dc_63_10

Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés

Fodor László Imre

Akadémiai doktori értekezés

Magyar Tudományos Akadémia

2010

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés 1
2. Töréses szerkezeti formaelemek és nevezéktanuk 3
3. Alkalmazott módszerek a törések elemzésében 7
3.1. A feszültségmező definíciója, számításának elvi alapjai 7
3.2. A feszültségmező számítási és becslési módszerei 12
3.2.1. A feszültségtengelyek becslése Anderson modelljével 12
3.2.2. Grafikus módszer 12
3.2.3. Numerikus módszerek 13
3.3. Terepi mérések 14
3.4. A mérések kiértékelésének módszerei és menete 15
3.4.1. Első lépések és tenzorszámítás 15
3.4.2. Csoportszétválasztás 19
3.4.3. Billenésteszt 20
3.4.4. Fázisbesorolás, epizódok 22
3.4.5. A feszültségmezők, deformációs fázisok korának meghatározása 23
3.4.6. A feszültségmezők korbeosztásának véglegesítése 34
3.4.7. Paleomágneses adatok felhasználása 36
3.4.8. Egy adatsor elemzésének bemutatása 37
3.5. Töréselemzés és regionális vetőminta 38
3.5.1. A vetőgeometria leképezése 39
3.5.2. A vetőjelleg meghatározása 39
3.5.3. Kormeghatározás, komplex értelmezés 42
3.6. Feszültségmező és regionális geodinamika 43
4. A Pannon-medence területének feszültségmezői, deformációs fázisai 44
4.1. Bevezetés 44
4.2. Triász deformációk 46
4.3. D1 fázis: extenzió a kora- és középső-jurában 46
4.4. D2 feszültségmező és deformáció a kora-krétában 50
4.4.1. A D2-D5 deformációk általános problémái 50
4.4.2. A D2 fázis feszültségmezői és szerkezetei 52
4.5. D3 fázis: (Ny)ÉNy–(K)DK-i összenyomás a kréta középső szakaszában 56
4.5.1. Bevezetés 56
4.5.2. Feszültségmező és szerkezeti geometria 58
4.5.3. Diszkusszió 63
4.6. D4 fázis: senon–kora-eocén(?) deformációk 67
4.7. D5 fázis: maastrichti(?)–kora-eocén(?) 68
4.8. D6 fázis: középső- késő-eocén–kora-kiscelli transzpresszió 70
4.9. D7 fázis: késő-kiscelli–kora-egri? 76
4.10. D8 fázis: Kora-miocén (ottnangi előtti) eltolódásos deformáció (23–19 Ma) 81
4.11. Miocén függőleges tengelyű forgások 86
4.12. D9 fázis 89
4.13. R2 forgás 96
4.14. D10 fázis 96
4.14.1. R3 helyi forgás a Pannon-medence ÉK-i részén 99
4.15. D11 fázis 100
4.16. D12 fázis 104
5. Fejlődéstörténeti, geodinamikai megfontolások, lemeztektonikai rekonstrukciók 107
Köszönetnyilvánítás 112
Hivatkozások 114

1. Bevezetés

A Pannon-medence harmadkori földtani fejlődésében a töréses deformáció és a kapcsolódó függőleges tengelyű forgások igen jelentős szerepet játszottak. E töréses deformációk nyomainak felismerése már a korai földtani munkákban is tükröződött: e témakörben számos térkép és dolgozat jelentős szerkezetföldtani eredményeket (is) tartalmaz. A részletek nélkül, jelzésképpen elég csak az utóbbi évtizedekben működő kutatók közül Balla Zoltánt, Horváth Ferencet, Mészáros Józsefet és Csontos Lászlót említenem.

