöltő medenceüledékekhez sorolt kifejlődésen kívül a többi a dombvidéki (Tengelici Tagozat) kifejlődéshez sorolható. Jelenleg csak Somogyban ismert, de feltételezhetően Zalában is megtalálható részletes feltárások és fúrások szelvényeiben. Jellemzően a felső-pannóniai üledékek és a középső-felső-pleisztocén löszök közé települ. A formáció névadó vörös agyagai általában csak a szelvények felső részében fordulnak elő, az alsó szintekben folyóvízi, sziliciklasztos kavicsos törmelékes kőzetek jelennek meg, gyakori meszes göbökkel, karbonátosan cementált padokkal. A durva törmelé-

kekben középhegységi eredetű kőzetanyag ismerhető fel. A formáció 25-35 m maximális vastagságot ér el. Ezt a regionális elterjedésű vörösagyagos takarót általában a melegebb és nedves éghajlatú *Ruscinaiai–Csarnótai korszakra* teszik (PÉCSI (ed.) 1985, SCHWEITZER 1993). A képződményre PÉCSI M. a **Dunaföldvári Formáció** elnevezést használta, de a dunántúli dombvidékek térképezése során ez az elnevezés nem honosodott meg. Az egész országot lefedő százezres térképe a formáció definíciójának bizonytalansága miatt pliocén–középső-pleisztocén vörösagyagként ábrázolja (GYALOG et al. 2005).

A vizsgált területen a legnagyobb felszíni kiterjedésű a **Paksi Löss Formáció**. Köszönhetően a klasszikusnak számító Duna magasparti, elsősorban a paksi szelvények tanulmányozásának (KRIVÁN 1955, PÉCSI 1982) a DK-Dunántúlon előforduló löszök szelvényei igen jól ismeretek (összefoglalásuk pl.: PÉCSI ed. 1979, 1993). A PAV Zrt. földrengésbiztonságához és a radioaktív hulladékok elhelyezéséhez végzett előkészítő földtani kutatások további gyarapították ismereteinket (MÁFI Évi Jelentése a 2003. Évről). Számos új adat keletkezett a paleomágneses vizsgálatokról (KOLOSZÁR & LANTOS 2001) és paleoökológiai elemzésekről (KROLOPP & SÜMEGI 1992, HUM 2001). Kevésbé mondható el ez a Balatontól nyugatra és délnyugatra, ahol a Kisalföld és Zala MÁFI-ban végzett térképezési programja (SÍKHEGYI 1984) kevés tudományos anyagra támaszkodhatott a löszök besorolása során. A típus-szelvények paleotalaj-közbetelepüléseinek meghatározása lehetővé tette a litosztratigráfiaiailag egységes formáció felosztását idős- és fiatal löszsorozatra (PÉCSI 1993). Az idős sorozat elterjedési határa jellemzően a Kapos-folyó vonalától délre és Belső-Somogytól keletre a Zselic, a Tolnai- és Baranyai-dombság és a Duna vonaláig húzódik. Ritkán bukkan a felszínre: a dunai magaspartok feltárásaiból, mesterséges feltárásokból, fúrásokból ismert. A Balatontól délre és délnyugatra, továbbá a zalai régióban található löszöket a sorozat legfiatalabb, a késő-pleisztocénre korlátozódó részeként sorolta be az egységesítés során a MÁFI EOFT (Egységes Országos Földtani Térképrendszerek) százezres térképe. A Dráva teraszüledékeire települten is ismertek felszíni előfordulásai. A típusos ( ${}^eQp_3^1$ ) löszöket a Zalaapáti-háton és innen nyugat felé atípusos, barnás színű, mészben szegényebb, gyakran határozott rétegzettséget mutató agyagos löszök, az ún. barna löszök váltják fel. A löszök fekvője általában pannon képződmény, ritkábban a Tengelici Agyag Formáció vagy az idősebb pleisztocén kavics-takarók erősen lepusztult felszíne. A lösz – feltételezhetően – hulló porként minden felszínt beborított, azaz a hiánya arra utal, hogy a képződése óta, az elmúlt tízezer év alatt intenzív lepusztulás következett be az adott térszínen. Ezért igen jelentős tényező a neotektonikai folyamatok időbeli lehatárolása szempontjából.

A löszképződés lezáródása óta a kiemelkedő, pusztuló térszínekre az emelkedő területekre jellemző negyedidőszaki genetikai típusok 4.3. alfejezetben ismertetendő változatai fordulnak elő. Nagy kiterjedésük miatt egységesen felső-pleisztocén–holocén korúként ábrázolják földtani térképeink. Kiemelendők a lejtőüledékek közül a csuszamlásos-suvadásos képződmények, mert gyors lefolyású folyamatként a legfiatalabb, gyakran a jelenkorban kialakuló vertikális szintkülönbségű területek peremlein és bevágódott völgyekkel tagolt belsejükben keletkeznek. Légifényképek kiértékelésével támogatott kimutatásuk (SÍKHEGYI 1999a) nem csupán az egyveretű lejtőüledékek szétbontását tette lehetővé, hanem számos, a Mecseket körbeölelő hegyláb felszín, így a Geresdi-dombság intenzív jelenkori kiemelkedését igazolja (SÍKHEGYI 1999b, SÍKHEGYI et al. 2005a). Ezen kívül jelentős tavaink, a Balaton és a Fertő-tó (SÍKHEGYI 2005) medencéjének a besüllyedését kísérő földmozgások kimutatására is jól felhasználható.

A dombvidékeket tagoló keskeny völgyek felső szakaszaiban folyóvízi és lejtőüledékek kevert genetikai típusai a jellemzők, amik a nagyobb völgyek oldalába becsatlakozva proluviális üledékekkel, hordalékkúpokkal keverednek. A dombközi völgyekben általában nincsenek jól követhető teraszüledékek, inkább üledékmentes morfológiai tereplépcsők fordulnak elő. A Rába, Zala a Sárvíz és néhány nagyobb vízfolyás e tekintetben kivétel. Idősebb völgytalpi üledékeik és a völgyek peremén behordódott lejtőüledékek keveredése a morfológiában is megmutatkozó terasz-szinteket képez.

A jelentős és intenzíven süllyedő medencék az alluviális síkok jellegzetességeit viselik magukon. Kutatási területünkre nyugaton az Alsó-Mura sík (Muraszombati-medence), délen a Dráva síkja esik. A meanderező folyók üledékeinek felszínén kirajzolódnak az övzátonyok, a morotvák, parti háta és a mélyfekvésű, mocsarasodott üledékek. A Dráva sík fonatos szakaszain és peremén gyakran előfordulnak terasz-szigetek, némelyik löszös borítással. Utolsó szabályozást még nem elszenvedett folyónk élő, dinamikus változásban van és geomorfológiai képe még egy évszázados időszakon belül is erősen változik.

A mélyfekvésű, lefolyástalan süllyedékekben tavi és mocsári üledékképződés a jellemző. E morfológiai formák neotektonikai jelentősége abban mutatkozik meg, hogy a defláció exogén folyamata mellett csak a felszín besüllyedésével járó neotektonikai folyamatok képesek zárt medencék kialakítására. A Balaton kialakulásának deflációs magyarázata már kutatásának korai szakaszában felmerült (LÓCZY 1913). A Balaton legidősebb mederüledékei csak a késő-pleisztocén végi posztglaciálisban rakódtak le, a megelőző idők pedig inkább a lösz leülepedésének kedveztek, mint erős szélhatásra képződő deflációs medence kialakulására. A

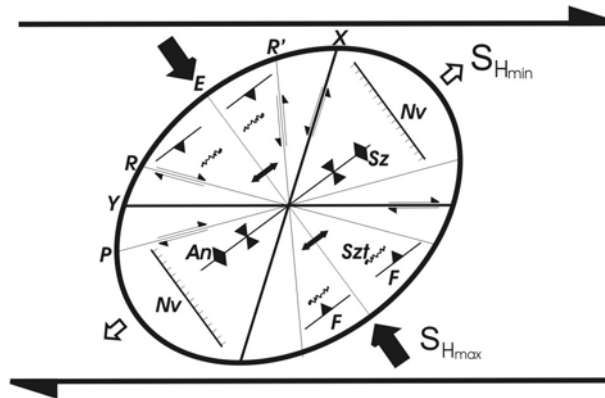
Balaton csapásában számos helyen ismerhetők fel zárt, tavi és tőzeges mocsári képződmény-nyel kitöltött medencék. Nyugatról kiindulva a Principális völgyben Zalaszentmihály és Pötréte, a Kis-Balaton, a Tikacs, Sárrét vonulata egyetlen vonulatba esik. Megemlítendő még a hosszanti völgyek közül a Kapos folyó. Ebben számos, időközönként művelt tőzegtelep fordul elő (DÖMSÖDI 1977) jelezve kisebb, láncszerűen összefűződő zárt mélyedés helyeit.

Belső-Somogy mélyebb fekvésű, folyóvízi homokos üledékeinek felszínén a szelek buckás futóhomok formákat alakítottak ki. Külső-Somogynak zömmel pannóniai korú vagy fiatal löszökkel borított felszínén néhány méter vastagságú homokos üledékpászták találhatók. Ez a képződmény a vélhetően kevert genetikája miatt fluvioeolikus homokként lett elkülönítve földtani térképeinken.



## 4.2. Kompressziós és extenziós folyamatok hatása a felszín alakulására

A Pannon-medence fejlődése a negyedidőszak elején lelassult és megállt és új fejlődési szakasz kezdődött el: a korábbi, alapvetően extenziós szerkezetalakulást kompresszió, térrövidülés és kiemelkedés váltotta fel (POGÁCSÁS et al. 1989, PINTER 2005, BADA et al. 2007a, STÜWE & WAGNER 2007). A kompresszió hatására részben **feltolódások és redők**, részben **oldaleltolódások** jönnek létre (31. ábra). Az extenzió során létrejött normál vetők mentén a kiújuló mozgások ellentétes irányúvá válnak. E jelenleg is zajló komplex folyamatot a medence inverziójának nevezzük. Az inverzió visszahat a medence morfológiájára is: a felszínalakulás a belső (kompressziós) erők és a külső erők intenzív kölcsönhatásának eredője. A külső erők felszínformáló hatása közvetlenül elemezhető, míg a belső erők hatására létrejövő szerkezeti elemek közvetve és a külső erők hatásaitól jórészt elfedve tanulmányozhatók.

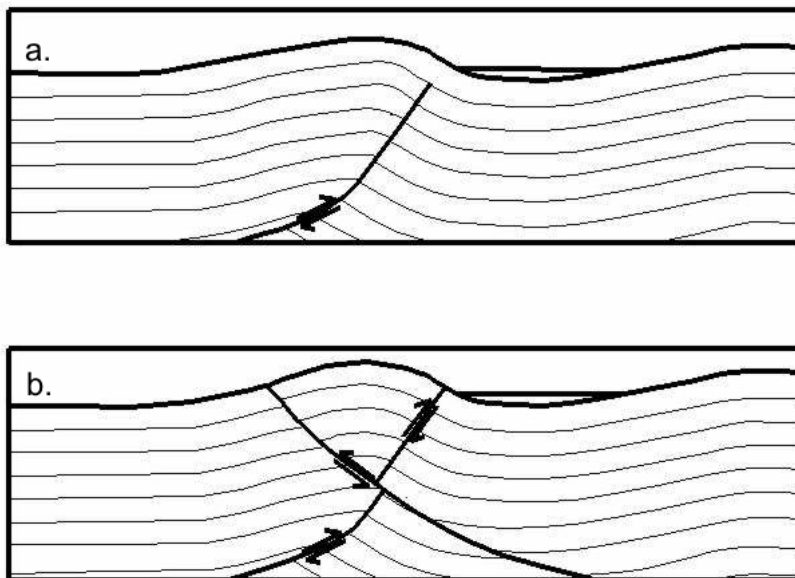


31. ábra. Egy jobbos nyírási zónában kialakuló szerkezetek geometriája (HANCOCK 1985, KELLER 1986 után). **An** - **Sz** – antiklinális-szinklinális; **F** – feltolódás; **Nv** – normál vető; **E** – tágulós repedés, telérkitöltés; **Szt** – sztilolit (mikroszerkezetekben); **R** és **R'** – Riedel és konjugát Riedel törés

Egy gyűrődés során a maximális vízszintes nyomóerőre merőlegesen antiklinálisok és szinklinálisok sora képződik. A redőképződés előrehaladtával a magjukban felfelé harapódzó feltolódások keletkeznek (SUPPE 1983), gyakran a korábbi szerkezeti elemek kiújulásával. E **feltolódásokkal kombinált redők** a felszínig hatolva a domborzatban is megjelennek. A Pannon-medence képződésének szinrift fázisában kialakuló normál vetők síkjai ritka kivétellel kis- és közepes dőlésűek, gyakran lisztrikus vetőkként simulnak bele a mélyben fekvő rétegekbe, emiatt az ellenkező irányú mozgás során kialakuló redők és feltolódások is aszimmetrikusak. Ez a felszín domborzatában és völgyhálózatában is visszatükröződik (32. ábra). A

kevésbé konszolidált üledékek redőinek magjában lévő feltolódások akár a felszínig felhatolnak (ÁDÁM et al. 2001).

A felszínre felhatoló kiemelkedések jönnek létre és az előzőekben ismertetettek szerint az üledékképződés genetikai típusai jellegükben alapvetően megváltoznak.



32. ábra. Kompresszió hatására kialakuló aszimmetrikus redők. – 32a. Redő a magjában felhatoló vak törési síkkal. – 32b. Felszínre kifutó feltolódás antitetikus párral (pozitív virág-szerkezet)

A redőzöttség felszíni megjelenését tehát három fő ismérv alapján lehet felismerni:

– *Felszín morfológiája*: párhuzamosan váltakozó, elnyúlt aszimmetrikus hátak és lapos völgyek az ennek megfelelő konzekvens és szubszekvens völgyekkel, a redőtengelyekkel közel párhuzamos obszekvens völgyekkel; az erősen ívelt redőtengelyek lapos, fekvő redőkre utalnak;

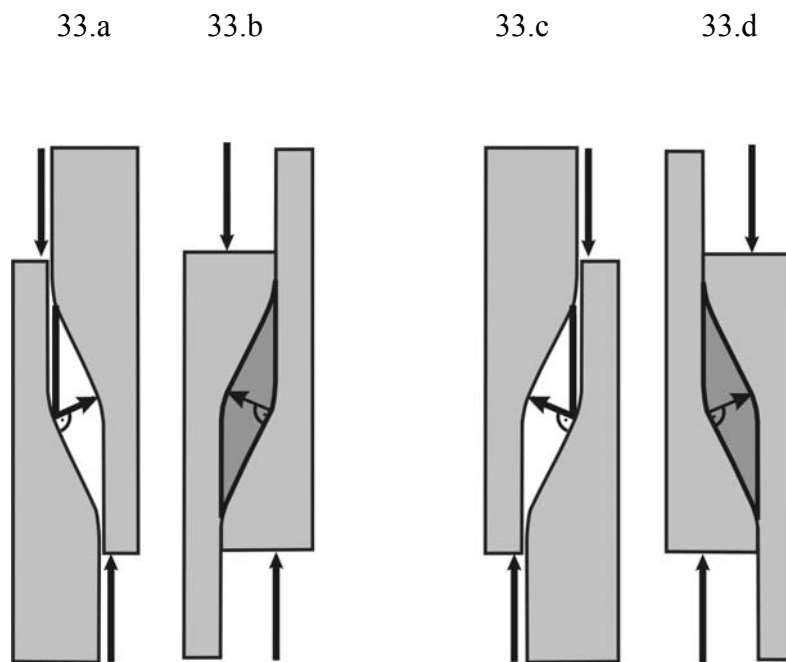
– *Hidrográfia*: Folyók egyes szakaszainak bevágódása a kiemelkedő felszínébe vagy a folyók alaktípusának megváltozása (meanderező – fonatos);

– *Az üledékképződés genetikája*: az eredeti medencekitöltő üledékképződés megszűnik és a felszínén megjelennek a kontinentális erózió genetikai típusai.

A szintvonalas térképeken, digitális terepmodelleken vagy akár légifelvételeken a tiszta formákat ritkán lehet felismerni; az erózió, a felszínalakító folyamatok, a növényzet és a terep

mesterséges átalakítása felismerésüket megnehezíti (és egyes helyeken más felszíni formák téves megítéléséhez, belelátásokhoz is vezethet).

A kompresszió hatására, ahogy azt a 31. ábra is mutatja, **oldalelmozdulások, nyírásos zónák** is felléphetnek (R és R'). A felszínig felhatolva a morfológiában ezek jól nyomon követhetők, gyakran több tíz kilométer hosszban észlelhetők a felszínen. Ha egy oldalelmozdulás egyenes (vagy körívű) pálya mentén történik, a két, egymás mellett elcsúszó blokk elmozdulás vektorai egyenlők és ellentétes irányúak, azaz oldalra lépés nem következik be. Az elcsúszási sík mentén bekövetkező irányváltozás esetén azonban az elcsúszó blokkok között kompressziós vagy extenziós feszültség lép fel ennek megfelelően kiemelkedés vagy süllyedék alakul ki az oldalelmozdulás mentén. Balra lépő balos (33.a) és jobbra lépő jobbos (33.c) irányváltozás illetve átlépés esetén extenziós süllyedék, jobbra lépő balos (33.b) vagy balra lépő jobbos (33.d) oldalelmozdulás esetében kompressziós kiemelkedés (pressure ridge) jön létre.



33. ábra. Oldalelmozdulások irányváltozásakor kialakuló süllyedékek és kiemelkedések (fehér – extenzió, süllyedés; sötétszürke – kompresszió, kiemelkedés)

Az oldalelmozdulások mentén kialakuló süllyedékek vagy kiemelkedések függőleges szelvényben negatív illetve pozitív virágszerkezetként jelennek meg. Ezekre számos hazai publikált példa ismert a különböző szeizmikus szelvényekből. A tapasztalat azt mutatja, hogy a felszín alatt húzódó törésvonal gyakran egyáltalán nem észlelhető a felszínen. Ilyenkor un.

mester törésről beszélünk, aminek a felső része szétágazik és felette a szétágazó vonalakból álló virágszerkezet jelenik csupán meg.

A kompresszió során kiemelkedő anyag térfogatának és így a morfológiában kifejtett hatásának megbecslésére a fenti formulából kell kiindulni:

$$CV = \int_0^t A(t) * \frac{dy}{dt}(t) dt$$

**CV** – Konvergenciából származó térfogat; **t** – a napjainktól visszafelé számolt idő; **A** – a blokkok közötti érintkezési felület ; **dy/dt** – az érintkezési felületek normálisába eső elmozdulás (POCKALNY 1997)

Ha az elmozdulás és az érintkezési felület időbeli változása nem is állapítható meg, a konvergenciából adódó térfogat, ami a felszínre kitüremkedve a domborzat kiemelkedését okozza, durva közelítésekkel megbecsülhető. Ha az egymás mellett elmozduló blokkok relatív sebességét GPS adatokból 2 mm/év értékkel számoljuk és az oldalra lépés vagy elhajlás értékét 15°-nak vesszük, a rugalmas és képlékenyen viselkedő kéreg határfelületét 8 km-nek, a jelenleg fennálló geodinamikai helyzetet visszafelé időben 100 000 évnél, akkor 1 mm/év átlagsebesség mellett a két tömb közötti relatív elmozdulás értéke:

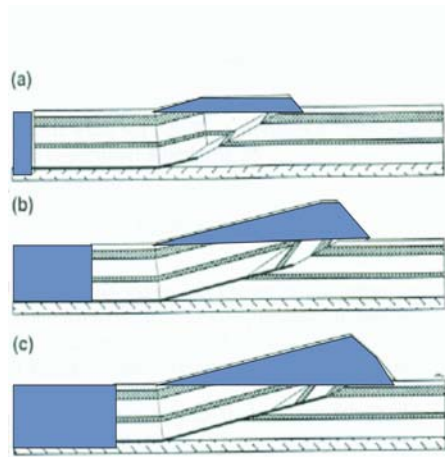
$$S=1 \text{ mm/év} * 100\,000 \text{ év} = 100 \text{ m,}$$

az elhajlás normálisába eső elmozdulás:

$$S_n = 100 \text{ m} * \sin 15^\circ = 25,9 \text{ m.}$$

Az elmozdulás normálisába eső függőleges szelvényben ez egy 8 km mélységű, kb. 26 m széles sávot jelent. Feltételezve a rugalmas kéreg összenyomhatatlanságát, a kiperéselődő anyagtömeg szelvénybeli területe sem változik (balanced section – 34. ábra), esetünkben meghaladja a 200 000 m<sup>2</sup>-t. Egy 8 km alapú prizmán ez 50 m magasságemelkedést jelent.

A kigyüremkedő (illetve extenzió során berogyó) üledékek felett a felszín függőleges elmozdulása, – bár nagysága függ a lehatolás mélységétől –, általában nagyobb az azt indukáló vízszintes elmozdulásnál (példánkban kb. kétszerese). Ezért a kísérő, függőleges elmozdulások mintegy felnagyítják a kompresszió és extenzió hatásait a felszín megváltozott morfológiájában és ennek következtében a kvarter genetikai típusok megváltozásában egyaránt.



34. ábra. Kompresszió hatására fellépő térrövidülés megjelenése a domborzatban (SÍK-HEGYI 2001)

A térfogat állandóságával számolt modellek a valóságban módosulnak, mert a kiemelkedés és besüllyedés mértékét pozitív és negatív módon befolyásolják különböző tényezők:

	<b>Kiemelkedés</b>	<b>Besüllyedés</b>
Erózió/üledékképződés	-/+	+/-
Kompakció	-	+
Törések, repedések, zúzott zónák stb.	+	-

### **4.3. A negyedidőszaki képződmények kapcsolata a vertikális mozgásokkal**

A jelenkorban végbemenő felszín emelkedési és süllyedési folyamatok megítélésének földtani és geomorfológiai alapú megközelítésekor abból az előfeltételezésből indultunk ki, hogy a Pannon-medencében zajló neotektonikai folyamatok tendenciái az általunk vizsgált felső-pleisztocén–holocén időintervallumban állandónak tekinthetők, illetőleg a tendenciákban fellépő kisebb változásokra a negyedkori üledékek képződése bizonyos tehetetlenséggel reagál. E kisebb változások során keletkezett üledékek elterjedése alárendelt, és az alapvetően akkumulációs és pusztuló területek regionális elterjedési képét lényegbevágóan nem módosítja. Az ebben az időintervallumban keletkezett üledékek a jelenleg is zajló erózió és betemetődés ellenére a mozgási folyamatok általános irányát országos kitekintésben visszatükrözik. Ahhoz tehát, hogy napjaink fő neotektonikai folyamatait, így a kísérő süllyedést és kiemelkedést tanulmányozzuk, jó közelítést ad e legfiatalabb földtani képződmények és folyamatok kutatása.

Elképzelhető ugyanakkor, hogy e generális trendek mellett bizonyos folyamatok éppen most indulnak meg, szűnnek meg, vagy éppen ellenkező irányúra fordulnak. Ezek egy része az akkumulációs térszíneken megjelenő erózióval kimutatható, s ezzel a modell korrigálható, más részük pedig olyan epirogén, szekuláris, árapály mozgás, esetleg emberi beavatkozás által indukált mozgás (artézi vízkivétel, alábányászás, folyószabályozás stb.), amiknek a nagyságrendje a vizsgálati területen a neotektonikát kísérő vertikális kéregmozgásokéhoz képest kis mértékű, ezért hatása a fő folyamatok menetére az áttekintő méretarányban elhanyagolható.

#### **4.3.1. A süllyedő és emelkedő területek elkülönítése geomorfológiai-geológiai alapokon**

A negyedidőszaki képződmények keletkezési körülményeinek következetes tisztázása a sík- és dombvidékek földtani térképezési folyamatának sarkalatos összetevője. A genetika-kor-litológia meghatározásának következetes, légifényképek kiértékelésére támaszkodó véghezvitele a Kisalföld térképezési programjában történt meg először (SÍKHEGYI 1984). A Nagyalföld kutatása során a hangsúlyt elsősorban a litológia meghatározására helyezték, hegyvidékeken a negyedidőszak képződményeit pedig inkább zavaró, az „igazi” térképezést megnehezítő tényezőnek fogták fel, ennek megfelelően elnagyolták, összevonták az idősebbekhez hasonlítva.

A süllyedő és emelkedő területek elkülönítése érdekében olyan módszert alkalmaztam, aminek központjában a negyedidőszaki üledékek genetikai típusait és a jelenkori felszínalakí-

tó folyamatokat bemutató térképek összeállítása valamint a közöttük fennálló kapcsolatok vizsgálata állt.

Abból indultam ki, hogy a jelenkori üledékképződés térszínei orográfiaileg jelentősen eltérnek környezetüktől, azaz a süllyedő területek a környezetükben viszonyítva alacsonyabb helyzetben vannak, felszínük teljesen sík. Ezeken a területeken a jelenleg is folyó üledékképződés mindenütt akkumulációs genetikai típusú, vagyis alluvális, tavi, mocsári, vegyi üledékek és ezek kombinációi keletkeznek rajtuk. Ezek az üledéktípusok a földtani és topográfiai térképeken megfelelő részletességgel megtalálhatók, légifelvételeken genetikai ismérveik mindenütt jól felismerhetők, a földtani térképezés során elkülöníthetők. A mocsári, különösen pedig a tőzeges területek elkülönítése azért fontos, mert általában zárt, lefolyástalan süllyedékekben jönnek létre, gyakran a legintenzívebb, centrális helyzetű süllyedés helyeit jelölik ki. A maihoz hasonló klimatikus viszonyok között jelentős méretű deflációs medencék kialakulására nincs esély. Azt is fontosnak tartottam, hogy a holocénnél idősebb, pleisztocén korú teraszüledékek elkülönüljenek, mert ezek nyugodt települési viszonyai, ép voltuk, illetve eróziójuk utalhat a relatív süllyedés folyamatának megfordulására.

Az ellentétesen mozgó neotektonikus blokkok határain, ahol a legélesebben érintkeznek az egyes, nagy kiterjedésű, belsejükben uralkodóan csak akkumulációs vagy eróziós folyamatokkal jellemezhető területek, az ellentett irányú mozgások miatt legnagyobbak a relatív szintkülönbségek, két jellegzetes genetikai típus képződményei lépnek fel. Az egyik típusba a gravitációs üledékek, így a suvadások, csuszamlások, lejtőüledékek stb. sorolhatók, a másik típusba a hirtelen lecsökkentő reliefenergia miatt a tereplépcsők szegélyén megjelenő proluviális üledékek, elsősorban a hordalékkúpok tartoznak. Gravitációs és lejtőüledékekkel keretezett idősebb szálkibúvások jellemzőek az egységesen kiemelkedő térszíneken belül, jelezve azok emelkedési intenzitását.

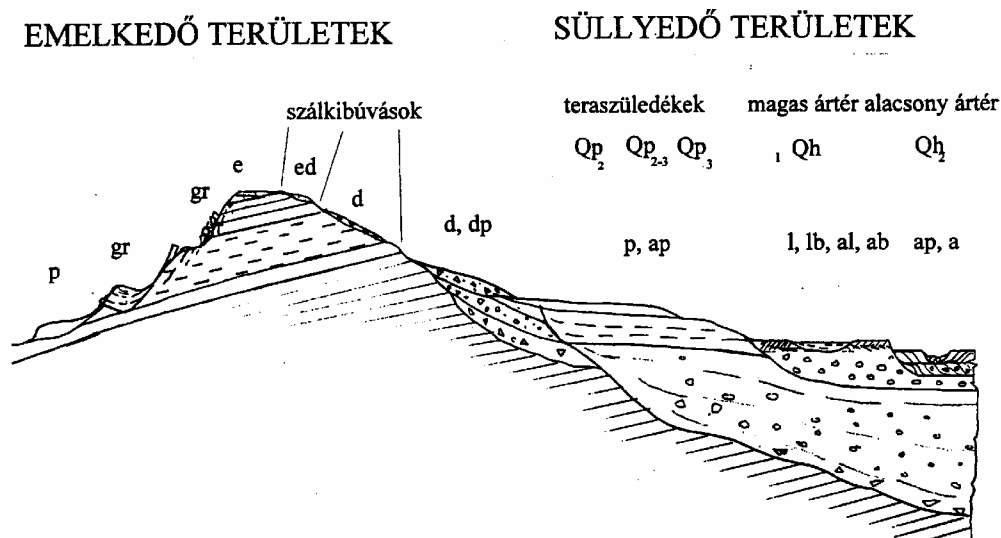
Az emelkedő felszínekre a szakadatlan erózió és a kiemeltségtől, a közettani összetételtől függő, szakaszos, köztes üledékképződés a jellemző. Az általános mállási folyamatok termékeként fellazult és alig szállított eluviális üledékek mellett e mállási folyamatok lejtőn lefelé szállított, gyakran instabil helyzetű produktumai, a deluviális képződmények a jellemzők. A kiemelt területeken ezenkívül más, elsősorban gravitációs üledékeket találunk, melyek magukba foglalják a közetomlások, suvadások, talajfolyások széles választékát. A kolluviális üledékek és a jelentős recens felszínmozgások intenzív vertikális kiemelkedést jeleznek még akkor is, ha az anyakőzet harmadidőszaki vagy idősebb, mert az instabil lejtők hosszú földtör-

téneti korokon keresztül nem állékonyak. Ezért a térkép szerkesztésekor ezt a forrást is figyelembe vettük (FODOR T-né et al., 1986).

Általános tapasztalat, hogy a negyedidőszaki üledékképződés rendkívül érzékenyen és gyorsan reagál a relatív szintkülönbségek változásaira. Már 3-5 m-es szintkülönbség esetében jelentősen eltérhetnek az üledékképződési viszonyok, és éles határral válnak el az akkumulációs térszínek az uralkodóan eróziós jellegűektől.

Az egyéb negyedidőszaki genetikai típusok a süllyedés és emelkedés folyamatában nem játszanak hangsúlyos szerepet. Ide sorolhatók pl. a vulkáni és szélfúttá üledékek, futóhomokok (WEIN 1977), amelyek helyzete azonban fontos lehet a keletkezésük utáni mozgások megítélésében.

A kiemelkedő, és süllyedő területekre jellemző genetikai típusokat és relatív magassági elhelyezkedésüket elvi, szelvénszerű formában mutatom be a 35. ábrán.



35. ábra. A negyedidőszaki képződmények genetikai típusainak kapcsolatai és relatív magasság szerinti elhelyezkedése (SÍKHEGYI 1994)

A kiemelkedés és süllyedés szempontjából fontos genetikai típusokat valamint rövidítéseiket az alábbiakban ismertetem. A típusok rövidítései főbb vonalaikban megfelelnek azt ország százezres földtani térképnek felosztásának:

e – eluviális, azaz helyben maradt, vagy mállási termékek

d – deluviális, vagy lejtőüledékek

ed – eluviális-deluviális, kevert típusú üledékek



gr – gravitációs üledékek: kőzetomlások, kollapszusok, földcsuszamlások, suvadások

p – proluviumok, azaz hordalékkúpok, időszakos vízfolyások üledékei

a – alluviális, vagy folyóvízi üledékek

dp – deluviális-proluviális, kevert és átmeneti típusú üledékek

ap – alluviális-proluviális, kevert és átmeneti típusú üledékek

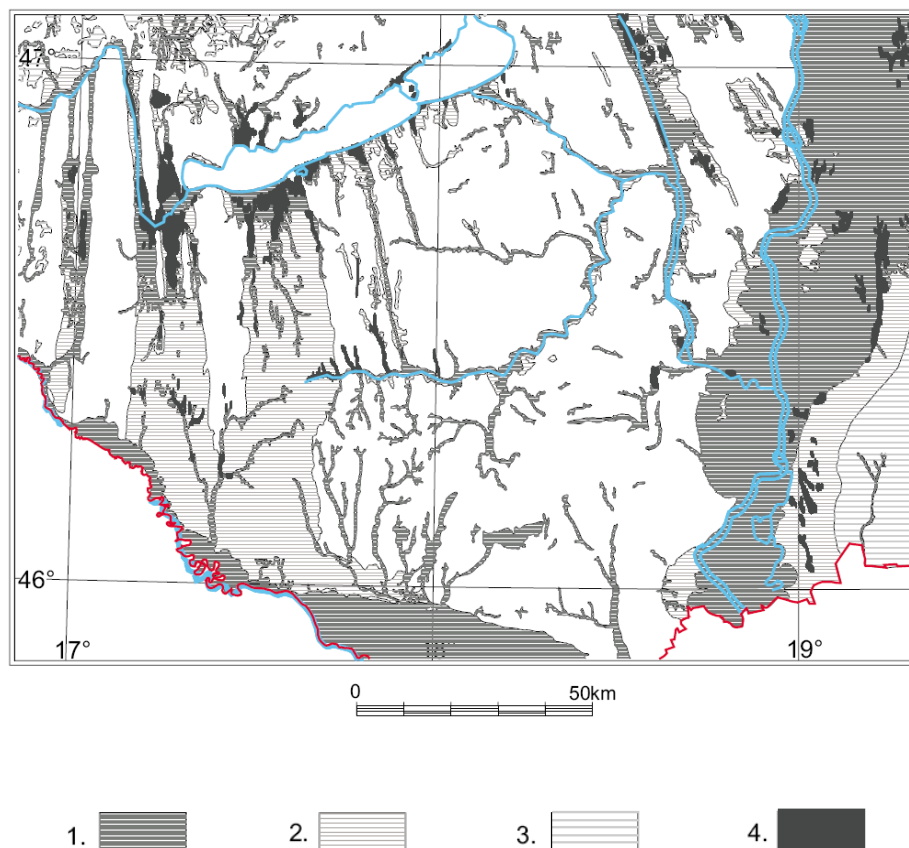
l – limnikus, azaz tavi üledékek (uralkodóan ásványos, szervesetlen összetevőkből)

b – mocsári üledékek, uralkodóan szerves eredetű üledékképző anyaggal

ab, al, lb – folyóvízi és tavi – mocsári üledékek kevert típusai

#### 4.3.2. Süllyedő területek, akkumuláció

A fenti elvi megfontolások alapján a teljes ország területére elkészítettük munkatársaimmal a kvarter képződmények két fő üledékképződési típusának minősítéseit, amelyek közül a süllyedésre vonatkozó minősítések eredményét a Dél-Dunántúlra az alábbi, egyszerűsített, eredetileg kétszázszáz és százszáz alapokról félmillió méretarányba összevont ábra tartalmazza (36. ábra). Eredeti méretarányában a dolgozat 7. mellékletében közöljük.



36. ábra. A süllyedésre utaló felső-pleisztocén és holocén üledékek elterjedése a Dél-Dunántúlon (SÍKHEGYI 2002)

Az ábrán a süllyedésre utaló üledékképződés négy típusát különítettük el. Ezek az alábbiak:

1. A jelenkori folyóvízi felhalmozások területe;
2. felső-pleisztocén teraszüledékek területe;
3. idősebb pleisztocén teraszüledékek, vagy helyi, előtéri süllyedékek folyóvízi eredetű felhalmozódásainak területei;
4. jelenkori tavi, mocsári képződmények területe.

Mint a vázolt kategóriákból is látható, a regionális felszíni mozgásokra utaló üledékképződés típusai és dinamikája mellett a negyedidőszakon belül a képződmények korára is utaltunk. A közölt földtani korra vonatkozó adatok részben a jelenlegi térképeken, publikációkban szereplő ismeretességet tükrözik, más területeken a képződmények morfológiai helyzete, települése, szelvénybeli sajátosságai alapján megállapított relatív kort.

A felső-pleisztocén óta alluviális vagy limnikus akkumuláció által nem érintett részek a térképen fehéren maradtak.

A térkép szerkesztési alapját Magyarország 1:200 000-es földtani térképei, valamint a Földtani Intézet más, regionális közepes méretarányú felvételei szolgáltatták. Ez utóbbiak a sík- és dombvidékek területét fedték le: az Alföld térképezése 1962-1983 között RÓNAI A. irányításával, a Kisalföld és Zala 1981-1998 között SÍKHEGYI F., MARS I. majd SCHAREK P. vezetésével folyt. A Balatoni Kiterjesztett Üdülőkörzet, (1984-1993), Somogy- és Baranya (1987 és 2001 között) felvételeit pedig a CHIKÁN G. irányította.

Ebből a változathból – a süllyedésre utaló üledékek meglétéből következtetve – ***elsősorban a negyedidőszaki süllyedés általános ténye olvasható ki, mértéke azonban nem.*** A változat megszerkesztéséhez löszsel vagy futóhomokkal vastagon fedett térségekben fokozottabban támaszkodtunk a mélyfúrési adatokra. Ahol a negyedidőszaki összlet zárótagja eolikus vagy deluviális genetikájú, döntően a fúrési adatok alapján lehet megállapítani, hogy a pannóniai és idősebb aljzat és a felső-pleisztocénnál idősebb fedőképződmények közé beékelődött-e folyóvízi, vagy tavi-mocsári üledék. A fentiek következtében a térkép a Dél-Dunántúl és a Mezőföld döntően vastag lösz-borította régióiban egyéb részeihez képest kevésbé megbízható.

A jelentős jelenkori folyóvízi üledékképződés helyszíneit nagy kiterjedésben észlelhetjük az űrfelvételeken a folyók meandereinek és övzatonyainak rajzolatai alapján. A térképek informatívabbá tétele érdekében ezért a MÁFI-ban meglévő, az ország mintegy 90%-át lefedő

Landsat TM hamis színes kompozitok vizuális kiértékelésből kapott meander rajzolatot a 7. mellékletre feltettük.

Vizsgálatukból kitűnt, hogy az övzátonyok, meanderek mérete szoros kapcsolatban van az őket létrehozó folyó nagyságával. A Duna egyes meandereinek mérete meghaladja az 5-10 km-t, míg a nagyalföldi folyók mentén méretük – összhangban a korábbi hivatkozásokkal (MIKE 1975) – fokozatosan csökken a Duna–Tisza –Dráva–Maros–Körösök sorrendben.

A kiemelkedő területek folyóvölgyeinek meander- és övzátony rendszerei igen kevés kivételtől eltekintve nem látszanak, amennyiben mégis felismerhetők, akkor a térkép maximális felbontásához közeli méretben, néhány száz méteres kiterjedésben láthatók.

Az övzátonyok és meanderek rendszere a jelenkori folyóvízi üledékképződés elterjedési területére korlátozódik. Ez a megközelítés a kétféle tematika szoros összefüggését mutatja, azonban csupán az általános kép bemutatására alkalmas; a pontos, részletes övzátony és meander rendszer ábrázolása nagyobb léptékben a légifényképek és topográfiai térképek együttes összevetésével lehetséges.

#### 4.3.3. Kiemelkedő területek, erózió

A relatív kiemelkedés térszíneit elsősorban a süllyedőnek jelölt területeket térben kiegészítő, az 36. ábrán és a 7. mellékleten üresen hagyott területeken találhatjuk meg, ezek genetikai típusait azonban a térképváltozatokon nem különítettük el, hanem az emelkedő területekre jellemző jelenkori eróziós felszínalakító folyamatok légi- és űrfelvételeken látható nyomait kontúroztuk, feltételezve, hogy regionális léptékben az erózió intenzitása és megoszlása összefügg a jelenkori kiemelkedéssel. A 7. mellékleten található a több tízezer km<sup>2</sup>-re vonatkozó kiértékelés eredményének generalizált változata. Az értékelés fő célja az volt, hogy a vizsgált területen a lehetőségekhez mérten meg lehessen ítélni a földtani egységek egymáshoz viszonyított mozgását, negyedidőszaki süllyedését, emelkedését, vagy stabilitását.

Az eróziós kiértékelés során a foltok minősítése három tényező meghatározására irányult:

- felületi leöblítődés (areális erózió) területe
- jelentős vonalas erózióval jellemezhető területek
- erózió által nem, vagy kismértékben érintett területek.

