

## A Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés

SASVÁRI Ágoston<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, sasvariagoston@yahoo.com

<sup>2</sup>MOL NyRt., asasvari@mol.hu

### *Stress field evolution of the Gerecse Mountains in the light of the published data about the Transdanubian Range, Hungary*

#### Abstract

After discussing the results gathered with respect to the structural geology of the Gerecse Mts and the whole Transdanubian Range, tensional–transtensional stress states with a north–northeast–south–southwest extension can be suggested for the Early and Middle Jurassic. In the Late Jurassic, a change in the stress state occurred and this can be observed: the stress field shifted to a compressional or strike slip, and the direction of the compression was mainly north–south.

The stress state in the Early Cretaceous — assuming minor undulation in the stress directions — was primarily similar to the Late Jurassic stress state in a northeast–southwest direction. A notable change occurred in the Aptian–Albian ages in the stress properties: the shortening direction rotated counterclockwise through north–south to northwest–southeast during the Late Albian age. Sparse and uncertain stress data on the Late Cretaceous and the Palaeocene are published in the study, albeit with evidence of major contradictions. This data cannot be precisely incorporated into the structural evolution model of the Transdanubian Range.

The supposedly stable strike–slip stress conditions with a northwest–southeast trending and shortening direction were present from the Eocene to the Otnangian (Early Miocene). In the Karpatian (at the latest Early Miocene), a variation in the stress conditions can be observed: the stress state changes from strike–slip to tensional or transtensional. In the Badenian age (early Middle Miocene) the stress properties varied again. The shortening direction rotates clockwise from the northwest–southeast to the northeast–southwest in the Sarmatian (late Middle Miocene). The tension-dominated stress regime seems to be common but, locally, strike–slip stress fields can be observed. After the Badenian (early Middle Miocene) the tensional direction also rotates from northwest–southeast to the west–northwest–east–southeast, with the fluctuation of tensional–transtensional properties.

*Keywords: Gerecse Mts, structural evolution, stress field*

#### Összefoglalás

Irodalmi áttekintés segítségével megállapítható, hogy a kora- és középső-jura időtartama alatt a Dunántúli-középhegységi-egység egész területén, így a Gerecseben is döntően észak-északkelet–dél-délnyugati széthúzással jellemezhető feszültségviszonyokkal állunk szemben. A késő-jurára változás áll be a feszültségállapotban — egy nagyjából észak–déli összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos-összenyomásos feszültségtér jelenléte mutatható ki.

A kora-krétában a maximális főfeszültség iránya — némi bizonytalanságtól eltekintve — északkelet–délnyuginak, azaz a késő-jurához hasonlóan mondható; ezek a feszültségviszonyok az aptiig fennálltak. A kora-albaiban bekövetkezik a főirányok megváltozása: az összenyomás iránya észak–délivé, majd a késő-albaiban északnyugat–délkeletivé változik. A késő-krétára és a paleocénra vonatkozó szórványos, helyenként teljesen ellentmondásos adatok csak nehezen illeszthetők a szerkezetfejlődési képbe.

Az eocénben egy északnyugat–délkeleti összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségtér működésével számolhatunk, mely az oligocén és késő-egri–eggenburgi–ottnangi során is jelen van. A feszültségirányokban nem találunk eltérést az ottngi–kárpáti korszakokban, a feszültségviszonyokban azonban igen: a kárpátira már minden bizonnyal transztenziós feszültségállapottal állunk szemben. A badeni során az ottngi–kárpáti főirányokhoz képest (északnyugat–délkeleti összenyomás és északkelet–délnyugati széthúzás) elfordulás következik be: a szarmatára már északkelet–délnyugati kompresszió és északnyugat–délkeleti húzás által kontrollált feszültségviszonyokkal találkozunk. A posztbadeni szerkezetalakulási lépések sorrendje a következőképpen alakul: a széthúzás iránya az északnyugat–délkeletiből folyamatosan megy át nyugat–északnyugat–dél-délkeletibe, miközben a jellege a transztenziós és tisztán széthúzásos állapotok között váltakozik.

*Tárgyszavak: Gerecse, szerkezetalakulás, feszültségtér*

## Bevezetés

A Gerecse szerkezetalakulásának irodalmi összevetésen alapuló áttekintése egy hosszabb cikksorozat első eleme. Számos, a Gerecséhez köthető szerkezeti eredmény bemutatásához kívánczoltam egy, a terület szerkezetfejlődését ismertető fejezet; a felhalmozott ismeretek mennyisége azonban nőttön nőtt, és a bevezetés mérete lassan elérte egy önálló dolgozat terjedelmét. A dolgozat talán hiánypótló szerepet is betölt, hiszen hasonló összefoglalás a Dunántúli-középhegység — vagy akár a Gerecse — szerkezetfejlődéséről eddig nem látott napvilágot.

A diszkusszió során döntően a nyomtatásban megjelent dolgozatok eredményeire támaszkodtam, kivéve azokat az eseteket, amikor a területtel vagy a szerkezetfejlődéssel kapcsolatos kulcsfontosságú felismerést egy kézirat tartalmazza. Az áttekintés során a szinszediment észlelések különböző hangsúlyt kapnak: döntően ezek azok a megfigyelések, melyek segítségével egy feszültségtér működésének ideje a leginkább behatárolható. Természetesen létezik számos egyéb módszer is (pl. ANGELIER 1984), melyek a munkaterület szerkezetalakulásának vizsgálatakor azonban csak korlátozottan használhatók.

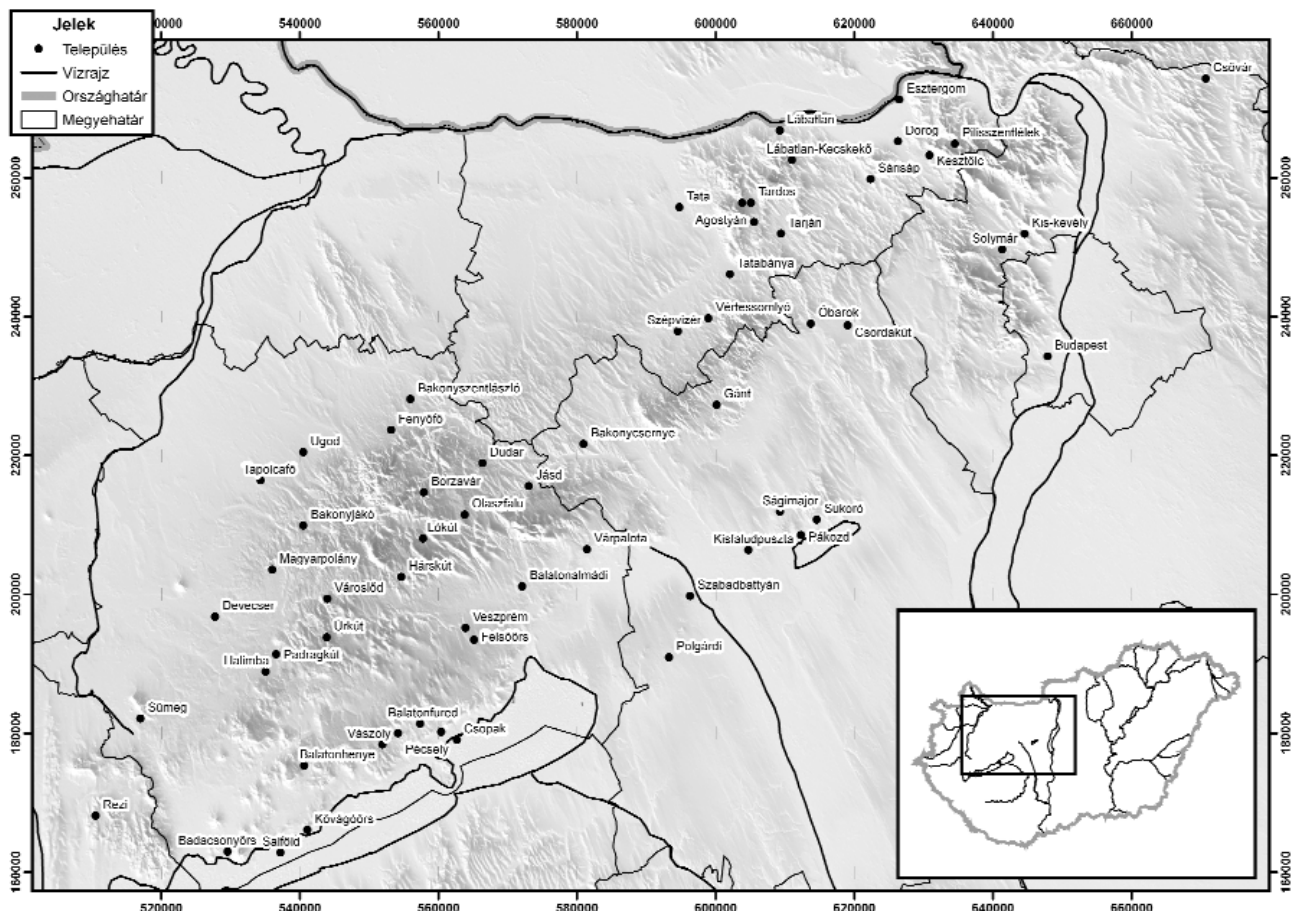
Számos esetben nem bizonyult elégségesnek a szűken vett Gerecse szerkezetfejlődését bemutató dolgozatok

áttekintése, így a Dunántúli-középhegységi-egység egyéb részeiből — döntően a Bakony és a Budai-hegység területéről — származó rideg és képlékeny deformációkkal kapcsolatos ismereteket is össze kellett gyűjtenem és görcső alá vennem. Hogy ezt megtehessem, vizsgálni kellett, hogy a Dunántúli-középhegység egyes részei mennyire forogtak-mozogtak egymástól eltérően. Ennek megállapítására a paleomágneses irányok tanulmányozása tűnt ideális módszernek.

Egyes jelentős szerkezeti aktivitással, vagy akár általános üledékihiánnyal időrendszertani egységek esetén — ilyen például az apti–albai korszak vagy akár a paleocén kor — szükséges volt a leginkább kitekintő jelleggel vizsgálni; ezekben az esetekben nem csak a Dunántúli-középhegységi-egység területéről készült szerkezeti témájú munkákra kellett támaszkodnom, hanem elengedhetetlen volt a nagyobb léptékű, döntően geodinamikai tárgyú dolgozatok áttekintése is.

## Paleomágneses megfigyelések

Hogy a távolabbi területekről megismert feszültségviszonyok „extrapolációját” egyáltalán meg lehessen tenni, azaz egy közelítőleg homogén feszültségteret feltételez-



1. ábra. A Dunántúli-középhegység területe és a dolgozatban említett észlelési helyek földrajzi helyzete. A számok EOV-koordináták

Figure 1. Map of the Transdanubian Range with the location of the studied sites. Numbers indicate meters in EOV coordinate system

hessünk a Gerecse és a Dunántúli-középhegység egységére, szükséges volt tanulmányozni, hogy a Dunántúli-középhegység a mezozoikum és kainozoikum során egyáltalán egyetlen szerkezeti egységként viselkedett-e. Erre legalkalmasabbnak a paleomágneses mérések eredményei bizonyultak (a teljesség igénye nélkül MÁRTON 1993, MÁRTON 1998, MÁRTON & MÁRTON 1983, MÁRTON & MÁRTON 1989, illetve TÚNYI & MÁRTON 1996 és MÁRTON & FODOR 2003).