A kiváló korai, szerkezetföldtanilag is értékes munkák ellenére, magukat a töréses szerkezeti elemeket modern szerkezetföldtani módszerekkel csak a 80-as években kezdték kutatni. Ennek nem a hazai szerkezetföldtan egyébként mostoha helyzete volt az oka, hanem az, hogy a 70-es évek végén dolgozták ki azokat a számítógépes módszereket, amelyekkel a szerkezetföldtani elemzés lehetővé vált. E francia „mikrotektonikai iskola" a feltárásokban látható, mezoméretű töréses szerkezetek mérését és feszültségmező-szempontú elemzését jelentette. Az első magyarországi dolgozatok a francia-magyar tudományos együttműködés keretében láttak napvilágot (Bergerat et al. 1983, 1984a, b), amelyet további együttműködés követett. E „francia iskola" „növendékeként", Csontos László és Benkovics László kollégámmal együtt magam is végigjártam a tanulás különféle fokozatait, a doktori dolgozatot (Ph.D.) is beleértve. E lehetőségért azóta is hálás vagyok a sorsnak és akkori segítőimnek, alapvetően Csontos Lászlónak. Tanáraim, Françoise Bergerat, és Jacques Angelier a módszer kidolgozói és úttörő felhasználói voltak.

Jelen dolgozat az „iskolás évek" óta eltelt idő kutatásainak eredményeit ismerteti, melynek fő célja a Pannon-medence és környezete kainozoos feszültségmezőjének rekonstruálása és a törésminta megértése voltak. A kép, amelyet nyújt, nem egységes pillanatkép abban az értelemben, hogy nem minden eredmény az utolsó év termése, némelyikre talán ráférne akár az árnyaltabb (újra) értelmezés is. Ugyanakkor, a dolgozat átfogó, de nem egyforma részletességű képet ad arról, ahogy az adott terület kainozoos és kisebb mértékben a mezozoos töréses (gyűrődéses) deformációit látom. Bár a dolgozat ilyeténképpen akár „szintézisnek" is vehető, de nem esnék abba a tévhitbe, hogy az adott összefoglalás a kutatás lezárását jelentené.

A módszer alapvonásaiban követtem egykori tanáraim útmutatását, de mint egyéni kutató, és mint a Pannon-térség vizsgálója, szükségesnek éreztem egy önálló kutatási szisztéma (rendszer) kidolgozását, amely mellett a törések és feszültségmezők jobban megérthetők hazai földtani viszonyaink mellett. Mások voltak ugyanis céljaim, mint tanáraimnak és több nyugat-európai kollégának: nem sok terület átnézetes vizsgálata, hanem egy terület részletes megértése. Munkám módszertana persze változott e rövid két évtizedben, és tételes megfogalmazásra tulajdonképpen csak most került, nem számítva a cikkek rövid módszertani szakaszait, és néhány kéziratos korai tanulmányomat (Fodor 1989, 1992, Fodor et al. 1992b). A módszertan kidolgozásához nagy lendületet adott az a két ciklusban is elnyert MTA Bolyai János kutatói ösztöndíj, melyet 2001 és 2008 között élvezhettem.

A feszültségmező-számítások alapját képező töréses szerkezetek mérése ugyanakkor megengedte, hogy magáról a törésmintáról is képet alkothassak. Az utolsó 10 évben történt kutatásaim során lehetővé vált, hogy a töréses szerkezetek mérése a földtani térképezéssel kapcsolódjon, és így a töréses elemek közvetlen és tágabb térbeli viszonyát is meg lehessen ismerni: itt tulajdonképpen a feltárásbeli töréskép a térképen megjeleníthető törésképpel vethető össze. Természetes, hogy egy ilyen irányú munka nem törekedhet teljességre, mivel a hazai töréskép teljes rekonstruálása meghaladja egy kutató (de akár egy kutatócsoport) lehetőségeit.

Kutatásaim másik kiegészítése abból adódott, hogy a kainozoos törések elemzése gyakran mezozoos kőzeteken való mérésből származott. Számos esetben tehát, mintegy „melléktermékként" olyan információ birtokába kerültem, mely a kainozoikum előtti, azaz mezozoos töréskép és feszültségmező bizonyos mértékű rekonstruálását tette lehetővé.

Kutatásaim során végig világos volt, hogy a vetőkarcok és a feszültségmező még oly alapos elemzése sem hozhatja meg a töréses szerkezetfejlődés teljes körű elemzését és megértését: ehhez

számos más módszer felhasználására, eredményeinek integrálására van szükség. Saját kutatásaimban a paleomágneses adatok, szeizmikus reflexiós szelvények és egyéb geofizikai adatok, geomorfológia elemzések, általános földtani térképek, fúrások nyújtotta szerkezetföldtanilag hasznosítható adatokra próbáltam támaszkodni, nyilván változó részletességgel (és esetleg sikerrel).