A térkép úgy készült, hogy 100 000-es léptékű, – felületi eróziós foltokat, vízmosási, anyagszállítási nyomvonalakat, vonalas eróziós pályákat tartalmazó – alapokat feles kicsinyítés után átdolgoztuk. Elsőként az önálló foltként ábrázolható felületi eróziós területeket különítettük el, majd a sűrű vonalas eróziós pásztákkal rendelkező területeket foltokként határol-

tuk le. A fehéren maradt területek jelenleg akkumulációs térszínek, vagy nem érintettek jelentős mértékű erózióval.

Areális eróziós területként ábrázoltuk az olyan talajpusztulás által érintett részeket, ahol az árkos-vonalas erózió szerepe alárendelt. A felületi eróziós foltokon belül ebben a léptékben nem különíthettük el a víz által okozott talajlehordás és a szélmarás hatásait. A vonalas eróziós foltokon belül természetesen az árkos vonalas anyagszállítás mellett felületi lehordódás is tapasztalható.

A kiemelkedést kísérő eróziós folyamatokat az űrfelvételeken és légifelvételeken egyaránt jól nyomon lehetett követni. A Kisalföldön a jelenkori felszínalakító folyamatok TULLNER T.-nak, a MÁFI szakemberének légifénykép kiértékelésen alapuló százezres, kéziratot térképeiből származnak. A kiértékelési eredmény – bár önálló változatként nincs publikálva –, a Kisalföld földtani térképsorozatának egyes nyomtatott változatain, elsősorban a talajok termékenységét gátló tényezők térképén és a mérnökgeológiai térképváltozatokon megtalálható (SCHAREK et al., 1990-1993.)

Az egyéb helyeken az erózió kimutatására ANGYAL J. és KULCSÁR A., a Földtani Intézet munkatársai által 1986 és 1990 között elkészített, kéziratban levő, százezres, megyénkénti megoszlásban levő fedvényeket használtuk fel. E fedvényeken a Landsat felvételek hamis színes kompozitjain észlelhető vonalas és areális erózió van feltüntetve. Az erózió nyomai nélküli, de genetikai típusuk alapján kiemelt helyzetű térszíneket is stabilnak, kiegyenlítettnek és gyakorlatilag stagnáló, nyugalmi helyzetűnek soroltuk be.

Ugyancsak szoros kapcsolat mutatható ki a völgyhálózat, vízhálózat és a lineamentumok megoszlása között, ami részben a morfológia és a tektonikai vonalak között gyakran fennálló kapcsolat eredménye, másfelől a tektonikai mozgások hatására kibillent réteglapok felszínén kialakult, közel egyirányú és párhuzamos völgyhálózat az űrfelvételeken lineáris alakzatok formájában tükröződik vissza.

#### 4.3.4. A zalai és somogyi régió (Dél-Dunántúl) süllyedő területei

A nagyobb süllyedő térségek területe értelemszerűen egybeesik a regionális üledékgyűjtők területével. A süllyedés mértéke és gyorsasága tekintetében azonban a régiókon belüli tájak, morfostrukturális egységek között lényeges eltérések mutatkoznak (KOLER 2006).

A Dunántúlon az abszolút értékben mért legnagyobb negyedidőszaki süllyedés térségei a Kisalföld központi részén és a Dráva-medencében rajzolódnak ki.

A Dunántúlon a legnagyobb mértékben lezökkent és egyben a legintenzívebben süllyedő terület a Szigetköz térsége, amit az Arak-1 fúrás közel négyszáz m vastag, középső- felső-pleisztocén korú, folyamatos durvakavicsos rétegsora igazol (SCHAREK et al., 1990-1993). A földtani alapfúrásokkal kevésbé feltárt Dél-Dunántúlon is megközelíti a negyedidőszaki összlet vastagsága a 300 m-t. E mélységtartományban a Görgeteg-I sz. földtani alapfúrás szolgáltatja a legmegbízhatóbb adatot, melyben a pannon–pleisztocén határ 270.2 m mélységben van (CHIKÁN & CHIKÁN G-né 1993).

E süllyedő területek döntő többsége jelenleg is feltöltődésben lévő alluviális síkság tájanként jellemző magassági szintekkel. A süllyedékek felszínét a folyóvízi meder-, zátony- és ártéri üledékek uralják a topográfiai térképekről, légifelvételekről, űrfelvételekről is jól olvasható, jellegzetes formakincsel (övezátonyok, morotvák, ártéri szintek). A jelenkori süllyedések helyi maximumait is a széles, mély fekvésű, mai folyóvölgyek területére tesszük, mégpedig azokra a helyekre, ahol a legmarkánsabban látszanak a feltöltődést kísérő meanderek és övezátonyok (7. melléklet).

A Dunának Budapesttől délre haladó szakaszán a süllyedés maximuma a Duna aszimmetrikus völgyében halad. A folyó jelenleg rövid szakaszoktól eltekintve mindenütt generálisan nyugati irányban vándorol. Ez az általános, az északi félgömbre jellemző, a Coriolis-erő hatására fellépő medervándorlás mellett fiatal extenziós süllyedékek megjelenésével magyarázható (HERTELENDI et al. 1989, JASKÓ 1992, BALLA et al., 1993b).

Az akkumulációs síkságokat tengerszint feletti magasságuk is jól jellemzi. A topográfiai térképek alapján megállapítható, hogy a feltöltődés szintje az Alföld központi részén, a Solti-síkságon és a Dráva-völgy alsó szakaszán nem éri el a 100 m Balti szint feletti magasságot. A magasabb folyami völgyszakaszok, mint a Dráva-völgy felső szakasza, a Kisalföld, a Bécsi-medence és a Tisza mellékfolyóinak Alföld peremi síkjai a 100-140 m közötti morfológiai intervallumban helyezkednek el.

A regionálisan süllyedő alluviális övezetekben a tavi, mocsári genetikájú üledékek alkotta térszínnek a tájegységek legerősebb relatív süllyedésű régiói. Keletkezésük, elhelyezkedésük alapján több csoportra oszthatók. Az egyik csoportot az egy folyó feltöltési területén belül található folyóvízi-mocsári, tavi feltöltődésű területek képviselik, mint a Balaton és a Velencei-tó, a Kis- és Nagy-Sárrét mélyedései.

Az újabb, szerkezetalakuláson alapuló magyarázatok oldaleltolódásokat kísérő zárt, regionális kiterjedésű medencék keletkezésére vezetnek vissza a süllyedések maximumainak ki-

alakulását (RUMPLER & HORVÁTH 1988, TARI 1991), vagy pl. a Kapos-völgy és a Balaton–Velencei-tó süllyedékének kisebb részmedencékből sorba fűzött láncolatait (SÍKHÉGYI 1994).

A relatív süllyedés megállását és a teljes kiegyenlítődés irányába történő átmenetet a regionális alluviális akkumuláció táji szintű befejeződése jelzi. Az ilyen kiegyenlítődés előtt álló területeken megfigyelhetők a zonális, intrazonális talajtakaróval jellemezhető, folyóvízi feltöltésektől már döntően mentes kisebb-nagyobb teraszszigetek. Azonban felszínük még nem egyengetődött el teljesen, az övzátony kanyarulatok közötti mélyedéseket még nem töltötte fel a legmagasabb árvizek iszapja, az úrfelvételeken a folyóvízi tevékenység sok nyoma elemezhető. Az ilyen térségeken jellemzőek a kiegyenlítetlen magasabb térszínek között újra áttörő folyóágak aktuális akkumulációjának különböző válfajai és a lokális mélyedésekben tavi-lápi feltöltődések is. Kiegyenlítődésre utaló bélyegeket mutatnak a Dunántúlon a Rábaköz és az Ormánság centrális részei.

A nagyobb üledékgyűjtő medencék szegélyén általában jól felismerhetők a 35. ábra általános szelvényében feltüntetett negyedidőszaki genetikai különbségek:

A Dunántúl északi részén a Rába és a Duna alluviumának szegélye jelöli ki a relatív kiemelkedés és süllyedés határvonalát. A Rába vonal és a folytatásába eső Diósjenői vonal Börzsönyig tartó nyugati szakasza egyben a Pelsoi egység ÉNy-i határa, és az egység jelentős negyedidőszaki emelkedése a negyedidőszak folyamán a felszíni domborzat fő morfostrukturális jellegzetességeit is megszabta (SÍKHÉGYI 1996).

Hasonló morfológiai és genetikai különbséget észlelhetünk a Dráva-völgy peremén, ahol a folyó alluviuma és teraszüledékei több tíz kilométer hosszú, enyhén ívelt tereplépcsőkkel érintkeznek az idősebb pleisztocén eolikus üledékekkel és a pannóniai képződményekkel.

Így feltételezhetjük, hogy a Rába és Dráva mentén vertikális komponensekkel rendelkező balos, illetve jobbos oldaleltolódások a felszínhez közel liztrikus vetőkként megjelenve választják el az emelkedő és süllyedő területeket egymástól.

Más jellegzetességeket mutat ugyanakkor a Nagyalföld nyugati szegélye, ahol ugyan a fenti esetekhez hasonlóan kiemelkedő dunántúli területek érintkeznek a Duna jelenkorban intenzíven süllyedő medencéjével, az érintkezés és a mozgás irányváltása azonban nem észak-déli irányú vonal mentén következik be, hanem a Pannon-medence centrális részére jellemző sugaras rendszerű északnyugat-délkeleti irány és a rá közel merőleges, ún. alaphegységi főirány cikkcakkos kombinációjából.

4.3.5. A régió jelenleg emelkedő, stabil, vagy a negyedidőszak folyamán ingadozó mozgású üledékgyűjtőinek területei

A nagy üledékgyűjtőkön belül a különböző mértékben és intenzitással süllyedő területek mellett nem elhanyagolható a stabil, az emelkedő, vagy a negyedidőszak folyamán kimutathatóan ingadozó mozgású területek aránya sem. Az emelkedő területek között több olyan is van, amelyik – morfológiai magassága alapján – mára az uralkodóan denudáció uralta domb-ságok közé tartozik, de az ott települő akkumulációs genetikájú üledékek alapján bizonyítható, hogy a kvarter korábbi időszakában üledékgyűjtő térszín volt.

Az elkészített térképek alapján az eróziós, stabil, vagy oszcilláló térszínek igen sok típusa és nagy változatossága figyelhető meg az ország területén. A kiegyenlített térszíneken nincs jelenleg az adott tájegység jelentős részére kiható folyóvízi, vagy tavi-mocsári akkumuláció, de nincs jelentős denudáció sem; az üledékképződési hiány vagy eolikus üledékfelhalmozódás a jellemző. A környezetből kiemelkedő területeken megjelent az erózió, melynek típusából és intenzitásából az adott földtani-geomorfológiai egység emelkedésének mértékére következtethetünk (ld. a 7. mellékletet). Az olyan területeket, ahol a negyedidőszak folyamán egy vagy több ciklusban folyt alluviális, illetve limnikus eredetű üledékképződés, de ma erodálódik, vagy stabil, a jelenleg emelkedő térségek közé soroltuk.

Igen érdekes, hogy a Rábán túli kavicstakaró területe – a Rába-völgy hosszú, keskeny sávja kivételével – igen stabilnak mutatkozik. A kavicstakarónak a középső pleisztocénig, felső pleisztocén elejéig mutató igen alárendelt relatív süllyedése megállt, és az egész térség kiegyenlített, helyenként kissé emelkedő területté vált. Gyenge kiemelkedésre utaló kis- vagy közepes aktivitású erózió figyelhető meg a Soproni-hegység déli részén, a Kőszegi-hegység keleti előterében és a Rábán-túli kavicstakaró K-i, valamint É-i peremén.

A kvarter első felében ugyancsak gyengén süllyedő terület volt a Kemeneshát és a Vasi-hegyhát, majd a környezetéhez képest kiemelkedett és mára egyensúlyi állapotba került. Az egykori süllyedésre utal a felszín vékony teraszüledéke. A süllyedő tendencia megfordulására vallanak a Kemenesalja és a Zala-völgy irányába történő lepusztulási termékek inverz kavicsos rétegsorai és a morfológiai helyzet. A táj központi részén a mai nyugalmi állapotot pedig az erózió szinte teljes hiánya jelzi.

A Dunántúli-dombságnak az egész negyedkor folyamán kiemelt és jelenleg is erodálódó térségei közé tartozik a Zalai-, a Somogyi- és a Baranyai-dombság. Közülük a Zalai-dombságon a legerőteljesebb a lepusztulás, míg a hasonlóan kiemelt és morfológiailag szabdaltságot Zselicben lényegesen kisebbnek mutatkozik. A Mecsek és a Geresdi-dombság kiemelt

tömbjeik méretei, erdősültségük, földtani felépítésük és az erózióbázistól való viszonylag jelentős távolságuk miatt környezetüknél jóval kisebb mértékben erodálódnak. Ez az erdőborítottság a Mecsekben az erózió interpretálását teljesen ellehetetlenítette.

A Marcali-háttal kettéosztott, egységesnek tekintett Belső-Somogy területén a kvarter vastagságok és a folyóvízi üledékképződés területe között némi különbözőség tapasztalható. Szembetűnő, hogy a kiemelkedő Marcali-háttól K-re a Drávától a Nagy-berekig jelentősebb eróziótól mentes, kiegyenlített a futóhomokkal borított a felszín 50 m-t meghaladó kvarter vastagsággal, míg a háttól Ny-ra felületi és kis mértékű vonalas erózióval jellemezhető gyenge kiemelkedés tapasztalható vékonyabb kvarter vastagságok mellett. A Marcali-hát és Külső-Somogy idősebb pleisztocén folyóvízi rétegsorai, amik a Belső-Somogyban mélyebb helyzetükből eredően megőrződtek, erős kiemelkedésük miatt foszlányokban, hiányosan észlelhetők a rájuk települt lösztakaró alatt (MAROSI & SZILÁRD 1981).

Az újabb térképezési adatok alapján (KOLOSZÁR & MARSII 1997) a Tolnai-hegyhát területén a negyedkori üledékek vastagsága több helyen meghaladja a 100 m-t, melyből a tisztán folyóvízi eredetű rész is több 10 m-re tehető. Értékelésük szerint pedig az erózió mértéke és kiterjedtsége alapján ez a térség, vagyis a Tolnai-hegyhát, a Völgyesség és Külső-Somogynak a Sió menti részei Magyarország intenzíven emelkedő térségei közé tartoznak. A Hegyhát és környéke negyedidőszakon belüli függőleges elmozdulásának nagyságát megítélhetjük, ha összevetjük a táj jelenlegi 300 m-es tengerszint feletti magasságot megközelítő, kiemelt erősen erodálódó térszínét azzal a földtani tényezővel, hogy a pleisztocén elején-közepén helyenként a jelenleg 200 m fölötti morfológiai szintben is megjelenik folyóvízi homok, ami több ciklusban rakódott le, teljes vastagsága pedig meghaladja az 50-60 m-t. Ugyanakkor a terület szomszédságában lévő Duna szakaszon a jelenlegi üledék felhalmozódás a 80-90 m közötti szintben folyik.

A Dunántúli-középhegység és a Dél-Dunántúl dombvidékei között összefüggő fiatal süllyedérendszer keletkezett. Ez a rendszer a középhegységtenglyének irányítottságát mutató süllyedékekből (Balaton, Fejér-megyei Sárrét, Velencei-tó) és a dunántúli völgyhálózat itteni süllyedő szakaszainak folyóvízi, lápi kitöltéseiből áll (Szévíz-völgy, Principális-völgy, Zala-völgy É-D-i irányú szakasza, a Kis-Balaton medencéje, a Balaton déli partjához csatlakozó láposodó beöblösödések és a Sárvíz völgye). Ez utóbbi már a pleisztocénben is süllyedt.



#### 4.3.6. A térkép összevetése a jelenkori vertikális kéregmozgásokkal

A kutatás folyamán elvégeztem a jelenkori vertikális kéregmozgások térképén (ld. 3.1. alfejezetet – JOÓ 1998) kijelölhető lokális maximumok és minimumok helyeinek összevetését az általunk előállított, a 7. mellékletben és a 36. ábrán összevontan bemutatott térképpel, amit az 1990-es évek közepén készítettünk el az ELTE geofizikai tanszékén szervezett Integrated Basin Studies projekt részeként (SÍKHEGYI 1994, MARSII & SÍKHEGYI 1995). A vizsgálatok azzal az általános megállapítással összegezhetők, hogy a süllyedések mértéke a nagyobb alaphegység mélységeknél, harmad- és negyedidőszaki üledékekkel fedett területeken nagyobb, míg a hegyvidéki tájegységeken, párhuzamosan a térszín kiemeltségével, a süllyedés is kiemelkedéssé fordul át. A Dunántúl középső és nyugati része stabil vagy 1-2 mm/év értékkel enyhén emelkedik. Ezen belül az ország délnyugati peremvidékén a Kerkavölgy enyhén süllyedő sávját mindenhol emelkedő felszínnek keretezik. Ide sorolható a Lovászi-antiform és a Budafai-antiklinális, valamint a Zalaapáti-hát mentén végigfutó enyhe kiemelkedés. Ennek Nagykanizsa alatt kiszélesedő, a Belezna-Liszó markáns antiklinális és morfológiai kiemelkedés a kéregmozgás térképén igen gyengén rajzolódik ki, ami a szintezési vonalak menetével magyarázható. A vonalak e vidéken általában a Mura mentén, az országhatárral párhuzamosan futnak a süllyedő Mura- és Dráva-medencék szegélyén. Ezért a völgyekre merőleges adatsor hiányzik, valamint általában hiányzanak geodéziai adatok a korábbi Jugoszlávia területéről is. Kivétel ez alól Szlovénia, ahol az I. és II. rendű szelvények mérési eredményeiből KOLER 2006 legújabb, pontszerű eredményeket bemutató cikke a Muravölgyet, mint az ország egyik legintenzívebben süllyedő részét jellemzi átlagosan  $-3,1 \pm 1$  mm/év értékekkel. Ez teljesen összhangban van az itt zajló neotektonikai folyamatok alapján várható süllyedéssel.

A Balatont körülövező enyhe süllyedést, ide értve a Kis-Balatont és a Nagy-berek mocsaras vidékét, szintén süllyedő területként jellemezte mindkét térkép.

Érdekes a Kapos-völgy nyugati csapású folytatása, ahol a folyóvízi (szélfűtött üledékekkel fedett) képződményeken egy fiatal, véleményünk szerint jobbos oldalelmozduláshoz kötődő, a hidrográfiában is megjelenő emelkedés van kialakulóban és ezt jelzi a Marcali-hát két oldalán a Belső-Somogy területébe beöblösődő kismértékű (0,5 mm/év) kiemelkedés.

Külső-Somogy keleti részén, a Sárvíz- és Sió-völgy két oldalán a földtani felépítésből levezetett térkép és a kéregmozgás térkép alapján megadott felszínmozgási irányok még tendenciáikban sem vethetők össze minden esetben. A mozgások térképének „0” izovonala a

Balatonfő–Mecsek K–Geresdi-dombság vonalától keletre süllyedést mutat a Duna völgyének irányába. Nyugat felé két helyen, a Kapos-völgyben és a Koppány-völgyben a menete felnyúlik közel Kaposvárig. Valószínűleg a ritka szelvényvonal és a lineáris interpoláció magyarázza, hogy a süllyedést már ettől a vonaltól mutatja, míg a földtani és geomorfológiai adatok legalábbis a térszín stabilitását, illetve kiemelkedését mutatják. a Sárköz nyugati illetve a Mezőföld keleti pereméig. Egyáltalán nincs kapcsolat a Tolnai-hegyhát esetén, ahol a jelenkori felszínalakító folyamatok és fiatal negyedidőszaki üledékek típusai intenzíven emelkedő térszínre utalnak, a kéregmozgás térképen generálisan süllyedő területekhez sorolták.

Két, kisebb részterületen a fentiek ellenére is jó egyezés látszik: a Sárvíz és Sió völgye (Móri-árok DK-i folytatása) süllyedő, a Geresdi-dombság pedig a kiemelkedő mecseki blokk keleti–északkeleti nyúlványaként szintén emelkedik.

A geodinamikai kutatások során megszerkesztett horizontális sebesség gradiens térképen (JOÓ editor-in-chief 1991a) a dél-dunántúli gradiens értékek 0 és 113  $\mu\text{m}/\text{év}$  között változnak. Ez utóbbi a maximális, a hazánk területén mérhető legnagyobb, 110-150  $\mu\text{m}/\text{év}$  értékek közé tartozik. Somogy és Zala területén mindössze három jelentősebb vonal húzódik, ebből neotektonikai szempontból fontos, hosszan követhető anomális zónák nem jelölhetők ki; a maximum a Kerka-völgy délkeleti oldalán található, az ellenlejtés, aszimmetrikus a Lovászi-antiform kiemelkedését és peremeit mutatja ki. A Balaton nyugati szegélyén a Dunántúli-közephegység peremének irányába mutató enyhe kiemelkedés tükröződik. Ezen kívül csupán a Dél-Dunántúl keleti részéről vannak adatok: részben a Mecsek enyhe kiemelkedését és a Mecsek-alja vonal keleti elvégződését, valamint a Kapos és Koppány közötti kiemelkedést lehet a térképükön észlelni.

**Összefoglalóan** megállapítható, hogy a geodéziai mérésekből számított jelenkori függőleges mozgások irányai főbb vonalakban követik a negyedidőszaki képződmények elterjedéséből, a felszín morfológiájából és a jelenkori felszínalakító folyamatok vizsgálatából kikövetkeztetett, de nagyobb időintervallumra jellemző általános trendeket. A szintezési eredmények extrapolálása a szintezési vonalak sűrűsége, eloszlása és iránya miatt megfelelően részletes elemzésre alkalmatlan.

#### 4.4. A vízhálózat alakulása és elemzése

A vízhálózat, illetve tágabb értelemben a völgyhálózat a belső és külső erők hatásának kölcsönhatásában, a felszín közeli képződmények litológiai tulajdonságainak függvényében alakul ki. A Délnyugat-Dunántúl felszíni és felszín közeli képződményei a késő-miocén és a negyedidőszak során keletkeztek, ezért a felszínalakító tényezők tektonikai meghatározottságú része a legfiatalabb, azaz a neotektonikus folyamatok jellegeire ad információkat.

A vízhálózat vizsgálatához a MH Térképészeti Kht. DTA-50 elnevezésű, 1:50 000-es digitális térképe szolgáltatta az alapokat. A vizsgálatához felhasznált térképet a 2a. melléklet ábrázolja. A nagy területekre kiterjedő mocsaras és lápos vidékeket, a kis lejtésű meridionális völgyeket a lecsapoló árkok és csatornák rendszerei hálózzák be. Helyenként ezek szinte elkülöníthetetlenek a természetes vízfolyásoktól. Ebben az esetben a digitális topográfiai alapon mesterséges kategóriaként elkülönített folyóvizek szintjét kikapcsoltuk, és a hidrográfia vizsgálatokor figyelmen kívül hagytuk.

A vízhálózatok tipizálása, a földtani és tektonikai elemekkel való kapcsolatának tanulmányozása a légifényképek földtudományi célú kiértékeléseinek elterjedésével vált általánossá. Intézetünk hagyományai a BANDAT 1942 révén megalakult önálló fotogeológiai osztályig nyúlnak vissza.

A különböző vízhálózati struktúrák tipizálása az 1950-es években történt meg. Magyarországon elsősorban RÁDAI 1969a, 1969b munkái révén váltak közismertté. Ezek az vízhálózati elemzések elsősorban a hegyvidéki területek közzettani sajátosságainak, a települési viszonyoknak, a vulkáni és tektonikai eredetű szerkezeti elemeknek a kimutatására irányultak. A hazánkban megjelent publikációk közül ki kell emelni SCHMIDT 1957, EGYED 1957, NAGY E. & NAGY I. 1965, CZAKÓ & NAGY B. 1976 valamint GÁBRIS 1986 munkáit.

A vízhálózat tanulmányozásakor szembevetendő annak irányítottsága. Két fő irány jelentkezik, amik közül az ország nagyszerkezeti vonalaival és a Balatonnal közel párhuzamos irányt ERDÉLYI 1961 alapján hosszantinak, míg a rá közel merőleges, délkelet felé legyezőszerűen szétnyíló völgyeket és vízhálózatot keresztirányúnak neveznek.

A vizsgált terület északnyugati peremén húzódik a Keszthely-gleichenbergi vízválasztó. Keleti folytatásában, a Dunántúli-középhegységen tovább haladva elválasztja a Dunakanyar felett a Dunába becsatlakozó vízfolyások vízgyűjtő területeit az Esztergom alatt, a Duna észak-déli szakaszába becsatlakozóktól. A vizsgált terület vizei részben a Balatonba, majd

innen a Sión keresztül kötnek be a Dunába. A vízfolyások másik részét a Mura, majd a Dráva gyűjti össze, és továbbítja a Pannon-medence déli részén a Dunába.

A Dél-Dunántúl vizei részben tehát a Murába és Drávába, részben a Balaton medencéjébe folynak. Vízvásztójuk sajátos lefutású. A nyugati határszél környékén, a Felső-Zala völgy déli szegélyén, 5-7 km-es távolságban halad a Nyugat-Zalai-dombság gerincvonalán. Kelet felé a meridionális völgyek megjelenésével völgyi vízvásztókon keresztülhaladva a Göcsej keleti pereme és a Zalaapáti-hát gerince mentén két önmagával párhuzamos lépésben mintegy ötven kilométerre, délre távolodik. Az ettől északra eső összes folyó és völgy esése így a Balaton nyugati medencéjének a tengelye felé irányul. Belső-Somogy keleti peremétől a vízvásztó ismét észak felé tolódik és Külső-Somogyban a Balaton déli partjával párhuzamosan, attól néhány kilométer távolságban húzódik. A balatoni vízgyűjtő vizei a Sió–Sárvíz völgyein keresztül távoznak a Dunához.

A vízhálózatban illetve a hozzá szorosan kapcsolódó völgyhálózatban öt sajátosságot és anomális rajzolatot emelünk ki, megadva valószínű kapcsolatukat a neotektonikus eredetű felszínalakuláshoz:

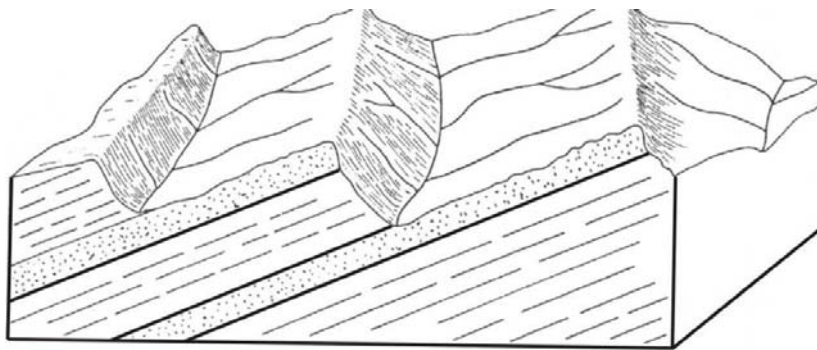
- keresztirányú, sugaras elrendeződésű hidrográfia és völgyhálózat
- a szerkezeti főirány csapásába eső, ún. hosszanti, aszimmetrikus völgyek fűrészfog jellegű rajzollattal (Zala, Kapos, Koppány, Jaba stb.)
- a háta szegélyén teljes szögben visszaforduló vízhálózat
- ívelt, lenyesett gerinc- és völgyhálózat
- alluviális síkok meanderező vízhálózata

A *keresztirányú, sugaras elrendeződésű hidrográfia és völgyhálózat* irányok szerinti szétválasztását a Dél-Dunántúlon magában foglalja Magyarország 1:500 000-es lineamentum térképéhez csatolt Magyarázó (SÍKHEGYI 1992), valamint a jelenkorban süllyedő és emelkedő területek kutatása (SÍKHEGYI 1994, MARSÍ & SÍKHEGYI 1995, 1997) foglalta össze. Ez utóbbi a negyedidőszaki földtani képződmények genetikai szétválasztását és körülhatárolását figyelembe véve határozta el az ország egyes tájait.

A Somogyra jellemző keresztirányú vízhálózat az 1. ábrán bemutatott, tömbszelvényben ábrázolt közel párhuzamos „subparallel pattern” kategóriába sorolható. Ilyen rajzolat a szakirodalom szerint nyugodt, kis dőlésű üledék összletek réteglapjain fejlődik ki (RAY 1960). A legegyszerűbb esetben a domináló konzekvens és ellenlejtés, obszekvens völgyeket a

litológiai különbségekből adódó szelektív denudáció alakítja ki (37. ábra). Ugyanilyen rajzolat alakulhat ki azonban abban az esetben is, ha a szubszekvens völgyek különböző kinematikájú, szerkezeti vonalak felett kipreparálódásával, erózióval alakulnak ki.

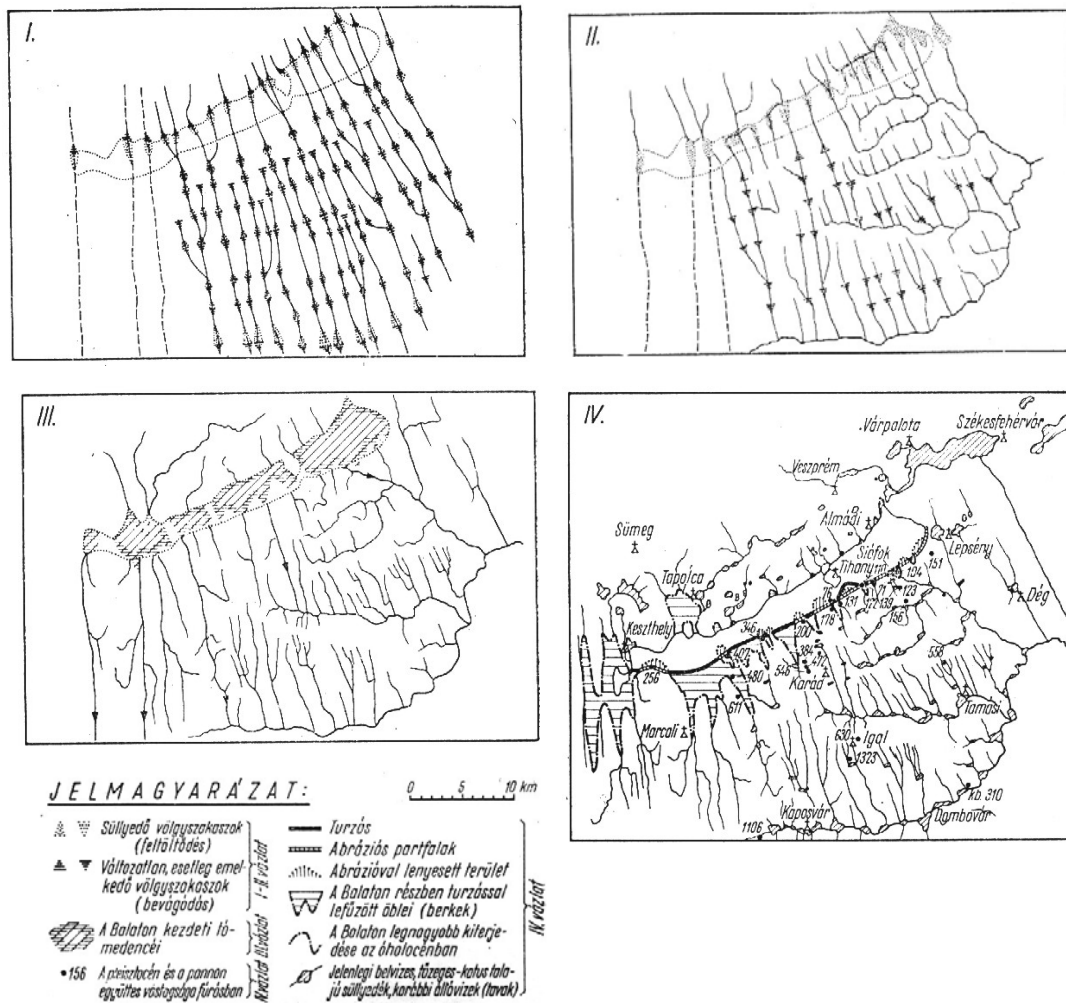
A konzekvens, azaz réteglap felszínekkel ellenlejtés normál vetők az 37. ábrához hasonló morfológiát eredményeznek. Ebben az esetben a vető a szubszekvens (itt hosszanti) völgyekre merőleges és a vízhalózat extenziós szerkezet alakulás következménye. Kompressziós erőhatások is előidéznek hasonló domborzati viszonyokat.: aszimmetrikus redők kialakulása során a meredekebb szárnyak a redőzöttség következtében gyengült képződményei lepusztulhatnak illetve lapos síkok menti feltolódások is hasonló morfológia kialakulását okozzák.



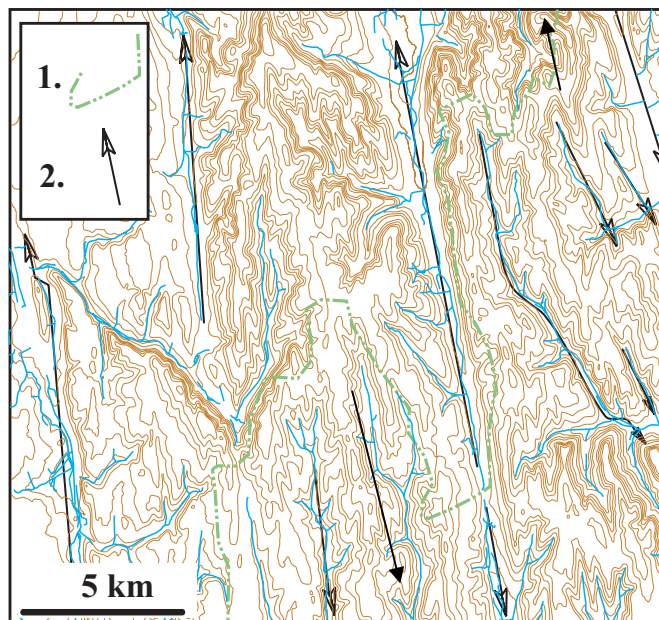
37. ábra. A közel párhuzamos vízhalózat kialakulásának kapcsolata a földtani felépítéssel (RAY 1960)

A dél-dunántúli meridionális völgyek kialakulásának egyik, tisztán a külső erők hatásával magyarázó módja a pliocén végén elindult és a középső-pleisztocénig tartó folyóvízi erózió és völgyképződés lehetett (ERDÉLYI 1961 – 38. ábra; MAROSI & SZILÁRD 1981), ami feltételezésük szerint a felső-pannóniai üledékek eredeti déli–délkeleti lejtésű réteglap felszínein fejlődött ki.

A folyóirányok csapásuk megtartása mellett azonban egyes tájegységek felszínén irányt váltanak, ellentétessé, északi esésűvé válnak. Az északias és délies irányú folyók közötti vízválasztók az általában merőleges csapásúak a keresztvölgyekre és csapásban helyenként több tíz kilométert mozdulnak el az elválasztó hátaik mentén déli vagy északi irányba. E sajátosságokat a 2b. mellékletben emeltük ki. A jelenség a hátaik és köztes völgyek lösszel borított pannóniai üledékeinek generális dőlésviszony változásait jelzi.



38. ábra. Külső-Somogy vízhálózatának kialakulása ERDÉLYI 1961 szerint



39. ábra. A völgyirányok megváltozása a Balatontól délre, a Nagyberkek délkeleti szegélyén. A végigfutó völgyben húzódik a 67-es út Balatonlelle és Kaposvár közötti szakasza. – Jelmagyarázat: 1. Vízválasztó vonala. 2. A völgyek talpának esésiránya.

A 39. ábrán bemutatott szintvonal és vízhálózat kivágtat a Balaton déli oldalán lévő Nyugat-Külső-Somogy dombsági domborzatát mutatja, ahol a völgyek esési iránya ellenétesé válik. A keleti széleken a völgyek a tó irányából DDK-i irányban haladnak. A vízválasztó a parttól mintegy 8-10 km-re, azzal párhuzamosan húzódik. A tóba irányuló, rövid völgyek lényegében esés nélküliek, mocsári, recens üledékekkel kitöltöttek és a tó vízszintjének néhány méteres emelkedése esetén a Kapos-folyó felé haladó völgyhálózatba belekötve természetes lecsapolási lehetőségét adják a felgyülemlett víznek. Ettől nyugatra egy kb. 10 km-es sávban a vízválasztó önmagával közel párhuzamosan mintegy 20-22 km-re eltávolodik a tótól. Kaposvár–Fonyód vonalától nyugatra a vízválasztó pedig már a Kapos-folyó vonalának meghosszabbításába, kb. 40-50 km-re távolodik el. Ez konzekvens völgyeket feltételezve legalább is ollós vető meglétét igényli Kaposvár és Fonyód között a Nagyárok mentén (BALLA et. al, 1993b).

A részletesebb vizsgálatok alapján szerkesztett kvarter vastagságtérkép (FRANYÓ 1994) azt mutatja, hogy az északias lejtésű domborzat mellett a kvarter üledékvastagságok dél felé növekednek, azaz a lefedett pannóniai felszín – hasonlóan a kiemelt hátaikhoz – dél felé esik. A vízhálózat két, közel párhuzamos vető között két lépcsőben lesüllyedt pannóniai üledéken fejlődött ki. A hidrográfiában és a vízválasztó két fokozatban bekövetkezett déli áthelyeződésében megnyilvánuló rajzolat váltós vető (relay ramp) felszíni megjelenésére jellemző, ami K–Ny-i irányú tágulós szerkezetalakulás esetében lép fel.

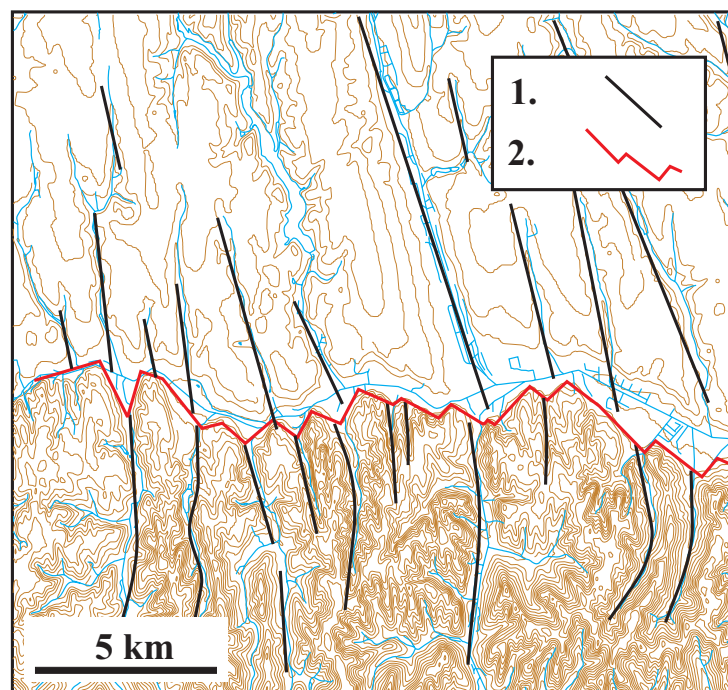
A morfológiában (hidrográfiában) és a földtani képződmények határainak lefutásában világosan észlelhető a sugaras elrendeződés. A vízhálózat meghatározó, a hátaikat és köztes völgyeket tagoló határvonalak összekapcsolása törésvonalakkal ugyanakkor nem nyilvánvaló annak dacára, hogy néhány jelentős, hosszan követhető vonal esetében normál törések jelenléte valószínűsíthető. A tisztán erózióval és a szerkezeti vonalakkal indokolt magyarázatok mindegyike mellett számos indok ismert. Jelen munkában a tektonikai folyamatok hatására kialakult sugaras rendszer melletti érveket a 4.6. pontban gyűjtöm össze és teszek hozzá néhány újabb szempontot. A kétféle völgy-kialakulási magyarázat ellentétét feloldja a kis elmozdulásokkal és gyengült zónák kialakulásával kísért extenziós tektonikai szakasz fellépése, majd azt követően defláció és folyóvízi erózió, ami a gyengült zónákat kipreparálja és felnagyítja. Ez a komplex felszín kialakulási magyarázat PÉCSI 1986 összefoglaló cikkének végkövetkeztetése. Kétségtelen, hogy a megkutatottság hiánya mindkét elképzelés mellett és ellenében felhozhat érveket. A mérleg nyelvének kibillentése jelentős földtani és geofizikai kutatómunkát igényel.