A konkrét munkaterületre (1. ábra) és a tágabban értelmezett Dunántúli-középhegységi-egységre vonatkozó paleomágneses mérési adatokat ábrázoló térképeket (2. ábra) szemrevételezve megállapítható, hogy a Gerecse területén különböző időrendszertani egységekben mért paleodeklinációk jó egyezést mutatnak a Dunántúli-középhegységi-egység fő tömegében több helyen mért értékekkel. Mellesleg érdemes összevetni a Lábatlan és Dorog területén mért adatokat: mintegy 40 foknyi különbség mutatható ki közöttük (példaként MÁRTON 1998). Ez a szögkülönbség nem igazán illeszthető be problémamentesen a szerkezetalakulást leíró modellekbe — létezése leegyszerűbben lokális elforgásokkal, vagyis a feszültségtér inhomogenitásával magyarázható. Eltekintve ezektől a szórványos esetektől, a paleomágneses mérési adatok arra engednek következtetni, hogy a Dunántúli-középhegységi-egység fő tömege (a Gerecset is beleértve) a triáztól fogva gyakorlatilag egy egységként viselkedett, így a terület egyben kezelhető a mérési eredmények diszkussziója szempontjából. Külön figyelmet érdemel az

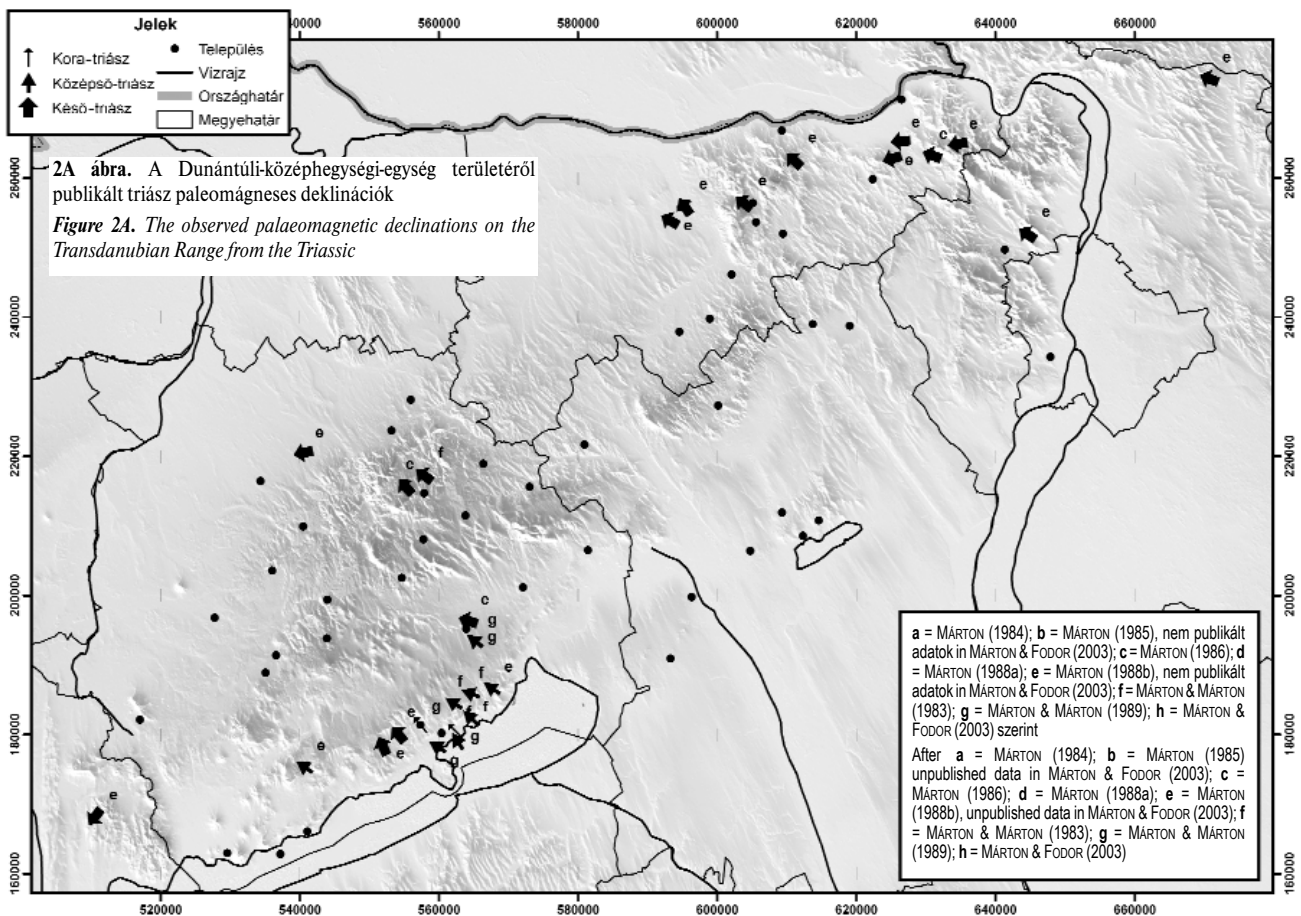
adatsorban a késő-jura–késő-kréta időintervallum (2. ábra), amikor jól láthatóan megjelenik a MÁRTON (1993) és MÁRTON (1998) által kimutatott, majd többek között CSONTOS & VÖRÖS (2004) által is említett forgási esemény.

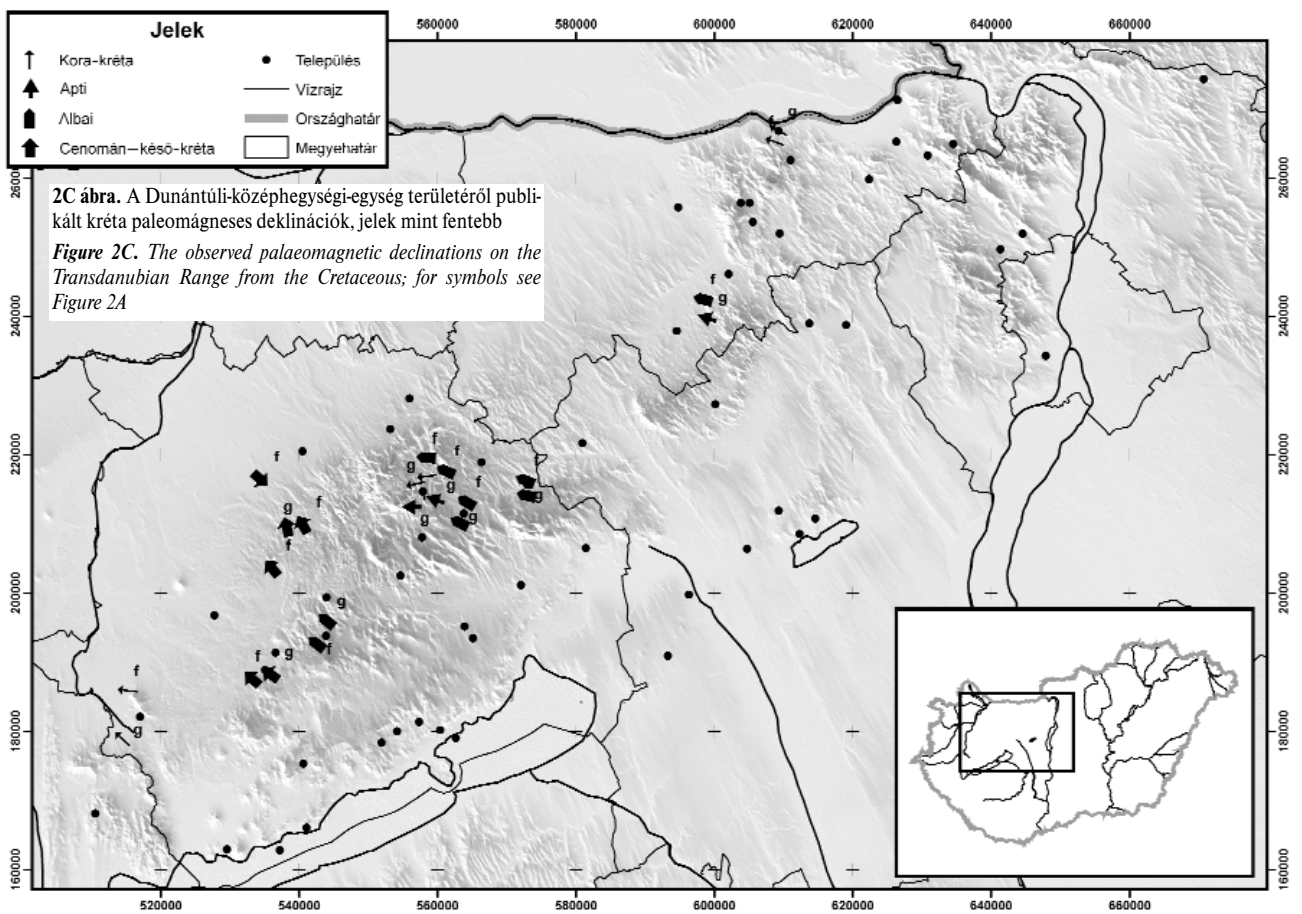
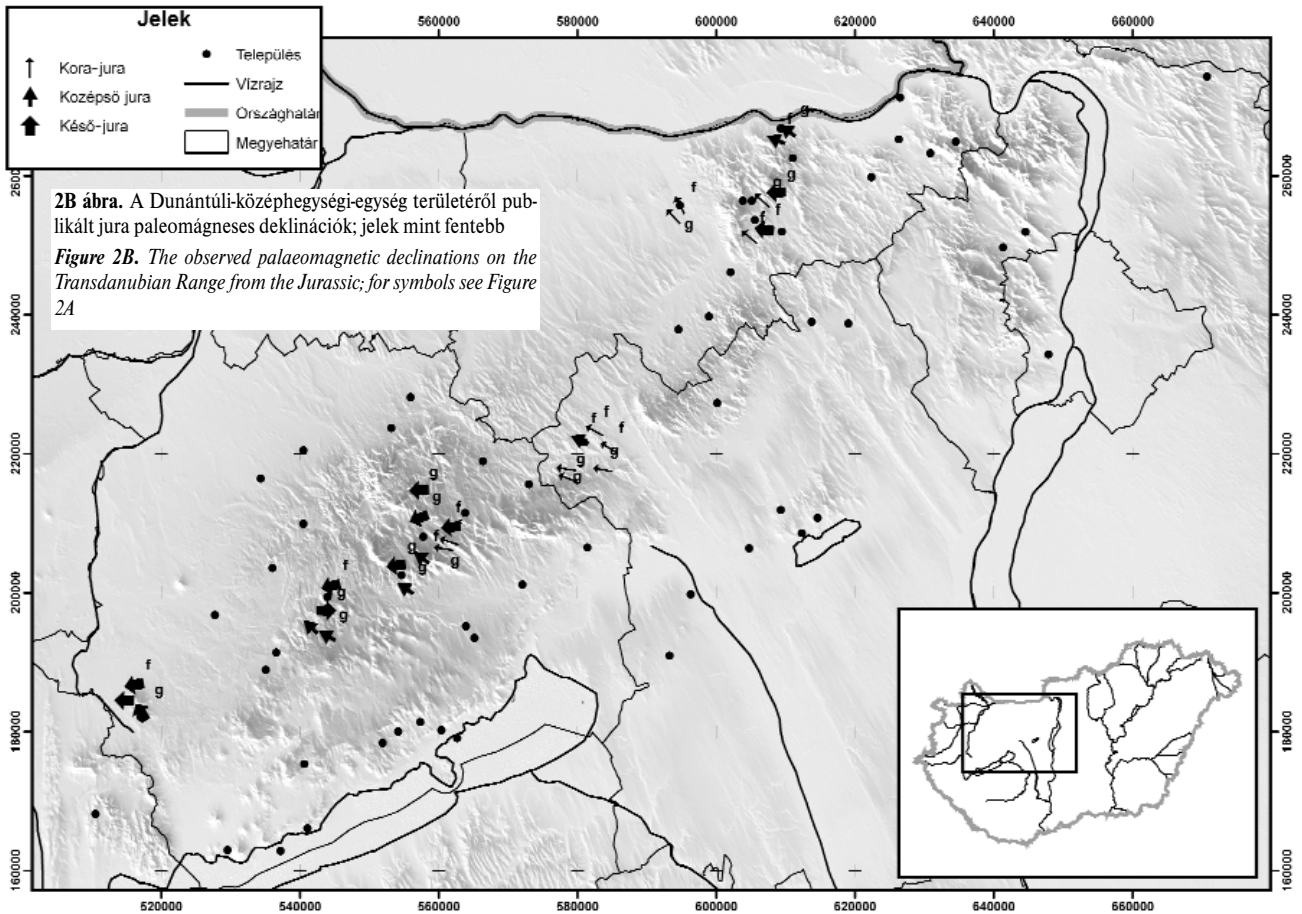
### A Dunántúli-középhegység töréses szerkezetalakulásának összesítése