A feszültségmező elemzése már kutatásaim korábbi fázisában egybekapcsolódott a paleomágneses vizsgálatokkal, melyet mindig Márton Emővel közösen, gyakran az ő ösztönzésére végeztünk. E közös munka számos előadásban, több tanulmányban és közös OTKA-kutatásban öltött testet. Bár manapság a kétféle módszer összekapcsolása nem számít annyira úttörő jellegűnek, de a kezdetkor, a 90-es évek elején még más volt a helyzet. Mára több tanulmányban dokumentáltuk a két adatrendszer kölcsönös és kiegészítő használatát és annak eredményeit. A paleomágneses adatok nem csak azért fontosak, mert csak azok révén állítható vissza a feszültségmező eredeti állapotába, hanem azért is, mert a független, de kölcsönösen összekapcsolódó adatrendszer számos ponton igazolja, sőt pontosítja a feszültségmező fejlődéséről alkotott képet.

A törésrendszerek nem vizsgálhatók csak a felszíni adatok alapján. Munkám során végig törekedtem a mélyföldtani és hangsúlyosan a geofizikai adatok felhasználására. Nem lévén geofizikus szaktekintély, ilyetén következtetéseimben hiba és tévedés is belejátszhat. E tévedés „kockázata” sem tarthatja vissza a geológust a geofizikai adatok felhasználásától, hiszen egyébként a létező adatok elhanyagolásával hibázna. Dolgozatom egyes részeiben kísérletet teszek tehát a felszíni mérések és a mélyföldtani, geofizikai adatok összekapcsolására, de reményeim szerint e törekvés végigkísérte munkámat.

Kutatásaim területileg főleg a Pannon-medence ÉK-i, ÉNy-i és DNy-i részén történtek: a vizsgált terület nagy része a Közép-magyarországi-zónától ÉNy-ra esik. Ez abból a szempontból szerencsés, hogy így minden mérés ugyanabból a (középső-kainozoos) szerkezeti egységből származik. A vizsgálat módszertani tanulságait nézve, ez kissé hátrányos, hiszen így kevesebb támpont adódik, mennyiben helyes, „működőképes” a kidolgozott módszertan más szerkezeti egységekre; azaz nincs-e valamilyen helyi jellegzetesség a módszertanban és a módszer lehetőségeiben. Ezt a bizonyítást a Kárpát-medencén kívüli helyek vizsgálata adja, ahol egészen más földtani, éghajlati, feltártsági viszonyok mellett is sikerült eredményeket elérni a törések elemzésében.

Kutatásaim elméleti jellegűek voltak, még ha egyes eredmények a szénhidrogén-kutatásban hasznosultak is, vagy egyenesen a szénhidrogén-kutatás adta a megbízást. Világos, hogy az eredmények hasznosságát az ipari gyakorlat, vagy egyes környezetföldtani problémákban való felhasználás mutatja meg. Úgy érzem azonban, e kapcsolat megteremtése nem e dolgozat tárgya, habár annak megvalósulásában minden tőlem telhető segítséget meg szeretnék adni a jövőben.

A feszültségmező számítása, a törések elemzésének eredményei nem vitathatatlanok („objektívek”), az elemzést végző kutató szubjektív döntései, véleménye, ismeretei számos ponton befolyásolják az elfogadott eredményeket. A terepi tévedések lehetőségét a többszöri méréssorozat, a különböző kutatók mérései csökkentik. A kiértékelés eredménye és részletessége még inkább magán viseli a kutató felkészültségét, vagy a ráfordított időt. Éppen ezért eredményeimre úgy tekintek, mint egy véleményre, modellre, amely remélhetőleg közel van a leképzendő földtani valósághoz, de azt nyilván csak töredékesen ragadja meg.