A hosszanti, a szerkezeti főirány csapásába eső, aszimmetrikus völgyek fűrészfog jelle-  
gű rajzolata (Zala, Kapos, Koppány, Jaba, Alsó-Válicka stb.) a Dél-Dunántúlon számos he-  
lyen kimutatható, különleges morfológiai jellegzetesség a pannóniai és negyedidőszaki kép-  
ződményekkel fedett területeken. Cikk-cakkos, fűrészfog jellegű lefutásukra bárminemű, akár  
exogén, akár tektonikus eredetű magyarázata hiányzik. A Külső-Somogyban lévő hosszanti  
völgyeket kibillent táblák északi szegélyeként, süllyedékeként (MAROSI & SZILÁRD  
1958), a folyóvölgyek déli, meredekebb oldalának normál vetők menti kiemelkedésével, illet-  
ve kompresszió okozta fel- vagy rátolódásként értelmezték (ERDÉLYI 1962).

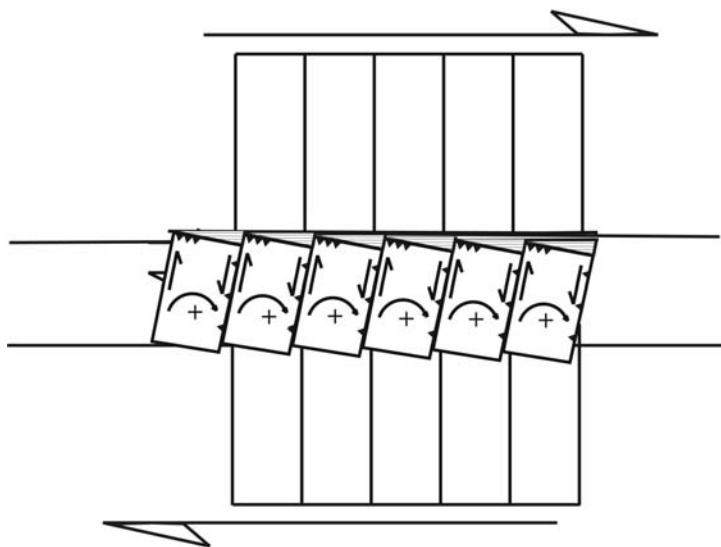
Jellegzetességeik közé tartozik egyfelől, hogy rajzolatuk csapása közel merőleges a  
szubmeridionális morfológiájú terepalakulatokra, másfelől pedig a sugárirányú morfológiát és  
hidrográfiát megszakítják, elnyesik, de legalábbis csapásában oldalirányban elmozdítják.

Feltűnőségüket különösképp az emeli ki, hogy folyóvölgyek fő csapásvonalát két, a fő  
csapással szöget bezáró irányra bontják, s a cakkos lefutásuk abnormálisan eltérő megjelené-  
sű, aszimmetrikus völgyszárnyakat választ el egymástól.



40. ábra. A Kapos völgy jellegzetes fűrészfog lefutású völgytalpa és aszimmetrikus  
domborzata SÍKHEGYI 2002). – Jelmagyarázat: 1. Oldalvölgyek csapásirányai. 2. A fűrész-  
fog lefutású, tagolt domborzat szegélye. A topográfia a MH Térképészeti Kht. DTA-50/c  
alapjából készült.





41. ábra. A fenti domborzatalakulás magyarázata jobbos oldaleltolódással

Keletkezésük elvi magyarázata véleményünk szerint az alábbi (40. és 41. ábra): az eredetileg sugaras rajzolatba illeszkedő morfológiájú területeken oldalirányú nyomásra nyíró feszültségek és oldalelmozdulások lépnek fel. Ennek hatására a törések feletti képződmények parketta-szerűen ellentétes irányú oldalelmozdulások kíséretében elfordulnak, és mert az elfordulás hatására fellépő kompresszió képes arra, hogy az üledékeket összenyomja, azok ki-préselődnek, redők képződnek és egyidejűleg kiemelkednek. A fő oldalelmozdulás felett a kiemelkedő és elforduló képződmények burkoló vonala cikk-cakkos lefutású lesz. A hosszanti völgyek északi szárnyának enyhe lejtőit, a rajtuk kifejlődött, közel párhuzamos vízhalózatot és a földtani képződményeket éles, települési diszkordanciával vágja el a völgyek déli szárnyától. Az irodalomból ismert elvi ábráknak megfelelően (pl. LUYENDYK 1990, TARI 1991) a fűrészfogak egyik iránykomponense antitetikus oldalelmozdulásokból tevődik össze. Egyes elemei a fő oldalelmozdulással közel derékszöget zárnak be, míg a másik, a fő iránnyal eredetileg párhuzamos törési síkok kevésbé fordulnak el. E törési síkok – homlokfrontok – mentén az elfordulás hatására kettős folyamat lép fel: az antitetikus oldalelmozdulás az egyes parketták végeit részben feltolja a passzív blokkra, részben kis, zárt extenziós medencék alakulnak ki, s így az elfordult és kiemelkedett, feldarabolódott blokkok homlokfrontjaiból tektonikusan preformált völgy alakul ki, követve a fő oldalelmozdulás csapását.

Az oldaleltolódásnak a morfológiában is megjelenő, cakkos lefutás mellett számos, a negyedidőszaki üledékképződésre is kiható következménye van: a kiemelt területeken gyors erózió, esetenkénti suvadások, általában gravitációs üledékek képződnek. Ez jellemző a hom-

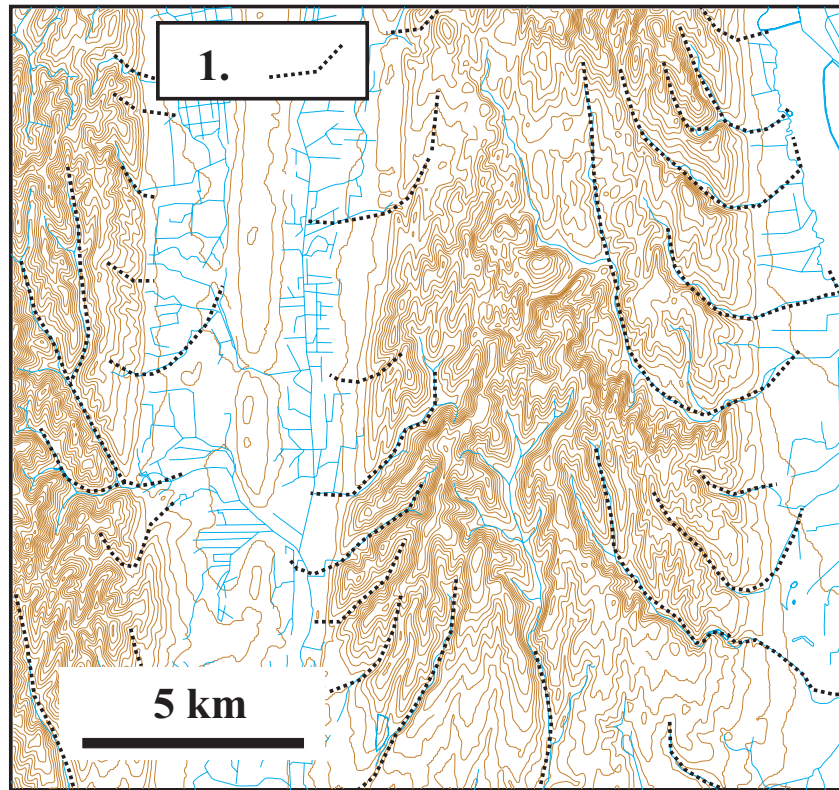
lokfrontok feltolódásos szakaszaira is. Az extenzióval kialakult, zárt süllyedékek tavi és mocsári üledékek képződésének lesznek színterei (DÖMSÖDI 1977). Az összeláncolt rész-süllyedékek nagyságuk, feltöltődési ütemük függvényében jelenleg is lényegében véve lefolyástalanok, mocsarasok, vagy feltöltődésük után a hosszanti, tektonikus hatásra kialakult völgyekben állandó vízfolyások alakulnak ki, megindítva a völgyek eróziós-szedimentációs fejlődési szakaszát. A kiemelkedő blokkok szegélyén – a konzekvens és obszekvens völgyek betorkolásánál törvényszerű a gyors üledék felhalmozódása és hordalékkúpok keletkezése.

A kiemelkedés egyben azt is eredményezi, hogy az aszimmetrikus völgyek meredek szárnyain a fiatal üledékek alól kiemelkedve a felszínre bukkannak az idősebb, főleg a pannon fekü képződmények.

Külső-Somogyban az oldalelmozdulásokat kísérő kiemelkedések és elfordulások csak a nyírási öv néhány kilométer széles sávjára korlátozódnak. A rajtuk húzódó vízvázalasztók délkeleti lejtőoldalain visszatér az eredeti irányú, enyhe lejtésű, konzekvens vízhálózat.

Az összképet meghatározó, az előzőkben leírt, sugaras, extenziós eredetű rendszerhez viszonyítva különös figyelmet érdemelnek a fűrészfogas, cakkos megjelenésű szubszekvens völgyek, mert általános jellemzőjük, hogy megszakítják, elfedik, vagy elmozdítják a meridionális völgyeket, korban tehát fiatalabbak.

*A teljességben visszaforduló völgy- és vízhálózat a lösszel borított pannóniai üledékösszlet sajátja. A Somogyban és Zalában lévő keskeny háta vékony pleisztocén üledékekkel takart, de pannóniai üledékekből felépített testein a kialakult vízhálózat irányítottága általánosságban igazodik a délre lefutó, mondhatnánk „külső-somogyi” hálózathoz, ugyanakkor a háta szegélyén visszafelé kanyarodnak félfordulattal északias irányba (42. ábra). Ez a rendkívül szembeötlő, anomális rajzolat azt sejteti, hogy a kiemelt hátakon a pannóniai üledékek az eredeti, délies rétegzettséget és rétegdőléseket megőrizték, konzekvens völgyhálózat jellemzi az elnyúlt gerinceket. A rajtuk észlelhető, ellentétes irányú, rövid völgyszakaszok pedig a rétegeket metsző, obszekvens völgyek. Ez összhangban van a pannóniai beltő üledékképződésének lezárta során kialakult délies települési viszonyokkal (MÜLLER & MAGYAR 1992, SACCHI 2001, FODOR et al. 2005a).*



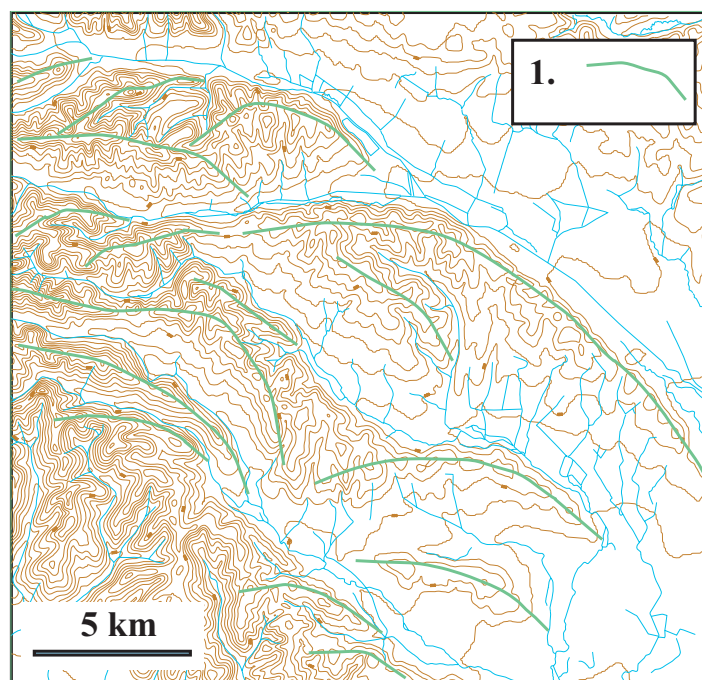
42. ábra. Teljes szögben visszaforduló vízfolyások. – Jelmagyarázat: 1. Visszaforduló vízfolyások völgytalpai

Számos helyen észlelhető a meridionális hátakon és a vízválasztók mentén a völgyfők visszakanyarodása. A meridionális völgyekben kialakult vízhálózat és az alattuk lévő képződmények általános települési viszonyai közötti összefüggés miatt e helyeken generálisan ellentétes települési viszonyok megjelenését vagy igen fiatal, gyakorlatilag jelenkori kiemelkedéseket kell feltételeznünk (HUMPHREY 2000), amik „megfordították” a vizek lefutását. A kiemelkedés a pannóniai fekvő generális települési irányának csökkenésével, vízszintessé válásával, majd a kiemelkedés további előrehaladtával ellentétes dölések megjelenésével jár együtt.

Három, délre és délkeletre haladó jelentősebb vízfolyás esetében jelentős, több kilométeres nyugati kitérést lehet észlelni a Kapos-vonal felett. Az Alsó-Válicka, a Szévíz és a Móri-árokban folyó Sárvíz kitérései az oldalelmozdulásokra hatására elvetett folyók („offset stream”) vízhálózati típusába sorolhatók azzal a különbséggel, hogy a felszínen egy határozott törésvonal helyett kiemelkedés változtatja meg a folyásirányukat. Ugyanakkor a folyók felső folyásának csapásában a kiemelkedéseken olyan völgyek találhatóak, amik a kiemelkedés előtti

folyóvölgyek maradványai lehetnek. Folyóvízi üledékeket ezekben a függő völgyekben a kiemelkedés okozta intenzív erózió miatt általában nem lehet jelentős kiterjedésben térképezni.

Az ívelt, lenyesett gerinc- és völgyhálózat a szubparallel vízhálózat egy komplex formája. A szubszekvens fővölgyek íveltek, igazodnak az enyhe lejtőszögű, konzekvens és meredekebb, obszekvens völgyeket elválasztó ívelt vízválasztók lefutásához. A Kerka vidékre és a hozzá nyugatra csatlakozó, a Grazi-medence keleti peremére eső területeken jellemző. Ezen kívül a Kelet-Külső-Somogyhoz csatlakozó Tolnai-Hegyháton észlelhető hasonló típusú vízhálózati rajzolat. Ilyen morfológiát és vízhálózatot aszimmetrikus redőkbe rendeződött, keleties irányban fiataluló felszínek mutatnak (43. ábra).



43. ábra. Ívelt, lenyesett gerinc- és völgyhálózat. – Jelmagyarázat: 1. Aszimmetrikus háttak vízválasztója.

Az *alluviális síkok meanderező vízhálózata* a terület délnyugati peremére, a Mura és a Dráva feltöltődő síkjára jellemző. A Pannon-medence mindhárom jelenleg is süllyedő alföldjére jellemző vízhálózati típus. Légifénykép kiértékelések segítségével igen pontosan körülhatárolhatók a jelenkori üledékképződés szinterei, a síkok peremei és a szegélyeken meglévő teraszüledékeinek határai (GALLI & VITÁLIS Gy. 1972, HORVÁTH & ÓDOR 1975, SÍKHEGYI & TULLNER 1982).

**Összefoglalóan megállapítható, hogy a vízhálózat kistájankénti rajzolatai jól viszatükrözik a kainozóos képződmények eltérő települési viszonyait. Az azonos csapású, de ellentétessé váló lefolyási irányok, a vízválasztók É–D-i, tíz km-t meghaladó elmozdulásai neotektonikai okokra vezethetők vissza.**

#### 4.5. Zala és Somogy morfotektonikai vizsgálata

A 4.2. pontban vázolt megfontolásokra támaszkodva, amiket a relatív függőleges elmozdulások és a süllyedő és emelkedő térszínekre jellemző negyedidőszaki genetikai típusok között kimutattam, alkalmaztam a kutatási területre és több térképből álló sorozatot állítottam belőlük össze. A terület nagyságára tekintette űrfelvétel kiértékeléseket végeztem és kis méretarányú térképeket szerkesztettem három tematikával:

##### 4.5.1. Lineamentum térkép

A lineamentumok (lineamensek, lineamentek) fogalmát eredetileg a föld felszínén és a topográfiai térképeken több kilométer, akár több tíz kilométer hosszan észlelhető egyenes, hosszan követhető alakzatokra használták. A terepen méretük miatt nem mindig ismerhetők fel, leginkább kis méretarányú légifotókon és topográfiai térképeken rajzolódnak ki. Részletes vizsgálatuk azt mutatta, hogy komplex genetikájúak: morfológiai, vízrajzi, tektonikai és növényzeti határok együttesen is alkothatják. A lineamentumok vizsgálatában jelentős fejlődést eredményeztek az 1970-es évek óta hozzáférhető űrfelvételek kiértékelései. A földtani kutatásban elsősorban a törésvonalak és tektonikusan érintkező kőzettestek, valamint a kőzetrészek-litoklázisok, gyengült-zúzott zónák jelenlétével hozzák kapcsolatba különösen azokon a vidékeken, ahol a szelektív denudáció e szerkezeti elemek kipreparálódását elősegítette.

Hazánkban a lineamentumok interpretációja a nyolcvanas években kezdődött el a Landsat MSS és a szovjet MKF-6-os kamerával készített spektrozonális képek vizuális kiértékelésére támaszkodva, amiből számos szerkezeti értelmezés is született. Ez utóbbi színszűrőkkel felszerelt 2\*3 db kamerával szolgáltatott nagy átfedésű képeket. A lefényképezett földfelszínről ugyanolyan térhatású képeket eredményezett, mint a sztereo légifényképezés. Ez a technikai többlet jelentősen megnövelte a morfológiában észlelhető lineamentumok megbízhatóságát.

Ekkorra a MÁFI támogatta kutatásokban a vizuális kiértékelésen túl az akkor meginduló digitális képfeldolgozás és statisztikai elemzések módszereit is alkalmazni tudtam. A digitális feldolgozás előbb a VASKUT-tal, majd a FÖMI-vel folytatott együttműködésben valósult meg. Az interpretáció számára előfeldolgozott alapanyagok között már voltak különböző irányú élkimieléssel készült képek és raszteresen megjelenített vonalas elemek. Azt a feltűnő tényt, hogy egyes területek igen eltérő irányú és sűrűségű lineamentum rajzolatot mutatnak, nem csupán szubjektív benyomásokra alapozva állapíthattuk meg, hanem kisebb ablakokban megjelenő lineamentumok iránystatisztikai maximumait is megvizsgáltuk az ablak sorok

menti folyamatos mozgása mellett. Így az egyes neotektonikus szegmenseken belül közel azonos értékeket kaptunk, míg a blokkhatárok mentén haladva az értékek a mozgással folyamatosan változtak. A mozgó ablak („car box”) közepébe tett értékek raszterében a maximum értékekből izovonalakat képezve a határok gyöngysor jellegűen rendeződtek (SÍKHEGYI & TURCZI 1990).

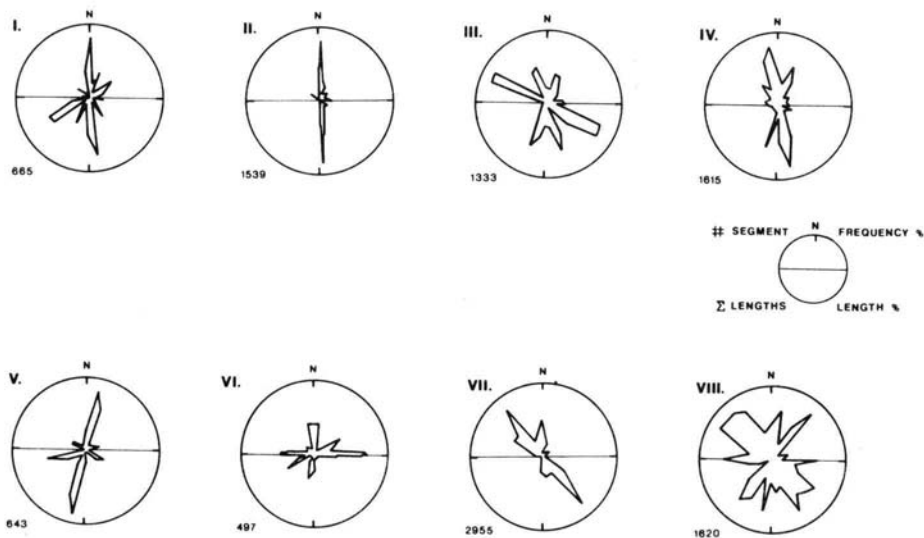
A MÁFI-ban elsőként elkészült lieamentum térképet a 44. ábra, a belőle levezetett neotektonikus blokkokat (szegmenseket) a 45. ábra és a rájuk jellemző iránystatisztikákat (46. ábra) BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 1987-es munkája foglalja össze.



44. ábra. Magyarország lieamentumainak generalizált térképe (BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 1987)



45. ábra. A lineamentum képből elkülönített neotektonikus blokkok (szegmensek) BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 1987 munkájában



46. ábra. Az elkülönített neotektonikus blokkok hossz és gyakoriság szerinti iránystatisztikája (BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 1987)

A munka három lényeges megállapítást tesz:

- egyrészt a sugaras lineamentum rendszer tektonikus eredete mellett érvel, mert bizonyos vonalakhöz a földtani felépítés és hidrográfia jelentős változásai kötődnek. A legjelentősebbek törésvonalak, amik között a rendszerhez illeszkedő, de kimutatható elmozdulást nem mutató vonalak zúzott és gyengült zónáknak tekinthetők, amit az exogén felszínalakító folyamatok tettek láthatóvá;

- másrészt az egyes blokkok (szegmensek) egymástól eltérő neotektonikai folyamatok hatására alakultak ki, belsőjük többé-kevésbé homogén és a jelentős geodinamikai mozgások a lehatároló vonalak mentén következnek be. A negyedidőszak előtti szerkezetalakulást csak részben követi a fiatal és jelenkori tektonika;

- a Duna folyása részleteiben igazodik a sugaras, legyezőszerű vonalak csapásához. Gönyűtől Esztergomig és Dunabogdánytól Paksig a folyásirányok és kanyarok két fő komponensre bonthatók fel. A DK-i és dél felé fokozatosan DDK-ire változó folyószakasz irányok (utóbbiak a sugaras rendszer enyhe íveltségét követik Dunaújváros alatt) a lineamentumok vonalába esnek, azok mentén haladnak. Irányváltásuk Visegrád felett ÉK-i, a Dunakanyarból kilépve pedig DNy-i lesz, mintegy áttörik a szomszédos lineamentumok által közrefogott felszín közeli üledékeket és a következő lineamentum vonalához érve a kanyarok ismét DK-i irányúvá válnak.

A térképet kéziratban a nyolcvanas évek elején állítottam össze. Az ország nagyszerkezeti egységeivel végzett összevetésből világosan kitűnt, hogy a neotektonikus folyamatok lényegesen eltérnek a negyedidőszak előtti eseményektől; mintegy rátelepülnek a korábban

kialakult szerkezetekre és morfológiára, nagyrészt elfedve azokat (BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 1987; SÍKHEGYI 1987a,b).

Ez a lineamentum hálózat szolgáltatta a KGST országok és Jugoszlávia részvételével zajlott földtani állandó bizottsági együttműködés, az un. „Kozmoaerogeológiai kutatások” egyik legfontosabb témájának alapanyagát, aminek eredményeként a KGST országok és Jugoszlávia területéről külön kozmotektonikai térkép készült és nyomtatásban megjelent a washingtoni 28. Nemzetközi Földtani világkongresszusra. Az 1990-es évek elejéig hazánkról és a környezetéről összefoglaló jelentést készített SÍKHEGYI & SZURKOS 1992-ben, ami összefoglalta és tektonikai szempontból értékelte a témában megjelent cikkeket és kéziratok jelentéseket.

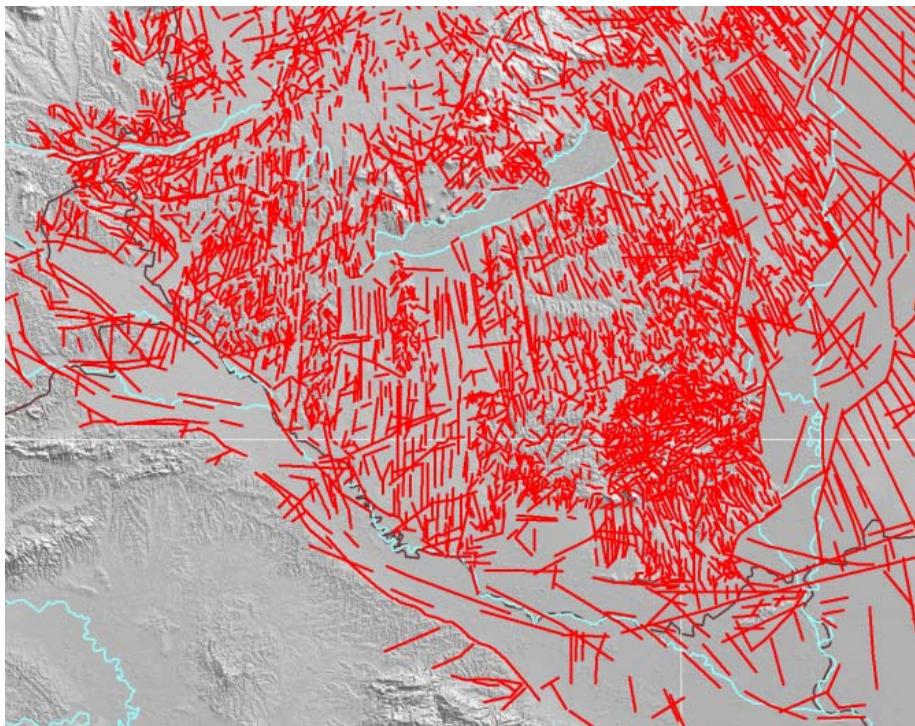
A nyolcvanas évek végén számos új műhold képei váltak elérhetővé, köztük a korábbiaktól teljesen eltérő leképezési technikákat alkalmazó felvételeké.

Ezek között a legelterjedtebb az Egyesült Államokban felbocsátott újabb generációjú erőforrás-kutató Landsat műhold, ami nagyobb felbontása és magasabb előfeldozási lehetőségei miatt egy újabb, az egész országra kiterjedő lineamentum kiértékelés készült. A Landsat TM százezres hamis színes, 100 000-es méretarányú kompozitok a MÁFI és a BME Fotogrammetriai Intézetének együttműködése során került az akkori Távérzékelési Osztályra. Ennek többcélú kiértékeléséből szerkesztette meg a vezetésem alatt álló kiértékelő csoport (KALAFUT M., SZURKOS G., SÍKHEGYI F.) 1992-ben az ország új lineamentum térképét. Ez ugyan lényegesen több, sűrűbben megjelenő vonalból áll (6. melléklet), de a megoszlás és a fő irányok tekintetében csak jelentéktelen mértékben különbözik az előző változattól. A részletesebb felbontás miatt kisebb vonalak is megjelennek az egyes szegmenseken belül. Jellemző különbség az, hogy a legnyugatibb országrészben is megjelenik a sugaras rendszer kis szakaszokon és a Mecsektől délre is markánsabban észlelhetők ebbe tartozó vonalszakaszok. Rendkívül újszerű, a látható és az ahhoz közeli hullámsávoktól teljesen eltérő jellegű információkat adtak a ERS-1 aktív mikrohullámú (radar) felvételei. Az oldalra kitekintő szintetikus radar antennával az Egyenlítő pályasíkjával kb. 70°-os szöget bezáró repülési irány miatt nyugati megvilágítású, sűrű fényhez hasonló a kapott kép. Ez a legyezőszerű rajzolatot igen markánsan mutatta meg olyan helyeken is, amiket az igazán típusos meridionális völgyrendszerbe korábban nem soroltak be. Így váltak láthatóvá a Principális-völgytől nyugatra lévő lineamentumok vagy a Geresdi-dombság délkeleti részei.



Az újabb kiértékelés és a Magyarázó szöveg (SÍKHEGYI 1992) az ELTE Geofizikai Tanszéke és a hollandiai Institute of Earth Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam, együttműködésével lezajlott kutatási projekt, (az „Integrated Basin Studies”) számára készült, ami része lett a hazánk jelenkorban emelkedő és süllyedő területeinek elkülönítésére és a neotektonikai folyamatok kimutatására indított földtani-geomorfológiai kutatásoknak (MARS I. & SÍKHEGYI F. 1997). Ezt a lineamentum térképet mutatja be a 6. sz. melléklet.

A legújabb kiértékelés – kibővítve a távérzékelés fogalomkörét – már magába foglalja az űreszközökről nyert altiméteres SRTM adatkészlet Kárpát-medencére vonatkozó részéről kinyerhető információkat (47. ábra – HORVÁTH et al. 2005, 7. térképlapja).



47. ábra Kivágat a Pannon-medence és környezete morfostrukturális elemei c. térképlapból (HORVÁTH et al. 2005, 7. térképlap)

Bár a nagyobb felbontás és a részletes domborzati modell a Dél-Dunántúl területén a korábbiaknál sűrűbb vonalhálózatot mutat, a lényegben nincs jelentős eltérés: A teljes területen a nyugat-zalai részekről eltekintve világosan kirajzolódik a sugaras felépítésű lineamentum hálózat dominanciája, a Dunántúli-középhegység, a Mecsek teljesen eltérő irányai és sűrűségei. A keretező alföldi, zömmel jelenkori folyóvízi üledékekkel borított területek, a Dráva-völgy és a Duna–Tisza köze, lényegesen ritkább és markánsabban egy irányba mutató lineamentumokkal jellemezhetők. A dombvidéken jól kirajzolódik a Kerka, Koppány, Kis-Koppány és a Jaba, de különösen a Kapos elválasztó szerepe az egyes neotektonikai szegmensek között.

#### 4.5.2. Lepusztulási folyamatok színtereinek térképe

E térképváltozat (7. melléklet) a környezethez képest emelkedő területek körülhatárolása érdekében készült. Az elvi megfontolást a fiatal, a középső–felső-pleisztocén üledékeken tapasztalható jelenkori felszínalakító folyamatok térbeli eloszlásának vizsgálata jelentette. A löszök kialakulása óta mindenképpen ki kellett alakulnia egy, a mainál is markánsabb morfológiának, amit a jelenlegi felszínalakító folyamatok enyhítenek a kiemelt térszínnek pusztításával és a mélyebb felszínnek feltöltésével. Feltételezve, hogy a lösz a levegőből leülepedve a korábbi felszíneket mindenhol belepte, ugyanakkor a lösz a jelenkorban csak a kiemelt térszíneken található meg, a képződés óta jelentős vertikális mozgásoknak kellett bekövetkeznie. A mélyebb térszíneken vagy mélyebbre kerültek a löszös horizontok, vagy erőteljes vízi eróziós lepusztulás következett rajtuk be. Ez utóbbi mindenképpen süllyedést tételez fel, ami lehetővé teszi a folyóvizek számára eróziós pusztító tevékenységük kifejtését. Fontos volt tehát a jelenkorban pusztuló és feltöltődő térszínnek elkülönítése.

Ennek két kínálkozó módja közül a fiatal negyedidőszaki képződmények genetikai típusok szerinti szétválasztása, a teljes területet lefedő 200 ezres térképből hézagosan lett volna megvalósítható, mert a térkép a negyedidőszaki képződmények genetikáját elnagyolva és összevontan ábrázolja, az idősebb képződmények pedig az összevonások miatt a valóságos kiterjedésüknél nagyobb felszíneket borítanak. A másik módszert a kisalföldi térképezés során is alkalmazott megoldás, a jelenkori felszínalakító folyamatok kimutatása jelentette. A módszer a távérzékelés eszköztárának felhasználására épül: nagyobb méretarányokban légifényképeket, a kiterjedt, áttekintő területek esetében pedig a kisebb, áttekintő méretarányú űrfelvételeket használ fel (HORVÁTH I. 1987; LICSKÓ & VEKERDY 1987).

A térkép az 1980-as években a MÁFI Távérzékelési osztályán megyénként összeállított, százezres űrfelvételek vizuális kiértékeléseiből készült. A kiértékelések során elkülönítettük a területi és vonalas erózió helyeit. Ez utóbbiak kimutatása azért fontos tényező a neotektonikai folyamatok vizsgálatakor, mert a felső-miocén–pleisztocén üledékeken formálódó metszódések, vízmosások kialakulása és fejlődése gyors, néhány évszázad és évezred alatt lezajló folyamat, vagyis a legfiatalabb, akár jelenleg is zajló kiemelkedésekre jellemző. Méretarányánál és felbontásánál fogva az általános tendenciák kimutatására, az egyes természetföldrajzi tájak relatív vertikális mozgásirányának meghatározására szolgál. Hátránya, hogy az erősen beerdősített, összefüggő erdőborítású régiókban az interpretációs bélyegek rosszul vagy egyáltalán nem látszanak, ezért pl. a Mecsek területének eróziómentessége adathiányt és nem pedig ki egyenlített, stabil felszín jelez.

#### 4.6. A sugaras struktúra kialakulásának tektonikai eredetre utaló ismérvei

*A sugaras struktúra kiterjedése.* Északkeleti irányban szétnyíló rajzolata elsősorban az ALCAPA egység területére és az egységet délről–délkeletről szegélyező Középmagyarországi zónára korlátozódik, amihez hozzákapcsolódnak a Mecseket és Villányt kerepező területek: a Geresdi-dombság valamint a környező mezozoós kibukkanások (pl. Báta, Mohácsi-sziget) alkotta Dél-baranyai-dombság. Ez a blokk-töredék alapjaiban a Tisza-Dácia blokk peremére esik, de mintegy holt térben beékelődik a Dinaridák és az ALCAPA alkotta szögletbe, autonóm mozgásától megfosztva és együttes mozgásra kényszerítve az északra lévő blokkal. A Pannon-medence hasonló térbeli helyzetű területein, így a Mura- és Dráva-völgytől délre, illetve a Mohács és Záhony közötti vonaltól délkeletre a domborzatban ez a rajzolat hiányzik. Ez tükröződik vissza a 2. fejezetben bemutatott lineamens és morfostrukturális térképeken.

*A sugaras struktúra egyes elemeinek földtani-tektonikai szerepe van,* azaz a struktúra egyes elemei földtani, ősföldrajzi vagy tektonikai jelentőségűek:

- A Dunántúli-középhegység nyugati szegélye a mezozoós képződmények törések menti mélybe süllyedésének határvonala.
- A folyóvíz hálózatban kimutatható anomáliák; a helyi vízvásztók és lokális üledékgyűjtők észak-déli irányú, tíz kilométereket meghaladó ugrásai, amit a 2b mellékletben mutatunk be. Ennek alapot az adhat, hogy a vízhálózat leggyakrabban a réteglap felszíneken alakul ki (konzekvens völgyek), így a hirtelen generális irányváltások oka az ellenkező irányokba kibillent réteglap felszínekkal magyarázható.
- A pannóniai képződmények felszíni kibukkanásában észlelhető elterjedési törvényszerűségek. Külső-Somogy és a Marcali-hát között a mélyebb topográfiai helyzetű térszíneken sehol sincsen a felszínen felső-miocén–pliocén üledék, hanem a Marcali Homok Formáció folyóvízi, a felszínén defláció-alakította futóhomok formákkal. Ez azt jelenti, hogy a mainál sokkal mélyebb, helyenként ötven m-t meghaladó mértékben kell tisztán exogén (deflációs?) erózióval a kvarter előtti üledékeket kitakarítani, tovább növelve a kiemelt hátak és a köztes, mélyebb térszínnek közötti különbséget.

- A Móri-árok a geodéziai mérések szerint jelenleg is süllyed (JOÓ & CSEPREGI 2007), a teljes Dunántúlt átszelő völgy völgyfője a Dunántúli-középhegység tengelyét túlnyúlva a Győr–banai-teraszvidékig követhető. Kis esése és a kis vízhozamú Sárvíz nehezen magyarázza meg a völgy szélességét, a folyóvízi üledékek is sok helyen hiányoznak a völgy talpáról. Ugyanakkor a völgyben nagy kiterjedésben szikes talajok és tavak találhatóak (SZABOLCS et al. 1974). Ez nyílt, húzásos, tágulós törésekre és fellazult zónákra utal, amik folyamatosan biztosítják a feláramló felszínalatti vizek utánpótlódását és az oldott sók betöményedését, kiválását. Az aljzat térképén határvonalat jelent a Balaton-felvidék és a Balatonfő aljzatában lévő és a tőle északkeletre megjelenő újabb formációk között (DUDKO 1999).
- A sugaras rendszer meghatározó a Dunának Győr és a déli országhatár közötti lefutására. A Visegrádi-szorosig a délkeleti irányoktól elválva, közel merőleges irányú kanyarokkal vetve északkeletre halad, majd jobb kanyarral ismét a sugárirányú vonalak egy újabb eleme mentén követhetően folyik tovább. A szorostól déli irányban ugyanilyen jellegek mutatkoznak, de itt a folyó délnyugati irányban töri át az egyes vonalak közötti hátakat, és balos kanyarulattal igazodik a következő markáns, sugárirányú vonalhoz. Délkeleti irányú szakaszai e sugaras, preformált vonalak mentén haladnak, irány azimutjaik folyásirányban lefelé haladva egyre déliesebbé válnak, megfelelően a sugarak lefutásának. Ahol a Duna nem közvetlenül a jobboldali partfalhoz igazodva folyik, ott is az alluviumának nyugati pereme szintén követi a preformáló irányokat. Ugyanakkor semmilyen morfológiai anomália sem támasztja alá észak–déli iránybú fiatal törésvonalak jelenlétét, ami a Szentendrei-sziget északi végétől le a Dráva torkolatáig a Duna csapását kontrollálná. Pusztán szélbarázdák morfológiája nem indokolja, hogy az egyébként homogén, akárcsak zúzott vagy gyengült zónák nélküli, tagolatlan és homogén képződményekhez igazodjon a Duna eróziós tevékenysége.
- A Duna–Tisza közének a közép-magyarországi vonalon átmenő szeizmikus szelvényeit vizsgálva CSONTOS & NAGYMAROSY 1998 már a pannóniai rétegeket is metsző normál töréseket mutatott ki. Tektonikai modelljük az ALCAPA blokk északkeleti, ívelt mozgásához köti a közép-magyarországi vonal irányába dőlő, háromszögletű és trapéz alakú medencék kialakulását.

*A tisztán szélfűtta eredetű völgyhálózat morfológiai bélyegei.* A struktúra kiterjedése a fő szélirányokra merőlegesen DDNy–KÉK irányban elnyújtott, nem pedig a várható ÉÉNy–DDK-i irányban. A szélbarázdák vagy jardangok a típusületeken, DNy-Egyiptomban a völgyirányokban elnyúltak, általában egyenközűen, közfel párhuzamosan futnak. A geometriai méreteik is ritkán érik el azokat a több kilométer széles hátaakat és köztesen a helyenként 4-5 km széles völgyméreteket, amik a Zalai-dombvidékre és Belső-Somogyra jellemzők. Nyilván az adott hely tágabb környezete, litológiai előfeltételek is szerepet játszhatnak egy ilyen struktúra kialakulásában, de feltűnő, hogy hasonló jellegű domborzati alakulatokat a Kárpát-medence környékén nem ismerünk.

*Teraszképződmények a jelentősebb völgyekben.* A völgyek komplex genezisére utalnak a jelentősebb völgyekben világosan kimutatható teraszüledékek (1. kép).