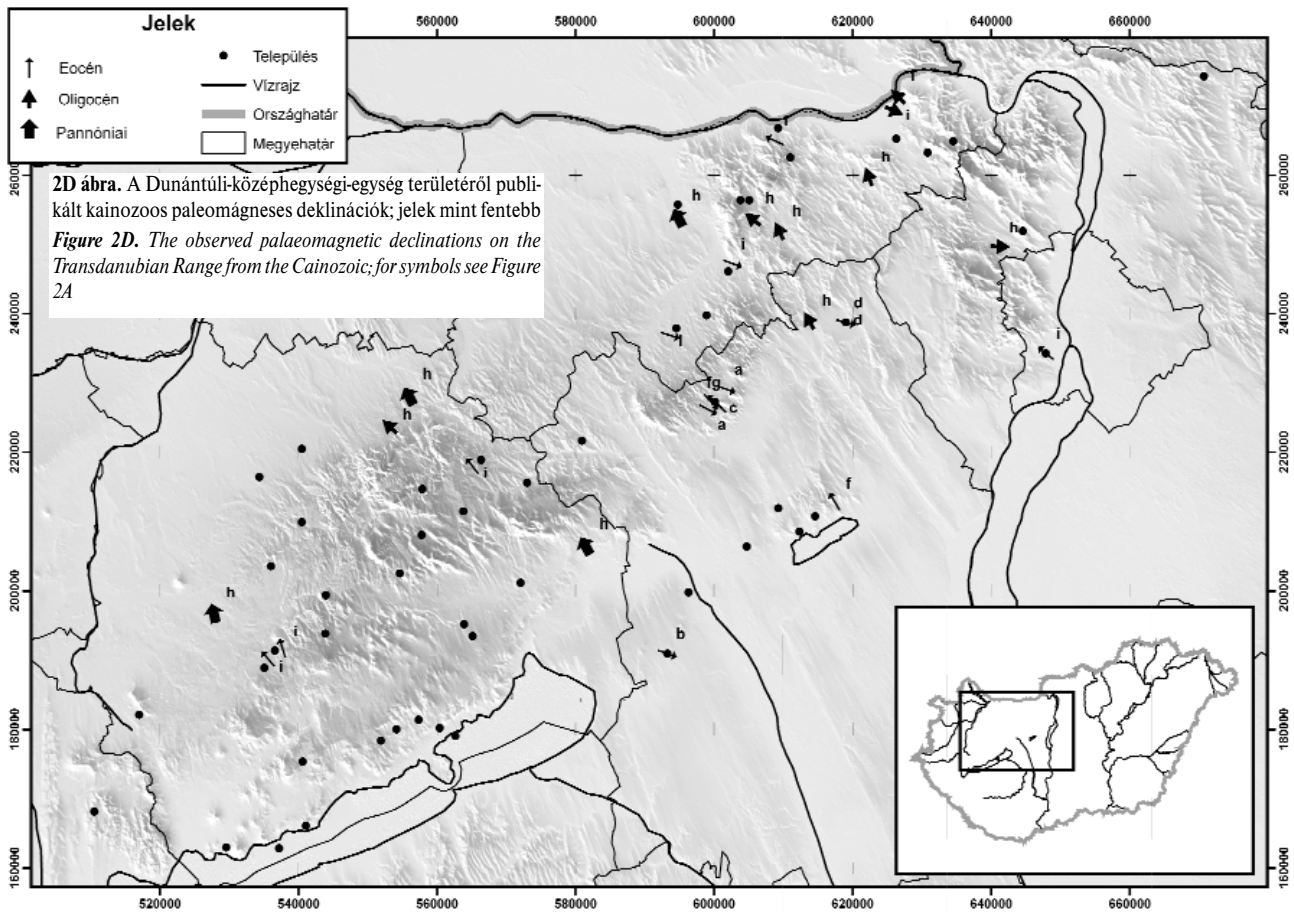
Döntően a prekainozoikumból származó adatok mennyisége, illetve a kainozoikum és a negyedidőszak során megismert feszültségviszonyoknál pedig az egymásnak ellentmondó adatok indokolják, hogy a Dunántúli-középhegység egyéb részeiről származó mérési eredményeket is figyelembe vegyünk. Így döntően a Vértes és a Bakony, esetenként a Budai-hegység területéről származó szerkezetfejlődési ismerteket is szükséges görcső alá venni, számos esetben az általános geodinamikai megközelítéssel dolgozó munkák sem maradhattak figyelmen kívül.

#### Kora- és középső-jura szerkezetalakulás

A legkorábbi biztos mérési adataink a jura szerkezetalakulásra vannak. Az ezt tárgyaló dolgozatok — a Gerecseből BADA (1994), BADA et al. (1996), LANTOS (1997), FODOR (1998), FODOR & LANTOS (1998), valamint a Bakonyból KISS (1999), ALBERT (2000) és KISS et al. (2001) — közös pontja, hogy észleléseik szerint az általános,







leginkább kora- és középső-jura feszültségtér döntően széthúzásos jellemzőkkel bír. A dolgozatoknak szintén közös vonása, hogy a — döntően kora-jurára vonatkozó feszültségviszonyokat telérkitöltések, tenziós hasadékok irányából, azaz színszediment jelenségekből származtatják. Mivel a Gerecsében több különböző irányú telérgeneráció is ismert (pl. BADA 1994, LANTOS 1997), jelentős eltérést okoz, hogy melyik szerző melyik telérgenerációt tekint mérvadónak. A kora-jurára BADA (1994) — törések, neptuni telérkitöltések és a jura fáciesövek elhelyezkedése alapján — északkelet–délnyugati húzással jellemezhető feszültségtér ismertet (3., 15. ábra). BADA et al. (1996) dolgozata hasonló főirányokkal rendelkező feszültségtérrel mutat be a liászra, melynek azonban transztenziós jelleget tulajdonít. Szintén színszediment jelenségek — tenziós hasadékok, valamint a bennük lévő telérkitöltések — alapján LANTOS (1997) a liászra észak-északkelet–dél-délnyugati széthúzást mutat be (3., 15. ábra). Mindezek mellett a dolgozat ismertet egy közelítőleg észak–déli csapású telérgenerációt is, melynek kialakulását oldalelmozduláshoz köti a szerző. Hasonló eredményt tár elénk FODOR (1998) is a sinemuri–pliensbachira vonatkozóan, megengedve a feszültségtér szintén oldalelmozdulásos jellegét. FODOR & LANTOS (1998) dolgozata átlagosan kelet–nyugati húzásos feszültségtérrel értelmezhető kora-jura telérkitöltéseket és normálvetőket ír le (3., 15. ábra).

A Bakony területéről KISS (1999) és KISS et al. (2001), valamint ezzel teljes összhangban ALBERT (2000) nagyjából észak-északkelet–dél-délnyugati, tisztán húzásos szerkezetalakulást mutat be (3., 15. ábra). Ebben az esetben is

	Bada (1994)	Bada et al. (1996)	Lantos (1997)	Fodor (1998)	Fodor, Lantos (1998)	Kiss (1999)	Albert (2000)	Kiss et al. (2001)	Kiss, Fodor (2007)	Jelen dolgozat
J2										☞ /
J1	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞ /

3. ábra. Kora- és középső-jura feszültségirányok irodalmi adatok alapján

A világos nyilak széthúzást, a feketék összenyomást mutatnak, a görbe nyilak a feszültségirányok megváltozását. A szürke háttér színszediment észlelést jelent. J1-3 = korai-középső- és késő-jura, K1 = kora-kréta, Ap = apti, Ab1-2 = kora- és késő-albai, K3 = késő-kréta, Pc = paleocén, E1-3 = kora-, középső- és késő-eocén, O11-2 = kora- és késő-oligocén, Eg = késő-egri, Eb = eggenburgi, Ot = ottngangi, Ka = kárpáti, B = badeni, Sz = szarmata, P = pannóniai és Q = negyedidőszak

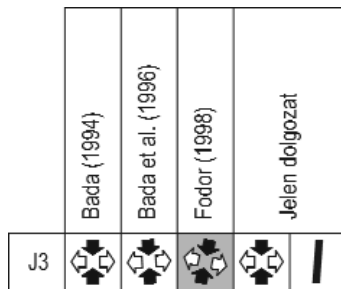
Figure 3. Stress directions for the Early and Middle Jurassic period

White arrows show tension, black ones compression, the curved ones the change in stress directions. Gray background indicates observation of synsediment features. J1-3 = Early, Middle and Late Jurassic, K1 = Early Cretaceous, Ap = Aptian, Ab1-2 = Early and Late Albian, K3 = Late Cretaceous, Pc = Paleocene, E1-3 = Early, Middle and Late Eocene, O11-2 = Early and Late Oligocene, Eg = Late Egerian (Earliest Miocene), Eb = Eggenburgian (Early Miocene), Ot = Ottngangian (Early Miocene), Ka = Karpathian (late Early Miocene), B = Badenian (early Middle Miocene), Sz = Sarmatian (late Middle Miocene), P = Pannonian (Late Miocene) and Q = Quaternary

hasadékkitöltések, illetve szinszediment normálvető segítségével bizonyultak rekonstruálhatónak a feszültségek.

### Késő-jura szerkezetalakulás

A késő-jura szerkezetalakulással a legutóbbi időkig kevés szerző foglalkozott. Egyik legkorábbi dolgozatként FÜLÖP (1976) a tatai Kálvária-domb títhon hasadékkai alapján kelet–nyugati húzási irányokat javasolt, azonban megjegyzendő, hogy húzásos hasadékok — például egy redő külső ívén — akár összenyomás hatására is létrejöhetnek. BADA (1994), valamint BADA et al. (1996) dolgozatában a késő-jurára észak–déli összenyomási irányokkal jellemezhető oldalelmozdulásos teret mutat be (4., 15. ábra), melyet közelebbről meg nem nevezett szinszediment jelenségek bizonyítanak a Tölgyháti-kőfejtőben, a Vörös-hídnál és a tatai Kálvária-dombon. A malmra vonatkozóan ugyanezt az észak–déli irányú összenyomást és rá merőleges széthúzást mutatja be FODOR (1998) munkája is (4., 15. ábra); a szerző a szerkezeti irányait szinszediment



4. ábra. Késő-jura feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

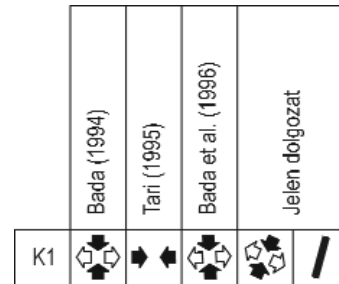
Figure 4. Stress directions to the Late Jurassic period; for symbols see Figure 3

észlelésekkel támasztotta alá. BÁRÁNY (2004) dolgozatában a késő-jurára rövidüléssel szerkezetalakulást javasolt bizonytalan északnyugat–délkeleti, avagy észak–déli összenyomási főirányokkal (4., 15. ábra).

### Neokom szerkezetalakulás

A kora-krétára vonatkozóan igen kevés, ráadásul egymásnak némileg ellentmondó adat áll rendelkezésünkre. Szedimentológiai alapon SZTANÓ (1990), majd FOGARASI (1995), később BÁRÁNY (2004) is északkelet–dél nyugati összenyomást feltételez a Berseki Márga és a Lábatlani Homokkő – Kőszőrükőbányai Konglomerátum képződési idejére (5., 15. ábra); ezt a délnyugati dőlésű, megújuló lejtő helyzetéből és az üledékszállítási mintázatokról következtetik.

BADA (1994) dolgozatában ettől némileg eltérő, észak–déli csapású összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos jellegű feszültségteret mutat be a Gerecsére vonatkoztatva, mely felismerés BADA et al. (1996) munkájában is visszaköszön; ennek működési időszakát a szerző az oxfordi és az apti közöttire teszi, melyeket



5. ábra. Kora-kréta feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 5. Stress directions to the Early Cretaceous period; for symbols see Figure 3

közelebbről meg nem nevezett szinszediment szerkezetekkel támaszt alá (5., 15. ábra). TARI (1995) dolgozatában — nagyszerkezeti és fáciesvizsgálatok alapján — a barremi–apti intervallumra kelet–nyugati kompresszióval jellemezhető feszültségviszonyokat feltételez. FODOR (1998) áttekintő jellegű munkájában a kora-krétára vonatkozóan észak–északkelet–dél–dél nyugati összenyomást ismertet (5., 15. ábra).