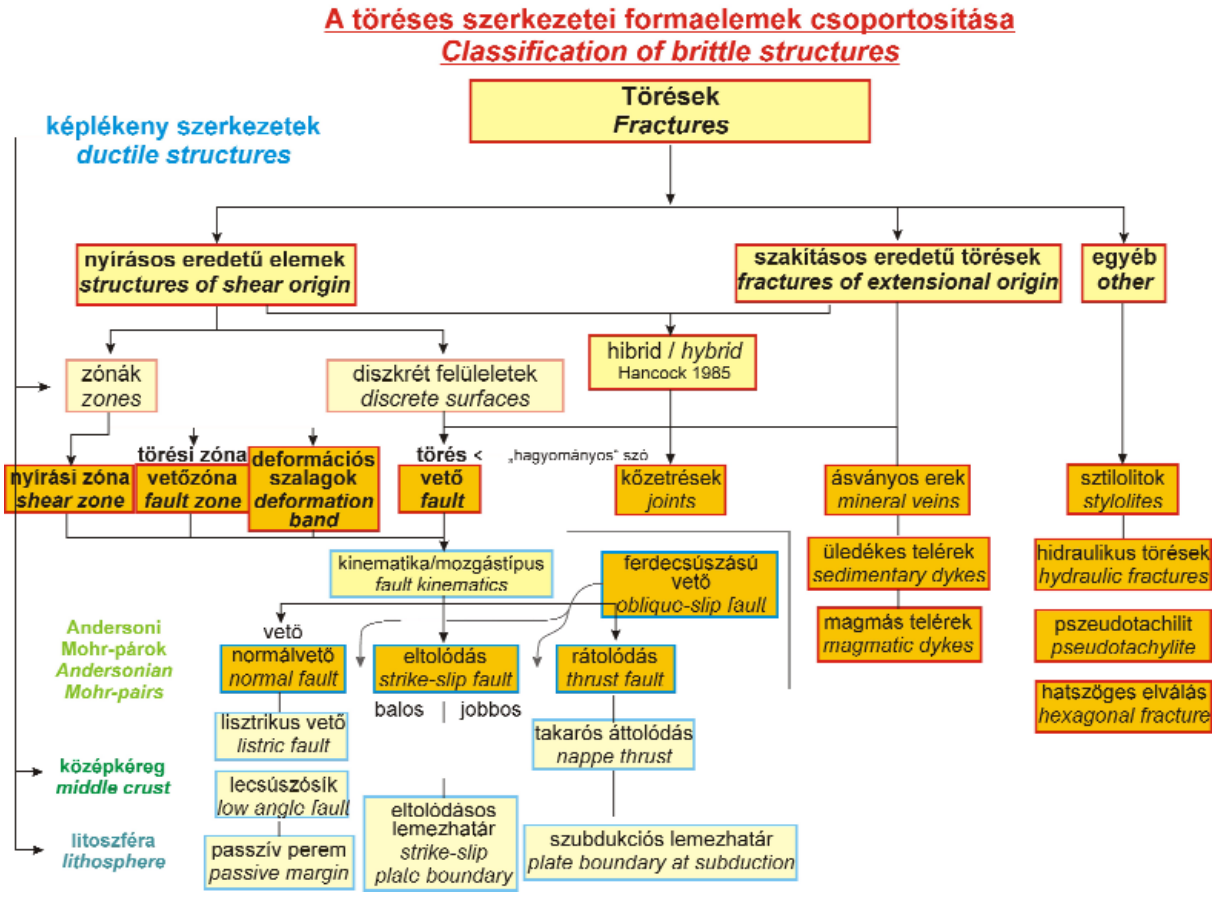
A töréses szerkezetelemzés nevezéktana nem teljesen kiforrott. Nem is kell annak lennie, számos terminus technicus pontos meghatározása változik a nemzetközi gyakorlatban is. Ez a változás természetes: jobban értünk, tehát jobban nevezünk el egyes jelenségeket. Dolgozatomban kísérletet teszek *egyfajta* nevezéktan alkalmazására (és lehetőség szerinti definíciójára). Ez bizonyos eltéréseket tartalmaz egyes hazai szakszavakat illetően, de reményeim szerint belsőleg koherens.

Egy földtani munka ritkán lehet magányos kutató műve, és magam is ritkán végeztem azt egyedül vagy elszigetelve. Számos hazai és külföldi kollégával dolgoztam együtt, amelyet a nagy számú, társszerzős cikk bizonyít. E közös munkákban nem az egyéni véleményformálás különútjait, hanem az együttműködés problémamegoldó hatékonyságát kerestem.