1. kép. A Zala-völgy II. teraszának homlokfrontja a jelenlegi ártéri sík irányába

*Az uralkodó szélirány és a völgyek irányának kapcsolata.* Természetesen igen nehéz rekonstruálni a paleo szélirányokat, de a sugaras szerkezet kialakulásához leginkább az ÉNy-i szélirány volna a kézenfekvő. A legújabb kutatási eredményekből, amiket a löszök mágneses ásványszemcséinek anizotrópiájának kimutatásából nyertek, ugyanakkor – megerősítve BUL-

BULLA 1934 korábbi véleményét – inkább észak-északkelet—dél-délnyugat felőli szállítási és lerakódási irány adódott (BRADÁK 2006).

A Belső-Somogy felszínét beborító futóhomokok irányítottsága legalábbis részben a fekvőjükben lévő folyóvízi üledékek eredeti irányítottságát öröklő át. Feltételezhetően a Keszthely–gleichenbergi vízválasztó kiemelkedése előtt a Keleti-Alpok peremén kifolyó vizek DDNy-i irányát mutatják.

Megoldandó problémát jelent, hogy kimutatható-e a fiatal löszök képződése után olyan száraz és intenzív szelekkel kísért félsivatagi-sivatagi klíma, ami kialakította a radiális völgyeket, ugyanakkor a kihordott, jelentős térfogatú anyag gyakorlatilag kimutathatatlan a völgyek déli-délkeleti kilépésénél.

### **A struktúra folytatása a Cserta-völgytől nyugatra**

A finom domborzati formákat kirajzoló terepmodell, amit a 3. mellékleten mutatunk be, a Cserta-patak völgyétől nyugatra, a Kerka-völgyig kirajzolja a rendszer folytatását. A nyugati szélén azimutja közel van a 20°-hoz, és ellentétben a markáns meridionális völgyekkel, amik a Kemenesháton lényegében észlelhetetlenek, ezek a kis mélységű, viszonylag sekély völgyek formájában a hát peremén is jól látszanak. Itt szélfűtta domborzati formák és szélfűtta üledékek sincsenek.

### **Éleskavicsok hiánya**

A magyarországi éleskavicsok lelőhelyeinek összefoglalásában JÁMBOR 2002 kiemeli, hogy a Délnyugat-Dunántúlon, ahol pedig bőven vannak kavicssteraszok, mentesek előfordulásuktól. Magyarázata szerint az Északi-Mészkő-Alpok szélárnyékoló hatása akadályozta meg a képződésüket. Ott marad ekkor a kétely, hogy a meridionális völgyeket ki tudta-e ilyen leárnyékoló helyzetben a defláció alakítani a zárt kavicsstakaró felszínén.

### **A kialakulás lehetséges keletkezési módja**

A fentiekben már kirajzolódott, hogy a tisztán külső erők hatásától a tisztán tektonikus eredetig több elképzelés ismert, és napjainkban is folyik OTKA támogatással célirányos vizsgálat a kérdés eldöntésére. A tektonikus eredet mellett szóló érvek felsorolásán túlmenően megkísérlem a kialakulás magyarázatát is megadni, összhangban a Pannon-medence negyedidőszaki tektonikai folyamataival.

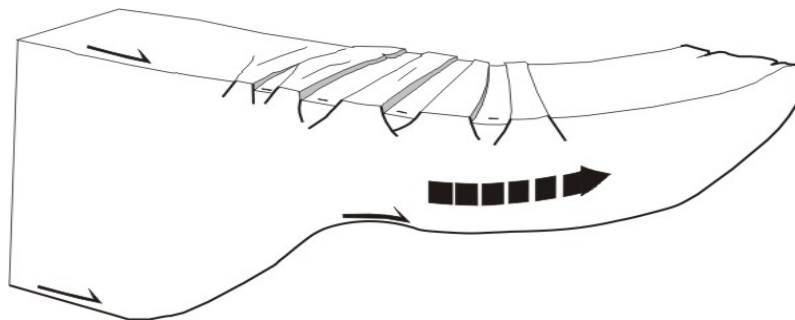
Az oldalelmozdulások maximális horizontális irányára merőlegesen húzóerők és normál vetők alakulhatnak ki. Ezt az elvet alkalmazva az Adriai mikrolemez északias mozgására,



az általa keltett horizontális főfeszültségre merőlegesen, a szabad tér irányába kiszökő litoszféra lemezen (vagy annak felső szintjeiben) normál/lisztrikus vetők keletkeznek.

A struktúra kezdeményei a domborzatban már a nyugat határszélén is felismerhetők, ott ahol a litoszféra, a kéreg jelentős mértékben kiemelkedik. A markánsan megjelenő morfostrukturális rajzolat ettől keletre kezdődik, ezért a felszínhez közeli, kiszökő szintek a feküjükön mint egy rampán mozognak. A meredek szögéből horizontális-közeltbe változó szint felett a takaró-szerűen áttolódó szintek lehajlanak (BONINI et al. 2000), jelentős vertikális elmozdulás nélküli, lisztrikus vetők és gyengült zónák rendszere alakul ki a felszínhez közel. Az így preformálódott térszínen a külső erők, elsősorban a szél és részben a folyóvizek preparálják ki a ma jellegzetes meridionális völgyeit. Ebben a helyzetben az eltérő szélirányok esetében is kialakulhatnak deflációs és komplex genetikájú völgyrendszerek.

Az ALCAPA lemez ívelt, az óramutató járásával ellentétes mozgása azt eredményezi, hogy nem csupán párhuzamos morfostrukturális rajzolat jön létre, hanem az dél felé legyezőszerűen szét is nyílik. Ennek következtében a felszínen a völgyeknek és hátaknak a lejtése is délre–délkeletre mutat. Modelljét a 48. ábra mutatja.



48. ábra. A sugaras struktúra kialakulásának modellje kiemelkedő litoszféra és kéreg fölött kiszökő, felszín közeli szintekben

Mivel a gyengült zónák vagy kis amplitúdójú, főleg lisztrikus törések a felszín közelére korlátozódnak, ez magyarázza, hogy a hosszanti szeizmikus szelvényekben a reflektált szintekben és aljzatban nincs nyomuk (FODOR et al. 2005a).

Hasonló modellt írt le a Duna–Tisza köze északi részén CSONTOS & NAGYMAROSY 1998 a Közép-magyarországi vonal mentén is.

#### 4.7. A régió morfostrukturális elemei és neotektonikai értelmezésük

Zala és Külső-Somogy régiója egyben az Alpok keleti peremén elhelyezkedő Grazi-medence délkeleti, a Pannon-medence irányában nyitott szegélyére esik. Északról természetes határa a Rába folyó, délről a Mura-völgy zárja le.

A medencealjzatot több ezer méter vastag harmadidőszaki, elsősorban pannóniai korú üledék takarja le, amit az üledékképződés utolsó szakaszát lezáró bazaltos vulkánok törtek át. A pliocén és a legidősebb pleisztocén üledékek már az Alpok hegylábi peremén kialakult kavicsos-agyagos hordalékkúpokból és folyóvízi eredetű terasz-kavicsos rétegekből tevődnek össze. A negyedidőszak folyamán zajló tektonikai folyamatok és az intenzív lepusztulási folyamatok ezeknek az üledékeknek a túlnyomó részét szinte teljesen lepusztították, ezeknek a jelenkori felszínre néhány teraszon kívül gyakorlatilag semmilyen hatásuk sincsen.

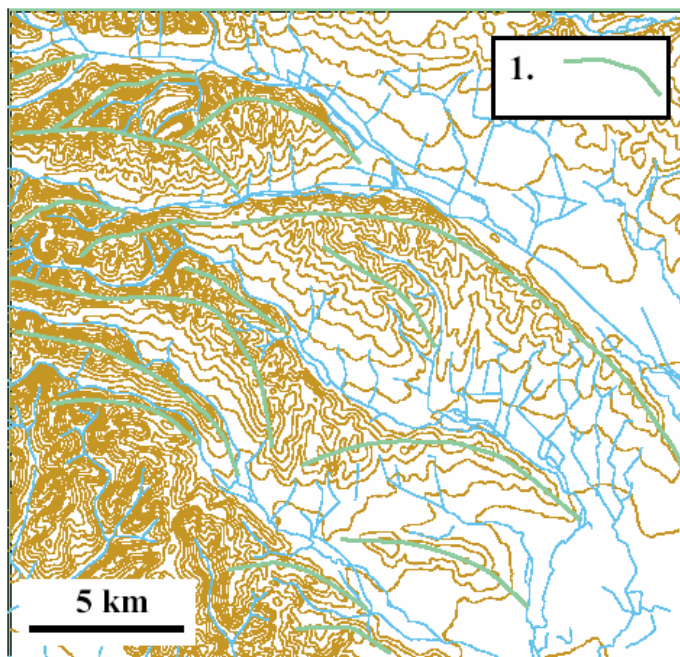
Erre a nyugati, részben már Ausztriára, elsősorban Szlovéniára és kis mértékben országunk legnyugatibb határvidékére eső területre sajátos morfológia jellemző. Alapvető bélyegei igen szembetűnők a hozzáférhető digitális domborzati modelleken (ERS-1, SRTM, DDM-10).

A felszínt északi és észak-északkeleti csapásba rendeződött, északi irányban enyhén ívelt háta jellemzik, amik a több ezer méter vastag pannóniai üledékeken alakultak ki. A háta aszimmetrikusak, a gerincvonalaktól északra lefutó lejtők meredekebbek, lejtőszögeik eléri a 6-10°-ot, míg a déli oldalak esésére a 2-4°-os átlagos lejtés a jellemző. A háta gerincvonalai keleti és nyugati irányban egyaránt lefelé hajlók, belesimulnak a völgykitöltésekbe (49. ábra – részletes ismertetése a 43. ábránál).

A fenti morfológia kialakulásának alapvető oka a felszínközeli rétegek térrövidüléssel deformációjában keresendő. A Pannon-medence feltöltődésekor a felszínen lévő rétegek eredetileg közel szintes településűek voltak, a medencebelső felé mutató enyhe, generális dőléssel. A régióra a korábbi fejezetben részletesen ismertetett alapvető lemeztektonikai folyamat, az Adria mikrolemez 3-4 mm/év sebességű mozgása a jellemző a Keleti-Alpok irányába.

A kialakult kompressziós jellegű feszültségtérben az egymással horizontálisan szembe fordított  $\sigma_{\max}$  erőpárok hatására a felszínen lévő pannóniai és pliocén üledékekben közel NyÉNy-KDK-i csapásba rendezett redőtengelyű, aszimmetrikus felboltozódások keletkeznek, amik a felszínen is aszimmetrikus formákat képeznek.





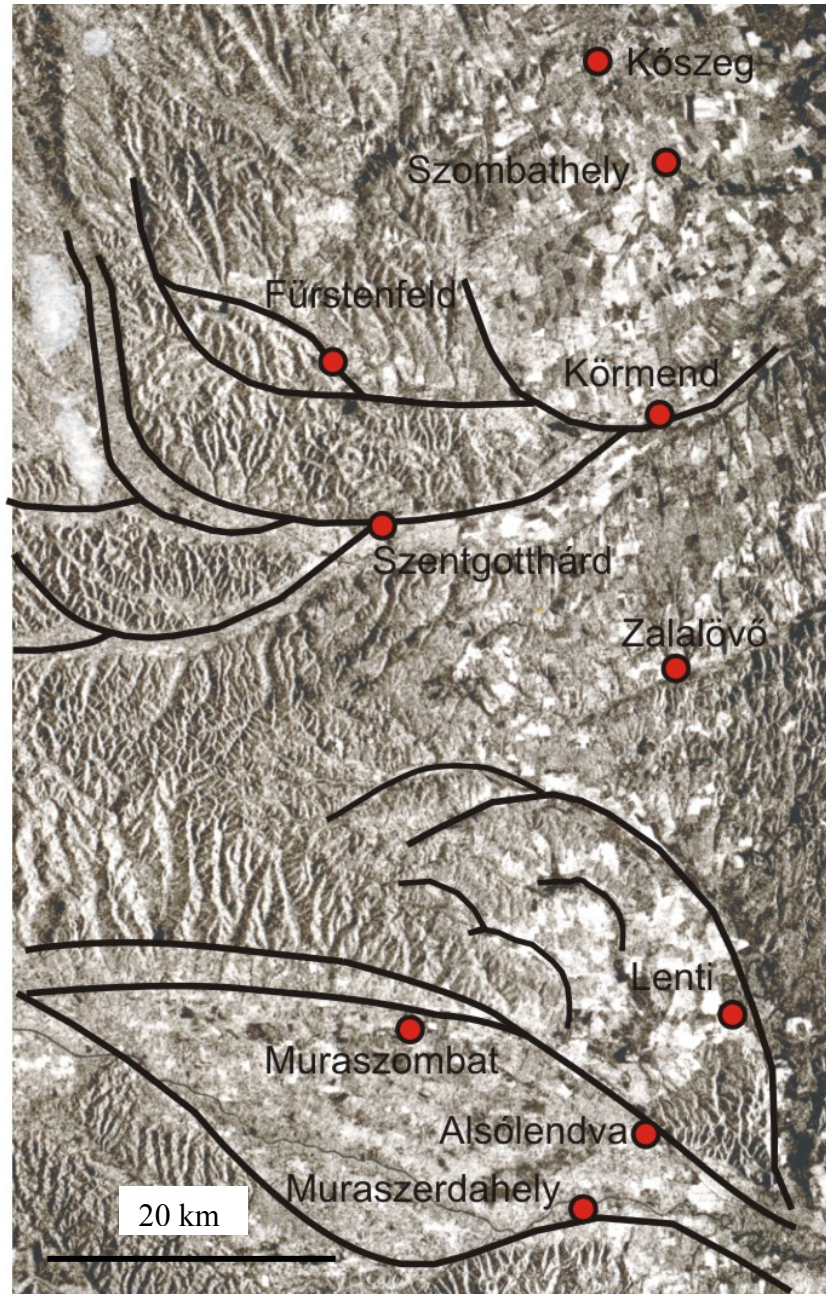
49. ábra. A Kerka-völgytől délnyugatra lévő terület domborzati és vízrajzi térképe (SÍKHEGYI 2002). 1 – a háta ívelt gerincvonalai

Enyhe, délies lejtőiken konzekvens völgy- és vízhálózat alakult ki, míg a redők szinklinális tengelyében obszekvens völgyek, amik a Kerka és jobb parti mellékfolyóinak, a Kerca, a Szentgyörgyvölgyi-patak felső folyásának szerkezetileg preformált völgyei. Neotektonikai értelmezésünk szerint ez a határmenti régió egy alapvetően feltolódásos szerkezetalakulás kezdeti fázisa, hol a térrövidülés aszimmetrikus redők kialakulásáig jutott el (51.a. ábra).

A folyamatosan fellépő kompresszió eredményeként a redőképződés sem korlátozható egy adott, rövid időintervallumra, hanem több generációja ismerhető fel. Ez abban nyilvánul meg, hogy a meglévő redőket, vagy feltolódásokkal bonyolított redőket kelet felé haladva a fiatalabb keletkezésű redők elmetszik, részben lefedik. Ez a jelenség koránt sem ismeretlen a jelenleg is aktív, gyűrt övezetekben (pl. LEITH & ALVAREZ 1985), fiatal, kevésbé konszolidált üledékekből azonban ritkán mutatták ki.

A Mura-völgy és a Bécsi-medence között számos helyen észlelhető ez a sajátosság. A Keleti-Alpok déli részén, a Rába és Mura folyók között az íveltség alapján északi vergencia az uralkodó, és a méretekre a néhány kilométeres csapás menti kiterjedés a jellemző. A Rábafolyótól északra – ugyancsak az íveltség alapján – a déli vergencia a jellemző. Az egymást elmetező morfológiai formák alapján határozott ÉK-i migrálás és fiatalodás mutatható ki (JÁMBOR Á. et al., 1993). Egyes, nagyobb formákban kisebb, ellentétesen ívelt formák jelennek meg a felboltozódás és feltolódás antitetikus párjaként (50. ábra).

A kompressziós erő felszínformáló hatását ERS-1 radarkép segítségével mutatjuk be. Az oldalra kitekintő, pásztázó radarhullámok a súrló fényvel történő megvilágításhoz hasonló módon, markánsan mutatják ki a felszín egyenetlenségeit és a geomorfológiailag eltérő körzeteket.



50. ábra. ÉÉK–DDNy-i kompresszió hatására kialakult aszimmetrikus redők képe Kőszeg és a Mura völgye között. ERS-1 radarkép; a megvilágítás KDK-i. A kelet felé fiatalodó redők elmetszik a korábbi redőket. Muraszombattól északra ívelt, valószínűleg liztrikus vetők határolta Mura kavicssterasz – ERS-1 radarkép

A nyugati határszéltől keleti irányban haladva a felszín morfológiája jelentősen megváltozik és legalább is kettős hatás érvényesüléséről tanúskodik. A legszembeötlőbb változásnak az ún. meridionális völgyek megjelenését tekinthetjük. A leírásukra és összefoglalásukra PÉCSI (1986) és GERNER (1992, 1994) munkái vállalkoznak az utóbbi két évtizedben. Nyugat felől rendre a Cserta, a Felső-Válicka, majd a Szévíz völgyei következnek, de a teljes legyező alakú völgyrendszer áthúzódik a Duna-Tisza közére is, miközben a fő völgyek azimutja É–D-i irányból fokozatosan ÉNy–DK-i irányúvá válik.

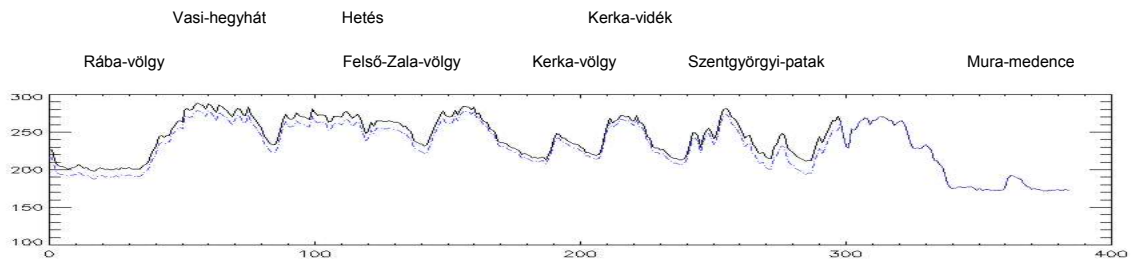
Mindemellett a Rába és a déli határ között a morfológiában a pannóniai-negyedidőszaki képződmények az É–D-i kompresszió hatására létrejött redői ismerhetők fel (51.b. ábra). Felszínükön felső-pannóniai üledékek találhatók (<sup>10</sup>Pa<sub>2</sub>), amelyek fedőjében idős pleisztocén hordalékkúpok kavicsfoszlányai és a Paksi Löss formáció néhányszor tíz méteres rétegei települnek. Az erős morfológiai tagoltság miatt mindenhol jelen vannak a jelenleg is zajló, intenzív eróziót mutató lejtőüledékek, valamint a lineáris és areális lepusztulási folyamatok nyomai. A közel K–Ny-i csapású redők északról déli irányba haladva a következők:

- *Vasi-hegyhát–Kemeneshát antiform (52. ábra)*

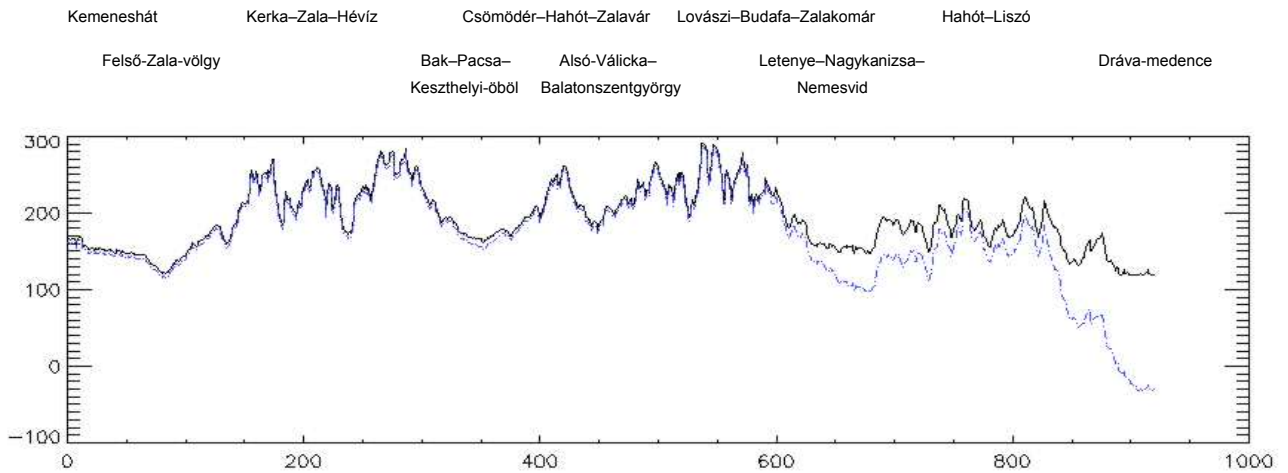
A Rába és Zala folyók által közrefogott lapos ÉÉK felé kiszélesedő háton húzódik a Nyugat-Dunántúl regionális vízválasztója (Keszthely-gleichenbergi vízválasztó). A hát generális dőlési viszonyait a szárnyak dőlésének megfelelő konzekvens völgy- és vízhalózatok rajzolják ki, amik közel merőlegesen, északi irányba, illetve a déli szárnyon dél felé, a Zala folyóba futnak. Az antiklinális tengelyvonalán az enyhe redőzöttség ellenére gyengülés lépett fel, a tengellyel párhuzamosan a képződmények kihordódtak, kialakult az inverz morfológiát mutató Sárvíz völgye. A hát gyenge tagoltsága és a szárnyakon található völgyhálózatok kismértékű bevágódása miatt a közel É–D-i kompresszióra kialakult antiklinális keletkezési idejét a hátat borító pliocén–kora-pleisztocén kavicsstakarók lerakódását követő időkre, sőt, a meridionális völgyek kialakulása utáni időkre tételezzük fel, mert a szélhatás a morfológiában nem ismerhető fel.

Feltételezhető az is, hogy a Zala kaptúrájának kialakulásában a külső erők mellett a Vasi-hegyhát–Kemeneshát antiform északkeleti folytatásában a kompresszió miatti vertikális kiemelkedésnek is szerepe volt. A kompresszió miatt keletkező kiemelkedés Túrje és Jánosháza közötti szakaszán a Zala folyó mintegy eltérült és az emelkedő völgyszakasz átvágása helyett délre, a meridionális völgyek irányába talált utat magának.

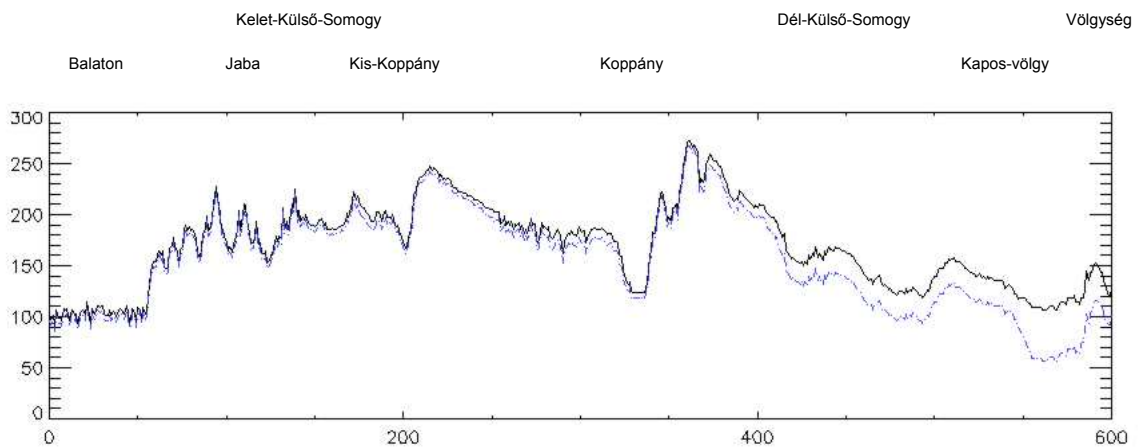
a.



b.



c.



51. ábra A felszín domborzata és a negyedidőszaki üledékvastagságok. – a. Vasi-hegyhát–Kerka-vidék–Mura-medence; b. Zalaapáti-hát; c. Balaton–Dombóvár. Függőleges tengely: magasság méterben, vízszintes tengely: távolságok 100 m-ben. A szelvények a Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrumában futó, szabad hozzáférésű ION programmal készültek; <http://ion.agr.unideb.hu/ion/>





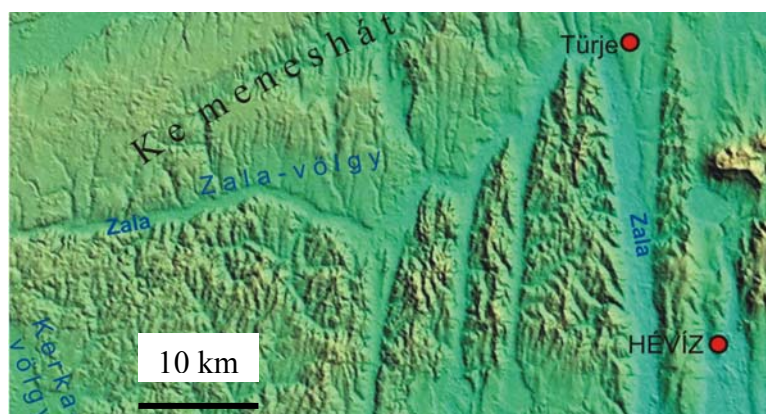
52. ábra. A Vasi-hegyhát–Kemeneshát domborzati modellje

*Felső-Zala-völgy színform*

Az előzőekben ismertetett és a délre húzódó, hasonló kiemelkedés között húzódó szubszekvens völgy, aminek ÉÉK-i csapású, a Marcal-völgyben tovább nyomozható szakaszát a Zala kaptúrája és a Kemenesalja kiemelkedése szétválasztotta egymástól.

- *Kerka–Zala–Hévíz antiform (53. ábra)*

A Dunántúli-középhegység nyugati folytatása a Grazi-medence irányába, ahol az alaphegység több száz méter mélységben található meg. A felszínen előforduló pannóniai és idősebb pleisztocén üledékek alatt a középhegységi formációk is magasabb helyzetben vannak.

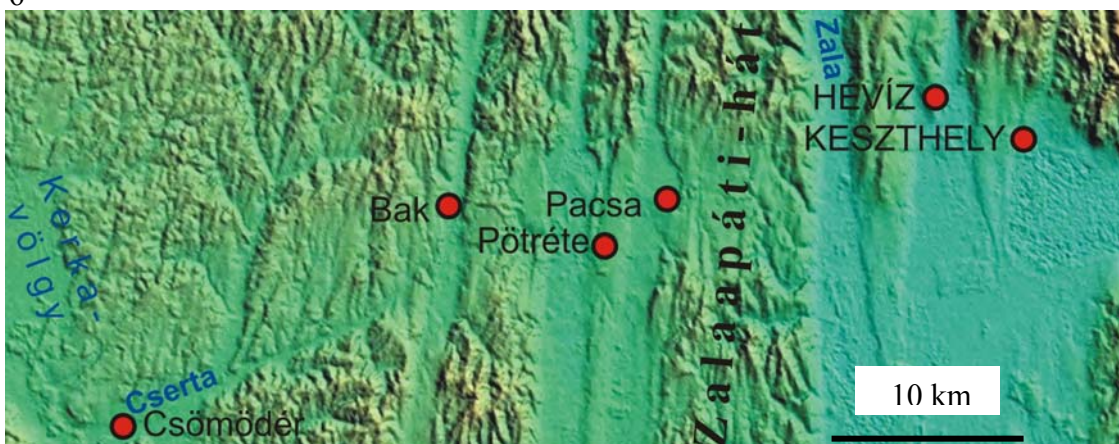


53. ábra. A Kerka–Zala–Hévíz kiemelkedés domborzati modellje

*(Lenti)–Bak–Pacsa–Keszthelyi-öböl szinform (54. ábra)*

A Balaton csapásának nyugati folytatása, ami a meridionális völgyeket harántolva azok legmélyebb részét jelöli ki. Ezzel összhangban lefolyástalan, zárt, gyakran tőzeggel és más mocsári-tavi üledékekkel kitöltött mélyedések sorakoznak a tengelyében (Pötréte). Ez a bemélyedés jól nyomon követhető a kiemelt hátakon is. A Zalaapáti-háton mintegy 50 m-es lehajlás tapasztalható a gerincvonalon, ezzel együtt a kisebb kiemelkedés miatt az erózió is kisebb mértékben pusztítja a hátat: a gerincvonalig felhatoló oldalvölgyek és vízmosások e behajlásan gyakorlatilag hiányoznak.

6



54. ábra A Bak–Pacsa–Keszthelyi-öböl szinform domborzati modellje

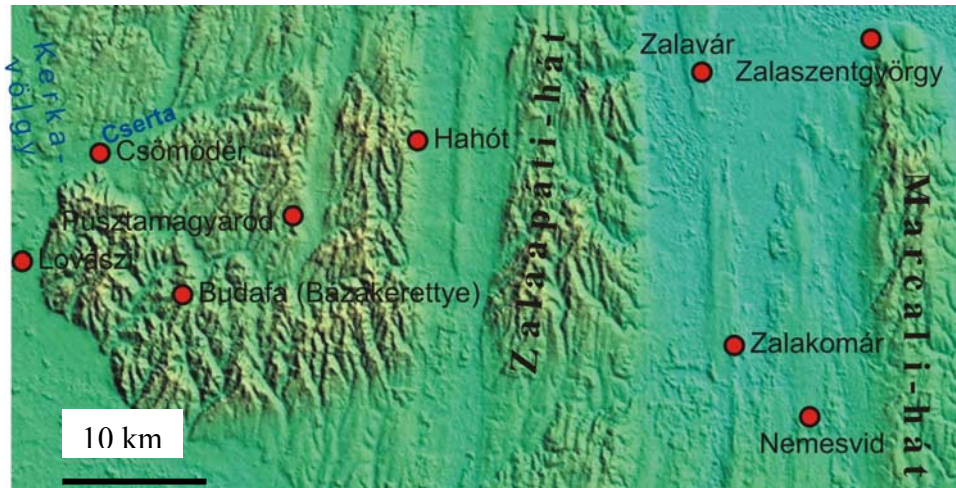
- *(Lovászi É)–Csömödér–Hahót–Zalavár antiform (55. ábra)*

A Zalai-dombvidék legkiemeltebb része húzódik e vonal mentén, ahol az ezzel együttjáró intenzív erózió ellenére is jól kirajzolódik a meridionális völgyekkel tagolt dombságokon a 300 m Bszf. értéket elérő maximális tetőmagasság. A Kerka jobb partján, Lenti és Lendva között az országhatáron 332 m, Lovászitól keletre a Csokma (317 m), Pusztamagyaródtól ÉK-re a Gesztenyész (295 m), a Hahót-hegy (333 m), a Zalaapáti-háton 297 m. A köztes meridionális völgyekben (Válicka- és Principális-völgyek) völgyi vízválasztóként követhető. A pannóniai háta aljzatában a szeizmikus szelvények értelmezése szerint a Középmagyarországi vonal kiemelkedéssel kísért balos oldaleltolódásai találhatók.

*Alsó-Válicka–Balatonszentgyörgy szinform*

A Kerka-völgytől keleti irányban az Alsó-Válicka jellegzetes cikk-cakk lefutású völgye a somogyi, közel kelet-nyugati lefutású folyóvölgyekhez hasonló morfológiai bélyegeket mutat. Tovább, kelet-északkelet felé felé, a Hahót-hegy és a Magyarszerdahely közeli Várdomb (338 m) közötti nyergen át a Zalaapáti-hát

gerinc Gelsétől keletre lévő nyergén át nyomozható, majd a Kis-Balatonnak Zalavártól délre lévő mély fekvésű részén, a Zala-folyó torkolat-közeli szakaszánál simul be a Balaton medencéjébe.



55. ábra. A Csömödér–Hahót–Zalavár és a Lovászi–Budafa–Zalakomár antiformok környékének domborzati modellje

- *Lovászi–Budafa (Bázakerettye)–Zalakomár antiform*(55. ábra déli része)

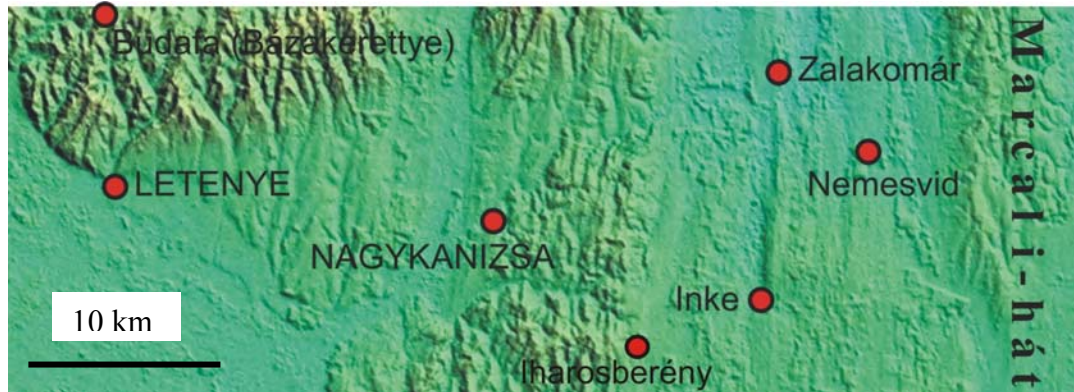
Az önálló, morfológiában is jól elkülönülő Lovászi antiklinálistól kiindulva az Alsó-Válicka völgyének déli oldalán, az Egerszeg–Letenyei-dombság déli, kelet-nyugati irányban kiszélesedő részén áthúzódva a Zalaapáti-hát keleti végéig, Zalakarosig és Zalakomárig követhető.

Az Egerszeg–Letenyei-dombság déli részének sajátossága az, hogy a meridionális völgyekkel közrefogott hát keresztirányban 320-330 m maximális magasságú dombsággá szélesedik. Ezt a morfológiai anomáliát már az olajkutatás kezdeti szakaszában is egy aljzat kiemelkedés, az ún. Budafai antiklinális felszíni megjelenési formájának értelmezték és produktív, termelő kutakat telepítettek rajta. A Budafai antiklinális kelet-nyugati irányítottsága – hasonlóan a többi antiform csapásához – észak-déli kompressziót tükröz vissza. A szeizmikus szelvények értelmezése szerint szinrift, tágulásos félmedence inverziója hozta létre. Az antiklinális völgyhálózatán is fellelhető a meridionális völgyek iránya, bár az intenzív kiemelkedés miatti erózió a felszínt erősen tagolttá tette (FODOR et al. 2005b). Ebből következően a kiemelkedés kora részben a meridionális völgyek kialakulásának idejére és az azt követő időkre tehető.

A Budafa környéki kiemelkedésen hiányoznak az egyéb zalai kiemelt térszíneken megfigyelhető idős kavicstakaró foszlányok (STRAUSZ 1949). Ez arról ta-



núskodik, hogy itt találjuk a régió legintenzívebben kiemelkedő részét. A kiemelkedés feltételezhetően nem csupán a kavicsos hordalékkúp keletkezése után következhetett be. A korábbi, késő-miocén–pliocén kiemelkedések is okozhattak akkora mértékű kiemelkedést a felszínen, ami miatt nem volt kavicsképződés.



56. ábra. A Letenye–Nagykanizsa–Nemesvid (Bajcsa) szinform

*Letenye–Nagykanizsa–Nemesvid (Bajcsa) szinform (56. ábra)*

A budafai kiemelkedés (az Egerszeg–Letenyei-dombság déli, kiszélesedő vége) déli lábától húzódik a Zalaapáti-háton keresztül és a Nyugat-Belső-Somogy meridionális irányú dombjainál ér véget. Letenye környékén a meanderező Mura a déli szárnyát teljesen elmosta. A Zalaapáti-háton itt is 50-70 m-rel mélyebb a térszín és az eróziós folyamatok is gyengén fejtik ki hatásukat (hasonlóan a Bak–Pacsa–Keszthely szinformhoz).

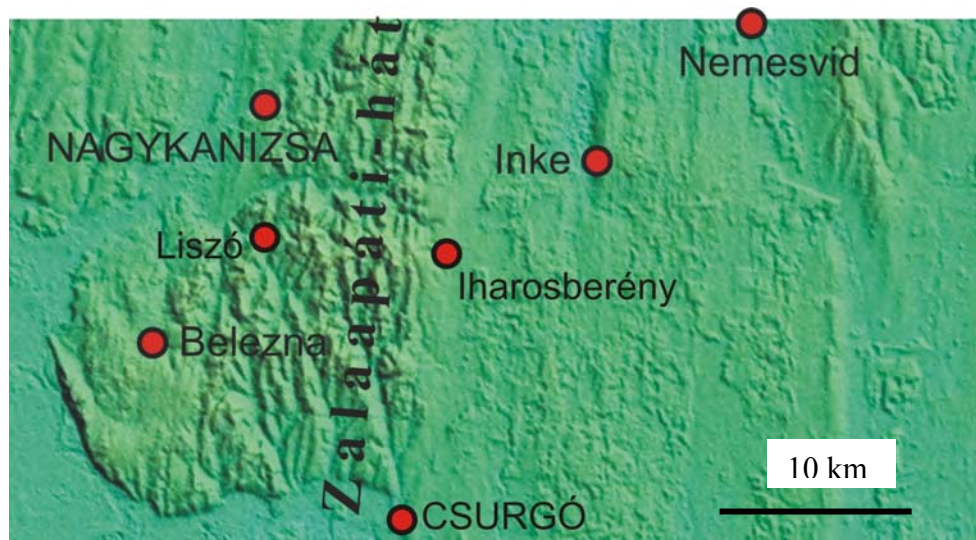
- *Belezna–Liszó–Inke antiform (57. ábra)*

A Zalaapáti-hát legdélebbi, a Dráva-völgybe belesimuló elvégződése. A két meridionális völgy között gyakorlatilag párhuzamosan futó hát kiszélesedésére és a Principális-csatornának Nagykanizsától délnyugatra észlelhető nyugati irányú kitérésére magyarázatot ad a Belezna–Liszó antiklinális kialakulása és a pleisztocén folyamán is zajló kiemelkedése. A keleti csapásban a MÁFI kisalföldi osztálya közreműködésével mélyült Iharosberény-1 jelű fúrás a mezozoos aljzat jelentős kiemelkedését és a fiatalabb pannóniai szintek hiányát mutatta.

*A Dráva-völgy*

A felszínen 10-20 km szélességet meghaladó alluviális sík a Dunántúl stagnáló és enyhén kiemelkedő térszíneinek déli határvonala. A jelentős negyedidőszaki süllyedést a 150-200 m-es üledékvastagságok és a jelenkori vertikális kéregmozgások egyaránt jelzik.





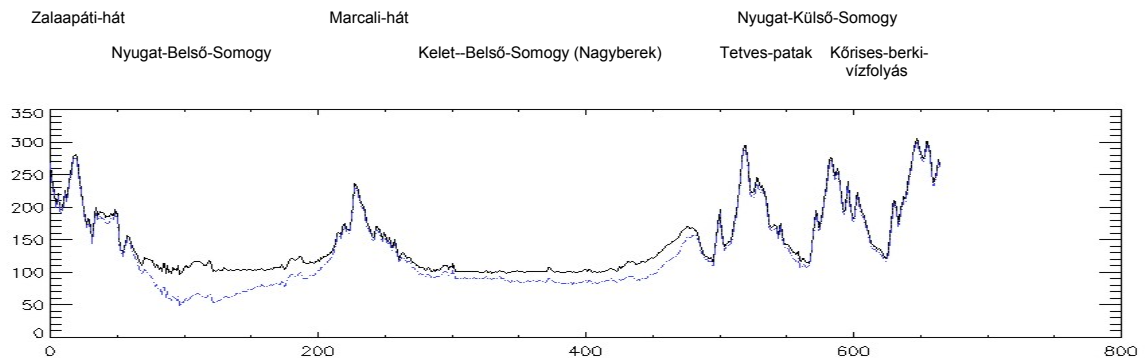
57. ábra. A Belezna–Liszó–(Iharosberény)–Inke kiemelkedés domborzati modellje

Az egymástól 5-20 km-re húzódó antiformokat szinte teljesen felülírják a meridionális völgyek markáns formái. A Cserta völgyétől nyugatra csak igen finom rajzolatú, közel párhuzamos mellékvölgyek észlelhetők, amik északi irányban a Vasi-hegyhát és a Kemeneshát felszínén is megjelennek. A Cserta-patak völgyétől keletre azonban a zalai régió elszigetelt kavicson kibukkanásait (STRAUSZ 1949) a meridionális völgyek széttagolják, és ez azt bizonyítja, hogy a fő képződésük a kavicstakarók lerakódása után időkre esik.