### Apti–albai szerkezetalakulás

Igen sok dolgozatban megtalálhatók utalások az apti–albai időintervallum szerkezetalakulására vonatkozóan. A részletek megismerése elé kívánczik, hogy a jelzett két korszak igen hosszú, összességében több, mint 20 millió évnyi időtartamot fog át, s bizonyíthatóan ez volt a Dunántúli-középhegység és az alpi–dinári rendszer egyik legintenzívebb szerkezetalakulási időszaka (például DUDKO 1991, TARI 1995).

BADA (1994), továbbá BADA et al. (1996) munkájában a Gerecsére vonatkoztatva egy észak–déli összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségteret mutat be a kora-kréta–apti intervallumra. A szerző megállapítása szerint az albaira változás következik be a feszültségtér kompressziós irányában, mely innentől nyugat–dél nyugat–kelet–északkeleti irányú lesz (6., 15. ábra).

ALBERT (2000) a Bakonyban található redők vizsgálata során két redőképződési eseményt ismert fel. A szerző szerint előbb egy nyugat–dél nyugat–kelet–északkeleti, majd pedig egy erre merőleges, észak–észak nyugat–dél–délkeleti irányú kompresszió hozta létre az általa vizsgált redőket (6., 15. ábra). Észlelései alapján mindkét esemény a Tési és Zirci Formációk leülepedése előtt történt. KISS (1999) dolgozata egy nagyjából észak nyugat–délkeleti, valamint észak–észak nyugat–dél–délkeleti irányú összenyomást ismertet. Ennek a fázisnak az aktivitását a szerző a kréta középső részére, pontosabban a kora-albaira teszi (6., 15. ábra). Későbbi dolgozatában (KISS et al. 2001) a kora-albaira észak nyugat–délkeleti csapású kompressziót ismertet, melyet a későbbiekben SASVÁRI (2003) és SASVÁRI et al. (2007) is felismert (6., 15. ábra). POCSAI (2003) és POCSAI & CSONTOS (2006) a késő-apti–kora-albai crinoideás mészkő (Tatai Formáció) fácieseloszlásai alapján szinszediment

	Maros (1988)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Tari (1995)	Tari, Horváth (1995)	Bada et al. (1996)	Fodor (1998)	Kiss (1999)	Albert (2000)	Fodor, Koroknai (2000)	Bíró (2003)	Pocsai (2003)	Sasvári (2003)	Fodor, Bíró (2004)	Budai et al. (2005)	Pocsai, Csontos (2006)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat	
Ai2		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗		↖ ↗	↖ ↗						↖ ↗		↖ ↗		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗
Ai1	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗			↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗
Ap		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗		↖ ↗		↖ ↗		↖ ↗	↖ ↗

6. ábra. Apti-albai feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán  
 Figure 6. Stress directions to the Aptian-Albian period; for symbols see Figure 3

feltolódásokat és feltehetően hozzájuk tartozó redőket mutattak ki (6., 15. ábra). A redőgeometria és a Tatai Formáció jellegzetességei alapján a szerzők észak-kelet–délnyugati irányú összenyomást feltételeznek.

MAROS (1988) vértesi munkája során az apti crinoideás mészkőben redőket észlelt, melyek létrejöttét egy nagyjából észak–déli, tisztán összenyomásos jellegű szerkezetalakuláshoz köthette (6., 15. ábra). BÍRÓ (2003) és FODOR & BÍRÓ (2004) dolgozata — saját megfigyelések alapján és részint MAROS (1988) eredményeire támaszkodva — rendre észak–északnyugat–dél–délkeleti, illetve északnyugat–délkeleti kompressziót mutatott be, ezzel magyarázva a Vértesben található Szarvaskútirátolódás kialakulását (6., 15. ábra). Ennek kora — a képződmény korából következően — posztapti; a szerzők a deformációt a Bakony fő kréta szerkezetalakulásához kötik és az albaít jelölik meg legvalószínűbb működési korának. BÍRÓ (2003) egy ennél idősebb, észak-kelet–délnyugati összenyomási eseményt is felismert, melynek működését az aptira teszi. BUDAI et al. (2005) dolgozatában szintén kréta redőket ismertet a Vértes területéről (6., 15. ábra). A redőződési esemény pontos korát a szerzők nem adják meg, kialakulását azonban a szinklinális szerkezet (albai — lásd DUDKO 1991, TARI 1995) kialakulása utánra feltételezik.

A Budai-hegység területére FODOR et al. (1994) dolgozata valószínűsíti egy északkelet–délnyugati irányú összenyomással bíró feszültségteret, bár ennek pontos működési időszakára a szerzők nem mutatnak bizonyítékot.

Az apti-albai időszakra TARI (1995) általános megfontolások, valamint szeizmikus szelvények elemzése alapján az egész Dunántúli-középhegységre vonatkozóan előbb északkelet–délnyugati, majd északnyugat–délkeleti összenyomással jellemezhető főirányokat feltételez (6., 15. ábra). FODOR (1998), valamint FODOR & KOROKNAI (2000) munkájában az apti-kora-albai periódusra vonatkozóan rendre északnyugat–délkeleti, illetve nyugat–északnyugat–kelet–délkeleti összenyomási irányt ismertet a Dunántúli-középhegységi-egység területéről (6., 15. ábra). Utóbbi

dolgozat egészen pontosan a kora-albaira teszi ezen szerkezeti fázis működésének időpontját.

*Cenoman–senon szerkezetalakulás*

A Dunántúli-középhegység senon szerkezetalakulásáról viszonylag kevés információval rendelkezünk, és ezen ismereteink között is jelentős eltérések mutatkoznak. A Gerecse területén végzett szerkezetföldtani munkája során BADA (1994) és BADA et al. (1996) kelet–északkelet–nyugat–délnyugati irányú összenyomást talált. A fenti megfigyelés összhangban van FODOR et al. (1994) észleléseivel (7., 15. ábra).

Ettől eltérő, észak–északnyugat–dél–délkeleti kompressziót ismertet TARI (1995) dolgozata. Hasonlóan északnyugat–délkeleti összenyomást mutat be FODOR (1998), SASVÁRI 2003, KERCSMÁR (2004), illetve SASVÁRI et al. (2007) munkája is (7., 15. ábra) a Bakonyból. FODOR (1998) a cenomanra megengedi az észak–északkelet–dél–délnyugati kompressziós irányokkal jellemzett feszültségtér működését is. KERCSMÁR (2004) értelmezése szerint hajlításos húzáshoz kapcsolható vöröskalcittelérek csapásirányából következtethetők ezek a deformációs főirányok. Korai munkájában BERGERAT et al. (1984b) — igen bizonytalanul — a késő-krétára kelet–nyugati össze-

	Bergerat et al. (1984b)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Bada et al. (1996)	Fodor (1998)	Sasvári (2003)	Kercsmár (2004)	Budai et al. (2005)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat
C3	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗
Ce		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗		↖ ↗	↖ ↗	↖ ↗

7. ábra. Cenoman–késő-kréta feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 7. Stress directions to the Cenomanian - Late Cretaceous period; for symbols see Figure 3

nyomással kontrollált feszültségviszonyokat feltételez (7., 15. ábra).

### Paleocén

A paleocénre vonatkozóan kiemelendő az adatok foghíjas volta, mely elsőként a felszínen feltárt képződmények teljes hiányának tudható be; azonban rendelkezünk néhány, a paleocénre vonatkozó ismerettel. BADA (1994) és FODOR et al. (1994) nagy valószínűséggel északkelet–dél nyugati összenyomáshoz tartozó oldalelmozdulásos feszültségteret feltételez rendre a Gerecse és a Budai-hegység területére, egyben megengedve ennek korábbi, késő-kréta aktivitását is (8., 15. ábra). Ez a kelet–északkelet–nyugat–dél nyugati, tisztán kompressziós feszültségállapot visszaköszön BADA et al. (1996) és FODOR (1998) dolgozatában is (8., 15. ábra). Ehhez hasonló feszültségi irányokat mutat be SASVÁRI

	Bergerat et al. (1984b)	Bada et al. (1993)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Bada et al. (1996)	Fodor (1998)	Sasvári (2003)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat
Pc	→	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘

8. ábra. Paleocén feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 8. Stress directions to the Palaeocene period; for symbols see Figure 3

(2003) és SASVÁRI et al. (2007), a tisztán rövidüléssel helyett oldalelmozdulásos feszültségviszonyokkal. Korai munkájában BERGERAT et al. (1984b) a paleocénre nagyjából kelet–nyugati összenyomással bíró feszültségteret feltételez; ez utóbbi értelmezés jelentős bizonytalansággal terhelt.

### Eocén szerkezetalakulás

Talán a legegységesebb, egyben legjobban dokumentált szerkezetfejlődési időszak az eocén. Már az egyik leg-

korábbi munka, BERGERAT et al. (1984b) dolgozata is ismertet egy oldalelmozdulásos feszültségteret, melyet a oligocén posztdatai; a összenyomási irányok nyugat–északnyugat–kelet–délkeletiek, és egybevezethetők az eocénre feltételezett főfeszültségekkel (9., 15. ábra).

A Gerecse területéről BADA et al. (1993), BADA (1994), BADA et al. (1996), SZTANÓ & FODOR (1997), BADA (1999), FODOR et al. (1999), BÍRÓ (2003), MÁRTON & FODOR (2003), KERCSMÁR & FODOR (2005), valamint KERCSMÁR et al. (2006a, b) mutat be az eocénre vonatkozó feszültségviszonyokat (9., 15. ábra). A teljes eocén időtartamára mindannyian kelet–délkelet–nyugat–északnyugati csapású összenyomással bíró oldalelmozdulásos feszültségteret ismertetnek, melynek létezését — a teljesség igénye nélkül — például BADA et al. (1996), SZTANÓ & FODOR (1997) és KERCSMÁR et al. (2006a, b) szinszediment jelenségek segítségével is bizonyította. A Bakony területére KISS & FODOR (2007) a teljes eocénre, valamint SASVÁRI (2003) és SASVÁRI et al. (2007) a középső- és késő-eocénre hasonló feszültségteret feltételez (9., 15. ábra).

A Budai-hegység területéről FODOR et al. (1992), FODOR et al. (1994), FODOR & MAGYARI (2002) és KÖRPÁS et al. (2002) mutat be északnyugat–délkeleti összenyomási irányú bíró oldalelmozdulásos feszültségteret, melynek korát a szerzők szinszediment bizonyítékokkal teszik egyértelművé (9., 15. ábra). Bár bizonytalansággal terhelve, de hasonló feszültségviszonyokat sejtet MAGYARI (1994) és MAGYARI (1998) szintén budai-hegységi észleléseket bemutató dolgozata, megengedve a feszültségtér korai-oligocénben történő működését is. Hasonló szerkezeti irányokat talált az eocénre vonatkoztatva BUDAI et al. (2005) is a Vértes területén (9., 15. ábra).