2. Töréses szerkezeti formaelemek és nevezéktanuk

A főbb töréses szerkezeti formaelemeket számos kézikönyv tárja elénk, ezek részletes bemutatásától eltekintek. Magyar nyelven kiemelném Balla (1985) kéziratos munkáját, és Csontos (1998) jegyzetét. Az idegen nyelvű irodalomból Ramsay & Hubert (1987), Twiss & Moore (1992), Angelier (1979a, b, 1984) munkájára támaszkodtam leginkább. A bőséges irodalom ellenére szükségesnek látom bemutatni azt a nevezéktant, amelyet munkám során használtam, és amely néhány vonatkozásában eltér a „hagyományos" magyar gyakorlattól. Erre az eltérésre részben azért volt szükség, mert követnem kellett a mérések feldolgozására használt program szerkezeti kategóriáit, másrészt, az eltérés valóban létezik a magyar és nemzetközi (angol és francia) terminológia között. Az eltérés oka, hogy a magyar terminológia, vagy inkább az egyes szerkezetföldtani szakkifejezés mögött rejlő tudatos vagy inkább „öröklött" meghatározás nem felel meg a részletes és pontos kategóriákat használó nemzetközi szakkifejezés-tárnak. Vagyis úgy éreztem, a hazai kifejezések megőrzése ugyan fontos cél, de a nevezéktan pontosítása talán még inkább az. E bemutatás tehát egyszerre útmutatás a saját nevezéktanhoz, és összevetés a külföldi terminológiával. Dolgozatomban nem kívánok egyedül üdvözítő megoldást, végleges álláspontot kialakítani e kérdésben, de világossá teszem az általam használt kifejezéseket, és (ezzel) felvetem a megoldandó nevezéktani problémákat.

A töréses szerkezeti elemek összességét a külföldi irodalom viszonylag egységesen a „fracture" kifejezéssel illeti. Ezt magyarul a dolgozatban a „törés" vagy a nem éppen rövid „töréses szerkezeti elem" kifejezéssel adom vissza (2.1. ábra). Mint látni fogjuk, a „törés" szó a „hagyományos" nevezékrendszerben másra is használatos.

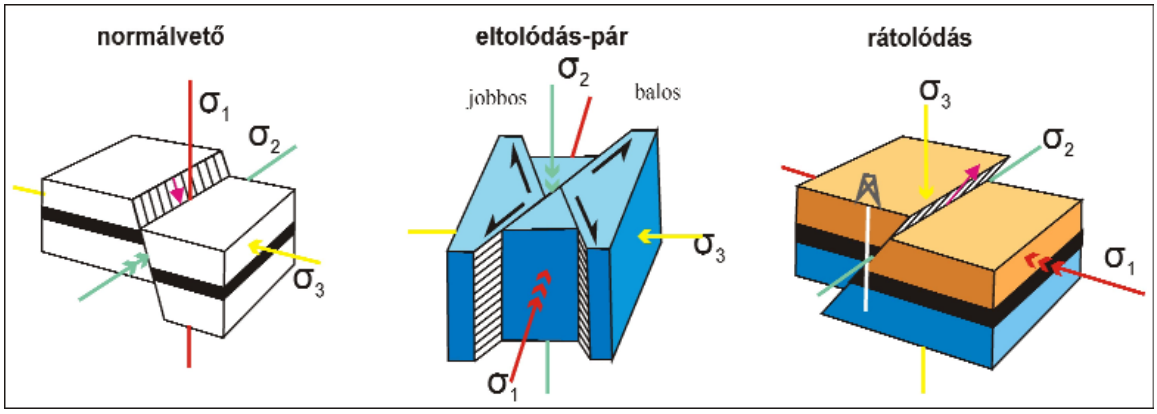


2.1 ábra. A töréses szerkezeti elemeknek a dolgozatban használt nevezéktana. A kereten kívüli szavak a „hagy-