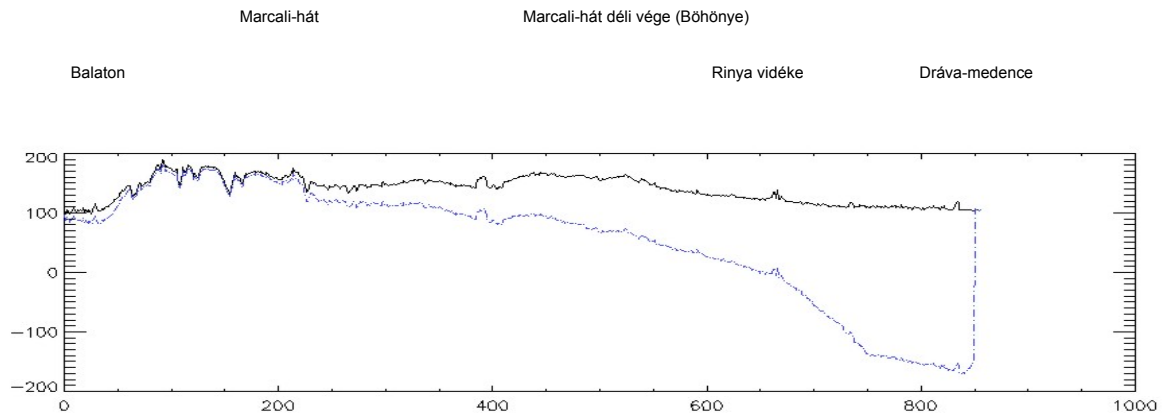
PÁVAI-VAJNA 1925 morfológiai vizsgálata révén kijelölt zalai kelet-nyugati irányú redő váltakozásai a részletesebb és pontosabb szintvonalas térképek ismeretében sem szorulnak módosításra. A részletes szeizmikus szelvények megerősítették elképzeléseit az aljzat rétegeinek pleisztocénban is folyó felgyűrődéséről. A redők keleti irányban, a Balatontól délre azonban már nem követhetők a morfológiában. A földtani szelvények és térképezési eredmények inkább monoklinálisan délkelet felé dőlő pannóniai rétegeket mutatnak, amiket a Kapos, Koppány, Kis-Koppány és a Jaba hosszanti völgyei tagolnak.

A Zalaapáti-hát keleti szegélye éles, egyenes vonal mentén, mintegy 150 m-es esésű lejtővel simul a Nyugat-Belső-Somogy lösszel, futóhomokkal és fluvioeolikus homokkal borított felszínéhez (58.d ábra). Belső-Somogyban a pannóniai képződmények a Marcali-hátat körülölelve dél felé egyre vastagodó folyóvízi üledékek alatt a 100 m Bszf.-nél mélyebben található, kizárólag fúrásokban feltártan (58.e. ábra). Belső-Somogy keleti szegélyét a Külső-Somogy és a Zselic gyengén tagolt dombvidéke határolja.

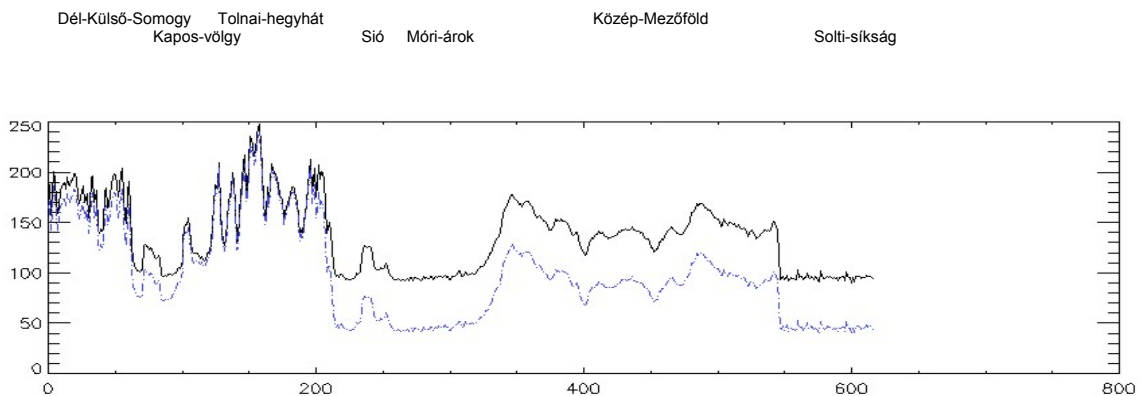
d.



e.



f.



58. ábra A felszín domborzata és a negyedidőszaki üledékvastagságok. – d. Zalaapáti-hát–Fonyód D; e. Marcali-hát–Dráva völgye; f. Kapos-völgy–Solti-síkság. Függőleges tengely: magasság méterben, vízszintes tengely: távolságok 100 m-ben. A szelvények a Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrumában futó, szabad hozzáférésű ION programmal készültek <http://ion.agr.unideb.hu/ion/>

Ezen a területen már hiányzik a nyugatabbra kirajzolódó enyhe redőzöttség; a domborzat jellegzetességét a legyező alakú rendszerbe illeszkedő konzekvens vízhálózat és a cikkcakkos lefutású hosszanti völgyek határozzák meg.

A hosszanti völgyek sajátos lefutásának bárminemű, akár exogén, akár tektonikus eredetű magyarázata hiányzik, vagy csupán a Külső-Somogyban lévő völgyekre irányul, ahol kibillent táblák szegélyeként, illetve kompresszió okozta fel- vagy rátolódásként értelmezték.

Jellegzetességeik közé tartozik egyfelől, hogy rajzolatuk csapása közel merőleges a szubmeridionális morfológiájú terepalakulatokra, másfelől pedig a sugárirányú morfológiát és hidrográfiát megszakítják, elnyesik, de legalábbis csapásában oldalirányban elmozdítják.

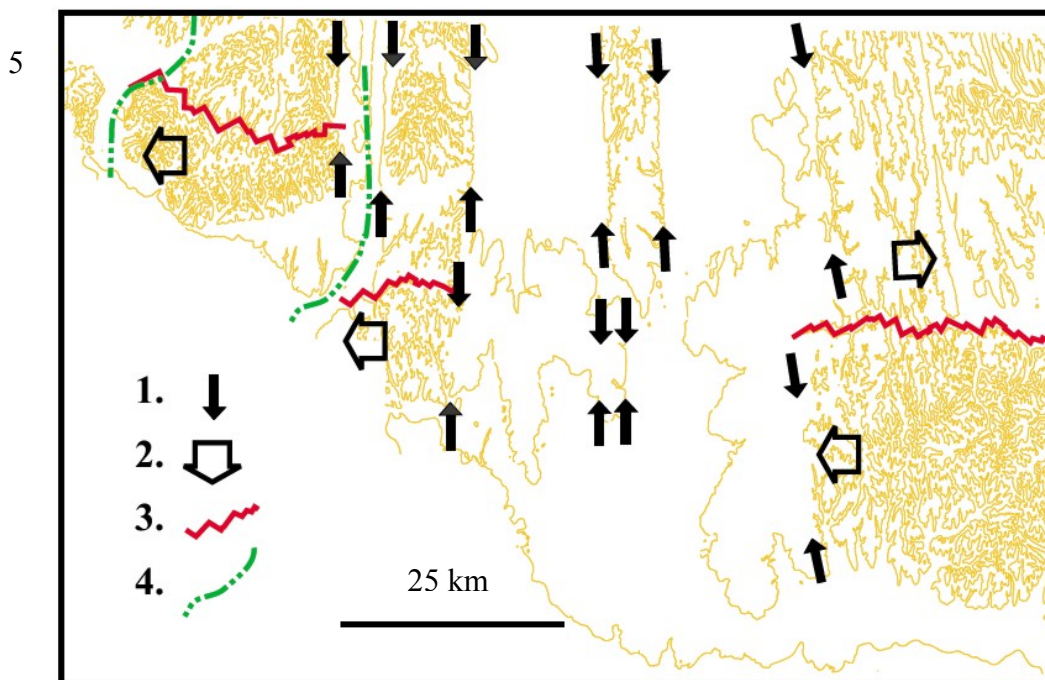
Feltűnőségüket különösképp az emeli ki, hogy a folyóvölgyek fő csapásvonalát két, a fő csapással szöget bezáró irányra bontják, s a fűrészfogas lefutásuk abnormálisan eltérő megjelenésű, aszimmetrikus völgy szárnyakat választ el egymástól. Tektonikai alapú magyarázatukat a vízhálózat elemzésekor írtam részletesen le. A hosszanti völgyek aljzatában jobbos oldaleltolódások tételezhetők fel, amik az aljzatban húzódó Közép-magyarországi vonal (a Kapos-vonal – NÉMEDI VARGA 1977) negyedidőszaki felújulásához kapcsolódnak.

A hosszanti völgyek kialakulásának jobbos oldalelmozdulásokra visszavezetett magyarázatát a 4.4. alfejezetben részletesen ismertettem. **A Külső-Somogyban megjelenő jobbos oldaleltolódások azt mutatják, hogy a zalai — tisztán kompressziós (redőképződéssel járó) — térrövidülés transzpressziós jellegűvé válik.**

Vizsgáltuk meg, hogy a jellegzetes cakkos anomáliák példjaként bemutatott magyarázat hogyan alkalmazható a Kapos-vonal (NÉMEDI VARGA 1977) mentén. Az 59. ábra a Dél-Dunántúl középső és nyugati részének ötvenezres (DTA 50/c) szintvonalképét mutatja. A mintaterületen világosan kitűnik a Kapostól délre eső blokk erős kiemeltsége, szabdalt morfológiája. Az erős erózió, az ismert földmozgások, a kapos-völgyi mocsári üledékek és tőzegtelepek valóban fiatal, a löszök kora alapján felső-pleisztocén végi kiemelkedésre és süllyedésre mutatnak. A térképről leolvasható, hogy milyen éles, közel észak-déli vonalak mentén érintkeznek a kiemeltebb egységek földtani képződményei: Külső-Somogy, a Marcali-hát, Zalaapáti-hát és a Zalai dombvidék területeire felszíni pannon kibukkanásokra települt felső-pleisztocén löszök a jellemzők, délre kiinduló folyó- és völgyhálózattal. A mélyebben fekvő, főleg futóhomokkal borított területeken a pannon üledékek hiányzanak, a vízhálózat pedig teljesen ellentétessé, északi irányúvá válik.

A vízvásztó a Kapos-vonal csapásának folytatásába, délre kerül. Emiatt a háta szegélyén a vízpályák teljesen visszafordulnak. A Kapos-vonal nyugati irányú folytatása a nyugodt, a sugaras struktúra mentén délies irányba rendeződött földrajzi és földtani egységhatárokat tendenciózusan megzavarja (59. ábra):

- a Külső-Somogy nyugati határa a Kapostól több kilométerre nyugatra kerül, ahol a földrajzi-morfológiai-földtani viszonyok változatlanok maradnak, csak a vízhálózat és a vízgyűjtő iránya válik önmagával közel párhuzamosan déli irányúvá.
- a Marcali-hát, Belső-Somogy közepének enyhe, névtelen kiemelkedése és a Zalaapáti-hát keleti pereme egyaránt nyugati irányba mozdulva folytatódik.
- A Zalaapáti-hát két, dél felé enyhén széttartó pereme cakkos lefutású, kelet-nyugati irányt elérve kiszélesedik, önálló kiemelkedést alkot (Zápolca, 248 m), a radiális-hoz közelálló víz- és völgyhálózattal. Ez a kiemelkedés egyben a nyílegyes lefutású Principális-völgyet is kitéríti nyugati irányba.

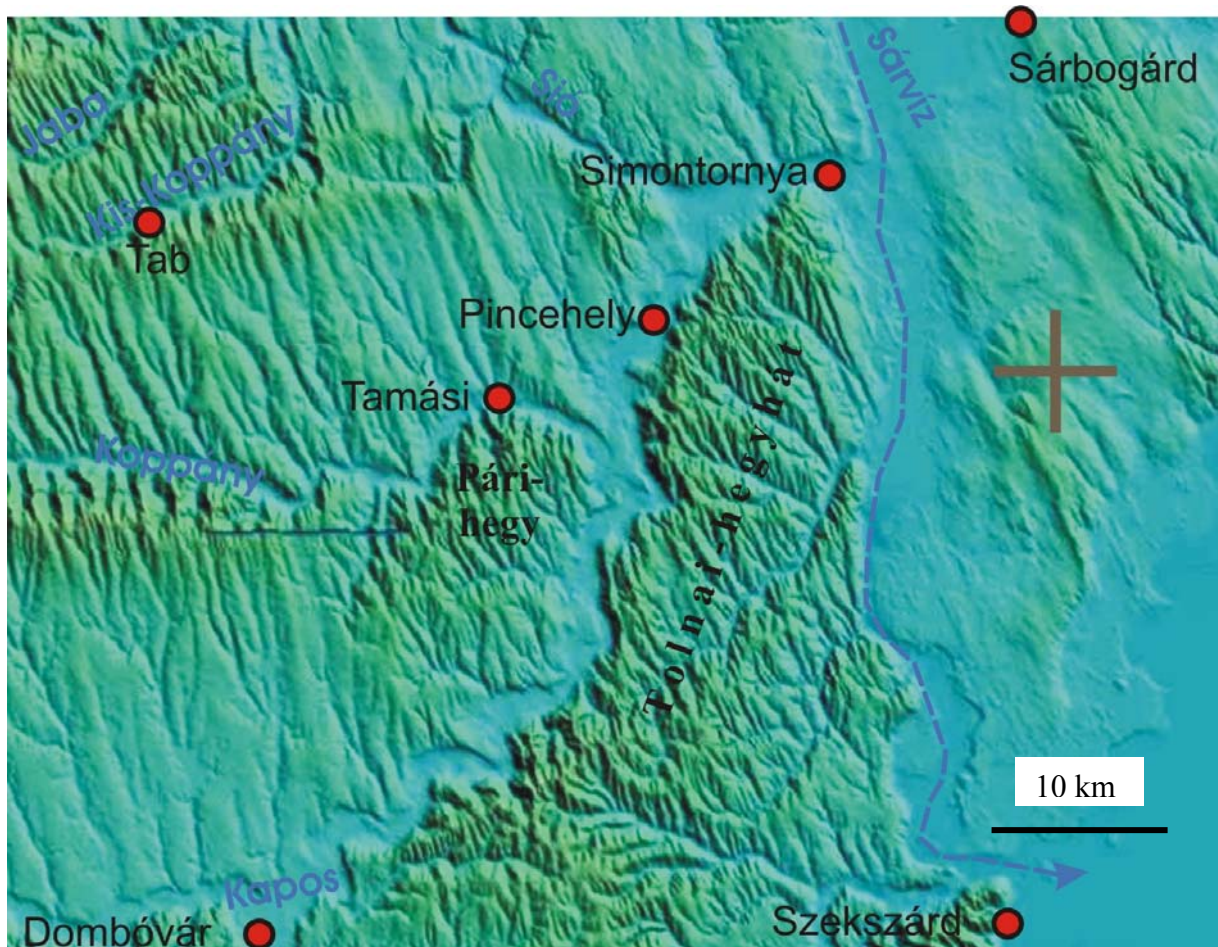


59. ábra. A Kapos-vonal menti jobbos oldaleltolódás megnyilvánulása a nyugati folytatásába eső domborzati és hidrográfiai anomáliákban (SÍKHEGYI 2002) – 1. A radiális struktúra morfológiában megnyilvánuló vonalai, 2. Az egyes neotektonikai egységek relatív mozgási iránya, 3. A fűrészfogas, cakkos völgytalpak lefutása, 4. Nyugatra kitérő folyóvölgyek.

A Kapos-vonal keleti folytatása irányt vált és balra lépő oldaleltolódásként, a Tamási vonal felett kompressziós formák alakulnak ki a felszínen (58.f ábra). Dombóvártól a Sárvíz völgyéig a morfológia sajátosságai hasonlóak az Alpok keleti végződésénél jellemző, ívelt,



lenyesett gerinc- és völgyhálózathoz (60. ábra). A Tamásitól délre lévő Pári-hegy és a Tolnai-hegyhát egyaránt aszimmetrikus, DK felé enyhén lejtő domborzata a pannóniai képződmények enyhe kompressziójával függhet össze (61.i ábra). A Pári-hegy tömege élesen lemetszi a fűrészfogas lefutású Koppány-völgyet, a Tolnai-hegyhát pedig az előrehaladó kompresszió hatására a Pári-hegy ívelt gerincét metszi el délkeleti irányban. A Kapos-völgy e szakasza a kompresszió hatására aszimmetrikusan kiemelkedett Tolnai-hegyhát ívelt redőinek ÉNy-i szegélyét követi és preparálja tovább.



60. ábra. A Kapos-vonal északkeleti folytatása Tamási irányába

A Tolnai-hegyhát térségére elérhető egyes irodalmi adatok nem egyértelműek. A Diósberény környezetére adott földtani szelvény a Kapos-völgyben normál vetővel oldja meg a Tolnai-hegyhát és Külső-Somogy eltérő magasságú pannon üledékszintjeinek összekötését (KOLOSZÁR & MARSII 1997), amíg a vízföldtani modell (TÓTH et al., 1997) és a karotázsgörbék párhuzamosítása (MÜLLER & MAGYAR 1992) az üledékek enyhe redőzöttségét mutatja. A diósberényi fűrészfogasban észlelhető, alsó-pleisztocén korú Tengelici Formáció kiemelt helyzete is leginkább a korábbi üledékgyűjtő utólagos kiemelkedésével magyarázható.

A Tamási-vonal északkeleti folytatása a Sárvíz völgyét keresztezi. Itt a legszembetűnőbb morfológiai és hidrográfiai anomáliát az jelenti, hogy a Móri-árok délkeleti folytatásába eső Sárvíz völgye DNy-i irányba kitér az árkon belül is észlelhető, a 60. ábrán kereszttel jelölt enyhe kiemelkedés hatására. Északkelet felé Dunaföldvár irányában, mint a Középmagyarországi vonal egyik felújult, aktív szakasza (MENTES et al. 2008) folytatódik az Alföldön (CSONTOS & NAGYMAROSI 1998).

A Kapos-vonaltól északra hasonló morfológiájú a Koppány, Kis-Koppány és a Jaba hosszanti völgye. Ezeket sorrendben a transzpressziós, oldalelmozdulással kísért tektonikai stílus keleti irányú előrehaladásaként értelmezem. A mester törés feletti kiemelkedések minden esetben visszatükröződnek a terepmodellben. A 61. ábra g és h jelű, ÉNy–DK-i irányú metszetei jól mutatják a jelenséget.



2. kép. A Kis-Koppány déli oldalának kiemelkedése déli irányból, a Koppány-völgy déli szárnyán, Tab feletti mikrohullámú átjátszó állomás

A 2. kép felső részén, a horizont közelében látható, hogy a délkeleti, enyhe lefutású, gyengén tagolt térszínen mezőgazdasági művelés folyik. Az északról lezáró, kiemeltebb és tagolt térszínen az erdőgazdálkodás a domináns.

Ebben az alapvetően keleti–kelet-északkeleti irányban kifelé mozgó ALCAPA egységben is kimutatható azonban kisebb sebességeltérés a morfológia jellegzetességei alapján. A

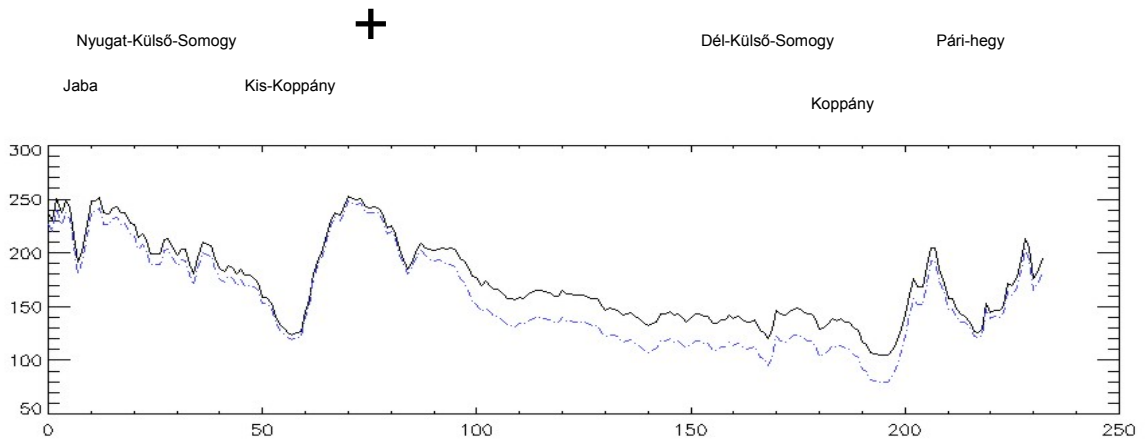
Balaton csapásában negyedidőszakban aktív, balos oldalelmozdulásokat mutatott ki SACCHI et al. 1998 CSERNY et al. 2005 és KÁZMÉR et al. 2005. Ez az egyenetlen elmozdulás az adott irány mellett úgy jelenik meg, hogy a nagyobb elmozdulást szenvedő, Zalát és Somogy területét magába foglaló egység déli szegélyén, azaz a Kapos-vonalban (és folytatásában) jobbos, északi oldalán, a Balaton vonalában balos elmozdulás következik be. E balos mozgáshoz kapcsolódik a Balaton északi partjait kirajzoló morfológiára szintén jellemző két irányból kiadódó cakkos lefutás két komponense: a hegység fő csapásiránya és a miocén korú, közel K–Ny-i irányú, jobbos, ívelt elmozdulások negyedidőszaki felújulása. A felújulás kismértékű, de a morfológiában markánsan jelentkező jobbos elcsúszásokat eredményezett, s – hasonlóan a Kapos-völgyhöz – a balos határoló törés felé eső végeken extenziós süllyedékek sora keletkezett, néhány tíz méteres besüllyedésekkel. E tektonikus eredetű mélyedések sora adta a Balaton fejlődésének kezdeti szakaszára jellemző részmedencéket (CSERNY & NAGY-BODOR 2000). A fő, balos harántoló törés a Balaton medre alatt húzódik (CSERNY et al. 2005), így morfológiai módszerekkel nyomozhatatlan. Léte ugyanakkor valószínűsíthető, mert nyugati és keleti folytatása a morfológia általános besüllyedéséből kikövetkeztethető. Nyugat felé a Szévíz-völgyi tőzegterületek, Pötréte, a Kis-Balaton mélyfekvésű, mocsaras területei és a Zalaapáti-hát gerincének behajlása mutatja, míg kelet felé a Tikacs, Sárrét, a Velencei-tó, majd a Váli-víz mocsaras, középső szakasza jelöli ki. A Dunát a Tétényi-fennsík déli szegélyénél éri el. Ez a fiatal, balos elmozdulásokkal jellemezhető zóna ÉK felé az ország nagyszerkezeti egységeinek lefutását követi, feltételezhető leágazásokkal az aszimmetrikus felépítésű Zagyva- és Hernád-völgy irányába.

Kora a Balaton környéki hátakon a felső-pleisztocén löszökön is felismerhető morfológiai hatások szerint würm és fiatalabb. A Balaton kialakulásának kezdetét jelentő részmedencékben talált legidősebb üledékek kora mintegy 15 000–17 000 év (CSERNY 2002), így a tektonikus besüllyedésre nagyon fiatal, néhány tízezer éves kor következik. Ez összhangban van azokkal a tavat ért mederfúrás eredményekkel, amik azt mutatták, hogy pliocén és kora-pleisztocén tavi üledékek a pannóniai rétegek és a mai balatoni üledékek között nincsenek.

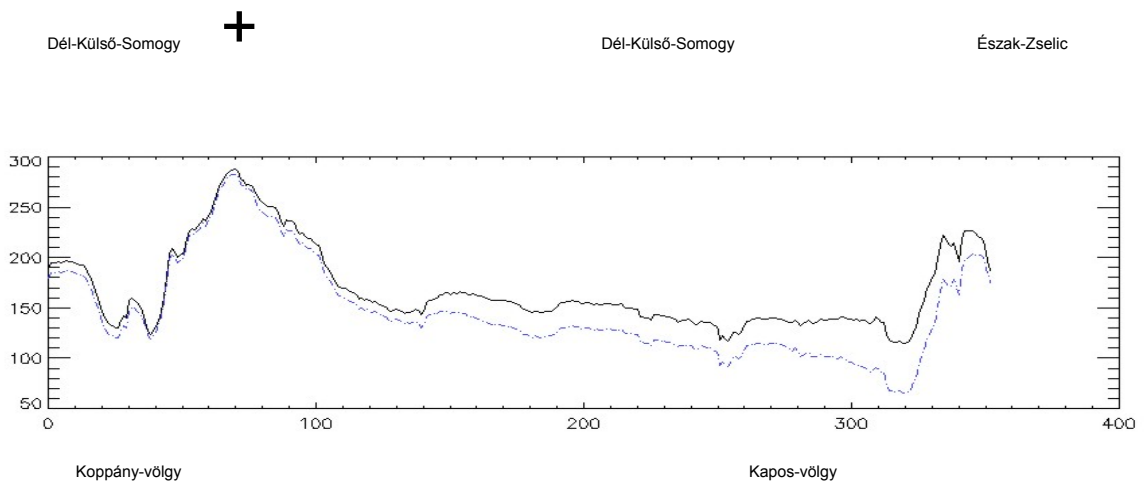
Az oldalelmozdulásokat a besüllyedések mellett kompresszió hatására kiemelt hátak is kísérik. Ezek közé sorolható a Balaton keleti szegélyén, Balatonkenesénél kiemelkedő ÉNy–DK-i csapású hát, tetején idős pleisztocén folyóvízi kavicsstakaró maradványokkal, a nyugati, Balaton felé eső lejtőin jelentős aktív és felső-pleisztocén földcsuszamlások nyomaival.



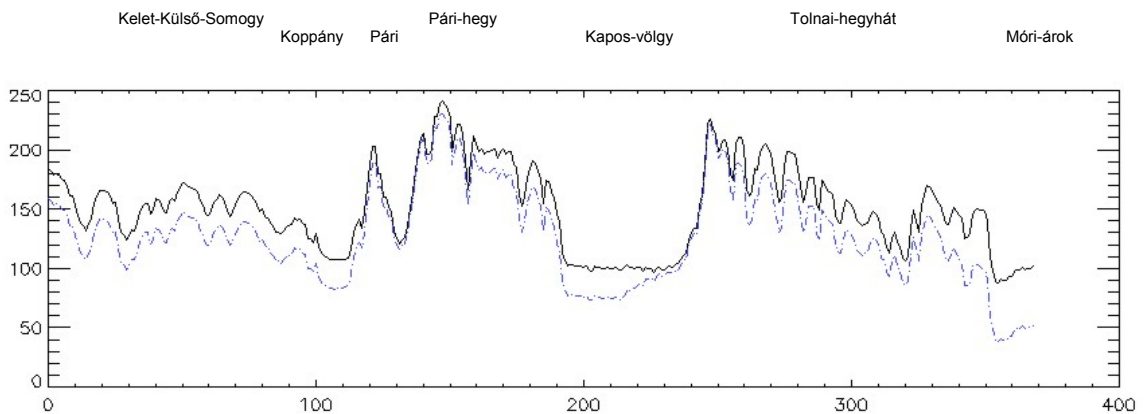
**g.**



**h.**



**i.**



61. ábra A felszín domborzata és a negyedidőszaki üledékvastagságok. – g. Jaba–Kis-Koppány–Koppány-völgye; h. Koppány–Kapos-völgye; i. Kelet-Külső-Somogy–Koppány–Móri-árok. Fügőleges tengely: magasság méterben, vízszintes tengely: távolságok 100 m-ben. A „+” jel a mester törés feletti térszín emelkedését jelzi. A szelvények a Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrumában futó, szabad hozzáférésű ION programmal készültek

<http://ion.agr.unideb.hu/ion/>



A zalai és somogyi régió kiegyenlített vagy enyhén emelkedő, eróziós folyamatokkal jellemezhető dombvidékeit délnyugat felől az Alsó-Mura-sík és a Dráva-medence határolja. E folyók széles völgyei helyenként több száz m vastagságot elérő alluviális, mocsári, futóhomok és hordalékkúpok kevert, összefogazott üledékekkel kitöltöttek. A Zalában észlelhető morfostrukturális mintázatokat felülírják a vastag késő-pleisztocén üledékek.

A Délnyugat-Dunántúlon jól észlelhető sugaras struktúra és a kelet–nyugati irányban észlelhető zalai redők folytatása egyaránt hiányzik. Ugyanakkor a Közép-magyarországi zóna nyugati irányban a medencék nyugati oldalán a Száva redők alakjában tovább követhető.

A Muraszombat középpontú, mély fekvésű, rombusz alakú Alsó-Mura-síkot kiemelt dombvidékek keretezik. A morfológiai sajátosságokat a radarkép sűrű fény hatásához hasonlóan az 50. ábra igen plastikusan mutatja. Északi peremén két ívelt, közel párhuzamos tereplépcső a Mura kavicsos teraszát fogja közre. Az északra lévő Mura-vidék erős erózióval tagolt felszíne éles, ívelt határral érintkezik a lápos lejtőjű kavicsos terasszal (3. kép) és ugyanígy a kavicsterasz egy ívelt éles határral érintkezik a jelenlegi alluviális síkkal. A terasz gyengén tagolt felszínét csak a legjelentősebb dombvidéki folyóvölgyek vágódása tagolja, és ugyancsak éles, eróziómentes a jelenkori alluvium felé eső szegélye. Az íveltség és a vonalak épsége miatt ezt a medence tágulásához kapcsolható liztrikus vetők felszíni kifutásaként értelmezem.



3. kép. A Muraszombattól északra lévő Mura kavicsterasz rátelepülése a Mura-vidék pannóniai üledékekből felépített dombjaira

A Dráva-medence nagyobb méretben ugyanolyan bélyegeket mutat, mint az Alsó-Mura-sík. A dél-dunántúli morfostrukturális mintázatok megszakadnak, helyenként megjelennek a tágulásra jellemző határozott, ívelt liztrikus vetők nyomai a Dráva balparti szegélyét kirajzó morfológiában.

## 5. A Somogyi- és Zalai-dombság neotektonikai folyamatai

A régió negyedidőszaki felszínfejlődésének részletes vizsgálatához szükséges, nagy elterjedésben lévő és jól meghatározott korú képződmények a felső-miocén és a középső-pleisztocén közötti korokból a zalai és somogyi régióban zömmel hiányoznak, a földtani ismeretek igen hézagosak. A rossz feltártság és az üledékek konszolidátlansága és a dombvidékekre jellemző erős lepusztulás a pontszerű megfigyelések általánosítását bizonytalaná teszik. Bizonyos könnyebbség ugyanakkor, hogy az idősebb képződmények tektonikai kutatásaival szemben a kimutatott deformációk egymásutánosságának meghatározása, korbesorolása könnyebb a szűkebb időintervallum miatt.

A fiatal, laza üledékek kutatásának eszköztára jelentősen eltér az idős képződményekétől. A bekövetkező jelentős deformációk közül a fő feszültség irányába eső kompresszió hatására antiklinális-szinklinális pászták képződnek, amik a felszínen kiemelkedő és pusztuló, a szinformok tengelyzónájában ezek a folyamatok mérséklődnek illetve a süllyedő területekre jellemző genetikai típusú üledékek képződnek, és a vízhálózat is kiemeli csapásukat. A törésvonalak helye nehezen azonosítható, mert az aljzatban futó mestertörések a felszínközélen szétágaznak, gyakran csak közvetett bélyegek utalnak meglétükre, korukra vagy kinematikájukra, kiújult voltukra. E közvetett ismertetőjegyek megjelenhetnek a domborzati viszonyokban, ezért a morfostrukturális vizsgálatok hangsúlyos szerepet kapnak.

A deformációkat kísérő vertikális kéregmozgások kihatnak a jelenleg is képződő üledékek genetikai típusára, a felszínalakító folyamatok jellegére, a talajképződésre, földhasznosításra. Ezért a topográfiai térképek, terepmodellek, távérzékelési alapanyagok, a felszíni földtani térképek, a vízhálózat elemzése a kutatási módszertan alapja.

A vizsgálatok részeként összegyűjtöttem az egyéb kutatási módszerek eredményeit is (szeizmológia, geodéziai mérések, feszültségtér modellezések stb.), de ezek megállapításait csak annyiban vettem figyelembe, hogy mennyiben erősítik meg vagy mondanak ellent a saját következtetéseimnek.

A dombvidékek vékony negyedidőszaki üledéktakarójának fekvőjét mindenhol a pannóniai képződmények ezer méter vastagságot meghaladó üledékei képezik. Ezekre a területekre mindenhol jelentős lepusztulás jellemző. Erről a kiterjedt eróziós folyamatok és a mindenhol megtalálható lejtőüledékek tanúskodnak.

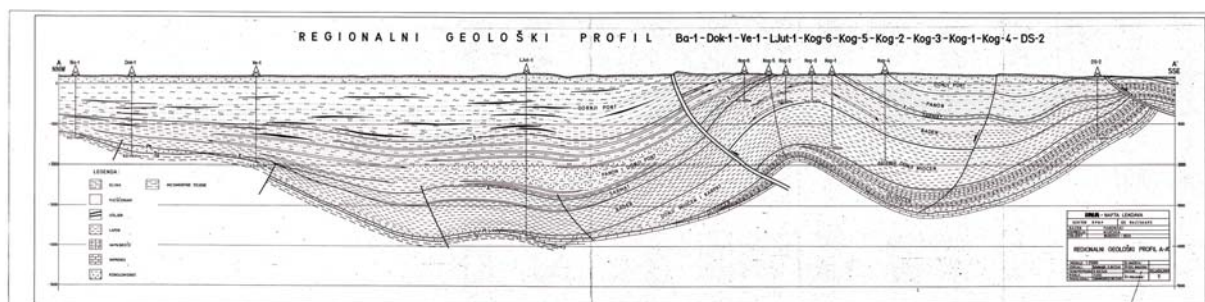
A neotektonikai folyamatok időbeliségének megbecslésére két üledékfajta elterjedésére lehet támaszkodni. Egy idősebb, bizonytalanul a felső-pliocén és idősebb pleisztocén korú kavicstakaró roncsai a dombok tetején és oldalain számos helyről ismert, elsősorban

STRAUSZ 1943, 1949 térképei alapján. Egy ilyen nagy kiterjedésű, hordalékkúp eredetű kavicsstakaró csak egy többé-kevésbé kiegyenlített hegyláb felszínén alakulhatott ki, ahová az Alpokból keletre és délkeletre kilépő folyók terítették le kihordott anyagukat. A másik, általános elterjedésű képződmény a Paksi Löss Formáció „fiatal lösze”, aminek képződési ideje a különféle koradatok szerint 0,195 millió év és 11 ezer közé esik (PÉCSI et al. 2002), az oxigénizotóp-rétegtan szerint pedig 0,32 M évnél fiatalabbak (GÁBRIS 2007).

Vastag, 50-80 m-t meghaladó pleisztocén üledékek Belső-Somogyban, valamint a Mura és Dráva medencéjében fordulnak elő.

### ***A Mura-vidék és Kerka-vidék (Hetés)***

A Zalai-dombságon és annak a nyugati, részben már a határon túli részén a pannóniai üledékek jelentős deformációja észlelhető. Az aszimmetrikus, északi vergenciájú redők ÉÉK–DDNy-i kompressziót mutatnak. A közel kelet-nyugati irányú, ívelt redők keleti elvégződéseit fiatalabb redők metszik, ami a kompresszió fokozatos keleti irányú megjelenését tükrözi. A dombok oldalán, ritkábban a tetején megmaradt agyagos kavicsstakaró-foszlányok vannak, amik az Alpok keleti szegélyén kilépve terültek szét a már deformálódott és részben lepusztulást szenvedett pannóniai üledékek felszínén.



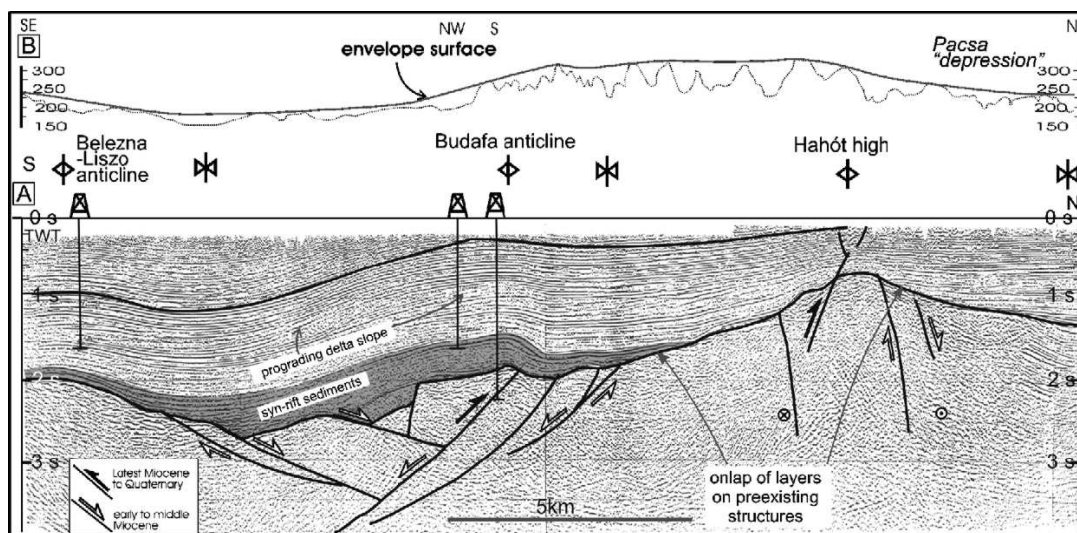
62. ábra. ÉÉNy–DDK-i irányú földtani szelvény szeizmikus szelvények és fúrési adatok alapján. – Kézirat, INA – Nafta Lendava szíveségéből; vízszintes távolság: 27,5 km

A 62. ábrán bemutatott kéziratos szelvény a Mura-medencétől délre készült. A felszín erősen lepusztult már, de az aszimmetrikus redők és lapos feltolódási síkok hasonló deformációt mutatnak.