### Oligocén szerkezetalakulás

Az oligocénre vonatkozóan is számos dolgozat ismertet, illetve feltételez nyúlási, és összenyomási irányokat, így FODOR et al. (1992), BADA et al. (1993), BADA (1994), FODOR et al. (1994), MAGYARI (1994), BADA et al. (1996), BADA (1999), FODOR et al. (1999), KISS (1999), KISS et al. (2001), KÖRPÁS et al. (2002), FODOR & MAGYARI (2002), MÁRTON & FODOR (2003), valamint utóbbi nyomán BÍRÓ (2003)

	Bergerat et al. (1984b)	Fodor et al. (1992)	Bada et al. (1993)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Magyari (1994)	Bada et al. (1996)	Sztanó, Fodor (1997)	Magyari (1998)	Bada et al. (1999)	Fodor et al. (1999)	Körpás (2002)	Fodor, Magyari (2002)	Bíró (2003)	Márton, Fodor (2003)	Sasvári (2003)	Budai et al. (2005)	Kercsmár, Fodor (2005)	Kercsmár et al. (2006a)	Kercsmár et al. (2006b)	Kiss, Fodor (2007)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat
E3	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘
E2	↘		↘	↘			↘			↘	↘			↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘
E1	↘		↘	↘			↘			↘	↘			↘		↘					↘	↘	↘

9. ábra. Eocén feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 9. Stress directions to the Eocene period; for symbols see Figure 3



	Bergerat et al. (1984b)	Fodor et al. (1992)	Bada et al. (1993)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Magyari (1994)	Bada et al. (1996)	Bada (1999)	Fodor et al. (1999)	Kiss (1999)	Korpás (2002)	Fodor, Magyari (2002)	Bíró (2003)	Márton, Fodor (2003)	Sasvári (2003)	Budai et al. (2005)	Kiss, Fodor (2007)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat	
O2	↔		↔↔	↔↔	↔↔		↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	/
O1	↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔		↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	/

10. ábra. Oligocén feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 10. Stress directions to the Oligocene period; for symbols see Figure 3

munkája. Az eocén feszültségviszonyok esetén leírt egybecsengés itt is megjelenik: minden munka kivétel nélkül északnyugat–délkeleti, illetve esetenként (BADA et al. 1996, FODOR et al. 1999, KISS 1999, SASVÁRI 2003, BUDAI et al. 2005, KISS & FODOR 2007 valamint SASVÁRI et al. 2007) nyugat-északnyugat–kelet-délkeleti, nyugat–keleti csapású összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos fázist mutat be (10., 15. ábra). A feszültségviszonyokat egyes szerzők — példaként FODOR et al. (1992), MAGYARI (1994) avagy FODOR & MAGYARI (2002) — többé-kevésbé biztos szinszediment észlelések segítségével erősítik meg.

(1999), SASVÁRI 2003, SASVÁRI et al. (2007) és KISS & FODOR (2007) is felismert bakonyi munkaterületén (11., 15. ábra). A fentebbiekkel egybecsengő észlelést írt le, illetve feltételez a korábbi munkák közül KOVÁČ et al. (1998), BADA et al. (1999), FODOR et al. (1999), KORBÁS et al. (2002), FODOR & MAGYARI (2002) és MÁRTON & FODOR (2003) dolgozata, valamint utóbbi nyomán BÍRÓ (2003) is (11., 15. ábra). BUDAI et al. (2005) munkájában a kora-miocénre egy nagyjából kelet–nyugati irányú kompresszióval jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségteret mutat be vértesi észlelései alapján (11., 15. ábra).

*Késő-egri–eggenburgi (kora-miocén) szerkezetfejlődés*

*Ottnangi–kárpati szerkezetalakulás*

A késő-oligocént követő szerkezetalakulásra vonatkozó irodalmi ismereteink távolról sem mutatnak egyveretű képet — a helyzet az apti–albai képre emlékeztet, bár a kora-miocén eleje (késő-egri–eggenburgi) még kivételt képez ez alól. BERGERAT et al. (1984b) korai munkája erre az időszakra — jelentős bizonytalansággal — észak–déli összenyomást feltételez (11., 15. ábra).

BADA (1994), valamint nyomdokain BADA et al. (1996) munkájában a Gerecse területére vonatkoztatva északnyugat–délkeleti irányú összenyomási iránnyal bíró oldalelmozdulásos feszültségteret ismertet, akárcsak BADA (1999) dolgozata. FODOR et al. (1999) munkájában a Gerecse területére — a kora-ottnangi során — egy kompressziós, nyugat-északnyugat–kelet-délkeleti maximális horizontális főfeszültséggel jellemezhető feszültségteret tárgyalt (12., 15. ábra). A dolgozat szerint ez a feszültségállapot a kárpátira már megváltozik; eltérést a főirányokban nem, csak azok egymáshoz viszonyított nagyságában találunk, így a feszültségállapot már széthúzásos-oldalelmozdulásos lesz, kelet-északkelet–nyugat-dél-nyugati széthúzási irányokkal. Ez az állapot a szerző szerint a középső-badeniig áll fenn (12., 15. ábra).

BADA (1994) és BADA et al. (1996) munkája során egy északnyugat–délkeleti, illetve észak-északnyugat–dél-délkeleti csapású összenyomási iránnyal jellemezhető feszültségteret mutatott ki a Gerecse területéről (11., 15. ábra). A Budai-hegység területéről FODOR et al. (1994) egy, feltehetően a kora-miocénben is működő, nyugat-északnyugat–kelet-délkeleti összenyomási iránnyal jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségteret közöl, melyet KISS

	Bergerat et al. (1984b)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Bada et al. (1996)	Kováč et al. (1998)	Bada (1999)	Fodor et al. (1999)	Kiss (1999)	Korpás (2002)	Fodor, Magyari (2002)	Bíró (2003)	Márton, Fodor (2003)	Sasvári (2003)	Budai et al. (2005)	Kiss, Fodor (2007)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat	
Eb	↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	/
Eg	↔	↔↔	↔↔	↔↔		↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	↔↔	/

11. ábra. Késő-egri–eggenburgi feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 11. Stress directions to the Late Egerian - Eggenburgian (Early Miocene) period; for symbols see Figure 3

	Bergerat et al. (1984b)	Bergerat (1989)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Tari, Horváth (1995)	Bada et al. (1996)	Kováč et al. (1998)	Bada (1999)	Fodor et al. (1999)	Kiss (1999)	Kiss, Gellért (2000)	Kiss et al. (2001)	Korpás (2002)	Fodor, Magyar (2002)	Bíró (2003)	Márton, Fodor (2003)	Sasvári (2003)	Budai et al. (2005)	Kiss, Fodor (2007)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat
Ka																					
Ot																					

12. ábra. Ottngangi–kárpáti feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 12. Stress directions to the Ottngangian–Karpathian (late Early Miocene) period; for symbols see Figure 3

A Bakony területéről KISS (1999), valamint ezzel összhangban KISS & GELLÉRT (2000) eredményei a cseszneki Vár-hegyen és környékén végzett vizsgálatai egy kelet–nyugati, illetve délkelet–északnyugati összenyomással jellemezhető húzásos-transzpressziós fázist mutatnak, melynek működését rendre korai középső-miocénnek, illetve az ottngangitól a szarmatáig tartónak gondolják (12., 15. ábra). Ez utóbbira rimel KISS et al. (2001) észlelése is annyi megszorítással, hogy a szerzők a kompresszió irányát észak-északnyugat–dél-délkeletinek határozták meg. Hasonló főirányokkal bíró, tisztán húzásos jellegű feszültségviszonyokat mutat be KISS & FODOR (2007) a kárpátira vonatkozóan. SASVÁRI (2003) és SASVÁRI et al. (2007) munkájában kelet-északkelet–nyugat-dél-nyugati tágulási iránnyal rendelkező, tisztán tágulós feszültségteret ismert az ottngangi–kárpáti korszakokra (12., 15. ábra).

A Budai-hegység területére FODOR et al. (1994) és FODOR & MAGYARI (2002) dolgozata egy nyugat-délnyugat–kelet-délkeleti irányú összenyomással bíró oldalelmozdulásos feszültségteret feltételez (12., 15. ábra). A Gellért-hegyről ezzel összhangban lévő északkelet-délnyugati széthúzást mutat be KÖRPÁS et al. (2002) munkája, mely fázis aktivitását a szerzők az ottngangi – középső-miocénre teszik (12., 15. ábra). A Vértesből — MÁRTON & FODOR (2003) munkáját figyelembe véve — BÍRÓ (2003) és BUDAI et al. (2005) mutat be északkelet-délnyugati széthúzási iránnyal jellemzett késői koramiocén, rendre oldalelmozdulásos és tisztán széthúzásos feszültségtereteket (12., 15. ábra).

A legkorábbi dolgozatok közül BERGERAT et al. (1984b) és BERGERAT (1989) foglalkozik az ottngangi–kárpáti feszültségviszonyokkal (12., 15. ábra). Előbbi munka a kárpátira nagyjából észak–déli irányú kompressziós, a kárpátira pedig észak-északnyugat–dél-délkeleti összenyomással bíró oldalelmozdulásos feszültségteret mutat be. Ehhez hasonló eredményre jutott BERGERAT (1989) annyi eltéréssel, hogy szerinte az oldalelmozdulásos feszültségteret összenyomási főiránya észak–déli (12., 15. ábra).

KOVÁČ et al. (1998) dolgozata a munkaterületre vonatkozóan nagyjából északkelet-délnyugati megnyúlással leírható húzásos-transzpressziós jellegű feszültségteret ismert, mely feszültségviszonyok mind az ottngangi, mind

a kárpáti alatt fennálltak (12., 15. ábra). BADA (1999) munkájában hasonló főirányokkal bíró oldalelmozdulásos feszültségteret mutat be (12., 15. ábra). MÁRTON & FODOR (2003) a kárpátira vonatkozóan már tisztán húzásos jellegű, ugyancsak északkelet-délnyugati tágulási iránnyal jellemezhető feszültségteret feltételez. Nagyszerkezeti megfigyelések alapján TARI & HORVÁTH (1995) kelet-délkelet–nyugat-északnyugati húzást ismert ez ottngangi–kárpáti határ környékére (12., 15. ábra).

#### Badeni (középső-miocén) szerkezetalakulás

A Gerecse területéről BADA (1994) a középső-miocénre vonatkozóan egy észak–déli összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségteret említ (13., 15. ábra). Ez a megfigyelés visszaköszön a szerző későbbi munkájában is (BADA et al. 1996) annyi megszorítással, hogy esetlegesen megengedi északkelet-délnyugati csapású kompressziós irányok létezését is. Mindkét dolgozat szerint ez a feszültségállapot állandósult a pannóniai (s. l.) időtartamára is (13., 15. ábra).

KISS (1999) dolgozata a Bakony területéről ismert északkelet-délnyugati, illetve kelet-északkelet–nyugat-délnyugati húzási iránnyal jellemezhető széthúzásos-transzpressziós feszültségtereteket (13., 15. ábra). Hasonló helyzetet mutat KISS & GELLÉRT (2000) és KISS & FODOR (2007) munkája a teljes, illetve a kora-badenire, utóbbi munkában megengedve a feszültségteret oldalelmozdulásos mivoltát is (13., 15. ábra). KISS et al. (2001) dolgozata az ottngangi–szarmata korszakokra észak-északnyugat–dél-délkeleti összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos jellegű feszültségteret jelenlétét valószínűsíti. SASVÁRI (2003) és SASVÁRI et al. (2007) dolgozata kelet-északkelet–nyugat-délnyugati húzási iránnyal bíró tágulós feszültségviszonyokat mutat a kora- és középső-badenire; a késő-badenire már kelet-délkelet–nyugat-északnyugati húzási iránnyal jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségteret feltételeznek a szerzők (13., 15. ábra).

A Vértesből — MÁRTON & FODOR (2003) munkáját figyelembe véve — BÍRÓ (2003) mutat be nyugat-északnyugat–kelet-délkeleti összenyomási iránnyal jellemzett oldalelmozdulásos-transzpressziós feszültségteret a korai badenire; a feszültségviszonyokban egyre inkább a

	Bergerat et al. (1983)	Bergerat et al. (1984a)	Bergerat et al. (1984b)	Bergerat (1989)	Csontos et al. (1991)	Tari (1991)	Bada (1994)	Fodor et al. (1994)	Tari, Horváth (1995)	Bada et al. (1996)	Kováč et al. (1998)	Bada (1999)	Fodor et al. (1999)	Kiss (1999)	Kiss, Gellért (2000)	Kiss et al. (2001)	Korpás (2002)	Biró (2003)	Márton, Fodor (2003)	Sasvári (2003)	Budai et al. (2005)	Kiss, Fodor (2007)	Sasvári et al. (2007)	Jelen dolgozat	
B																									

13. ábra. Badeni feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán  
 Figure 13. Stress directions to the Badenian (early Middle Miocene) period; for symbols see Figure 3

széthúzásos jelleg jut érvényre (13., 15. ábra). MÁRTON & FODOR (2003) a badeni–szarmata periódusra kezdetben északkelet–délnyugati húzási irányokkal rendelkező feszültségviszonyokat ismertet, megengedve időnként a feszültségtér transztenziós jellegét is. A főirányokban forgás figyelhető meg; a késő-badeni–szarmatára a széthúzás iránya gyakorlatilag kelet–nyugati (13., 15. ábra).