A töréses szerkezeti elemek között megkülönböztethetünk szakításos és nyírásos eredetűeket (2.1. ábra) („extensional / shear fracture”). A szakításos elem esetében a felületre merőleges, nyírásos elemnél a felülettel párhuzamos feszültség vagy feszültség-összetevő okoz hasonló jellegű elmozdulást. Szakításos eredetű a kőzetrések egy része, melyek merőlegesek a legkisebb feszültségtengelyre, a széthúzás irányára (2.1. ábra). Hasonlóan szakításos szerkezeti elem az ásványos érrel kitöltött repedés vagy tenziós hasadék (tension gash). Ide sorolható az üledékkel kitöltött telér és magmás kőzettelér, ahol a telér falára merőlegesen történt tágulás. Mindezen elemek azonban legalább részben nyírásos eredetűek is lehetnek vagy inkább a Hancock (1985) által használt „hibrid eredetű” kategóriába tartozhatnak, ahol a töréses elem kialakulásában a törés falára merőleges szakítás és az azzal párhuzamos nyírás is szerepet játszik. Szálas ásványoknál ilyenkor a falra ferde ásványrostok figyelhetők meg.

A nyírásos eredetű töréses elemek zónában vagy diszkrét felületként jelenhetnek meg. A zónák lehetnek tisztán törésesek, ekkor a vetőzóna kifejezést használom („hagyományosan” ezek a „törési zónák”). A nyírási zónákban diszkrét vetősíkok és képlékeny nyírási övek is felléphetnek (2.1. ábra). Zónákban jelennek meg az úgynevezett deformációs szalagok, melyek elemi szalagokból tevődnek össze. A deformációs szalagok szemcsehatáron történő csúszás, illetve szemcsék kataklázos töredezése révén veszik fel az elmozdulást, így általában csökkenő szemcseméret jellemzi azokat. Nem kötött törmelékes kőzetekben lépnek fel. A diszkrét felületként megjelenő nyírásos törések közé tartozik a kőzetrések azon része, amelyek mentén az elmozdulás szabad szemmel nem igazolható, de eredete nyírásos. A legtöbb nyírásos eredetű szerkezeti elem a vető (fault, faille), amely esetében elmozdulás igazolható a vetőfelület (vetőlap) mentén (2.1. ábra).

A vetők jellegük vagy mozgástípusuk szerint osztályozhatók (2.1. ábra). A „vetőjelleg”, vagy „vetőtípus” kifejezéseket az angol „sense” és „fault type” kifejezés megfelelőjeként használom. A vetőjelleg megállapítása a vetők kinematikai elemzésének témakörébe tartozik. Amennyiben az elmozdulás a földkéreggel párhuzamos marker tárgy hossznövekedését vonja maga után, normálvetőről, ha annak rövidülését, akkor fel- rá- és áttolódásról lehet beszélni (2.2. ábra). A feltolódást és rátolódást 45°-nál meredekebb illetve laposabb rövidüléses vetőre használom, az angol reverse /thrust fault megfelelőiként (Butler 1982, Twiss & Moore 1992). Az áttolódás pedig nagy rátolódást, tulajdonképpen takarósíkot jelent. Világos, hogy a közel vízszintes rétegnél az alakváltozást (megnyúlást) maga a réteg hossznövekedése jelzi, de például egy meredek dőlésű rétegnél ez másképp is alakulhat, és a réteg normálvetővel „rövidülhet”, rátolódással „megnyúlhat”. Az eltolódások esetében az elvetés térképi nézetben igazolható, függőleges metszetben nem jellemző és összetett is lehet. Az olyan vetőre, melynek mozgása nem esik egyik szélső kategóriába sem, a ferdecsúszású vető (oblique-slip fault) kifejezést használom.



2.2 ábra. A vetők háromféle típusa.

Az általam használt terminológia itt mutatja a legélesebb eltérést a „hagyományos” terminológiától[1]. E munkámban a „vető” szót használom az összes, elmozdulással jellemzett nyírásos eredetű, diszkrét felületű szerkezeti elemre. „Hagyományosan” ezeket vagy nem illették összefoglaló névvel, vagy „törésnek” nevezték. E terminológia „vető” kifejezése megegyezik az általam használt „normálvető” kifejezéssel. Szerintem ugyanis a korábbi „vető” szó alatt kinematikailag nem pontosan meghatározott elemet értettek: vagy feltételezték, hogy minden vető normál jellegű, vagy az elmozdulás meghatározásának problémája fel sem merült.