### ***Zalai-dombság***

Keletebbre haladva a Kerka-völgytől Belső-Somogy nyugati pereméig a vékony kavics- és löszös üledéktakaró alatt a morfológiában kirajzolódik a pannóniai képződmények enyhe, kelet–nyugati irányú redőzöttsége. A morfológiából kimutatható antiklinálisok tengelyei közötti távolság 15-20 km (51.b ábra). Ez a Felső-Zala-völgy és a Dráva síkja közötti hullámos felszín a mélyebb, prerift aljzat redőit követi, de az amplitúdója az aljzat egyenetlenségeinél

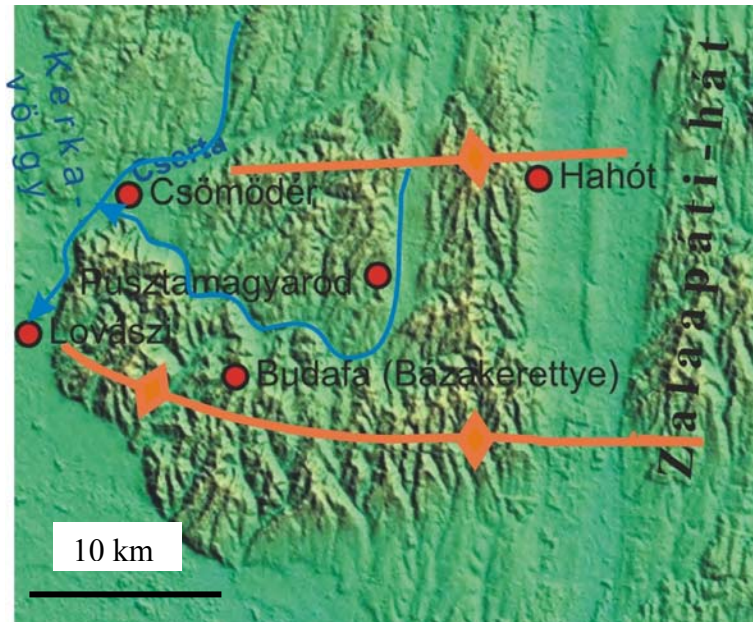
jóval szerényebb. A szeizmikus szelvényeken és fúrásokból kimutatható antiklinális szerkezetek esetenként az 1 km-t meghaladó kiemelkedést mutatnak (FODOR et al. 2005b), míg a felszínen ez 150-200 m nagyságrendű (63. ábra). Ennek oka egyfelől a szinrift képződmények képződése alatt végbemenő deformációkkal magyarázható, ugyanis a posztrift üledékekben kimutatott gyűrődések részben települt boltozatok. A posztrift üledékképződés lezárulása után jelentős lepusztulás következett be, ami az üledékek felső részének jelentős mértékű lepusztulásához és a térszín kiegyenlítődéhez vezetett. Az így kialakult térszínre terítették szét kavicsos alluviális törmelék-kúpokat az Alpokból kilépő Rába és Mura folyók ősei. A pannóniai üledékekre települt kavicsos dombok követi a pannon redők felszínét, ami arra utal, hogy a pannóniai rétegek észak–déli irányú kompressziója a kavicsos dombok kialakulása után is folytatódott. A korábban kialakult gyűrődések morfológiában megjelenő maradványai a kavicsos hordalék-kúp elterjedésére is kihatással voltak, mert a budafai és lovászi antiklinálison annak ellenére sincsenek kavicsok, hogy mélyebb térszíni helyzetben vannak a kavicsos dombokon észlelhető legmagasabb előfordulásainál (STRAUSZ 1943), vagyis ezeket a kiemeltebb helyzetű felszíneket a hordalék-kúp kavicsai mintegy körbekerülték. Felhalmozódásuk és utólagos lepusztulásuk követte a pannóniai képződmények redőinek színformjait, így részben a Balaton nyugati medencéjének aljzatában és Belső-Somogy mélyfekvésű, déli irányban egyre mélyülő széles völgyében rakódhattak le.



63. ábra. Szeizmikus szelvények a Principális-völgyön keresztül. A domborzat burkoló görbéje követi a posztrift redőket, de mértéke kisebb (FODOR et al. 2005b)

Ugyanerre a Kerka-völgy és Belső-Somogy közé eső területre jellemző az ún. meridionális völgyek megjelenése. A 4.6. alfejezetben érveket hoztam fel amellest, hogy e völgyek tektonikailag preformáltak, és ha nincs is jelentős vertikális elmozdulás a völgyeket szegélye-

zó tereplépcsők mentén, a víz, de különösképpen a szél deflációs hatását könnyebben ki tudta fejteni gyengült, fellazult, tágulós repedésekkel átjárt képződmények felszínén. E meridionális völgyek keletkezési ideje mindenképpen a redőképződés és a kavicstakaró kialakulása utáni időre esik, hiszen a kavicstakaró szintek általában a völgytalpak felett fekszenek.



64. ábra. A Budafa és Hahót antiformok és a vízhálózat kapcsolata

A meridionális völgyek között húzódó Egerszeg–letenyei-dombság és a Zalaapáti-hát déli végei nyugati irányban kiszélesednek. A Csömödér–Hahót–Zalavár és a Budafa–Zalakovár antiformok 64. ábrán bemutatott nyugati szárnyának morfológiájában is követhetők a meridionális völgyirányok, ugyanakkor kiemelt helyzetbe kerültek. A gyűrődések tehát a völgykezdemények kialakulása idején is folytak, a kiemelkedés a Cserta-patak és a tőle keletre lévő Válicka völgyét nyugati irányba térítette el. A Csömödér–Hahót–Zalavár antiform emelkedése pedig völgyi vízváltató kialakulását, a Válicka felső szakaszának ellentétes irányúvá válását okozta. A progresszív redőképződést észak–déli kompresszió okozta, de az Alsó-Válicka északnyugati irányú szakaszán észlelhető cakkos völgy lefutás alapján feltételezhető, hogy transzpressziós, jobbos oldalelmozdulások is felléptek.

A Zalaapáti-hát déli, kiszélesedő része analóg módon alakult ki a budafai és hahóti antiformoknál leírtakkal. Itt a Belezna–Liszó–Iharosberény vonulat kiemelkedése szintén megőrizte kiemelt helyzetben a meridionális völgyek nyomát, de a Principális-völgyet kitérítette nyugati irányba. Itt a szinform északi oldalán húzódó cakkos völgy lefutást az 59. ábrán bemutatott modell szerint a Kapos-vonal menti jobbos oldalelmozdulás nyugati folytatásaként értelmezem.

### ***Belső-Somogy***

Morfológiája és vízhalózata élesen elüt a közrefogó dombvidékektől. A dél felé egyre vastagodó negyedidőszaki, gyakran kavicsos és homokos rétegsor a Dráva völgyig leérve meghaladja a 150 m-t (FRANYÓ 1994). Ez a fekülmélység a tengerszint alatt van, ezért a képződés előtti fekümorfológiát csupán külső erőkkel, tektonikushatásokra képződő süllyedék nélkül nehéz megmagyarázni. Itt a Belső-Somogyot keletről és nyugatról határoló, meridionális tereplépcsőket normál/lisztrikus vetők hatására kialakult peremi törésekként értelmezem. A jelentős negyedidőszaki üledékvastagságok és az erős deflációs hatás miatt a felszín morfológiájában a pannóniai képződményeken kialakult redőknek nincs felszínen kimutatható nyoma, bár a szeizmikus szelvényeken Igal, Vése és Kadarkút alatt jelentősen lepusztult antiklinális redők jelentkeznek.

Sajátosan alakul Belső-Somogy vízhalózata is. A Balaton és a dél-dunántúli dombság vízhalózatának vízválasztója a Nyugat-zalai-dombságon még közvetlenül a Zala folyó jobb partjával párhuzamosan fut. Innen kelet felé két lépésben délre tolódik, a Zalaapáti-hát keleti peremén már Iharosberény–Böhönye–Nagybajom–Kaposvár vonalában húzódik (2.b melléklet). Ezt az anomális, a lefolyási irányokat megfordító kiemelkedést a legfiatalabb, késő-pleisztocén jobbos elmozdulások menti kiemelkedésként értelmeztem (59. ábra), ami befolyásolta a keleti morfológiai határ lefutását. Ez a határ a Kapos-vonaltól délre, a Zselic peremén nyugati irányban mozdul. Ugyanitt észlelhető a leginkább, hogy a fiatal morfostrukturális elemek és a vízhalózat lényeges irány vagy morfológiai változás nélkül keresztezi a Középmagyarországi vonalat. A vonal vagy zóna annak ellenére, hogy a legfontosabb szerkezet volt a Pannon-medence neogén végéig tartó tektonikai fejlődéstörténetében, a késő-pleisztocéntól felszínalakító hatása alárendelt.

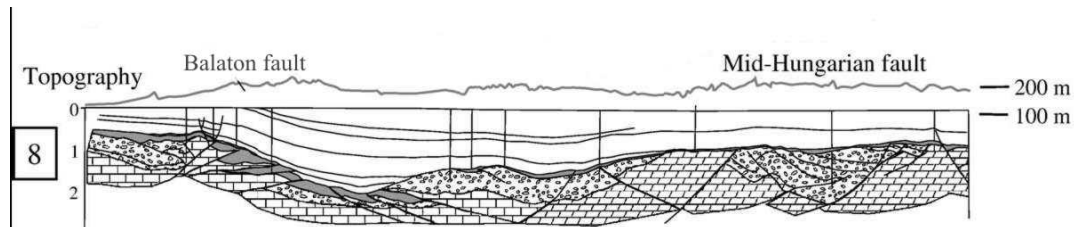
### ***Külső-Somogy***

A vizsgált terület legbonyolultabb, összetettebb része, ahol a pleisztocén előtt kialakult szerkezetek is több tektonikai stílus egyidejű vagy közvetlen egymásutániságából alakultak ki, és gyakori a korábbi szerkezetek többszöri felújulása (65. ábra). Ezt azért lényeges hangsúlyozni, mert a morfostrukturális vizsgálatok is erre utalnak.

CSONTOS et al. 2005 a késő-miocén bázisán kialakuló szerkezetek rajzolatát kettős hatás eredőjeként értelmezik a szeizmikus szelvények alapján. ÉNy–DK-i térrövidülés redők és feltolódások sorát hozta létre a Balaton vonal és a Középmagyarországi vonal között, továbbá balos eltolódásokat meridionális irányba eső, transzteniós eredetű normál vetőkkel a Tamási-vonal csapásában. NyÉNy–KDK-i irányú térrövidülés jobbos oldaleltolódásokat is oko-



zott az ÉK–DNY-i csapású redők és pikkelyképződés mellett. Az általános ÉNy–DK-i térrövidülést CSONTOS et al. 2002a, 2002b a Tisza–Dácia mikrolemez északnyugati irányú mozgásával magyarázzák, ami az ALCAPA és a Dinaridák közé beszorított mikrolemez szegély kényszermozgásából ered. Hasonló irányú feszültségtér váltakozásokat mutatott ki a löszökön észlelhető morfológiailag vizsgálatokból MAGYARI et al. 2004.

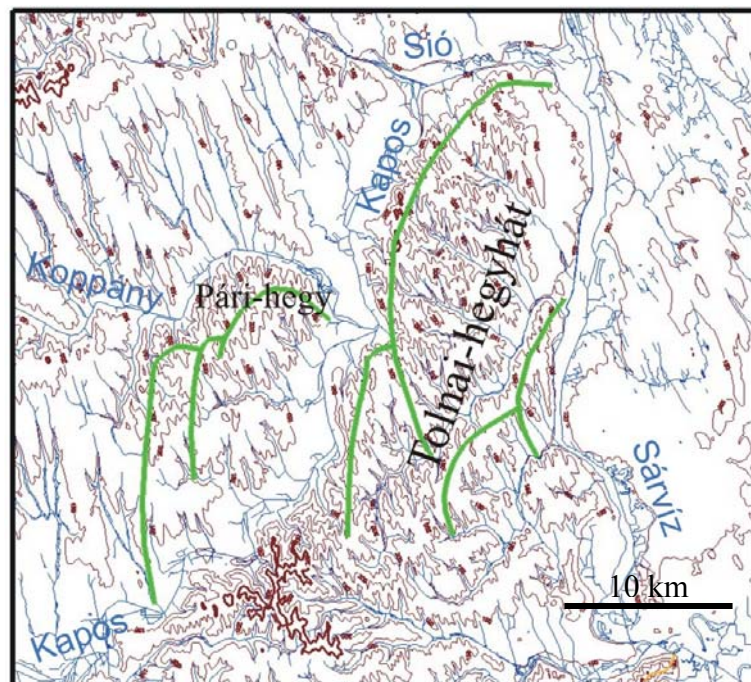


65. ábra. A domborzat és a szinrift aljzat hasonló lefutása Külső-Somogyban CSONTOS et al. 2005 szerint

A pannóniai üledékképződés záró rétegeinek mintegy 150-200 m-es lepusztulása után a viszonylag kiegyenlített felszínen kavicsos-vöröstasyagos összlet (Tengelici Vöröstasyag Formáció) képződött, ami elsősorban a Dunántúli-középhegység lepusztulásából származott. Rajta a középhegységből és a felszínen lévő pannóniai üledékekből származó homokok települtek. A felszínt ezután a felső-pleisztocén korú lösz egységes takarója borította be. Emiatt a morfostrukturálisan érzékelhető felszíni deformációk a késő-pleisztocén és kis mértékben a holocén idejére tehetők.

A saját morfostrukturális vizsgálatok két igen markáns rajzolatot mutattak ki. Ezek egyike a radiális (a fokozatos szétnyílás miatt az irányuk kevésbé mondható meridionálisnak) völgyek rendszere, amit DK felé a hosszanti völgyek mindenhol élesen elvágnak. A hosszanti völgyek cakkos-fűrészfogas lefutását elemezve ezt a késő-pleisztocénban kiújult jobbos oldalmozdulásokként értelmeztem. A jobbos oldalelmozdulásokkal jellemzett transzpressziós törésrendszer legmarkánsabb, a teljes zalai és somogyi területen morfológiai anomáliákkal követhető eleme a Kapos-vonal (NÉMEDI VARGA 1977). Északkeleti irányban kulisszaszerű elrendezésben egyre rövidülő szakaszokon követhető a transzpressziós törészóna többi elemének felszíni megjelenése a Koppány, Kis-Koppány és a Jaba völgyének fűrészfogas lefutásában. A domborzat alakulását a leginkább befolyásoló Kapos-vonal Dombóvárig közel kelet–nyugati irányban húzódik. Innen a Tamási-vonal mentén balra lépve a Pári-hegy és a Tolnai-hegyhát területén aszimmetrikus redők, szélsőséges esetben lapos síkú feltolódások képződését okozta. A domborzatukat vizsgálva előbb a Pári-hegy dombja emelkedett meg, eltérítve a Koppány folyását, majd a Tolnai-hegyhát, ami a Kapos folyását kényszerítette az ÉK-i irányú kitérésre. Ezt mutatja be a Kelet-Külső-Somogy domborzatát és vízrajzát magába

foglaló 66. ábra. A Móri-árkot metszve annak völgyében is kimutatható a domborzat kiemelkedése, így a Sárvíz délnyugati irányú kitérése.



66. ábra. A Kelet-Külső-Somogy domborzati és vízrajzi térképe a Pári-hegy és a Tolnai-hegyhát aszimmetrikus, ívelt gerincvonalával

A késő-miocén bázisán kialakult törésháló rajzolatot létrehozó másik komponens ÉNY–DK-i irányú térrövidülést és a Balaton-vonal mentén balos oldaleltolódásokat okozott. A Balaton-vonal felett jelentős morfológiai anomáliák nem tapasztalhatók, ugyanakkor a Balaton aljzatában, annak csapásában balos transzpressziós oldalelmozdulásokat mutattak ki nagy felbontású reflexiós szeizmikus szelvényeken (SACCHI et al. 1998, SACCHI 2001, CSERNY et al. 2005). Ezek kapcsolatosak lehetnek egy Balaton-vonal menti kisebb nyírásos vetőzónának a késő-pleisztocén felújulásához, ami hozzájárult a tó süllyedékének kialakulásához is. A Külső-Somogy területét északnyugaton, a Balaton csapásában határoló balos és a Kapos völgyének vonalában fellépő jobbos elmozdulások a két erőhatás váltakozó, gyakorlatilag egyidejű hatását tételezik fel.

A kipréselődő kéreg számára a kivékonyodott, alacsony szilárdságú Pannon-medence alatti litoszféra jelenti a leggyengébb ellenállás irányát. A kipréselődő kéreg a maximális főfeszültség irányára közel merőlegesen képes a leginkább kifelé mozogni. Mintegy legyezőszerűen terül szét és ennek nyoma a radiális rajzolat ÉK-i irányú íveltségében a Dunántúl északi részén meg is mutatkozik. A legnagyobb elmozdulással és sebességgel jellemezhető központi pászta és a közrefogó, kisebb sebességű részek között fellépő nyírási feszültséget



oldalelmozdulások tudják feloldani. A sebességkülönbségeket északnyugati irányban balos, délkeleten jobbos oldalelmozdulások nyelik el. Ennek a Közép-magyarországi vonal és a Balaton-vonal már meglévő, a kora- és középső-miocén idején aktív töréses zónáinak, egyes töréseinek felújulása adja meg az ébredő nyírásos feszültségek kiegyenlítődének helyeit.

### ***Alsó-Mura sík, Mura-völgyi sík és a Drávamenti-síkság***

A zalai és somogyi területet délnyugatról határoló Mura- és Dráva-völgy vastag pleisztocén üledékekkel kitöltött árkai a jelenkorban eltakarnak és elpusztítanak minden dél-dunántúli morfostrukturális mintázatot. E folyók medencéi a Pannon-medence nyugati peremén zajló legintenzívebb neotektonikai folyamatok felszíni megnyilvánulásai: az Adria mikrolemezzel és a merev, stabil Cseh-masszivummal közrefogott ALCAPA és Tisza–Dácia mikrolemezek keleties irányban kitérnek (RATSCHBACHER et al. 1991b). A kitérés a Pannon-medence délnyugati részén a Lavantal törészóna jobbos oldaleltolódásai mentén megy végbe, és a keletre kiszökő mikrolemezek távolodó szegélyei felett a felszínen transzteniós medencék alakulnak ki. A Dunántúl zalai és somogyi szegélyén a hibrid litoszféra távolodása a Dinaridák északkeleti előterétől a felszínen extenziós szerkezeti stílusra jellemző ívelt, liztrikus vetőkkel határolt morfológiával jelentkezik. Nyomai a Mura és Dráva bal partján a teraszüledékek és az alávágott, meredek partfalú neogén képződmények határán végig követhetők.

A területen lezajlott, a morfostrukturális vizsgálatok alapján összeállítható neotektonikai folyamatok főbb vonalait tájegységek és relatív idő szerinti sorrendbe állítva a 131. oldalon található táblázatban foglaltam össze.

## Összefoglalás

Dolgozatomban vizsgáltam, hogyan jelenek meg a zalai és somogyi régió morfológiájában, felszínének alakulásában a neotektonikai folyamatok. Ezért több módszer együttesét alkalmaztam. Ezek részben a különböző térképészeti alapanyagokból kerül-



tek ki: domborzati és vízrajzi térképek, digitális terepmodellek, űrfelvételek. Másrészt a Földtani Intézetben készült tematikus térképek, a felszíni földtani térképek, a jelenkori felszínalakító folyamatok és a negyedidőszaki képződmények vastagságtérképei.

Törekedtem arra, hogy a párhuzamosan futó más kutatási módszerek adatait csak a legszükségesebb esetekben használjam fel. Ezzel azt a célt kívántam elérni, hogy csak önmagában a morfostrukturális vizsgálatokból levonható következtetéseket foglaljam össze.

Az egyes tájegységeken belül megfigyelt neotektonikai jelenségek viszonylag ellentmondás mentesen felfűzhetők a RATSCHBACHER et al. 1991b által felvázolt modellre és összhangban vannak a Pannon-medence neotektonikai folyamataira tett általános megállapításaival.

A folyamatok fő mozgatója e modell szerint az Adria mikrolemez északi irányú, az óramutató járásával ellentétes forgással kombinált mozgása. A Cseh-masszívum passzív szegélyéhez nyomuló mikrolemez útjában a Keleti-Alpok kettős reakcióval válaszol: részben a Keleti-Alpokban jelenleg is zajló kompresszióval, térrövidülésekkel redők és feltolódások keletkezésével, a Dinaridákban pedig jobbos eltolódásokkal kombinált transzpresszióval; másfelől a Pannon-medence aljzatának KÉK irányú kitérésével. A keleties irányú kipréselésnek a posztrift fázisban szabad tere volt a medence belsejébe, de a negyedidőszak elejére gátat szabott a medence keleti szegélyén zajló szubdukció folyamatának leállása. A szabad tér megszűnt, de továbbra hatottak és napjainkban is hatnak nyugati–délnyugati irányú nyomóerők. Elindult a Pannon-medence tektonikai inverziója. E folyamat megnyilvánul a Délnyugat-Dunántúl felszínalakulásában is (BADA et al. 2007a,b).

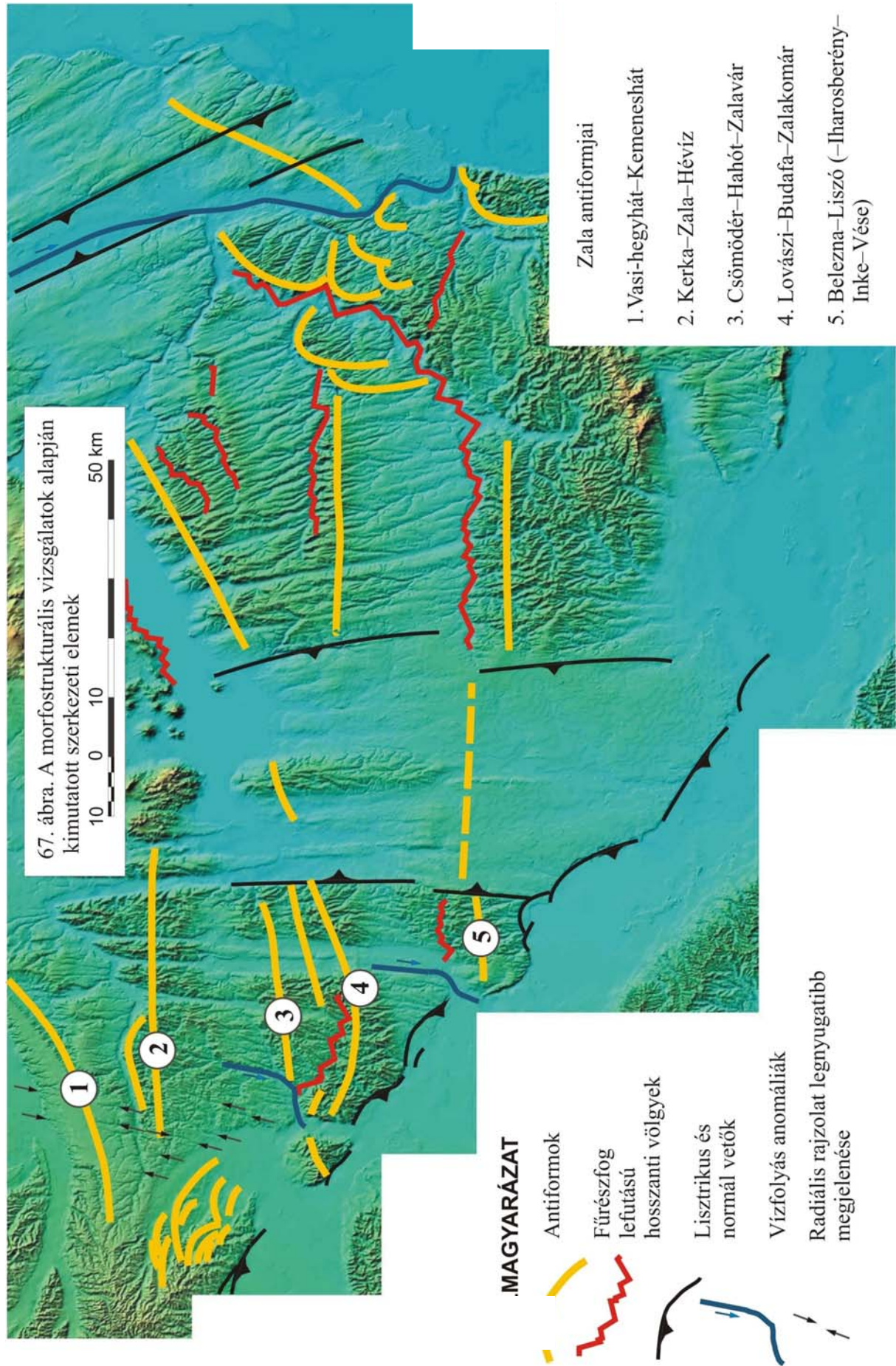
A kompresszió iránya a redőkbe gyűrődött neogén képződmények csapása alapján a Mura-vidéken ÉÉK–DDNy-i, ami fokozatosan harapódzott keleti irányba. A Zalaidombvidéken a kompresszió É–D-i irányúvá válik, emiatt itt a neogén üledékek K–Ny-i irányú, enyhe, 10-20 km-es amplitúdójú redőkbe rendeződnek, amik gyűrődési folyamata az antiklinálisok hátain is előforduló, elszigetelt kavicstakaró-foszlányok alapján a pleisztocén ideje alatt is folytatódott. A redőképződés észak felé fokozatosan haladt előre. A legidősebb redők már a pliocén ideje alatt annyira kiemelkedtek, hogy Zalában az idős pleisztocén ka-

vicsüledékek csupán körülölelték erodálódott felszínüket, Belső-Somogyban viszont mélyebb helyzetbe kerültek (Iharosberény–Inke–Vése kiemelkedés). Fiatalabb redők húzódnak Észak-Zalában. Itt a redők által közrefogott Lenti–Bak–Pacsa–Keszthely mélyfekvésű, gyakran tavi és mocsári-tőzeges üledékekkel kitöltött szinform és keleti csapású teknő és maga a Balaton medre mutatja a legaktívabb jelenkori süllyedést. Az északra csatlakozó Vasi-hegyhát és a Kemeneshát a legfiatalabb, a kezdődő kiemelkedés kisértékű erodáltságban megnyilvánuló bélyegeit mutatja.

A Zalai-dombságon jelenik meg a teljes Dunántúlt és részben a Duna–Tisza között átszelő sugaras rajzolat (itt Zalában éppen közel meridionális). Álláspontom szerint kis elmozdulású vagy elmozdulások nélküli, tektonikus eredetű a rendszer, amit a defláció és kisebb mértékben a folyóvízi erózió alakított tovább a jelenlegi formájára. Kialakulását magyarázhatja, hogy a kipréselődő litoszféra lemez felső szintjei az Alpok irányából meredek emelkedés után közel szintesen mozognak kelet felé tovább. Ez a rajzolat sugárirányú gyengült zónákban, repedésekben és a mélység felé elnyelődő, liztrikus törésekkel határolt árkok formájában nyilvánul meg (48. ábra). A tektonikai erőhatások feltételezhetően még a posztrift fázis (felső-miocén–pliocén) idején léptek fel, amikor az extenziót nem blokkolta le a Kárpátok belső ívén aktívan szubdukáló óceáni kéreg. Maguknak a völgyeknek a kialakulása a kavicstakarók lerakódása és a redőképződés után kezdődhetett meg csupán, mert a kavicstakarókat és teraszokat egymástól elválasztva tagolják.

Belső-Somogynak szerkezeti és morfológiai határ jellege volt már a pliocén idején is. A zalai redők közül a Belezna–Liszó folytatása Inke és Vése felé tovább követhető, de az északbra lévő nem (67. ábra). A délre nyitott széles völgy a dunántúli hegylábi üledékeknek ugyanúgy gyűjtőhelye volt, mint a zalai redőképződés során pusztulásnak induló alpi hegyláb-felszín agyagos kavicsainak és pleisztocén kavicstakaróinak.

A fiatal löszök keletkezésükkor a teljes régiót belepték. A defláció a meridionális völgyekben és Belső-Somogy területén azonban intenzíven hatott. A kiemelt morfológiai helyzetben lévő löszök felszíne erősen tagolt, az erózió a zömét lepusztította. Egyértelmű a rajtuk kialakult víz- és völgyhálózat irányítottsága és domináns volta. A völgyalakulás a fiatal löszök leülepedése után is zajlott, a völgyek talpai általában a teljes löszös üledékösszetetet keresztülszelik. Az egységes, délkeleti lejtőkkel jellemezhető lösztakarót a hosszanti völgyek markánsan metszik el. Ezek a dombvidék legfiatalabb töréses szerkezeteinek a felszíni megjelenései, a Dinaridáknak a Mecseken és Villányi-hegységen keresztül kifejtett, délnyugati irányból ható nyomásának a hatására.



Kialakulásuk a Közép-magyarországi zóna és a Balaton vonal egyes töréseinek felújulásával jobbos, transzpressziós oldalelmozdulásokhoz kapcsolódik (SÍKHÉGYI 2002).

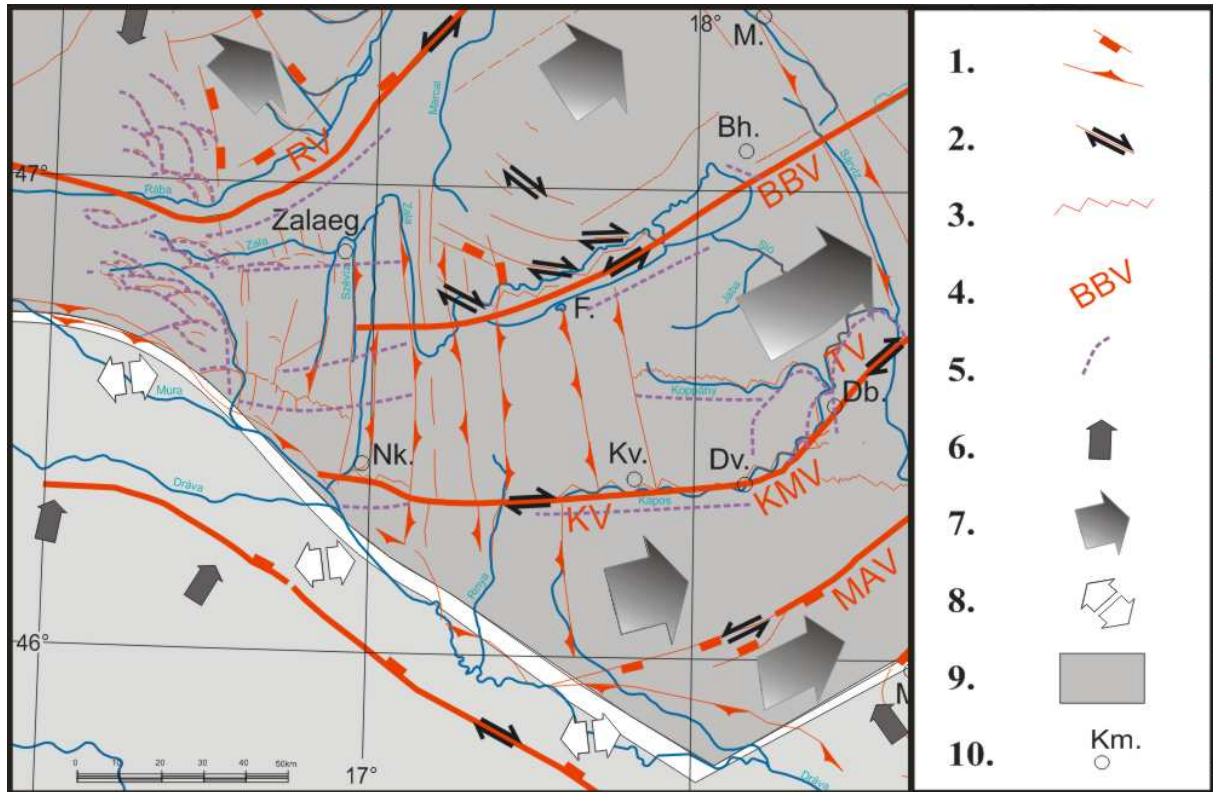
A transzpressziós szerkezetalakulás első jelei Zala déli területén, az Egerszeg–Ietenyei-dombságon észlelhetők. Nagykanizsától keletre a völgyek és a vízhálózat cakkos, fűrészfog alakú lefutását jobbos elmozdulások felszíni vetületeként értelmezem. Feltételezhetően a Közép-magyarországi zóna és a Balaton vonal egyes töréseinek felújulásai. Ettől eltekintve a Pannon-medence kialakulásában és fejlődése során elsőrendű fontosságú zóna a jelenlegi felszín alakulását nem módosítja lényegesen. Ebből a nézőpontból a Kapos mentén végignyomozható, az 59. ábrán bemutatott domborzati anomália, amit jobbos oldalelmozdulás felszínen követhető nyomvonalaként értelmeztem, egy mikrolemezen belüli feszültség feloldódása egyenlőtlen horizontális mozgások mentén.

Külső-Somogyban a kompresszió fő iránya tovább fordul az óramutató járásával ellentétesen és ÉNY–DK-i irányúvá válik. A löszel fedett DK felé eső radiális rajzolatú felszínt élesen metsző fűrészfogas, cakkos lefutású hosszanti völgyek szintén a Közép-magyarországi zóna egyes töréseinek transzpressziós stílusú kiújulását jelzik. A felszín alakulását leginkább befolyásoló Kapos-vonal balra lépve Kelet-Külső-Somogy keleti felén és a Tolnai-hegyháton jelenkorig tartó intenzív kiemelkedést okoz. KDK-i folytatását a Móri-árkban enyhe kiemelkedés és a Sárvíz nyugati kitérése jelzi.

A kompresszió hatására a Dunántúl nagy részén napjainkban kiemelkedés zajlik. Ezt a negyedidőszaki üledékek kiemelkedésre jellemző genetikai típusok dominanciája és a jelenkorban zajló eróziós folyamatok támasztják alá. A kiemelkedés másik összetevője lehet a litoszféra lemez és a kéreg anomális felboltozódása a medence szegélyén, ami akár a litoszféra, akár a kéregnek vagy egy felső szintjének kipréselődése miatt következik be. További nyomó hatást fejthet ki a Keleti-Alpok gravitációs eredetű feszültségnövelő oldalnyomása (BADA et al. 2001), ennek azonban morfostrukturálisan külön kimutatható hatása a felszín morfológiájára nincs. Figyelembe véve, hogy a jelenkori felszínfejlődés egyveretű az ALCAPA mikrolemez és a Tisza–Dácia mikrolemez északnyugati, beékelődő részén, együttesen mozogva préselődnek ki (68. ábra), nem kizárt, hogy a mikrolemezek határainak módosulásáról beszélhetünk (FODOR 2006; BEHM et al. 2007a, ld. Az 1.1 alfejezet 3. ábráját). A kipréselődő mikrolemez sem mozog teljesen egységesen. A kipréselődő lemez középső része mozdul kifelé a legnagyobb sebességgel, emiatt a déli szegélyén jobbos elmozdulás következtethető ki, a Balaton tengelyében ugyanakkor balos. Ez okozhatja, hogy a teljes Dunántúlt tekintve a sugaras rajzolat északkeleti irányban enyhén ívelt. A Mura és a



rajzolat északkeleti irányban enyhén ívelt. A Mura és a Dráva völgye az egymáshoz kötött kipréselődő mikrolemez töredékek peremének felszíni megnyilvánulása.



68. ábra. Somogy és Zala morfostrukturális elemei és geodinamikai folyamatai. – Jel-magyarázat: 1. Normál és lisztrikus törések; 2. Oldaleltolódások; 3. Fűrészfogas, cakkos lefutású vízrajzi anomáliák; 4. Jelentős törésvonalak, törésvonalak; 5. Morfológiában észlelhető redőtengelyek; 6. Az Adria litoszférolemez kompresszió iránya; 7. A kipréselődő litoszféra lemez általános mozgási iránya; 8. Jelenkori extenzió iránya; 9. Az egységesen mozgó, kiemelkedő területek; 10. Településnevek rövidítése (Bh. – Berhida, Db. – Diósberény, Dv. – Dombovár, F. – Fonyód, M. – Mór, Nk. – Nagykanizsa, Zalaeg. – Zalaegerszeg)

	<b>A Mura- és Kerka-vidéke</b>	<b>Zalai-dombság</b>	<b>Belső-Somogy</b>	<b>Külső-Somogy</b>	<b>Móri-árok</b>	<b>Mura- és Dráva-medence</b>
<b>Qh</b>	Kiemelkedés, erózió, lejtőmozgások	Kiemelkedés, erózió, lejtőmozgások Balos oldaleltolódások, süllyedés; a Balaton medencéjének kialakulása	Erózió és defláció Balos oldaleltolódások, süllyedés; a Balaton medencéjének kialakulása	Kiemelkedés, erózió, lejtőmozgások Balos oldaleltolódások, süllyedés; a Balaton medencéjének kialakulása	Extenzió. Süllyedés, feltöltődés, szikesedés	Extenzió. Süllyedés, feltöltődés
<b>Qp3-h</b>	Kiemelkedés, erózió, lejtőmozgások	Kiemelkedés, erózió és defláció, lejtőmozgások	Defláció	Kiemelkedés, erózió és defláció, lejtőmozgások	Defláció, erózió	Extenzió. Süllyedés, feltöltődés, folyóteraszok
	Sugaras rajzolat tektonikus eredetű kialakulása (Vasi-hegyhát)	Kompresszió, redőképződés. A Cserta- és a Principális-völgy nyugati irányú eltérülése, Bak–Pacsa–Keszthelyi-öböl sziniform kialakulása		Transzpresszió. Kaposvonal menti jobbos oldaleltolódás balra lépése a Tamási-vonalon; Tolnai-hegyhát kiemelkedése	Transzpresszió, kiemelkedés a Tolnai-hegyháttól keletre. A Sárvíz völgyének nyugati irányú eltérülése	
		Transzpresszió. Jobbos oldaleltolódások, fűrészfogas lefutású hosszanti völgyek kialakulása a Zalaapáti- és az Egerszeg–Letenyei-dombság déli végén	Transzpresszió. Kaposvonal menti jobbos oldaleltolódások, Iharosberény–Böhönye–Nagybajom vízválasztó kialakulása	Transzpresszió. Kaposvonal menti jobbos oldaleltolódás balra lépése a Tamási-vonalon; Pári-hegy kiemelkedése		
	Defláció, erózió	Defláció	Defláció	Defláció		
				Transzpresszió. Jobbos oldaleltolódások, fűrészfogas lefutású hosszanti völgyek kialakulása		



Qp3	Kiemelkedés, erózió	Kompresszió, redőképződés	Defláció	Defláció, erózió. „Meridionális völgyek” kialakulása	Defláció	
	Barna lösz képződés	Defláció, erózió. Meridionális völgyek kialakulása				
	Kiemelkedés, erózió	Barna- és típusos fiatal lösz képződése	Kiemelkedés, erózió	Kiemelkedés, erózió		
		Sugaras rajzolat tektonikus eredetű kialakulása	Süllyedés. Marcali Homok Formáció			
Qp1-2	Kompresszió, redőképződés kiújulása	Kompresszió, redőképződés kiújulása	Kompresszió, redőképződés kiújulása	Kompresszió, redőképződés kiújulása	Kavicsos-homokos medencekitöltés a hegyláb felszínének lepusztulásából  (Tengelici Vörösagyag Formáció?)	Extenzió. Süllyedés, feltöltés  (Tengelici Vörösagyag Formáció?)
	Kavicsstakarók az Alpok kiegyenlített hegyláb felszínén	Kavicsstakarók a redők részben lepusztult felszínén	Kavicsos-homokos medencekitöltés a hegyláb felszínének lepusztulásából	Kavicsos-homokos hordalékkúpok a Dunántúli-középhegység DK-i, kiegyenlített hegyláb felszínén		
		(Tengelici Vörösagyag Formáció?)	Felszín kiegyenlítés, süllyedés. Tengelici Vörösagyag Formáció	Felszín kiegyenlítés, süllyedés. Tengelici Vörösagyag Formáció		
		Sugaras rajzolat tektonikus eredetű kialakulása	Sugaras rajzolat tektonikus eredetű kialakulása			
PI	Kompresszió, redőképződés	Kompresszió, redőképződés	Kompresszió, redőképződés (Iharosberény–Vése–Inke)	Kompresszió, redőképződés	Sugaras rajzolat tektonikus eredetű kialakulása	Extenzió. Süllyedés, feltöltés

1. táblázat. A Somogyi- és Zalai-dombság neotektonikai folyamatainak összefoglalása

## **Zárszó**

Morfostrukturális (morfotektonikai) vizsgálataim számos esetben összhangban vannak a tőlük független, más módszerekből levonható következtetésekkel. Máshol ellentmondanak egymásnak, ütközések vannak. Ezeket szándékosan nem kerültem meg, mert így nagyobb esélyét látom a további kutatások kritikai szemléletű, a más eredményekre tekintettel lévő folytatására.