FODOR et al. (1994) a Budai-hegységből középső-miocén (badeni) korú feszültségtérrel ír le, amely a szerzők szerint a késő-pannóniai (s. l.) végéig mutatott aktivitást, mely kelet–nyugati, esetenként délkelet–északnyugati minimális horizontális feszültségiránnyal jellemezhető tenzió volt — ebben az esetben a főirányok jelentősen eltérnek a kora-badenire feltételezettéktől. Egy későbbi, szintén a Budai-hegység területével foglalkozó dolgozatban Korpás et al. (2002) a badenire északkelet–délnyugati irányú széthúzásos feszültségállapotot mutat be a Gellért-hegy területéről (13., 15. ábra).

A korai munkák közül BERGERAT et al. (1983) dolgozata — szinszediment badeni szerkezetek alapján — északnyugat–délkeleti csapású széthúzással jellemezhető feszültségtérrel mutat be. Későbbi munkáiban (BERGERAT et al. 1984a, b) a badeni és szarmata korszakokra egy, elsősorban ellentmondásosnak tűnő feszültségállapotot tárgyal (13., 15. ábra). Ennek értelmében egyszerre van jelen egy döntően kelet–nyugati és egy észak–déli húzási irányú bíró, helyenként transztenziós feszültségtér. Ezt a jelenséget a dolgozatok — ANGELIER & BERGERAT (1984) nyomán — a minimális és köztes főfeszültségek hasonló nagysága esetén várható permutációval magyarázzák. Ugyanez a megfigyelés megtalálható BERGERAT (1989) dolgozatában is, annyival kiegészítve, hogy a szerző megengedi egy észak–déli kompressziós feszültségállapot jelenlétét is a kelet–nyugati széthúzással azonos feszültségtérben. Észak–déli összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségtérrel említ, mely gyakorlatilag azonos a CSONTOS et al. (1991) és TARI (1991) dolgozatában a Pannon-medencében a badenire általánosan bemutatott feszültségtérrel (13., 15. ábra).

TARI & HORVÁTH (1995) megfigyelései szerint északnyugat–délkeleti irányú széthúzás jellemezte a kora-és középső-badeni periódust. KOVÁČ et al. (1998) szerint a kora-badenire tehető feszültségviszonyok hasonlatosak a

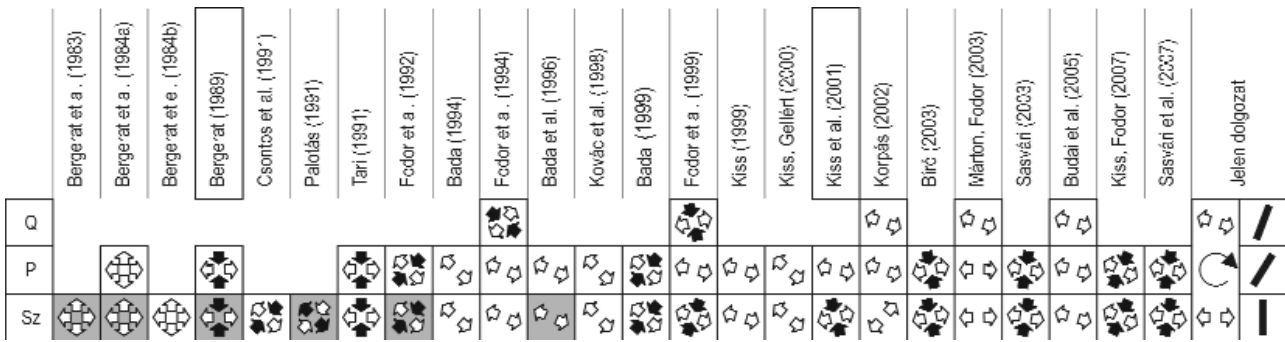
korábban bemutatottakhoz, nagyjából északkelet–délnyugati húzási irány feltételezhető. A szerző szerint ezek a feszültségviszonyok változást szenvednek a késő-badenire, így a feszültségállapot már északnyugat–délkeleti irányú széthúzással jellemezhető (13., 15. ábra).

FODOR et al. (1999) munkája szerint a badeni során változás következett be a feszültségviszonyokban: a középső-badeniig a már korábban bemutatott északkelet–délnyugati húzási irányokkal leírható feszültségtér működött (13., 15. ábra), a késő-badeniben azonban már megváltozott feszültségállapottal állunk szemben: egy, az előbbire merőleges, nyugat–északnyugat–kelet–délkeleti csapású minimális főfeszültség-iránnyal bíró transztenziós feszültségtérrel, mely a késő-szarmatáig állandósult. A kora-badenire BADA (1999) északnyugat–délkeleti összenyomással leírható oldalelmozdulásos jellegű feszültségtérrel ismertet. Ugyanezen dolgozatában a középső-badenire hasonló feszültségviszonyokat mutat be, bár a kompressziós irányok mintha közelebb kerülnének az észak-északnyugat–dél-délkeleti csapáshoz. A badeni végére a szerző már döntően széthúzásos feszültségtérrel ír le, északnyugat–délkeleti tenziós irányokkal (13., 15. ábra).

### Posztbadeni szerkezetfejlődés

BADA (1994, 1999) dolgozatai — szinszediment észlelések segítségével — nyugat–keleti–északnyugat–délkeleti széthúzási irányokkal jellemezhető tenziós feszültségtérrel mutatnak be a késő-badeni–késő-pannóniai időintervallumra (14., 15. ábra). A főirányokban nem, csak a feszültségtér jellegében mutat eltérést BADA et al. (1996) munkája, mely esetlegesen megengedi északkelet–délnyugati csapású összenyomási irányok létezését is (14., 15. ábra).

KISS (1999), valamint KISS & GELLÉRT (2000) dolgozata húzásos jellegű feszültségtérrel ismertet a cesznieki Vár-hegy környékéről — ebben az esetben egy északnyugat–délkeleti irányú tenzióval állunk szemben (14., 15. ábra). KISS (1999) a fázis aktivitását a szarmatára, KISS & GELLÉRT (2000) pedig a szarmata végére – pannóniaira teszik. KISS et al. (2001) munkájában a szarmatára egy észak-északnyugat–dél-délkeleti kompressziós, a késő-miocénre (pannóniai s. l.), pedig nyugat-északnyugat–kelet-délkeleti



14. ábra. Posztbadeni feszültségirányok irodalmi adatok alapján; jelek mint a 3. ábrán

Figure 14. Stress directions to the Post-Badenian (late Middle Miocene - Late Miocene - Quaternary) period; for symbols see Figure 3

széthúzási irányval rendelkező feszültségteret találunk, melyek rendre oldalelmozdulásos, illetve tenziós jegyekkel bírnak. SASVÁRI (2003), KISS & FODOR (2007), valamint SASVÁRI et al. (2007) dolgozatai a szarmatára észak-északkelet-dél-délnyugati összenyomási irányval bíró oldalelmozdulásos feszültségteret ismertetnek, megengedve ennek posztmiocén működését is (14., 15. ábra).

PALOTÁS (1991) a Tétényi-fennsík szintúgy szinszediment töréseinek segítségével a szarmatára vonatkozóan északnyugat-délkeleti csapású széthúzással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségteret mutat be (14., 15. ábra). A Budai-hegység szerkezetföldtanának vizsgálata során FODOR et al. (1992) munkájában szinszediment jelenségekkel alátámasztott feszültségteret feltételez a késő-miocénre vonatkozóan (14., 15. ábra). A feszültségállapot északnyugat-délkeleti széthúzással jellemezhető, maga a feszültségter pedig oldalelmozdulásos jellegű. Egy későbbi munkájában FODOR et al. (1994) — akárcsak KORPÁS et al. 2002 — nyugat-északnyugati-kelet-délkeleti irányú minimális főfeszültséggel bíró húzásos feszültségteret feltételez a késő-miocénre, előbbi szerző megengedve ennek pannóniai és negyedidőszaki aktivitását akár oldalelmozdulásos feszültségterként is (14., 15. ábra). BÍRÓ (2003) dolgozata — MÁRTON & FODOR (2003) munkáját figyelembe véve — kelet-északkelet-nyugat-délnyugati irányú széthúzási irányval rendelkező feszültségállapotról tesz említést, melynek létezését a szerző a középső-miocén legvégére — késő-miocénre teszi (14., 15. ábra).

BERGERAT et al. (1983) korai munkája a szarmata időtartamára vonatkozóan nyugat-keleti, valamint észak-északnyugat-dél-délkeleti irányú húzásos feszültségi viszonyokat ismertet; a dolgozat szerint egy tisztán széthúzásos és egy transztenziós feszültségter kombinációjával állunk szemben, melyet a minimális és közbülső főfeszültségek permutációja idézhet elő (ANGELIER & BERGERAT 1984). A szerzők a feszültségter korát szinszediment jelenségekkel támasztották alá. Egy későbbi dolgozatában BERGERAT et al. (1984a, b) hasonló jelenséget mutat be: a minimális és közbülső főfeszültségek permutációja okán a szarmatára egy együttesen létező kelet-nyugati és észak-déli húzási irányokkal jellemezhető feszültségteret feltételez (14., 15. ábra). BERGERAT et al. (1984a) egy észak-déli összenyomással jellemezhető feszültségteret mutat be, melynek

működését a késő-pannóniára (s. l.) teszi. Későbbi munkájában BERGERAT (1989) észak-déli kompressziós irányval bíró feszültségteret tárgyal a posztbadeni vonatkozóan, gyakorlatilag a szarmata és pannóniai korszakokra, megengedve ennek kárpáti és badeni működését is — utóbbit a kelet-nyugati széthúzással azonos feszültségterben teszi (14., 15. ábra).

A bemutatott eredménnyel egybecsengve TARI (1991), valamint TARI & HORVÁTH (1995) nagyszerkezeti alapon észak-déli irányú összenyomással bíró oldalelmozdulásos feszültségteret mutat be a késő-miocénből (14., 15. ábra). CSONTOS et al. (1991) a posztbadeni (szarmatára) vonatkozóan nyugat-délnyugat-kelet-délkeleti húzással bíró oldalelmozdulásos feszültségi állapotot feltételez; ehhez hasonló ismertet BADA (1999) is a késő-miocénre (14., 15. ábra). FODOR et al. (1999) igen részletesen tárgyalja a kárpáti-pannon térség posztbadeni szerkezetalakulásának lépéseit. Ennek értelmében a szarmata során nyugat-északnyugat-kelet-délkeleti transztenziós, a pannóniai (s. l.) alatt ismételt nyugat-északnyugat-kelet-délkeleti széthúzásos, a negyedidőszak idején pedig döntően kelet-délkelet-nyugat-délnyugati transztenziós feszültségteret feltételez (14., 15. ábra). Geodinamikai megfontolások alapján KOVÁČ et al. (1998) a szarmatára és a pannóniára — a badenivel azonos — északnyugat-délkeleti irányú extenziós feszültségviszonyokat mutat be. MÁRTON & FODOR (2003) dolgozata szerint a badenit követően (gyakorlatilag a teljes szarmata során) egy észak-északnyugat-dél-délkeleti minimális főfeszültséggel jellemezhető transztenziós feszültségter kontrollja alatt állt a terület (14., 15. ábra). A szarmata-negyedidőszaki feszültségviszonyok a dolgozat szerint egyértelműen széthúzásos jelleggel bírnak, azonban úgy tűnik, hogy két fázis is elkülöníthető ezen a perióduson belül — egy korai, döntően kelet-nyugati és egy későbbi, alapvetően nyugat-északnyugat-kelet-délkeleti húzásos feszültségter. Ez utóbbi elválasztás sok észlelés esetén tisztán megfigyelhető, néhol azonban csupán sejthető.