A vetők a földkéreg felső részén párban jelennek meg, és a vetőpárt Mohr-párnak nevezzük (Anderson 1951). A normálvetőknél és rátolódásoknál a pár elemeinek nincs külön nevük, eltolódásoknál balos és jobbos eltolódást különböztetünk meg, a szerint, merre mozdult el a szemlélőhöz képest a vetőfelület túloldalán/ szemben levő blokk (2.2. ábra). A vetőjellegek közötti határ megadása valójában nem is olyan magától érthetődő feladat. Ezt szerintem ellentmondásmentesen, a definíciónak megfelelően, bár nem könnyű terepi felhasználással Angelier (1975) oldotta meg. A teljes elvetést megadó $\underline{E}$ elmozdulásvektor[2] három összetevőre bontható: a függőleges összetevőre (FE), illetve a vízszintes síkban a vetősík csapásába (VCsE és annak dőlésirányába eső VDE összetevőre (2.3. ábra). Utóbbi a megnyúlás nagyságát, előbbi az elvetés oldalirányú nagyságát mutatja, míg a dőlésirányú és függőleges vektorösszetevő összege a dőlésegyenes menti elvetést mutatja. Angelier (1975) szerint a dőlés-, és a csapásirányú elvetést kell összevetni, hisz ez adja a fő különbséget a normálvető (rátolódás) és az eltolódás között. Alternatív értelmezés az lehetne, ha függőleges és csapásmenti összetevőt hasonlítjuk össze. Mivel azonban a normálvetők esetében a levetett blokk akár foroghat is, a függőleges elvetés nem olyan könnyen adható meg, mint a vízszintes tágulás. Világos azonban, hogy ugyanakkora táguláshoz (VDE) egy lapos vető mentén lényegesen kisebb függőleges elvetés társul, mint egy meredek normálvető esetén.

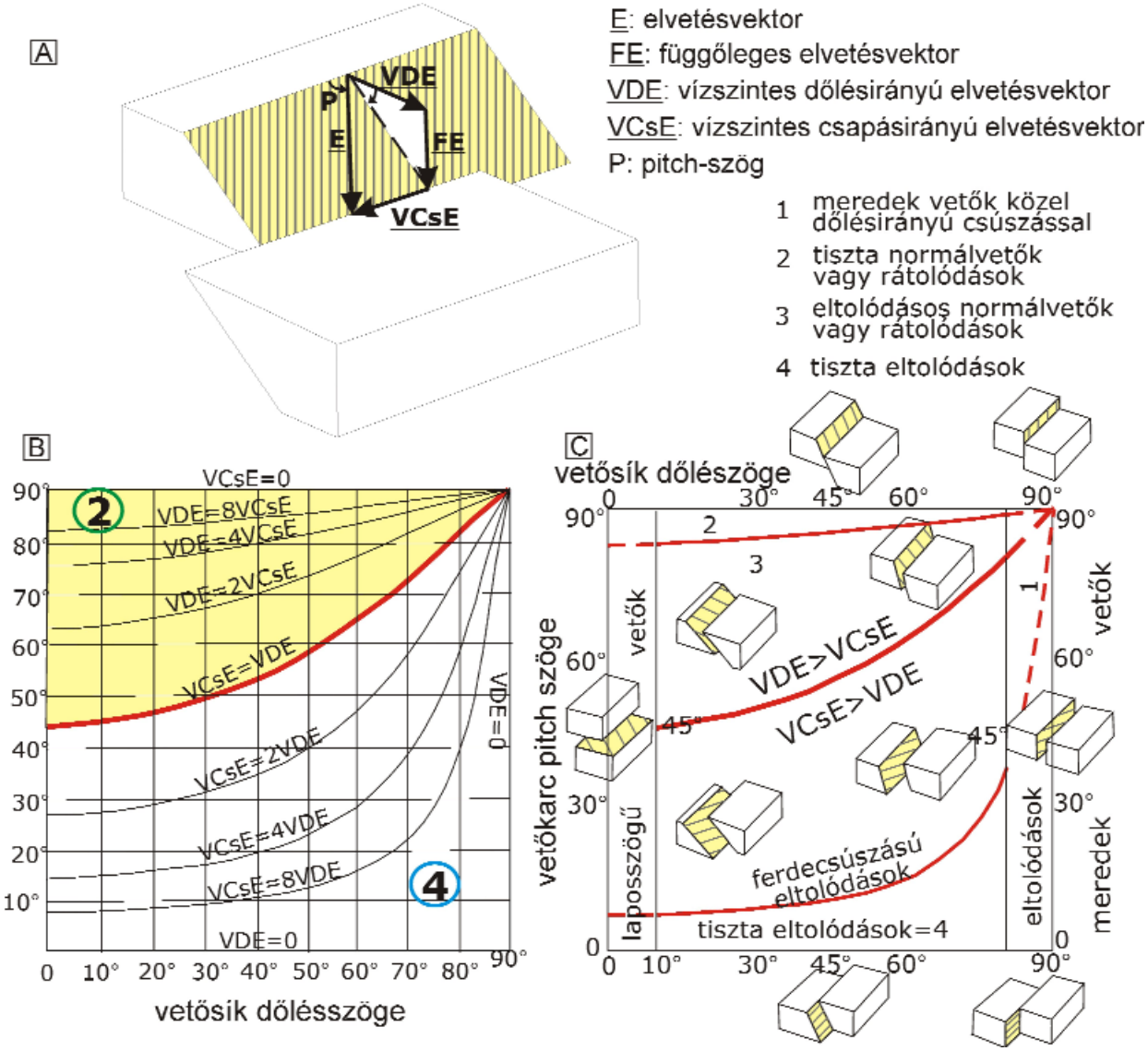
Munkámban—már csak a software szorítása miatt is — Angelier definícióját fogadtam el, azaz a normálvető (ill. rátolódás) és az eltolódás közötti határ ott húzódik, ahol a vízszintes dőlésirányú elvetés nagyobb a csapásirányúnál (VDE > VCsE). Kérdés azonban, hogy ez a határ a mért síkon hogy fogható meg, azaz mely vetőkarc által jellemzett elmozdulás mondható normálnak, mely