## **Köszönetnyilvánítás**

Mindenki előtt szeretném megköszönni néhai Kriván Pálnak azt az elhivatottságot, szakma-szeretetet és azt a személyes varázst, amivel az általa vezetett geológia szakkörben sok gimnazis-ta korú társammal együtt meggyőzött bennünket a földtan különleges szépségeiről, a Föld és a haza mindenek előtt való szeretetéről. Neki köszönhetem a szakmai életpályám megválasztását, művelésének összes örömét és szépségét.

Külön köszönet illeti Dr. Oravecz Jánost, aki az egyetemi tanulmányaim során felhívta a figyelmemet a légi módszerek lehetőségeire, a földtani térképezés mindenek előtt való fontosságá-ra és ezeken keresztül a térképtudomány felé irányította szakmai törekvéseimet.

Pályám zömét a Földtani Intézet keretében töltöttem. Sajnos nem lehetnek már közöttünk azok az intézeti vezetők, akik bizalmukkal megtiszteltek és támogatták törekvéseimet a térképé-szet és földtan közös témáinak művelésében. Külön köszönöm most is, utólag is Hetényi Rudolf, Nagy Elemér és Hámor Géza szakmai és emberi támogatását.

Sokat köszönhetek Cserny Tibornak, akinek ösztönzésére belekezdtem e dolgozat elkészíté-sébe, és aki folyamatosan biztatni tudott, ha a lankadás jeleit fedezte fel rajtam. Munkatársaim e munka technikai kivitelezéséből is részt vállaltak, de ezen túlmenően saját többletmunkáikkal segítettek több időt fordítani a dolgozat összeállítására.

A házi védelem két opponense, Brezsnay Károly és Chikán Géza kritikai megjegyzései, lektorálási munkái révén alakult ki a dolgozat végső formája.

És kissé bocsánatkérő hangsúllyal köszönök minden áldozatvállalást a családomnak, fele-ségemnek és lányaimnak, hogy az otthoni körülményeket hozzám igazítva biztos háttérrel nyújtot-tak munkámhoz, és ha távol voltam, ők mindig visszavártak. Köszönet érte.

## **Mellékletek 1:500 000**

1. Somogy és Zala természetföldrajzi tájbeosztása
2. a. A Délnyugat-Dunántúl vízhalózata; b. A Délnyugat-Dunántúl vízrajzi sajátosságai
3. A Dél-Dunántúl digitális domborzati modellje a szintvonalas ábrák és domborzati metszetek helyeivel
4. Somogy és Zala szintvonalas térképe (MH Térképészeti Kht. – MÁFI DTA50/c)
5. A Dél-Dunántúl földtani térképe
6. Somogy és Zala morfostrukturális elemei
7. Jelentős üledékképződés és lepusztulás a középső-pleisztocén–holocén folyamán

### Felhasznált irodalom

- ÁDÁM, A. 1983: A kéreg és a felsőköpeny-szerkezet geoelektromos kutatása a Kárpát-medencében. – MTA X. Osztály Közleményei **15**, 3-4, pp. 221-236
- ÁDÁM, A. 1994: Is there any relation between the earthquakes and graphitic conductors in the upper crust? A hypothesis. – Acta Geod. Geoph. Hung. **29**, pp. 149-159
- ÁDÁM, A. 2001a: Deep tectonics under the thick limestone in NW Transdanubia by means of magnetotellurics. – Acta Geologica Hungarica **44**, pp. 159-166
- ÁDÁM, A. 2001b: Relation of the graphite and fluid bearing conducting dikes to the tectonics and seismicity (Review on the Transdanubian crustal conductivity anomaly). – Earth Planets Space **53**, pp. 903-918
- ÁDÁM, A. & POSPISIL, L. 1984: Crustal conductivity anomalies in the Carpathian region.– Acta Geodetica, Geophysica et Montanistica Hungarica AHS **19**, pp. 19-34
- ÁDÁM, A., NAGY, Z., NEMESI, L. & VARGA, G. 1990: Crustal conductivity anomalies in the Pannonian basin. – Acta Geodetica, Geophysica et Montanistica Hungarica ASH **25**, pp. 279-291
- ÁDÁM, A., FODOR, L., MURÁTI, J. & SZAFIÁN, P. 2001: Szerkezeti vonalak, tektonikai blokkok határainak pontosítása geológiai és geofizikai módszerekkel. – In: Ádám A. és Meskó A. (szerk.): Földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői. Stratégiai kutatások a Magyar Tudományos Akadémián. MTA Budapest, pp. 45-74
- ÁDÁM, A., NOVÁK, A. & SZARKA, L. 2005: Tectonic weak zones determined by magnetotellurics along the CEL-007 deep seismic profile. – Acta Geodetica et Geophysica Hungarica **40**, 3-4, pp. 413-430
- ÁDÁM, A., KOHLBECK, F., NOVÁK, A. & SZARKA, L. 2008: Interpretation of the deep magnetotelluric soundings along the Austrian part of the CELEBRATION-007 profile. – Acta Geodetica et Geophysica Hungarica **43**, 1, pp. 17-32
- ÁDÁM, J., BÁNYAI, L., CSAPÓ, G. & SZÜCS, L. 2001: Szélső pontosságú geodéziai mérések a sós-kúti mikrohálózatban mozgásvizsgálati célból. – Geodézia és Kartográfia **53**, 4, pp. 16-22
- ÁDÁM, L., MAROSI, S. & SZILÁRD, J. (szerk.) 1981: A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl). (Transdanubian Hilly Range, South Transdanubia). – Descriptive geography of Hungary **4**. Akadémiai Kiadó, pp. 95-97
- BADA, G. 1999: Cenozoic Stress Field Evolution in the Pannonian Basin and Surrounding Orogens. – Vrije Universiteit, 204 p.
- BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001a: Jelenkori deformáció és kőzetfeszültség a Pannon-medencében: Adatok és modellek. – In: Ádám A. és Meskó A. (szerk.): Földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői. Stratégiai kutatások a Magyar Tudományos Akadémián. MTA Budapest, pp. 15-31
- BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001b: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. – Acta Geologica Hungarica **44**, pp. 301-327
- BADA, G., HORVÁTH, F., GERNER, P. & FEJES, I. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. – Journal of Geodynamics **27**, pp. 501-527
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETHING, S., COBLENTZ, D. D. & TÓTH, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. – Tectonics **20**, pp. 343-363
- BADA, G., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., SZAFIÁN, P. & WINDHOFFER, G. 2007a: Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi–dinári–kárpáti környezetében. – Földtani Közlemény **137**, 3, pp. 327-359

- BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G. & CLOETINGH, S. 2007b: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. – *Global and Planetary Change* **58**, pp. 165–180
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. – *Geophysical Transactions* **30**, pp. 313-353
- BALLA, Z. 1999: Van-e bizonyíték negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén? – *Földtani Közlöny* **129**, 1, pp. 97-107
- BALLA, Z., MAROSI S., SCHEUER GY., SCHWEITZER F. & SZEIDOVITZ GY. 1993a: A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok. – *Földrajzi Értesítő* **42**, 1-4. pp. 111-140
- BALLA, Z., SCHWEITZER, F., SZABÓ, Z. & SZEIDOVITZ, GY. 1993b: Magyarország földrengésveszélyes övei. Kézirat. – Jelentés az ETV-ERŐTERV Rt. részére; MÁFI kéziratár
- BALOGH, KADOSA & NÉMETH, K. 2005: Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. – *Geologica Carpathica* **56**, pp. 91-99
- BALOGH, KADOSA, JÁMBOR, Á., PARTÉNYI, Z., RAVASZNÉ BARANYAI, L. & SOLT, G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. Évről*, pp. 243–259
- BALOGH, KADOSA, ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of Post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **28**, Szeged, pp. 75-93
- BALOGH, KADOSA, EBNER, F., RAVASZ, CS., HERRMANN, P., LOBITZER, H. & SOLT, G. 1994: K/Ar Alter Terciäre Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenland. – In: Lobitzer, M, Császár, G & Dauer, G. (eds.): *Jubileumschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*. **2**, Wien, Geologische Bundesanstalt, pp. 55-72
- BANDAT, H. 1942: Légifényképek alkalmazása a geológiai kutatásban. – In: Beszámoló a M. Kir. Földtani Intézet Munkáitairól; A M. Kir. Földtani Intézet 1942. Évi Jelentésének Függeléke **4**, pp. 5-21
- BEHM, M. & BRÜCKL, E. 2007a: Crustal structure of Eastern Alps derived from data of recent WAR/R experiments. – Workshop on Collision and Extension in the Alpine-Carpathian-Pannonian System.– *Alpine-Carpathian-Pannonian Workshop, 2007. szeptember 14-16., Siófok, Előadás kivonat*, p. 15  
[http://info.tuwien.ac.at/geophysik/bibliography/ACP07\\_abstract\\_volume.pdf](http://info.tuwien.ac.at/geophysik/bibliography/ACP07_abstract_volume.pdf)
- BEHM, M., BRÜCKL, E., GRAD, M. & MADJANSKY, M. 2007b: Crustal structure of the Eastern Alps and their foreland along the CEL10/ALP04 seismic profile. – *Geophysical Research Abstracts* **9**, 06585 és poszter:  
[http://info.tuwien.ac.at/geophysik/bibliography/alp04cel10\\_egu2007\\_web.pdf](http://info.tuwien.ac.at/geophysik/bibliography/alp04cel10_egu2007_web.pdf)
- BONINI, M., SOKOUTIS, D., MULUGETA, G., & KATRIVANOS, E. 2000: Modelling hanging wall accommodation above rigid ramps. – *Journal of Structural Geology* **22**, pp. 1165-1179
- BORSY, Z., BALOGH, KADOSA, KOZÁK, M. & PÉCSKAY, Z. 1986: Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. – *Acta Geographica Debrecina* **23**, pp. 79-104
- BRADÁK, B. 2006: Meghatározható-e a paleoszélirány löszfeltárásokból a mágneses szuszceptibilitás anizotrópia (AMS) vizsgálatával? – *Válaszok Bulla Bélának. – Földrajzi Közlemények CXXX (LIV)*, 3-4, pp. 185-198
- BREZSNYÁNSZKY, K. & SÍKHEGYI, F. 1987: Neotectonic Interpretation of Hungarian Lineaments in the Light of Satellite Imagery. – *Journal of Geodynamics* **8**, pp. 193-203
- BUDAI, T., CSILLAG, G., DUDKO, A. & KOLOSZÁR, L. (szerk.) 1999: [A Balaton-felvidék földtani térképe M=1:50 000 \(Geological Map of the Balaton Highland\)](#). – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa

- BUDAI, T., CSÁSZÁR, G., CSILLAG, G., DUDKO, A., KOLOSZÁR, L. & MAJOROS, GY. 1999: [A Balaton-felvidék földtana. – Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000 \(Geology of the Balaton Highland\)](#). A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa
- BULLA, B. 1934: A Magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. – Földrajzi Közlemények **LXII**, 7-9, pp. 137-149
- CHIKÁN G. & TOMKA GY. 1982: A törökkopányi durvakerámiai nyersanyag földtani-technológiai vizsgálata. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. Évről, pp. 217-225
- CHIKÁN G. & CHIKÁN G-né 1993: A Görgeteg-I. sz. fúrás földtani eredményei (I-II-III). – Kézirat, MÁFI Adattár.
- CHIKÁN, G., CSERNY T., FARKAS P. & KUTI L. 1988: A Balaton üdülőkörzet környezetföldtani térképsorozata 1:100.000. – Kézirat, MÁFI.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN G-né, KÓKAI A., KOLOSZÁR L., MARSÍ P., PAPP P. & SZALAI I. 1995: Terepi előkészítő munkálatok kis- és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek megkutatásához. Objektumok földtani dokumentációja. (1.kötet. ) – Kézirat, MÁFI.
- CHOLNOKY J. 1918: A Zala felső völgyének fejlődése. – In: A Balaton tudományos kutatásának eredményei Vol. **I**. Part **II**. A Balaton hidrográfiája. p. 118
- CLOETINGH, S., CORNU, T., ZIEGLER, P.A., BEEKMAN, F. & Environmental Tectonics (ENTEC) Working Group 2006: Neotectonics and intraplate continental topography of the northern Alpine Foreland. – *Earth Science Reviews* **74**, pp. 127– 196
- CZAKÓ, T. 1980: A törésvonalak és a szénhidrogéntartó szerkezetek feltárása a távérzékelés módszerével. – Az MTA X. osztályának Közleményei **13**, 1, pp. 53-69
- CZAKÓ, T. & NAGY, B. 1976: Fototektonikai és ércföldtani adatok korrelációja a Börzsöny-hegységben. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1974-ről, pp. 47-60
- CSERNY, T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. – Földtani Közlemény **132**, különszám, pp. 193-213
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. & KELTS K. R. (eds.): Lake basins through space and time. AAPG Studies in Geology **46**, pp. 605-618
- CSERNY T., PRÓNAY ZS. & NEDUCZA B. 2005: A Balatonon végzett szeizmikus mérések újraértékelése. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004-ről, pp. 273-283
- CSIKI G., ERDÉLYI Á., JÁMBOR Á., KÁRPÁTINÉ RADÓ D. & KÖRÖSSY L. 1987: Magyarország pannóniai (s.l.) képződményei. A peremartoni főcsoport (=alsópannóniai képződmények) talpmélység térképe. Méretarány: 1:500 000. – Magyarország földtani atlasza 5.3. Magyar Állami Földtani Intézet
- CSILLAG G. & SEBE K. 2008: Szerkezeti geomorfológia. – In: Lóczy D. (szerk.): Geomorfológia II. pp. 37-96. Studia Geographica, Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P. M., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2008: Deflációs formák és folyamatok a Dunántúl hegységi területein és környezetükben. –
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. – *Acta Vulcanologica* **7**, pp. 1-13
- CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. – *Tectonophysics* **297**, pp. 51-71
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.L. & WÓRUM, G. 2002a: Tertiary deformation history from faulting analysis and seismic section study in a former European Tethyan margin (the Mecsek-Villány area, SW Hungary). – *Tectonophysics* **357**, pp. 81-102

- CSONTOS, L., MÁRTON, E., WÓRUM, G. & BENKOVICS, L. 2002b: Geodynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villány Mts, SW Hungary). – EGU Stefan Müller Special Publication **3**, pp. 1-19
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., VAN-VLIET-LANOË & MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (Part II): Evidence from seismic sections. – *Tectonophysics* **410**, pp. 63-80
- DANK, V. 1979: A Dunántúli-dombság szénhidrogén perspektívái. – *Földrajzi Közlemények* **XVII** (XCIII), 1-3, pp. 163-170
- DANK, V. & FÜLÖP, J. (főszerk.), ÁDÁM O., 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. 1990: Magyarország szerkezetföldtani térképe. M=1: 500 000. – Magyarország földtani térképsorozata **3**, MÁFI kiadása
- DECKER, K. 2007: Miocene to present tectonics at the Alpine–Carpathian–Pannonian junction. — Workshop on Collision and Extension in the Alpine-Carpathian-Pannonian System.— Alpine-Carpathian-Pannonian Workshop, 2007. szeptember 14-16., Siófok, Előadás kiadvonat, p. 8  
[http://info.tuwien.ac.at/geophysik/bibliography/ACP07\\_abstract\\_volume.pdf](http://info.tuwien.ac.at/geophysik/bibliography/ACP07_abstract_volume.pdf)
- DeMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. & STEIN, S. 1994: Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions. – *Geophysical Research Letter* **21** (20), pp. 2191-2194
- DÉZES, P., SCHMID, S. M. & ZIEGLER, P. A. 2004: Evolution of the European Cenozoic rift system: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. – *Tectonophysics* **389**, pp. 1–33
- DÖMSÖDI J. 1977: Lápi eredetű szervesanyag-tartalékaink mezőgazdasági hasznosítása. – *Mezőgazdasági Kiadó*. pp. 51-52, pp. 57-62
- DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 1990: Determination of contemporary crustal stress regime in Hungary. – *Acta Gaeodetica, Geophysica et Montanistica HAS* **25**, pp. 257-266
- DÖVÉNYI P., HORVÁTH F. & FODOR L. 1988: Kőzetfeszültségi viszonyok meghatározási lehetőségeinek vizsgálata mélyfúrásokban lyukbőség adatok alapján. – Kutatási jelentés, kézirat. ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, p. 29
- DUDKO A. 1999: A Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképe (Preszarmata felszín) M=1:100 000 – Magyar Állami Földtani Intézet kiadása, Budapest
- EGYED L. 1957: Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. – *Földtani Közlöny* **57**, 1. pp. 69-72
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. – *Acta Vulcanologica* **7**, 2, pp. 155–166
- ERDÉLYI M. 1961: Külső-Somogy vízföldtana I. – *Hidrológiai Közlöny* **41**, 6. pp. 445-528
- ERDÉLYI M. 1962: Külső-Somogy vízföldtana II. – *Hidrológiai Közlöny* **42**, 1, pp. 56-65
- ERDÉLYI FAZEKAS J. 1943: A Balaton-felvidék geológiai és hegyszerkezeti viszonyai a Veszprémi fennsíkon és Vilonya környékén. – *Földtani Intézet Évkönyve* **36**, 3, pp. 3–29
- FODOR, L. 2006: Tertiary Tectonic Evolution of the Pannonian–Carpathian–Eastern Alpine Domain: a Personal View of from Pannonia in the Light of the Terminological Question of Tectonic Units. – *GeoLines* **20**, pp. 34-36
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., BENKOVICS, L. & GYÖRFI, I. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Carpatho–Pannonian region: a new synthesis of the paleostress data. – In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. – Geological Society, London, Special Publications **156**, pp. 295-334



- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. & SÍKHEGYI, F. 2005a: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. – Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary **204**, pp. 35-44
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG G., HORVÁTH, E., PALOTÁS, K., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETHING, S. & HORVÁTH, F. 2005b: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. – Tectonophysics **410**, 1-4 pp. 15-41
- FODOR T-né, KLEB B. & GUÓTH P. 1986: Magyarország mérnökgeológiai térképe. M=1:500 000. – Magyarország földtani térképsorozata **15**, MÁFI kiadása
- FRANYÓ F. 1992: Magyarország negyedidőszaki üledékeinek vastagságtérképe. M=1:200 000. Kézirat. – MBFH Adattár
- FRANYÓ F. 1994: A negyedidőszaki képződmények vastagságtérképe. M=1:500 000. Kézirat. – MÁFI Környezetföldtani Osztálya.
- FÜLÖP J. (FŐSZERK.) RÓNAI A., HÁMOR G., NAGY E., FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., JÁMBOR Á., HETÉNYI R., DEÁK M. & GYARMATI P.I 1984: Magyarország földtani térképe M=1:500 000. – Magyarország földtani térképsorozata **1**, MÁFI kiadása
- FÜLÖP J. & DANK V. (főszerk.) 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. M= 1: 500 000. – Magyarország földtani térképsorozata **2**, MÁFI kiadása
- GALLI L. VITÁLIS GY. 1972: Síkvidékek és folyóvölgyek légifényképeinek vízépítési és építésföldtani értelmezése. – Hidrológiai Közlöny **52**, 12, pp. 529-537
- GÁBRIS GY. 1986: A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. – Földtani Közlöny **116** 1, pp. 45-58
- GÁBRIS GY. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között. – Földtani Közlöny **132** különszám, pp. 515-540
- GERNER P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon. – Földtani Közlöny **122**, 1, pp. 89-105
- GERNER P. 1994: Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. Neotectonic models of SW-Hungary based on the Hungarian geological literature; a review) – Földtani Közlöny **124** 3, pp. 381-402
- GERNER P., PORJESZ P. & SZAFIÁN P. 1993: Ráfűrésos technikával végzett kőzetfeszültségmérések Magyarországon. – Magyar Geofizika **34**, pp. 134-142
- GERNER, P., BADA, G., DÖVÉNYI, P., MÜLLER, B., ONCESCU, M.C., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: data and models. – In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Sérrane (eds.), The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society Special Publications **156**, London, pp. 269-294
- GRENERCZY, GY. & KENYERES, A. 2006: Crustal deformation between Adria and the European platform from space geodesy. – In: PINTER, N. (ed): The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards, pp. 321-334. Springer Verlag.
- GRENERCZY GY. & FEJES I. 2007: A magyarországi GPS mozgásvizsgálatok 16 éve. – Geodézia és Kartográfia **59**, 7, pp. 3-9
- GRENERCZY, GY., FEJES, I. & KENYERES, A. 2002: Present crustal deformation pattern in the Pancardi Region: Constraints from Space Geodesy. – EGU Stephan Mueller Special Publication Series **3**, pp. 65-77
- GRENERCZY, GY., SELLA, G.–STEIN, S. & KENYERES, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. – Geophysical Research Letters **32**, L16311, doi:10.1029/2005GL022947

- GUTDEUTSCH, R. & ARIČ, K. 1976: Eine Diskussion geophysikalischer Modelle des Grenzbereiches zwiswn Ostalpen und Pannonischem Mecken. – *Acta Geologica Hungarica* **21**, 4. pp. 287-296
- GYALOG L. (szerk.), BUDAI T. CHIKÁN G., IVANCSICS J., KAISER M., KOROKNAI B., KOVÁCS S., MAIGUT V., PELIKÁN P., SÍKHEGYI F. & TURCZI G. 2005: Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása). – Budapest, 188 p. (A Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázói)
- HALMAI J., JÁMBOR Á., RAVASZNÉ BARANYAI L. & VETŐ I. 1982: A Tengelic-2. sz. fúrás földtani eredményei. – *MÁFI Évkönyv* **LXV**, 325 p.
- HALOUZKA, R. (editor-in-chief) et al., 1998: Neotectonic map, Danube Region. 1:200 000. – Danube Region Environmental Geology Regime. Magyar Állami Földtani Intézet
- HANCOCK, P. L. 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. – *Journal of Structural Geology* **7**, pp. 437-457
- HARANGI SZ. 2001: Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region - a review. – *Acta Geologica Hungarica*, **44**, 2-3, pp.223-258
- HARANGI, SZ., WILSON, M. & TONARINI, S. 1995: Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. – In: H. Downes, H. & Vaselli, O. (eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 2, pp. 125-134
- HAZAY I. 1967: Függőleges földkéregmozgás-vizsgálati hálózat kiegyenlítése. – *Geodézia és Kartográfia* **19**, 5, pp. 321-324
- HERTELENDI F., SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1989: Radiocarbon koradatok a Paks–Szekszárdi- süllyedék kialakulásához. – *Földrajzi Értesítő* **38**, 3-4. pp. 319-324
- HORVÁTH, E. 1987: A felső-pliocén ösföldrajzi, rétegtani és ősnövénytani problémái. – *PRAENORICA Folia Historico-naturalia* **II**, Szombathely, pp. 21-34
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **225**, pp. 333-358
- HORVÁTH F. 2006: A Pannon-medence recens geodinamikája. – Prezentáció az MGSz „Munkaértekezlet a földrengés elleni védekezés szabályozásáról” c. előadássorozaton, 2006. június 7.
- HORVÁTH F. 2007: A Pannon-medence geodinamikája - Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. – Akadémiai doktori értekezés tézisei. Kézirat, MTA Budapest, p. 7
- HORVÁTH, F. & ROYDEN, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: A Review. – *Earth Evolution Sciences* **1**. 3-4, pp. 307-316
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, **266**, pp. 287-300
- HORVÁTH, F., ÁDÁM, A. & STANLEY, W. D. 1986: New geophysical data: evidence for the allochthony of the Transdanubian Central Range. – *Rendiconti Soc. Geol. Italiana*, **9**, pp. 123-130
- HORVÁTH, F. (főszerk.), BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY, GY., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L., & TÓTH T. 2005: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. OTKA T034928 sz. projekt zárójelentés. – ELTE Geofizikai Tsz., Budapest, p. 38. [http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin\\_atlas.htm](http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm)
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006a: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A., (eds): *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London, *Memoirs*, 32, pp. 191-206
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G.†, CSONTOS L., DOMBRÁDI E., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY GY., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T.

- 2006b: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térkép-sorozat és magyarázó, *Magyar Geofizika*, **47**, 4, pp. 133-137
- HORVÁTH I. 1987: Felszíni eróziós jelenségek vizsgálata távérzékeléssel kombinált eljárással - In: Távérzékelési alkalmazások, Békés Megyei Tanács Tudományos Koordinációs szaktanácsadósága, pp. 188-194
- HORVÁTH I. & ÓDOR L. 1975: A légifényképek segítségével elkülönített földtani területegységek. – In: Rónai A.: Az Alföld Földtani Atlasza, Tiszafüred. MÁFI, Budapest, 1975, pp. VI-VIII
- HUM L. 2001: Délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésének rekonstrukciója őslénytani vizsgálatok alapján. – *Földtani Közlöny* **131**, 1-2, pp. 233-252
- HUMPHREY, N. F. 2000: River incision or diversion in response to bedrock uplift. – *Geology* **28**, 1, pp. 43-46
- ILIČ, A. & NEUBAUER, F. 2005: Tertiary to recent oblique convergence and wrenching of the Central Dinarides: Constraints from a paleotemperature study. – *Tectonophysics* **410**, pp. 465-484
- JÁMBOR Á. 1985: Magyarázó Magyarország pannóniai s. l. képződményeinek földtani térképeihez (M=1:500 000). – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 38 p.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük – *Földtani Közlöny* **132** különszám, pp. 101-116
- JÁMBOR, Á., PARTÉNYI, Z., RAVASZ-BARANYAI, L., SOLTÍ, G. & BALOGH, K. 1980: K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary. – *Atomki Közlemények* **22**
- JÁMBOR Á. (szerk.), BIHARI D., CHIKÁN G., FRANYÓ F., KAISER M., RADÓCZ GY. & SÍKHEGYI F. 1993: A pleisztocén során működött magyarországi törésvonalak bizonyító anyaga. – Kézirat. MÁFI Adattár
- JAROSIŃSKI, M., BEEKMAN, F., BADA, G. & CLOETINGH, S. 2006: Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: insights from FEM modelling. – *Geophysical Journal International*, **167**, 2, pp. 860-880
- JASKÓ, S. 1992: Environmental Study of Valley Fill Sediments. – *Environ. Geol. Water Sci.* **20**, 3, pp. 213-218
- JOÓ, I. (editor-in-chief) 1985: The new Map of Recent Vertical Movements in the Carpatho-Balkan Region, scale 1:1 million. – *Cartographia*, Budapest
- JOÓ, I. (editor-in-chief) 1991a: Map of Horizontal Gradients of Velocities of Recent Vertical Movements in the Carpatho-Balkan Region is Based on Measured Data, scale 1:1 million. – *Cartographia*, Budapest
- JOÓ, I. (ed.) 1991b: Explanatory Description to the Map of the Horizontal Velocity Gradients of the Recent Vertical Movements in the Carpatho-Balkan Region. – Budapest, 1991. 40 p.
- JOÓ, I. 1993: The Horizontal Gradients of the Recent Vertical Movements in the Carpatho-Balkan Region. – *Journal of Geodynamics* **18**, 1-4, pp. 71–83
- JOÓ I. (ed.) 1995: The National Map of Vertical Movements of Hungary. Scale: 1:500 000. – SE FFFK, Székesfehérvár
- JOÓ I. 1996: A vertikális mozgás-sebességek horizontális gradiense. – *Geodézia és Kartográfia* **48**, 10, pp. 23-28.
- JOÓ I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. – *Geodézia és Kartográfia* **50**, 9, pp. 3-9
- JOÓ I. 2001: Függőleges felszínmozgási modell hatékonyságának vizsgálata. – *Geodézia és Kartográfia* **53**, 3, pp. 3-9
- JOÓ I. 2003: A Kárpátok-régió jelenkori függőleges irányú mozgásai vizsgálatának eredményei és problémái. – *Geodézia és Kartográfia* **55**, 2, pp. 12-15

- JOÓ I. 2004: A vertikális felszínmozgások sebességeinek és hányadosainak hatók szerinti szétválasztása. – *Geodézia és Kartográfia* **56**, 10, pp. 16-20.
- JOÓ I. 2006: Magyarország felsőrendű magassági alaphálózatának helyzete és jövőbeli szerepe. – *Geodézia és Kartográfia* **58**, 2, pp. 5-12
- JOÓ, I. & SZÓCS, H. 1993: The investigation of the presumed connection of recent vertical movements with geological characteristics by multivariate correlation analysis. – *Journal of Geodynamics* **18**, 1-4, pp. 135-144
- JOÓ, I. & VY QUOC HAI 1993: Deduction of the horizontal gradients of the Hungarian vertical movement velocities by polynomial fitting. – *Journal of Geodynamics*, **18**, 1-4, pp. 159-165
- JOÓ I. & BALÁZSIK V. 2002: A függőleges felszínmozgások vizsgálata Kisköre és a Békéscsaba medence, továbbá a Kisalföld térségében. – *Geodézia és Kartográfia* **54**, 7, pp. 18-24
- JOÓ I. & CSEPREGI SZ. 2007: A Móri-árok, továbbá a Vértes és a Bakony függőleges mozgásainak tanulmányozása. – *Geodézia és Kartográfia* **59**, 4, pp. 3-8
- JOÓ I., BALÁZSIK V. & GYENES R. 2000a: A jelenkori függőleges felszínmozgások és a Délkelet-Magyarországon végzett szeizmikus mélyszondázási adatok összehasonlítása. – *Geodézia és Kartográfia* **52**, 5, pp. 12-19
- JOÓ I., BALÁZSIK V. & GYENES R. 2000b: Szeged–Békéscsaba térségben a függőleges felszínmozgások és földtani jellemzők többváltozós együttes elemzése. – *Geodézia és Kartográfia* **52**, 10, pp. 15-21
- JOÓ I., BALÁZSIK V., GUSZLEV A. & VÉGSŐ F. 2006: A függőleges felszínmozgások feltételezett „okozói” hatásának szétválasztása és bemutatása a Középső-Tisza és a Körösök vidékén. – *Geodézia és Kartográfia* **58**, 4, pp. 17-23
- KÁZMÉR, M., MIKES, T., BENKŐ, ZS., KOVÁCS, I., POCSAI, T., PROHÁSZKA, A., KROLOPP, E., FEKETE, N., TIMÁR, G. & SZÉKELY, B. 2005: Small-scale Quaternary flexural basins in the Carpathian-Pannonian system: the Transdanubian Sárrét Basin as an example. – *Geophysical Research Abstracts* **7**, 09450
- KELLER, E. A. 1986: Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. – In: *Active Tectonics Impact on Society*, Chapter **8**, pp. 136-147
- KOLER, B. 2006: Vertical movements in Slovenia from leveling data. In: *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*. – NATO Science Series **IV**. Springer Verlag, pp. 223-236
- KOLOSZÁR L. 2003: A DK-dunántúli negyedidőszaki képződmények környezetföldtani vizsgálata. – *Doktori értekezés, Miskolci Egyetem Földtudományi Kara*, 68 p
- KOLOSZÁR, L & MARSI, I. 1997: Stratigraphy of the Neogene and Quaternary sequences of the Tolna Hegyhát hills. – *Ann. Rep. of the Geol. Inst. of Hungary*. 1996/**II**. pp. 173-184. Budapest.
- KOLOSZÁR L. & LANTOS M. 2001: A DK-dunántúli negyedidőszaki szelvények magnetosztatográfiai korrelációja. – *Földtani Közlöny* **131**, 1-2, pp. 221-231
- KOMJÁTI G., JOÓ I. & BALÁZSIK V. 2004: A Nagyalföld déli része függőleges mozgásainak vizsgálata és modellezése. – *Geodézia és Kartográfia* **56**, 11, pp. 10-17
- KONEČNÝ, V., KOVÁČ, M., LEXA, J. & ŠEFARA, J. 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprising in the mantle. – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **1**, pp. 105–123
- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. – *Földtani Közlöny* **93**, 2, pp. 153-172
- KRIVÁN P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolása és a paksi alapszelvény. – *A MÁFI Évkönyve* **43**, pp. 365-400

- KROLOPP E. & SÜMEGI P. 1992: A magyarországi löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca fauna alapján. – In: Szöör Gy. (ed.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság kiadványa, pp. 247-263
- KUMMEROW, J., KIND, R., ONCKEN, O., GIESE, P., RYBERG, T., WYLEGALLA, K., SCHERBAUM, F. & TRANSALP Working Group 2004: A natural and controlled source seismic profile through the Eastern Alps: TRANSALP. – *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 1-2, pp. 115-129
- LEITH, W. & ALWAREZ W. 1985: Structure of the Vaksh fold-and-thrust belt, Tadjik SSR: Geologic mapping on a Landsat image base. – *Geological Society of America Bulletin* **96**, July, pp. 875-885
- LICSÓ B. & VEKERDY Z. 1987: A meliorációs munkákban alkalmazható távérzékelési módszerek. - In: Távérzékelési alkalmazások, Békés Megyei Tanács Tudományos Koordinációs szaktanácsadósága. pp. 195-204
- LINZER, H-G., DECKER, K., PERESSON, H., RUDI DELL'MOUR, R. & FRISCH, W. 2002: Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps – *Tectonophysics* **354**, pp. 211-237
- LÓCZY L. sen. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, I. köt., I. rész, I. szakasz. Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága kiadása
- LÓCZY L. ifj. 1939: A magyar medencerendszer geomorfológiája, különös tekintettel a petróleum-kutatásra. – *Földrajzi Közlemények* **67**, 4, p. 384
- LUYENDYK, B. P. 1990: Neogene-age fault slip in the continental transform zone in Southern California. – *Annales Tectonicae Special Issue* **IV**, 2. pp. 24-34
- MAGLAY, J. ed.) et al. 1999: Neotectonic map of Slovakia. M=1:500000. – Geol. Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannonian in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, pp. 151–167
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L, VAN -VLIET-LANOË B. & UNGER Z. 2004: Késő-negyvedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata Külső-Somogyban terepi mikro- és morfológiailag vizsgált módszerekkel. – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002 Évről, pp. 111-128
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L. & VAN VLIET-LANOË, B. 2005: Quaternary neotectonics of the Somogy Hills, Hungary (part I): Evidence from field observations. – *Tectonophysics* **410**, pp. 43-62
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1958: A Balaton somogyi partvidékének geomorfológiai képe. – *Földrajzi Közlemények* **6**, pp. 347-361
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A felszín kialakulása. – In: Ádám L., Marosi S. & Szilárd J. (szerk.) 1981: A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl), pp. 73-76 és pp. 93-101. Akadémiai Kiadó, Budapest, 704 p.
- MAROSI S. & SCHWEITZER F. 1997: Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén. – In: A Paks Atomerőmű földrengésbiztonsága (Seismic safety of the Paks nuclear power plant). Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 153-175
- MARSI I. & SÍKHEGYI F. 1985: Possibilities for using space imagery and aerial photographs in bauxite exploration (in Hungarian with English summary). – *Földtani Kutatás* **28**, pp. 65-70
- MARSI I. & SÍKHEGYI F. 1995: Magyarország jelenkorban süllyedő és emelkedő területeinek meghatározása földtani, geomorfológiai és távérzékelési adatok alapján. – Integrated Basin Studies (ELTE Geofizikai tanszék, témafelelős: dr. Horváth F.) 1995 december. 14 old. + 2 térkép, angol összefoglalás 3 old. + 4 ábra. Kézirat.MBFH Adattár, T 17094

- MARSI I. & SÍKHEGYI F. 1997: Magyarország negyedidőszakban süllyedő és emelkedő területei távérzékelési és földtani adatokból – In: VII. Földfelszíni és meteorológiai megfigyelések a világűrben, Budapest, pp. 177-184
- MÁRTON, E. 1981: Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho–Pannonian basin. – *Earth Evolution Sciences* **3-4**, pp. 257-264
- MÁRTON, E. 1986: Paleomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. – *Geophysical Transactions* **32**, pp. 83–145
- MC CLUSKY, S., REILINGER, S., MAHMOUD, S., BEN SARI, D. & TEALEB, A. 2003: GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. – *Geophysical Journal International* **155**, 1, pp. 126–138
- MENTES, G., & EPER-PÁPAI, I. (eds.) 2004: Landslide monitoring of loess structures in Dunaföldvár, Hungary. – Geodetic and Geophysical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, (ISBN 963 8381 21 3), Sopron, 85 p.
- MENTES, G., THEILEN-WILLIGE, B., PAPP, G., SÍKHEGYI, F. & ÚJVÁRI, G. 2008: Investigation of the relationship between subsurface structures and mass movements of the high loess bank along the River Danube in Hungary. – *Journal of Geodynamics*, doi:10.1016/j.jog.2008.07.0005
- MÉSZÁROS, J. 1982: Major horizontal tectonic dislocations as a guide to mineral prospecting in the western Bakony Mountains. (in Hungarian with English summary). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 517-526
- MÉSZÁROS, J. 1983: Structural and economic-geological significance of strike-slip faults in the Bakony Mountains (in Hungarian with English summary). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 485-502
- MÉSZÁROS, J. 1986: Prospects of bauxite explorations in the Csehbánya–Bakonyjákó–Bakonybél area: Tectonic considerations (in Hungarian with English summary). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, pp. 95-102
- MEZHELOVSKIY, N. V. (editor in chief), PANAYOTOV, A., SÍKHEGYI, F., ZELT, F., KRULL, P., BAZYNSKI, J., GRANICZNY, M., VIJEDA, V., SANDULESCU, M., KOZLOV, V. V., STAVTSEV, A. J., BAGINYAN, M. K., FARADZHEV, V. A., DORNIC, J., REICHWALDER, P., MARKOVIC, M., PAPP, J. & PETROVA, C. (eds.) 1987: Space tectonic map of European countries – the CMEA members and SFRY. Scale 1:1 000 000. – CMEA Moscow, USSR
- MIKE, K. 1975: Utilisation of the Analysis of Ancient River Beds for the Detection of Holocene Crustal Movements. – *Tectonophysics* **29**, pp. 359-368
- MIKE K. 1980: Ősmedernyomok a Balaton környékén. – *Földrajzi Értesítő* **29**, 2-3, pp. 313-332
- MISKOLCZI L. 1973: Kéregmozgások vizsgálata szabatos szintezésekkel. – Akadémiai Kiadó, Budapest 183 p.
- MOGYORÓSI P. 2004: A jelenkori függőleges felszínmozgások vizsgálata és modellezése a Dunántúl déli részén. – *Geodézia és Kartográfia* **56**, 1, pp. 12-19
- MOLDVAY, L. 1989: A 450 km long rupture zone between the Czech-Moravian Hills, Southern Transdanubia and Kiskunság. – *Acta Geod. Geoph. Montanistica Hungarica* **24**. 3-4, pp. 449-452
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992: A Prosodacnymiák rétegtani jelentősége a Kötöcs környéki pannóniai s.l. képződményekben. – *Földtani Közlöny* **122**, 1, pp. 1-38
- NAGY E. & NAGY I. 1965: Völgyiránystatisztikai vizsgálatok a Mecsekben. – *Földrajzi Értesítő* **14**, pp. 147-148
- NÉMEDI VARGA Z. 1977: A Kapos-vonal. – *Földtani Közlöny* **107**, 3-4, pp. 313-328
- NÉMETH G. 2005: A Mezőföld kiválasztott területén végbemenő függőleges felszínmozgások vizsgálata és modellezése. – Szakdolgozat, NyME FFK, Székesfehérvár