### A Gerecse diszkutált szerkezetfejlődése

A kora- és középső-jura szerkezetalakulásra BADA (1994), BADA et al. (1996), LANTOS (1997), FODOR (1998),

FODOR & LANTOS (1998), KISS (1999), ALBERT (2000) és KISS et al. (2001) dolgozata ismertet adatokat. A bemutatott deformációk főirányaikban és jellegeiben egyezést mutatnak, egységes képet vetítve elének. A fenti irodalmak által közölt eredményeket figyelembe véve gyakorlatilag ellentmondásoktól mentesen megállapítható, hogy a kora- és középső-jura időtartama alatt a Dunántúli-középhegységi-egység egész területén, így a Gerecsében is döntően észak-északkelet–dél-délnyugati széthúzási iránnyal jellemezhető tenziós, esetleg transztenziós feszültségviszonyokkal állunk szemben (15. ábra). A késő-jurára vonatkozó szórványos ismereteink — FÜLÖP (1976), BADA (1994), BADA et al. (1996) és FODOR (1998) munkái — önmagukban külön-külön jelentős bizonytalanságot hordoznak, viszonylag jó egybecsengésük azonban megerősíti egy nagyjából észak–déli összenyomási iránnyal jellemezhető késő-jura oldalelmozdulásos, vagy akár tisztán kompressziós feszültségállapot létét is; ez döntő változást jelent a kora- és középső-jura helyzethez képest (15. ábra).

A kora-kréta feszültségi állapotok leírása — SZTANÓ (1990), BADA (1994), FOGARASI (1995), TARI (1995), BADA et al. (1996) és FODOR (1998) nyomán — már nem mutat olyan egységes képet, mint például a kora-juráé, bár távolról sem találunk feloldhatatlan ellentéteket. A bemutatott munkák jórészt oldalelmozdulásos feszültségteret ismertetnek erre az intervallumra, különbségek a feszültségter főirányaikban érhetők tetten. Annyi egybecsengés felismerhető, hogy a maximális főfeszültség iránya jórészt északkelet–délnyugatnak, azaz a késő-juráéhoz hasonlóan mondható (15. ábra).

Az aptiban, akárcsak a neokom során északkelet–délnyugati összenyomással számolhatunk; számos dolgozat — többek között BADA (1994), BADA et al. (1996), ALBERT (2000), POCSAI (2003), POCSAI & CSONTOS (2006) — mutatta ki, illetve feltételezte ezt a feszültségteret. A kora-albaiban az összenyomás — talán a TARI (1995) által elképzelt folyamatos módon — észak-északnyugat–dél-délkeletivé, majd északnyugat–délkeletivé változott. Előbbi feszültségteret például MAROS (1988), BADA et al. (1996), utóbbit FODOR (1998), KISS (1999), ALBERT (2000), FODOR & KOROKNAI (2000), KISS et al. 2001, BÍRÓ (2003), SASVÁRI (2003), FODOR & BÍRÓ (2004), KISS & FODOR (2007), valamint SASVÁRI et al. (2007) ismertette fel. Számos szerző tárgyalja ezeket az önálló lépéseket, időnként pontos korukat is megadva (pl. MAROS 1988). Annyi bizonyosan látható, hogy az északkelet–délnyugati összenyomási fázis mindenképpen a legkorábbi, melyet a nagyjából észak–déli és északnyugat–délkeleti csapású összenyomás követett. Az utóbbi két fázis sorrendjében felfedezhető ellentmondás (vö. TARI 1995, BADA et al. 1996, ALBERT 2000) feloldható a maximális és közbülső főfeszültség ANGELIER & BERGERAT (1984) szerinti permutációjának feltételezésével.

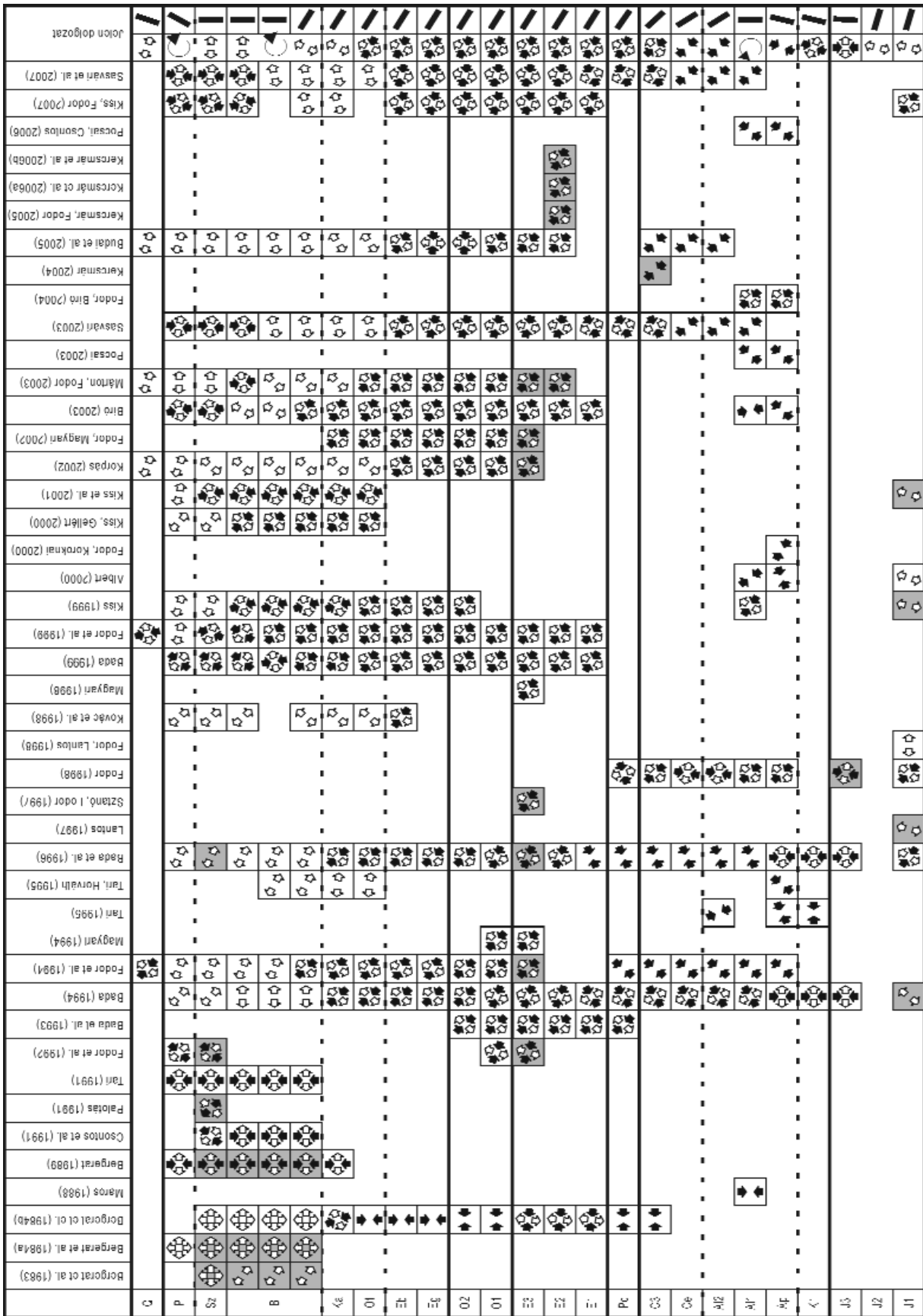
A fentiek, valamint a cenoman–senon szerkezetalakulást akár szinszediment módon is bemutató munkák segítségével adódik a szerkezetfejlődés három epizódja. Ennek értelmében a kora-krétaéhoz hasonlóan az apti is északnyugat–délkeleti összenyomási iránnyal jellemzett

feszültségállapottal bírt. Ez a kép az albai idősebb részére megváltozott — a összenyomási irány észak–délivé alakult. A harmadik, középső- vagy késő-albai — de mindenképpen a Tési Agyagmárga képződését megelőző — lépés talán a legjobban dokumentált: ebben a periódusban a maximális főfeszültség iránya gyakorlatilag északnyugat–délkeletinek mondható (15. ábra).

A cenoman–senon–paleocén feszültségviszonyok változását sajnálatosan kevés direkt mérési eredmény mutatja. A cenoman–senon szerkezetfejlődésre vonatkozó feszültségadatok között jelentős eltérések fedezhetők fel; egy részük északkelet–délnyugati, másikuk pedig erre gyakorlatilag merőleges, északnyugat–délkeleti összenyomási iránnyal bíró feszültségteret mutat be. Ez utóbbi szerkezetalakító esemény létezése látszik a logikusabbnak, mert a senon előtti képződményeket ábrázoló térkép (HAAS & JOCHÁNE EDELÉNYI 1979) az összes megelőző kréta képződményeket is egy északkelet–délnyugati tengelyű szinklinális szerkezetben tünteti fel. Feltételezhető tehát, hogy az cenoman–senon üledékciklus alatt is élt az északnyugat–délkeleti összenyomás; ráadásul mindez jól egybecseng a paleocén feszültségviszonyokról rendelkezésre álló igen csekély ismeretünkkel (pl. FODOR 1998).

A késő-kréta–paleocén feszültségi állapot leírása is jelentős hiányosságokkal terhelt — ennek elsődleges oka a képződmények roppant szórványos előfordulásában keresendő. A késő-kréta–paleocén szerkezetalakulásra két utat lehet felvázolni. Elsőként — FODOR (1998), KERCSMÁR (2004) és BUDAI et al. (2005) eredményei figyelembe véve — gyakorlatilag azonosnak mondható feszültségállapotot kell feltételezzünk a cenoman–késő-kréta–paleocén periódusra (ez jelenik meg a 15. ábrán). A második elképzelés BADA (1994), FODOR et al. (1994), BADA et al. (1996), SASVÁRI (2003) és SASVÁRI et al. (2007) méréseit, illetve feltételezéseit veszi figyelembe; ennek értelmében a kezdeti cenoman feszültségirányok a késő-kréta–paleocénre 90 fokot el-, majd a kora-eocénre visszaforgónak. Bár az első fejlődési út tűnik könnyebben magyarázhatónak, a kárpáti–pannon régió késő-kréta szerkezetalakulását (példaként DUDKO 1991, TARI 1995), valamint a mérési adatok roppant hézagos voltát szem előtt tartva jelenleg nem lehet állást foglalni.

A Gerecse eocén szerkezetalakulását ismertető dolgozatok közötti teljes összhang, valamint a szinszediment észlelések nagy száma (a teljesség igénye nélkül: BADA et al. 1996, SZTANÓ & FODOR 1997, KERCSMÁR & FODOR 2005 és KERCSMÁR et al. 2006a, b) egy északnyugat–délkeleti összenyomási iránnyal jellemezhető oldalelmozdulásos tér működését mutatja (15. ábra). Figyelmet érdemel, hogy az eocén–oligocén időintervallumban — pusztán a publikált eredmények tükrében — alig figyelhető meg eltérés a paleofeszültségek irányában. A tökéletes összhangban lévő adatok tükrében szinte teljes bizonyossággal megállapíthatjuk, hogy az oligocén során — akárcsak az eocén folyamán — északnyugat–délkeleti összenyomási iránnyal bíró oldalelmozdulásos feszültségteret működhetett a Gerecse területén (15. ábra). Hasonlóan jól dokumentált az



15. ábra. Az összes bemutatott feszültségirány; az utolsó oszlopok a jelen dolgozat szerint értelmezett feszültségtereket, illetve a maximális horizontális összenyomás irányát mutatják; jelek mint a 3. ábrán. *Figure 15. All described stress states in present work; the last columns show the supposed stress fields according to the author; thick lines in the last column show the maximal horizontal stress directions; for symbols see Figure 3*

irányában teljesen azonos késő-egri–eggenburgi feszültségtér is (15. ábra).

Az ottnangi–kárpáti periódusról rendelkezésre álló ismereteink között döntő mennyiségben szerepelnek egy északnyugat–délkeleti összenyomási iránnyal rendelkező feszültségeter bemutató észlelések, bár csekély mértékben ettől eltérő helyi feszültségitérnyelvek is fellelhetők (Kiss et al. 2001). A legfontosabb különbség a feszültségtér jellegének megváltozásában érhető tetten; míg a kainozoikum során bemutatott feszültségviszonyok döntően oldalelmozdulásosak voltak, az ottnangi–kárpáti során már transzteniós (például KISS & GELLÉRT 2000, KISS et al. 2001), sőt egyenesen széthúzásos (például FODOR et al. 1999, MÁRTON & FODOR 2003) feszültségállapotra is találunk utalásokat (15. ábra).