- NÉMETH K. & CSILLAG G. 1999: Tapolcai Bazalt Formáció. – In: Budai T. et al: [A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000 \(Geology of the Balaton Highland\)](#). Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa **197**, 257 p.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & CSILLAG, G. 2002: Calculation of Erosion Rates Based on Remnants of Mono-genetic Alkaline Basaltic Volcanoes in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary) of Mio/Pliocene Age. – *Geolines* **23**, pp. 102-106
- ORAVECZ J. 1978: Észak-Magyarország fototektonikai vázlata. –Általános Földtani Szemle **11**, pp. 35-45
- PAPP A. 2005: Vertikális kéregmozgás vizsgálatok a Siklós–Nadap vonalon. – Szakdolgozat, NyME FFK, Székesfehérvár
- PAPP B., JOÓ I. & BALÁZSIK V. 2005: A függőleges felszínmozgások vizsgálata és modellezése a Duna-Tisza közén (Kecskemét–Kiskundorozsma). *Geodézia és Kartográfia* **57**, 6, pp. 11-18
- PÁJER T., JOÓ I. & BALÁZSIK V. 2004: A jelenkori függőleges felszínmozgások és három földtani jellemző kapcsolatának vizsgálata a Középső-Tisza környékén és a Körös-vidéken. – *Geodézia és Kartográfia* **56**, 7. pp. 3-15
- PÁVAI VAJNA, F. 1925: Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdgebirge. – *Földtani Közlöny* **55**, pp. 282-297
- PÉCSI, M. (ed.) 1979: Studies on loess. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 555 p.
- PÉCSI M. (SZERK.), ÁDAÁM L., BORSY Z., BUCZKÓ E., GAZDAG L., GÓCZÁN L., HAHN GY., KAISER M., LÁNG S., LÉL-ÓSSY S., LOVÁSZ GY., MAROSI S., PÉCSI M., PINCZÉS Z., RÁTÓTI B., RÉTVÁRI L., SOMOGYI S., SZÉKELY A., SZILÁDI J. & SZILÁRD J. 1980: Magyarország geomorfológiai és tájbeosztás térképe, 1:500 000. – MTA Földrajztudományi Kutató Intézete és Kartográfiai Vállalat, Budapest
- PÉCSI, M. 1982: The most typical loess profiles in Hungary. – In: Pécsi, M. (ed.): *Quaternary Studies in Hungary*, HAS Geographical Research Institute, Budapest, pp. 145-170
- PÉCSI, M. (ed.) 1985: *Loess and the Quarternary*. – Akadémiai Kiadó, 125 p.
- PÉCSI, M. 1986: A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. – *Földrajzi Közlemények XXXIV (CX.)*, 1-2. pp. 3-11
- PÉCSI M. 1993: *Negyedkor és löszkutatás*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., BALOGH, K., KONECNY, V., ZELENKA, T., KOVACS, M., PÓKA, T., FÜLÖP, A., MÁRTON, E., PANAIOTU, C. & CVETKOVIC, V. 2006: Geo-chronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. — *Geologica Carpathica* **57**, 6, pp. 511-530
- PINTER, N. 1996: *Excercises in Active Tectonics: Earthquakes and Tectonic Geomorphology*. – Prentice Hall, Upper Saddle River NJ, USA, 165 p.
- PINTER, N. 2005: Applications of tectonic geomorphology for deciphering active deformation in the Pannonian Basin, Hungary – In: Fodor, L. & Brezsnyánszky, K. (eds) 2005: *Proceedings of the workshop on Application of GPS in plate tectonics.*, Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, MÁFI Alkalmi kiadványa **204**, pp. 45-51
- POCKALNY, R. A. 1997: Evidence of transpression along the Clipperton Transform: Implications for processes of plate boundary reorganisation. – *Earth and Planetary Science Letters* **146**, pp. 449-464
- POGÁCSÁS, GY., VAKARCS, G., BARVITZ, A. & LAKATOS, L. 1989: Post-rift strike-slip faults in the Pannonian basin and their role in the hydrocarbon accumulation. – In: *Proceedings of the 34th International Geophysical Symposium II*, Budapest, September 1989, pp. 601-611



- POZSGAY, K., ALBU, I., PETROVICS, I. & RÁNER, G. 1981: Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. – *Earth Evolution Sciences* **1**, 3-4, pp. 272-279
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, PH. & COBBOLD, P. 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10**, pp. 245-256
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H-G. 1991b: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: Structural analysis. – *Tectonics* **10**, 2, pp. 257-271
- RAY, R. G. 1960: Aerial Photographs in Geologic Interpretation and mapping. – USGS Professional Paper **373**
- RÁDAI Ö. 1969a: Légifotó-értelmezés alkalmazása karsztvízföldtani térképezéshez. – VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények **28**. 82 p. + 63 melléklet
- RÁDAI Ö. 1969b: A légifényképeken megjelenő vízhálózat szerepe az interpretációban. – *Földrajzi Értesítő* **2**, pp. 263-280
- RÁDAI Ö. 1978a: Légifotó-értelmezés a vízügyi gyakorlatban, – *Vízügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató* **106**, VÍZDOK, Budapest
- RÁDAI, Ö. 1978b: Subsurface water environment and the reconnaissance of it by aerospace methods in Hungary. – *Proceeding of the ISP-IUFRO Symposium in Freyburg*.
- ROMHÁNYI Z. S. 2005: Jelenkori vertikális kéregmozgási vizsgálat a Bonyhád – Dunaföldvár–Kecskemét –Szolnok vonalon. – Szakdolgozat, NyME FFK, Székesfehérvár
- ROYDEN, L. H. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. – In: Royden, L.H. & Horváth, F. (szerk.): *The Pannonian Basin*. – Association of American Petroleum Geologists Memoirs **45**, pp. 7-48
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., & BURCHFIEL, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. – *Geological Society of America Bulletin* **93**, 8, pp. 717-725
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana (The Quaternary of the Great Hungarian Plain). – *Geologica Hungarica Series Geologica* **21**, pp. 31-56
- RÓNAI A. 1986: A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése és szerkezeti helyzete. – *Földtani Közlöny* **116**, 1, p. 34.
- RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Some seismic reflection lines and structural interpretation from the Pannonian basin. – In: Royden, L. H. & Horváth, F. (eds.): *The Pannonian Basin – A Study in Basin Evolution*. – AAPG Memoirs **45**, pp. 153-169
- SACCHI, M. 2001: Late Miocene evolution of the western Pannonian basin, Hungary. – Ph. D. Dissertation Thesis, ELTE, Department of Geophysics (PhD. disszertáció ELTE TTK, Geofizikai Tanszék)
- SACCHI, M. & HORVÁTH, F., 2002: Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys). – EGU Stephan Muller Special Publication Series **3**, pp. 79-94
- SACCHI, M., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, TH. M., MIRABILE, L. & TONIELLI, R. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary, – *Acta Geologica Hungarica* **41**. 1. pp. 63-86
- SCHAREK P. et al. 1990-1993: A Kisalföld földtani térképsorozata. Győr-D, Győr-É, Mosonmagyaróvár és Kapuvár atlaszok. – MÁFI 1990., 1991, 1991, 1993.
- SCHMIDT E. R. 1957: *Geomechanika*. – Akadémiai Könyvkiadó, Budapest. 275 p.
- SCHWEITZER F. 1993. Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. – *Doktori értekezés*. Bp. 125 p.

- SEBE, K., CSILLAG, G. & KONRÁD, GY. 2008: The role of neotectonics in fluvial landscape development in the Western Mecsek Mountains and related foreland basins (SE Transdanubia, Hungary). – *Geomorphology* **102**, 1, pp. 55-67
- SELLA, G. F., DIXON, H. & MAO, A. 2002: REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. – *Journal of Geophysical Research* **107**, B410, pp. 11-30
- SELVERSTONE, J. 2005: Are the Alps Collapsing? – *Annual Review of Earth Planetary Science* **33**, 2, pp. 1-20
- SÍKHEGYI F. 1984: A Kisalföld regionális komplex földtani vizsgálata. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. Évről, pp. 43-48
- SÍKHEGYI F. 1985: Kozmikus felvételek szerkezeti értelmezése. – In: Gyakorlati szerkezetföldtani továbbképző, MFT Spec. Papers. Budapest, pp. 129-144
- SÍKHEGYI, F. 1987a: Kainozoskise kosmolineamentü Vengerskogo basseina. – In: Kosmoaerogeologiceskie issledovanija, KGST, Moszkva, 1987 pp. 8-14
- SÍKHEGYI, F. 1987b: Space tectonic map of European countries – The CMEA members and SFRY, scale:1: 1 000 000 (Magyarország területe). – Moszkva, 1989. Oroszul, angol jelmagyarázattal.
- SÍKHEGYI F. 1992: Magyarázó Magyarország 500.000-es lineamentum térképéhez. Szerk.: Angyal J., Kalafut M., Rakonczai K., **Síkhegyi F.** (főszerk.), Szurkos G. Kézirat. – OTKA jelentés 1992 december. MBFH adattára, T 16873
- SÍKHEGYI F. 1994: Magyarország jelenkori süllyedő és emelkedő területeinek elkülönítése. A Dunántúl és a Duna-Tisza közének déli része. – Munkaközi jelentés az Integrated Basin Studies Projekthez. (ELTE Geofizikai tanszék, témafelelős: dr. Horváth F.) 1994. december. Kézirat. 16 p. + 1 térkép. ELTE TTK Geofizikai Tanszéke MGSz Adattár, T 17027
- SÍKHEGYI F. 1996: Vonalas szerkezeti elemek. – In: Haas J. (szerk.): Magyarázó Magyarország szerkezetföldtani térképe c. térképlaphoz. A MÁFI térképmagyarázó, Budapest. pp. 129-134.
- SÍKHEGYI F. 1999a: A felszínmozgások megjelenése légifényképeken. – *Földtani Kutatás* **XXXVI**, 3. pp. 8-13
- SÍKHEGYI F. 1999b: A negyedidőszaki képződmények fotogeológiai kiértékelése az üveghutai terület téli repülésén. – Kis- és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése; Nemzeti Projekt II. szakasz (1998. március). 1 térkép, 12 ábra, 13p.
- SÍKHEGYI F. 2001: A Dél-Dunántúl neotektonikája. – MFT Általános földtani szakosztályának előadói ülés
- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach. – EGU Stephan Mueller Special Publication Series, **3**, pp. 203-216  
[http://www.cosis.net/members/journals/df/abstract.php?a\\_id=2698](http://www.cosis.net/members/journals/df/abstract.php?a_id=2698)
- SÍKHEGYI F. 2005: Felszínmozgások képződmények kimutatása a Fertő-tó magas-partjainak peremén. Fotogeológiai kiértékelés. – Kézirat, NyME EMK Földtudományi Intézet
- SÍKHEGYI F. & TULLNER T. 1982: A Kisalföld komplex térképezésének távérzékelésen, légifénykép-kiértékelésen alapuló előkészítése és mérnökgeológiai munkái. – *Mérnökgeológiai Szemle* **29**, pp. 59-69
- SÍKHEGYI F. & TURCZI G. 1990: A távérzékelés és digitális feldolgozási módszerek alkalmazása a földtani térképezésben. – *Földtani Kutatás* **XXXIII**, 3, pp. 33-40
- SÍKHEGYI F. & SZURKOS G. 1992: A Kárpát-medence lineamentum kiértékelései. – Irodalmi összefoglalás. Kézirat. MÁFI Adattár. 36p.
- SÍKHEGYI F., TISZA A. & UNGER Z. 2005a: A gorica terület légifelvételeinek kiértékelése vízföldtani szempontból. – A BAF minősítését célzó Középtávú Program I. kutatási fázisa, MBFH Adattár

- SÍKHEGYI F. SZÉKELY B. & UNGER Z. 2005b: A Pannon-medence és környezete morfostrukturális elemei. – In: Horváth et al. 2005: A Pannon-medence geodinamikai atlasza, 7. térképlap
- STRAUSZ L. 1943: Adatok a Vend-vidék és Zala geológiájához. – *Földtani Közlöny* **73**, 1-3, pp. 38-54
- STRAUSZ L. 1949: A Dunántúl DNY-i részének kavics képződményei. – *Földtani Közlöny* **79**, pp. 9-64
- STÜWE, K. & WAGNER, TH. 2007: The western margin of the basin: highlights of young morphologies formed by basin inversion (Grazi-medence) – Alpine–Carpathian–Pannonian Workshop, September 14-16, 2007, Siófok, Hungary. Abstract, p. 27
- ŠUMANOVAC, F., FILIPOVIĆ, I., OREŠKOVIĆ, J. & ALP 2002-Working Group 2005: ALP 2002 – Two-dimensional Seismic Modelling on ALP01 and ALP02 Profiles – 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Abstract book, Third Croatian Geological Congress, Opatija, 2005, pp. 93-94
- SUPPE, J. 1983: Geometry and cinematics of fault bend folding. – *American Journal of Science* **283**, pp. 684-721
- SZABOLCS, I., VÁRALLYAI, GY. & MÉLYVÖLGYI, J. 1974: Salt effected soils in Hungary 1:500 000. – MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, és Cartographia, Budapest
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938: Geologie der rumpfungärländischen kleinen Tiefbene mit Berücksichtigung der Donaugoldfrage. – *Mitteilung Berg,- und hüttenmänn*, **10**, 2. Sopron, 444 p.
- SZEBÉNYI L. 1946: Gánya környékének földtani viszonyai. – In: Beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet Vitaüléseinek munkálataiból; Az 1945. Évi Jelentés Függeléke, pp. 27-57
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. – *Tectonophysics* **199**, pp. 93-108
- TARI, G. 1993: Late Neogene transpression in the Northern Imbricateszone, Mecsek Mountains, Hungary. – *Annales Univ. Sci. Bp. Rolando Eötvös Nomin., Sect. Geol.* **29**, pp. 165-187
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, P. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen.* – Geological Society, London, Special Publications **156**, pp. 215-250
- TÓTH L. 2001: A szeizmológiai monitorozás szerepe a földtani kockázatok meghatározásában. – In: *Földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői. Stratégiai kutatások a Magyar Tudományos Akadémián*, pp. 85-124
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÖREGI, K., – ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., NÁDOR, A. & SZÖCS, T. 1997: Hydrogeological conditions in the Udvari and Diósberény sites and their surroundings. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary* **1996/II.** pp. 232-246
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T., KISZELY M. & CZIFRA T. 2002, 2003, 2004, 2005, 2006: Magyarországi Földrengések Évkönyve. – GeoRisk-MTA GGKI, Budapest
- VRABEC, M. & FODOR, L. 2006: Late Cenozoic tectonics of Slovenia: Structural styles at the northeastern corner of the adriatic microplate. – In: PINTER, N., GRENERCZY, GY., WEBER, J., STEIN, S. & MEDAK, D. 2006: *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, pp. 151-168
- World Stress Map Project 1995- : – [Tectonic Stress Group](http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html) of the [Geophysical Institute](http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html) at the [Karlsruhe University](http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html)  
([http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress\\_data/stress\\_data\\_frame.html](http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html))

- WEBER, J., VRABEC, M., STOPA, B., PAVLOVČIČ, X., PREŠEREN, P. & DIXON, T. 2005: Active Tectonics at the NE Corner of the Adria–Europe Collision Zone (Slovenia and Northern Croatia): GPS Constraints on Adria Motion and Deformation at the Alps–Dinarides–Pannonian Basin Junction – 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Abstract book, Third Croatian Geological Congress, Opatija, 2005, pp. 103-104
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. – A MÁFI Alkalmi Kiadványa [sz. n.], 76 p. + 4 térkép; MÁFI kiadása, Budapest
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 4, pp. 193-204
- WINDHOFFER, G., BADA, G., DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 2001: Jelenkori kőzetfeszültség-deviációk Magyarország területén lyukfaldeformációs meghatározások alapján. – *Földtani Közlöny* **131**, 4, pp. 541-560

## **Az értekezés legfontosabb eredményeit összefoglaló tézisek**

### **1. tézis**

Saját, külföldön és részben hazánkban elsajátított tapasztalatok alapján kidolgoztam a síkvidéki területeknek a légifényképek földtani és tematikus célú kiértékelésén alapuló térképezési módszertanát, amit a Kisalföld és Zala komplex földtani térképezésekor a Földtani Intézet a gyakorlatban alkalmazott. Az előzetes fotogeológiai kiértékelések megjavították a terepi bejárások és sekélyfúrás kitűzések hatékonyságát. A kvarter képződmények sztereo légifénykép-párokra történő meghatározása a genetikai típusok, a relatív korok és a litológia közelítő megbecslése mellett a geomorfológiai viszonyok tisztázására is kiterjedt. A tematikus kiértékelésekkel pontosan sikerült a területi és vonalas erózió a jelenkori szedimentáció folyamatait és színtereit, valamint a bekövetkezett lejtőmozgásokat felismerni, térbeli megjelenésük törvényszerűségeit vizsgálni.

### **2. tézis**

Úrfelvételek kiértékelése során összeállítottam az ország vonalas és gyűrűs szerkezeti elemeinek térképét. Iránystatisztikai vizsgálatokkal megmutattam, hogy az ország zömét borító kainozóos üledékek lineamensei összefüggésben vannak a domborzat és vízrajz alakulását befolyásoló fiatal tektonikai folyamatokkal. A vizuálisan, a későbbiekben digitálisan feljavított távérzékelési alapanyagok lehetővé tették a kevésbé konszolidált üledékek morfostrukturális elemzéseit és neotektonikai következtetések levonását. Ezek első eredményei a közép-európai régió kozmotektonikai térképén és magyarázójában jelentek meg.

### **3. tézis**

Somogy és Zala tágabb környezetéről komplex térképet állítottam össze, ami a fiatal negyedidőszaki képződmények genetikai típusai és a kiemelkedéssel járó eróziójuk figyelembevételével lehatárolja a késő-pleisztocénben és a jelenkorban süllyedő és emelkedő területeket. Eredményeit összehasonlítva a geodéziai mérések adataival megmutatom, hogy az általános tendenciák azonossága mellett a földtani alapokon nyugvó kép tendenciáiban részletesebb, mint a földmérés szempontjai szerint kitűzött hálózatoké. A térképszerkesztés módszere alkalmas a tektonikai hatásokra fellépő vertikális kéregmozgások irányainak elkülönítésére. Ebből következtetéseket vonok le magukra az őket létrehozó kéregmozgásokra és neotektonikai folyamatokra.

### **4. tézis**

Korábbi, a teljes országra kiterjedő morfostrukturális vizsgálataim szerint a meridionális völgyek egy sugaras rajzolatú rendszerbe illeszkednek, ami az Vasi-hegyháttól fokozatosan változtatja irányát a Dunántúlon át az Alföld középső részéig. Az értekezésben érveket sorolok fel a rajzolat tektonikai eredete mellett. Kialakulását feltételezhetően a kipréselődő litoszféra lemezek felső szintjeinek keleties mozgása okozta. Az Alpok alatti vastag asztenoszféra felemelkedő lemez (vagy a kéreg valamelyik felső öve) a Pannon-medence alatti kivékonyodott, esetleg felemelkedő asztenoszféra közel szintesen mozog tovább. A felső szintek lefelé hajlása és az észak felé enyhén ívelt mozgási pálya gyengült zónák kialakulását, esetleges kismértékű oldalelmozdulásokat, felszín közeli liztrikus vetők menti lesüllyedéseket indukál. E gyengült zónák és vonalak szabad utat adnak a deflációnak és kisebb mértékben a folyóvízi erózióknak.

A meridionális völgyek kialakulása a zalai alsó-középső-pleisztocén kavicsos felszín feldarabolódása után indult meg és a fiatal löszök leülepedése után alakult ki mai formájuk.

### **5. tézis**

A morfológiában megmutatkozó redők irányítottsága és vergenciája alapján a Mura-, a Kerka-vidéken és a Zalai-dombvidéken a negyedidőszak során kompressziós szerkezetelaku-

lás zajlott. A kelet–nyugati csapású redőképződés legfiatalabb antiformjai a dombvidék északi részén található, a közrefogott szinformjuk pedig a Balaton és nyugati folytatásának süllyedékét hozta létre. A redőképződés az északra csatlakozó Vasi-hegyháton és a Kemenesháton is elindult.

A zalai hátaik rendellenesen kiszélesedő déli végén jelennek meg a transzpressziós stílusváltás első, morfológiában is megmutatózó bélyegei. A hosszanti völgyek mentén végbe-menő kiemelkedések okozzák a Cserta és a Principális völgyek nyugati irányú kitérését. Külső-Somogy hosszanti völgyei felső-pleisztocén korban felújult jobbos oldalelmozdulások felszíni megnyilvánulásai. A legmarkánsabb a Kapos és a Tamási-vonal csapásában követhető, ami a felszínen a kelet-somogyi Pári-hegy és a Tolnai hegyhát kiemelkedését okozza. ÉK-i folytatását a Móri-árokban kiemelkedés és a Sárvíz völgyének nyugatra kitérése jelzi. A fiatal löszökön fellépő deformáció miatt a morfológiában kimutatható legfiatalabb, felső-pleisztocén–holocén korú szerkezeti vonalnak tekinthető.

### **6. tézis**

Modellt állítottam fel a hosszanti völgyek fűrészfogas lefutásának magyarázatára. Eszerint ÉNy–DK-i kompressziós nyomás hatására a Közép-magyarországi zóna egyes törései jobbos oldaleltolódásokként újulnak fel. A köztes térben a sugaras rendszer gyengült zónáival tagolt blokkoknak az óramutató járásával egyező rotációja lép fel. Az elfordult blokkok az oldalirányú tér ellenállása miatt a morfológiában jól észlelhető kiemelkedéssel térnek ki a fellépő kompressziós hatások előtt.

### **7. tézis**

Belső-Somogy területe jelentős elválasztó határ. Elválasztja a nyugati, uralkodóan kompressziós szerkezetalakulási stílust a Kelet-Somogyban jellemző transzpressziós jellegűtől, lehatárolja a zalai redőket és lényegében elválasztja az Alpokból kiszállított anyag lehordási területét a Dunántúli-középhegységéből származótól. Éles, a sugaras rajzolattal egybeeső határai, kivastagodott negyedidőszaki üledékkitöltése miatt a mélyedés tektonikus eredete valószínűsíthető.

### **8. tézis**

Megmutattam, hogy a Pannon-medence legfontosabb szerkezeti zónája, a Közép-magyarországi zóna, a negyedidőszaki szerkezetalakulásban alárendelt szerepet játszik. Kisebbségi felújulásokról eltekintve, amik transzpressziós jobbos elmozdulásokként aktivizálódtak, hatásuk az ún. hosszanti völgyek fűrészfogas, cakkos megjelenésén kívül a felszín alakításában alárendelt. A Dinaridák és az ALCAPA egység közé beékelődött, a Tisza–Dácia mikrolemmezhez tartozó töredék az ALCAPA egységgel együtt vesz részt a kipréselésben.

Erre utal az általános kiemelkedés és közös felszínalakulás, amit a Kisalföld, a Mura- és Dráva-medence valamint a Nagyalföld intenzíven süllyedő területei kereteznek.

### **9. tézis**

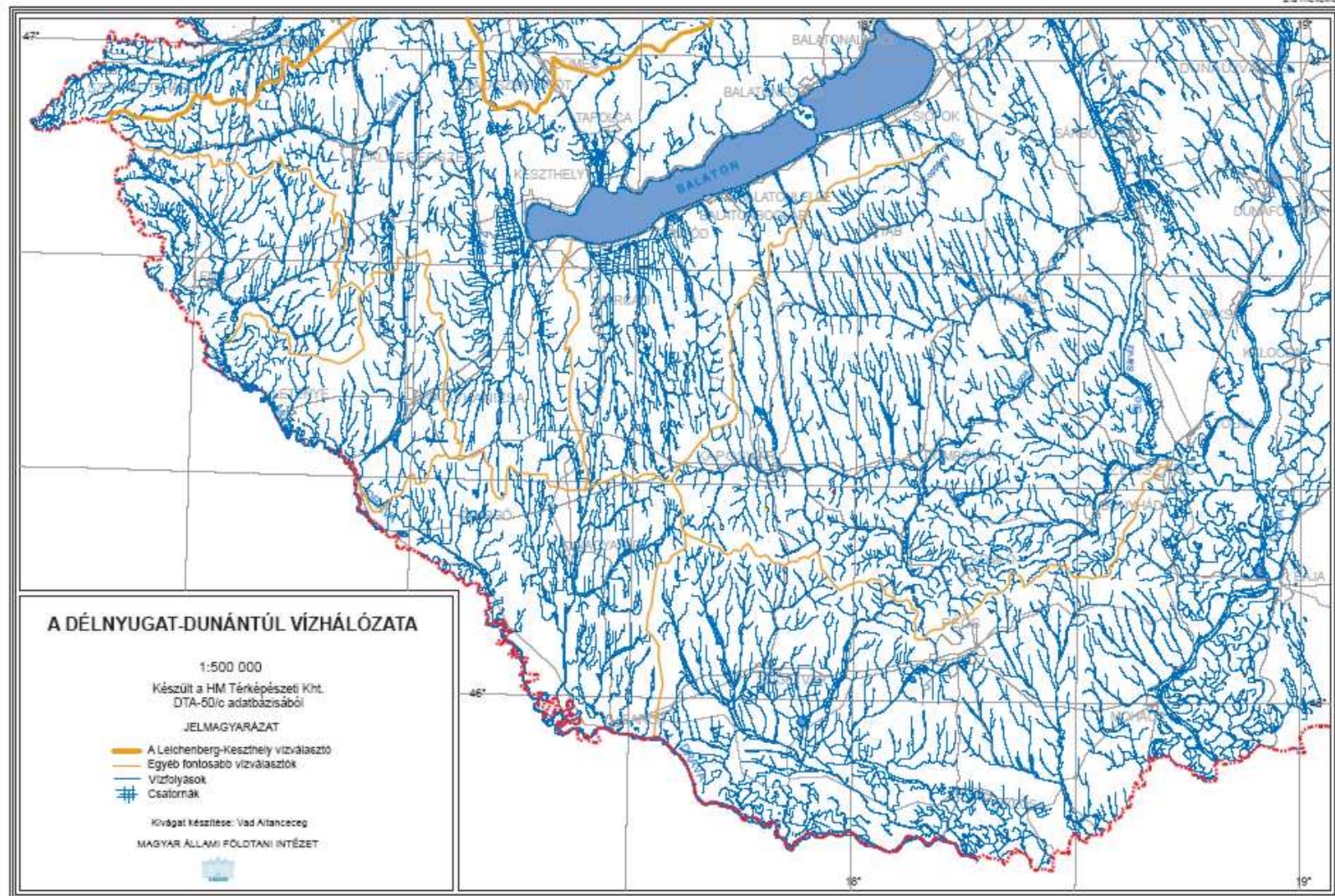
Somogy és Zala neotektonikai folyamatai illeszkednek abba az általánosan elfogadott modellbe, ami szerint a Pannon-medencében zajló neotektonikai és geodinamikai folyamatoknak a fő hajtóereje az Adria mikrolemmez északias mozgása és az óramutató járásával ellentétes forgása. A Nyugati-Kárpátok és a Dinaridák által közrefogott mikrolemezek KÉK-i irányú kipréseléssel és kitéréssel reagálnak.

Az ébredő oldalirányú nyomások hatására a Pannon-medence nyugati szegélyén kompressziós deformációk ismerhetők fel, amik a fokozatosan délkeletivé váló hatóerők miatt a negyedidőszaki képződmények transzpressziós jellegű deformációit okozzák Külső-Somogy irányába haladva.













### A DÉLNYUGAT-DUNÁNTÚL VÍZHÁLÓZATA

1:500 000

Készült a HM Térképészeti Kht.  
DTA-50/c adatbázisából

#### JELMAGYARÁZAT

-  A Leichenberg-Keszthely vízválasztó
-  Egyéb fontosabb vízválasztók
-  Vízfolyások
-  Csatornák

Kivágtat készítése: Vad Áltanaceg

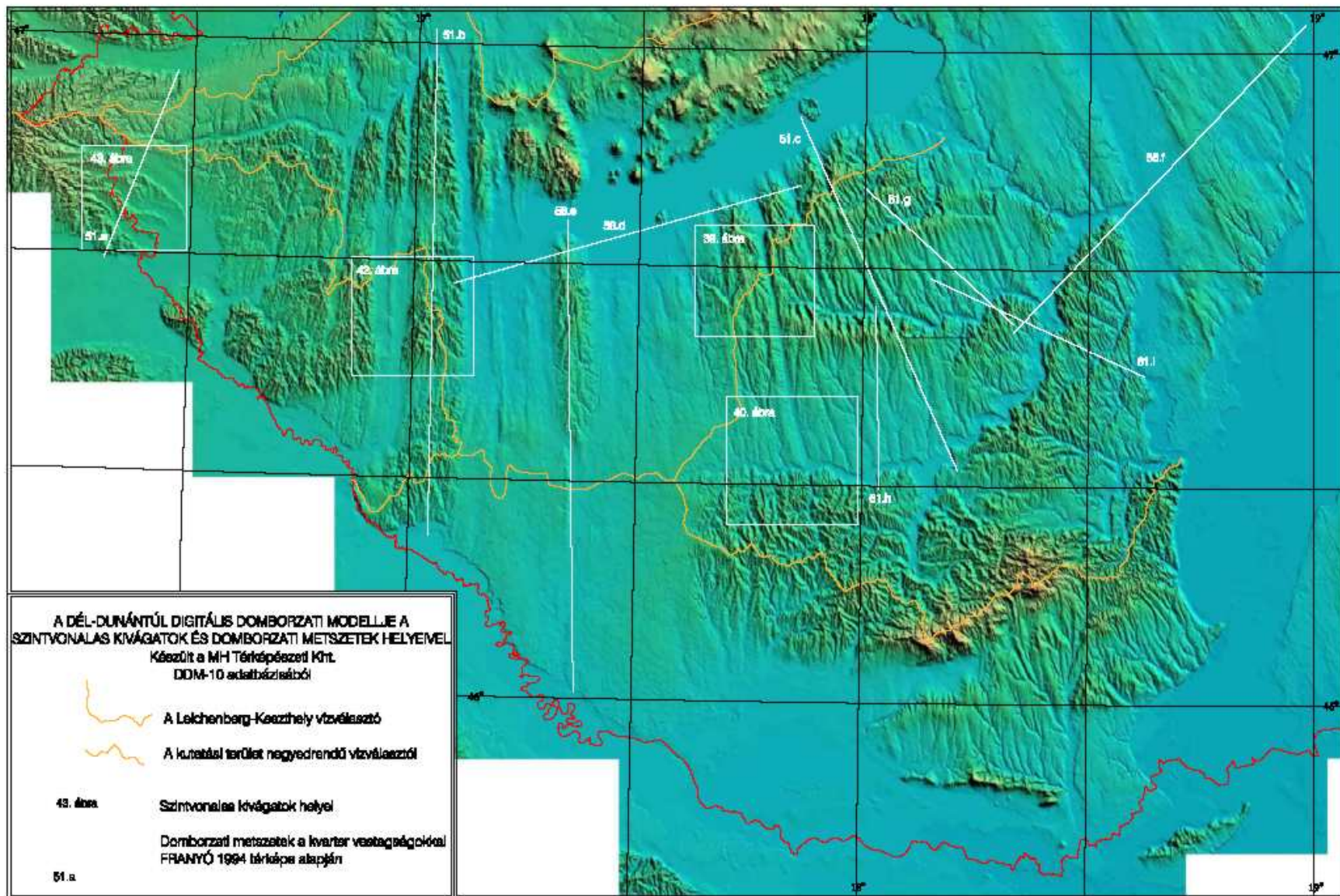
MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET



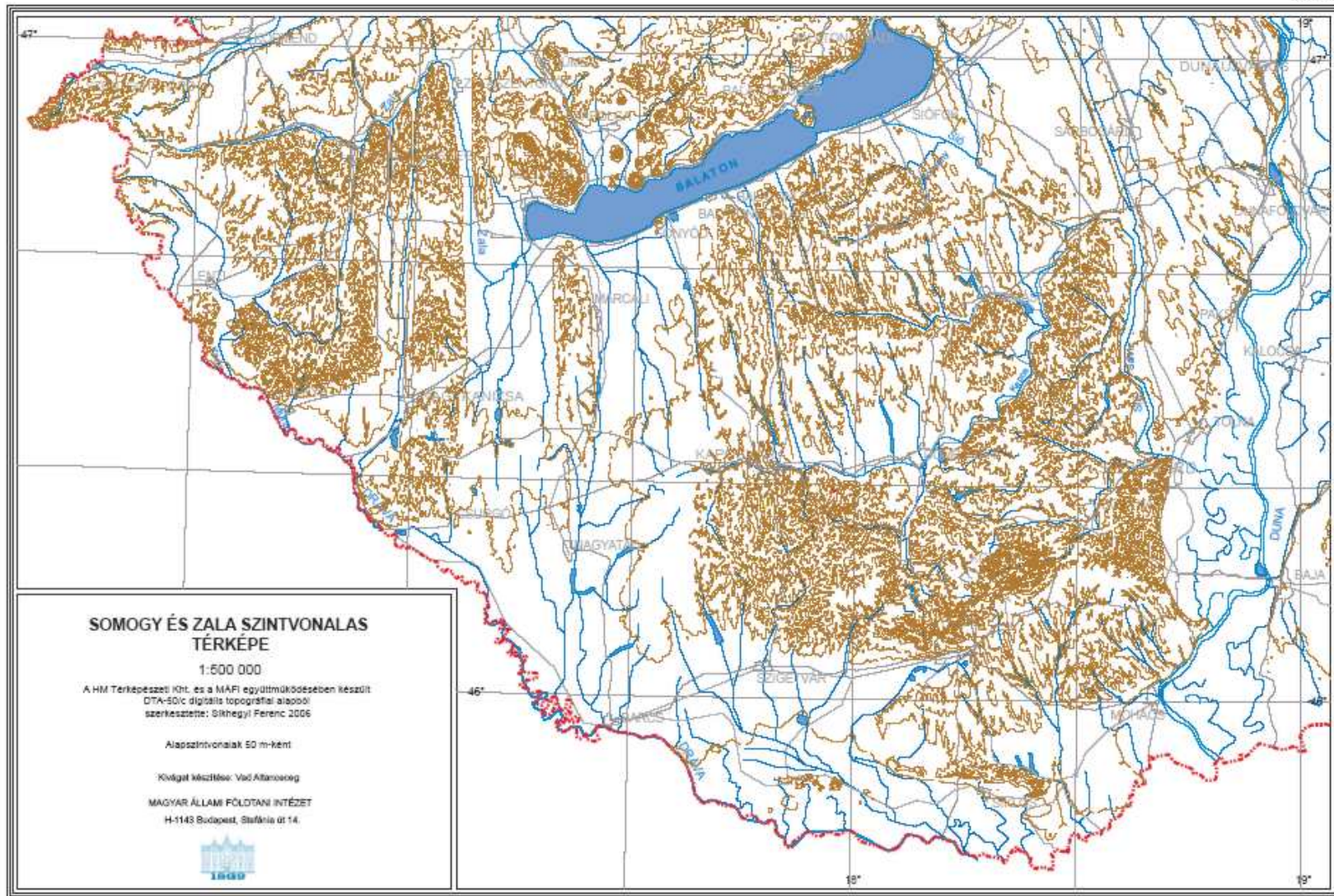












### SOMOGY ÉS ZALA SZINTVONALAS TÉRKEPE

1:500 000

A HM Térképészeti Ikt. és a MAFI együttműködésében készült  
DTA-50/c digitális topográfiai alapotól  
szerkesztette: Sikhegyi Ferenc 2006

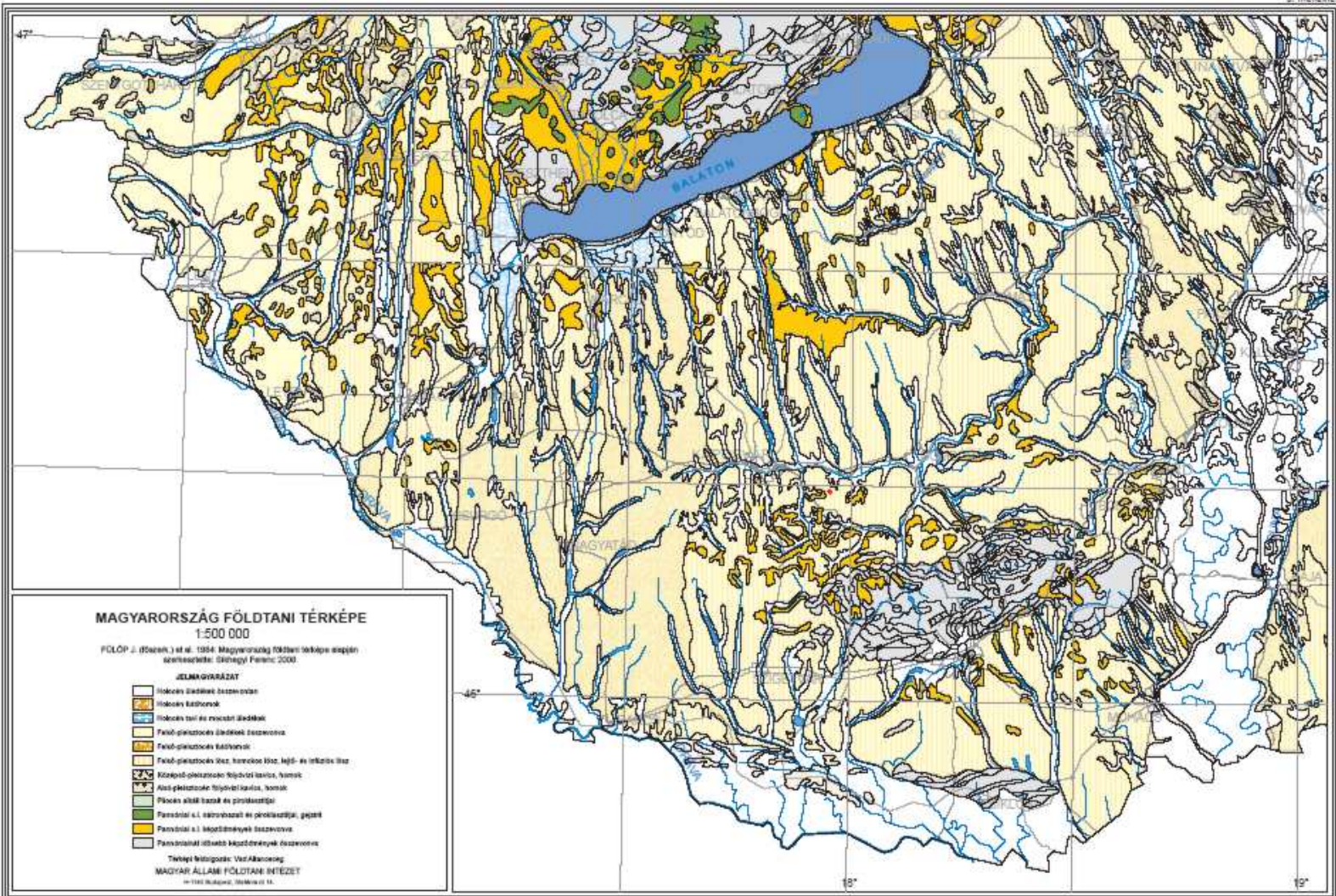
Alapszintvonalak 50 m-ként

Kivágat készítője: Vad Általánosig

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
H-1143 Budapest, Stefánia út 14.







**MAGYARORSZÁG FÖLDTANI TÉRKÉPE**  
1:500 000

FOLOP J. (Béres, ) et al.: 1954. Magyarország földtani térképe alapján  
szélesítve: Ötvegyévi Fennsík 2000.

**JELMAGYARÁZAT**

- Holocén üdülési lemezszelvény
- Holocén káltsorok
- Holocén tölgy és mocsári lápok
- Felső-pliocén üdülési lemezszelvény
- Felső-pliocén káltsorok
- Felső-pliocén kőz. homokos kőz. lejtő- és tölgyes kőz.
- Középső-pliocén folyóvízi kavics, homok
- Alsó-pliocén folyóvízi kavics, homok
- Pliocén alatti kőz. és porfirok
- Pannóniai s.l. sárvízszelvény és porfirok
- Pannóniai s.l. lejtővölgyek lemezszelvény
- Pannóniai s.l. többi lejtővölgyek lemezszelvény

Térképi felelősök: Várkonyos  
MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
H-1125 BUDAPEST, SZÉCHÉNYI ÚT 14.