A badenire vonatkozó, bemutatott ismereteinket áttekintve elsősorban eléggé kaotikusnak tűnő kép tárul az olvasó elé, melyben azonban határozott rendszer fedezhető fel. Két feszültségeter ismerhetünk fel az észlelések között, melyeket szerzőik összenyomási, avagy széthúzási irányokkal jellemeznek. Az egyik feszültségtér északnyugat–délkeleti kompressziós (FODOR et al. 1992, BÍRÓ 2003) és északkelet–dél nyugati húzási irányokkal bír (KISS 1999, KISS et al. 2001, KÖRPÁS et al. 2002). A másik feszültségtér főirányai az előbbire merőlegesek: északnyugat–délkeleti széthúzással (FODOR et al. 1994) és északkelet–dél nyugati összenyomással rendelkeznek (BADA 1994, BADA et al. 1996). A feszültségviszonyok logikus sorrendje az ottnangi–kárpáti főirányok (északnyugat–délkeleti összenyomás és északkelet–dél nyugati széthúzás) átfordulása a szarmata és annál fiatalabb irányokba (északkelet–dél nyugati összenyomás és északnyugat–délkeleti széthúzás) lehet. Pontosan ezt a sorrendet támasztja alá KOVÁČ et al. (1998), BADA (1999) és FODOR et al. (1999) dolgozata. Talán ennek a feszültségtér-permutációval tarkított

átfordulásnak mutatják egy-egy átmeneti állapotot tükröző kockáját a fentebbiek, valamint BERGERAT et al. (1984a, b), CSONTOS et al. (1991) és TARI (1991) észlelései is (15. ábra).

A posztbadeni feszültségetereket legbiztosabb módon, szinszediment jelenségek segítségével ismertető dolgozatok homogéne északnyugat–délkeleti széthúzásos iránnyal jellemezhető feszültségeter mutatnak be, ráadásul a nem szinszediment jelleg alapján szerkezetalakulást mutató munkák döntő többsége is ezt a szerkezeti irányt ismerteti. Figyelemre méltó, hogy a széthúzási irányok a gyakorlatilag kelet–nyugati (BERGERAT 1983, BERGERAT et al. 1984a, b, BERGERAT et al. 1989, FODOR et al. 1994, KISS et al. 2001, KÖRPÁS et al. 2002, MÁRTON & FODOR 2003 és BÍRÓ 2003) az északnyugat–délkeletiig (KOVÁČ et al. 1998, PALOTÁS 1991, KISS 1999, KISS & GELLÉRT 2001, SASVÁRI 2003, MÁRTON & FODOR 2003, KISS & FODOR 2007, valamint SASVÁRI et al. 2007) szinte folyamatos eloszlást mutatnak. FODOR et al. (1999) munkájában kísérletet tett a posztbadeni szerkezetalakulási lépések sorrendjének elkülönítésére; ennek értelmében a széthúzás iránya az északnyugatiból folyamatosan megy át nyugat–északnyugati (ez utóbbi két fázist MÁRTON & FODOR 2003 már megkísérli elkülöníteni), miközben a jellege transzteniós – tenziós – transzteniós sorrendben változik (15. ábra).

### Köszönetnyilvánítás

Munkám során elengedhetetlen segítséget kaptam témavezetőmtől, Dr. Csontos Lászlótól. A kainozoos szerkezetalakulás megértésében, diszkutálásában, a belső ellentmondások számának csökkentésében lektoraim, Dr. Fodor László és Dr. Bada Gábor, továbbá Kiss Ada voltak segítségemre — köszönet illeti őket segítségükért és türelmükért.

### Irodalom — References

- ALBERT G. 2000: Az Északi-Bakony gyűrődései. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 89 p.
- ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. — *Journal of Geophysical Research* **89**, 5835–5848.
- ANGELIER, J. & BERGERAT, F. 1984: Systèmes de contrainte en extension intracontinentale. — *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine* **7**, 137–147.
- BADA G. 1994: A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 137 p.
- BADA, G. 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens: inferences from kinematic indicators and finite element modelling. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Vrije Univ, Amsterdam, 204 p.
- BADA, G., KNIBBE, F. L., NAGTEGAAL, J. & NÉMETH K. 1993: Tertiary evolution of the stress field in the Gerecse Mountains, N. Hungary with implications for the dynamics of the Pannonian Basin. — *Terra Abstracts* **5**, 214.
- BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B. & TÍMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.
- BÁRÁNY M. 2004: A jura–kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az Északi-Gerecsében. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 72 p.
- BERGERAT, F. 1989: From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **157**, 271–280.
- BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & KÁZMÉR, M. 1983: Une tectonique synsédimentaire originale du Miocène moyen des environs du Budapest, marqueur de l'extension du bassin pannonien. — *C. R. Acad. Sci. Paris* **296**, 1275–1278.

- BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1984a: Étude de la fracturation dans le bassin pannonien: mécanismes et étapes de sa création. — *Ann. Soc. Géol. Nord* **103**, 265–272.
- BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1984b: Neotectonic outline of the Intra-Carpathian basin in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 237–249.
- BÍRÓ I. 2003: A Vértessomlói-törésvonal szerkezetföldtani vizsgálata a vértési Mária-szurdok környékén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 73 p.
- BUDAI T., FODOR L., CSILLAG G. & PIROS O. 2005: A Vértés délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. — *MÁFI Évi Jelentése a 2004. évről*, 189–202.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56.
- CSONTOS, L., TARI, G., BERGERAT, F. & FODOR, L. 1991: Evolution of the stress field in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. — *Tectonophysics* **199**, 73–91.
- DUDKO A. 1991: A Balatonfelvidék szerkezeti elemei. — *Kirándulásvezető*, MÁFI alkalmi kiadvány, 61.
- FODOR, L. 1998: Late Mesozoic and Early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. — *Abstract book of the Carpathian-Balkan Geological Association XVI. Congress, Austria*, 165.
- FODOR L. & BÍRÓ I. 2004: Sziklás eocén tengerpart a kréta korú Vértessomlói-rátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértés). — *MÁFI Évi Jelentése a 2002. évről*, 153–162.
- FODOR L. & LANTOS Z. 1998: Liász töréses szerkezetek a Nyugati-Gerecsében. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 375–396.
- FODOR, L. & KOROKNAI, B. 2000: Tectonic position of the Transdanubian Range unit: a review and some new data. — *PANCARDI Abstract book, Dubrovnik*, 38–40.
- FODOR L. & MAGYARI Á. 2002: Késő-eocén–miocén szerkezetalakulás és üledékképződés a Sas-hegyen. — *Földtani Közlöny* **132/2**, 247–264.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3**, 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 129–305.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — *Geological Society Special Publication* **156**, 295–334.
- FOGARASI A. 1995: Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeralatti lejtőn a Gerecse hegységben – munkahipotézis. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 15–41.
- FÜLÖP, J. 1976: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. — *Geol. Hung. ser. Geol.* **16**, 1–228.
- HAAS J. & JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1979: A Dunántúli-középhegységi felsőkréta üledékciklus ösföldrajzi elemzése. Palaeogeographic analysis of the Late Cretaceous sedimentary cycle in the Transdanubian Central Mountains, W. Hungary. — *MÁFI Évi Jel. 1977-ről*. 217–224.
- KERCSTMÁR, ZS. 2004: A tatabányai vöröskalcittelek szerkezetföldtani jelentősége. — *MÁFI Évi Jelentése, 2002*, 163–174.
- KERCSTMÁR, ZS. & FODOR, L. 2005: Syn-sedimentary deformations in the Eocene Tatabánya Basin, Central Hungary. — *Geolines* **19**, 60–61.
- KERCSTMÁR ZS., FODOR L. & PÁLFALVI S. 2006a: Középső-eocén szerkezetalakulás és medencefejlődés a Dunántúli Paleogén Medence ÉK-i részén (Vértés-hegység). — *VIII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia absztraktkötet, Sepsiszentgyörgy*, 212–214.
- KERCSTMÁR, ZS., FODOR, L. & PÁLFALVI, S. 2006b: Tectonic control and basin evolution of the northern Transdanubian Eocene basin (Vértés Hills, Central Hungary). — *Geolines* **20**, 64–66.
- KISS, A. 1999: A Porvai-medence szerkezetalakulása. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 91 p.
- KISS, A. & FODOR, L. 2007: Miocene dextral transpression along the Csesznek zone of the northern Bakony Mountains (Transdanubian Range, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 465–475.
- KISS A. & GELLÉRT B. 2000: A cseszneki Várhegy-vonulat szerkezetalakulása. — *Ifjú Szakemberek Ankétja absztrakt-kötet XVII.*, Debrecen, p. 25.
- KISS, A., GELLÉRT, B. & FODOR, L. 2001: Structural history of the Porva basin in the northern Bakony Mts (Western Hungary): implications for the mesozoic and tertiary tectonic evolution of the Transdanubian Range and Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* **52/3**, 183–190.
- KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES GY. & ORAVECZ J. 2002: A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* **1998–1999/I–II.**, 57–93.
- KOVÁČ, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., CSONTOS, L., SLACZKA, A., MARUNTEANU, M., MATENCO, L. & MÁRTON, E. 1998: Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. In: RAKUŠ, M. (szerk): *Geodynamic development of the Western Carpathian*. — *GUDS Bratislava, Dionyz Stúr Publishers*, 198–217.
- LANTOS Z. 1997: Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse). — *Földtani Közlöny* **127/3–4**, 291–320.
- MAGYARI Á. 1994: Késő-eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén. — *Földtani Közlöny* **124/1**, 89–107.
- MAGYARI Á. 1998: Törökugrató: késő-eocén szinszediment pozitív virágszerkezet a Budai-hegység DNY-i peremén. — *Földtani Közlöny* **128/4**, 555–572.
- MAROS GY. 1988: A Vértés hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *MÁFI Évi Jelentése az 1986. évről*, 295–309.



- MÁRTON E. 1984: A Velencei-hegység magmás kőzeteinek paleomágnessége. — *Magyar Geofizika* **25**, 48–56.
- MÁRTON, E. 1986: Paleomagnetism and igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. — *Geophysical Transactions* **32**, 83–145.
- MÁRTON, E. 1993: The itinerary of the Transdanubian Central Range: an assessment of relevant paleomagnetic observations. — *Acta Geologica Hungarica* **37/1–2**, 135–151.
- MÁRTON, E. 1998: The bending model of the Transdanubian Central Range (Hungary) in the light of Triassic paleomagnetic data. — *Geophysical Journal International* **134**, 625–633.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363**, 201–224.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1983: A refined apparent polar wander curve for the transdanubian central mountains and its bearing on the mediterranean tectonic history. — *Tectonophysics* **98**, 43–57.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1989: A compilation of paleomagnetic results from Hungary. — *Geophysical Transactions* **35/1–2**, 117–133.
- PALOTÁS K. 1991: Üledék- és szerkezetföldtani vizsgálatok a Tétényi-fennsíki szarmatában. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 103 p.
- POCSAI T. 2003: A Tatai Mészkö Formáció bázisképződményeinek vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 90 p.
- POCSAI, T. & CSONTOS, L. 2006: Late Aptian – Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). — *Geologica Carpathica* **57/1**, 15–27.
- SASVÁRI Á. 2003: A bakonyi Telegdi Roth-vonal mikrotektonikai vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 109p.
- SASVÁRI, Á., KISS, A. & CSONTOS, L. 2007: Paleostress investigation and kinematic analysis along the Telegdi Roth Fault (Bakony Mountains, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 477–486.
- SZTANÓ, O. 1990. Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **7**, 431–446.
- SZTANÓ O. & FODOR L. 1997: Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: a felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai. — *Földtani Közlemény* **127/3–4**, 267–290.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199**, 93–108.
- TARI, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. In: HORVÁTH F., TARI G. & BOKOR Cs. (eds): Extensional collapse of the Alpine orogene and Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin fill of the Western Pannonian Basin. — *AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip no. 6*, Hungary, 133–155.
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 1995: Middle Miocene extensional collapse in the Alpine-Pannonian transition zone. In: HORVÁTH F., TARI G. & BOKOR Cs. (eds): Extensional collapse of the Alpine orogene and Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin fill of the Western Pannonian Basin. — *AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip no. 6*, Hungary, 75–101.
- TÚNYI, I. & MÁRTON, E. 1996: Indications for large Tertiary rotation in the Carpathian – Northern Pannonian region outside the North Hungarian Paleogene Basin. — *Geologica Carpathica* **47**, 43–49.
- Kézirat beérkezett: 2006. 08. 01.