[1] Vető vagy normálvető? Kiegészítés a terminológia kérdéséhez

A magyar szakirodalomban a vetőt gyakran az angol "normal fault", azaz az általam használt "normálvető" megfelelőjének tartják. Ez szerintem azért sántít egy kicsit, mivel a hazai szakmai gondolkodás és szakirodalom egy része nem is számolt mással, csak tágulásos vetővel, legfeljebb a rátolódást állította vele szembe. Egyrészt nem ismerte vagy nem vette számba az eltolódásokat, másrészt nem volt tisztában a szakkifejezés üzenetével, amit az egy pontos terminológiát használó felhasználóban kiváltana. Nem is keresték meg feltétlen a tényleges elvetés igazolására szolgáló jegyeket, a besorolás eléggé gyakran automatikus volt. Vagyis, minden elmozdulást normálvetőnek tekintettek. Mint később látni fogjuk, ez igen sok hazai területen jogos, de elvi alapon nem helyes. Így a szakkifejezések újrahatározására mindenképpen szükség van, akár megtartjuk, akár módosítjuk a 'vető' korábbi, szerintem messze nem pontosított jelentését. A vető / normálvető problémája akkor válik még bonyolultabbá, ha az angol "fault", francia "faille" kifejezésre keresünk fordítást. Ez olyan szerkezeti elem, melyben az elvetés igazolt, annak milyenségét nem tudja, vagy kívánja a közlő pontosítani. Ezt magyarul gyakran 'törésnek' veszik. Ez elfogadható akkor, ha a "fracture" kifejezésre is "marad" magyar szó. Ha nem, akkor "lyukas" a hazai szakszókincs.

Néhány további szakkifejezésben is tetten érhető szakkifejezés-tárunkban a "vető" kifejezés korábban kialakult, öröklött volta. Például a vetőlapon megjelenő karcokat vetőkarcnak mondjuk, függetlenül az elvetés jellegétől nem pedig "rátolódáskarcnak". "Elvetést" mondunk rátolódásnál is, pedig azt csak (széthúzásos) "vetőre" használhatnánk és a 'törésmenti elmozdulás mértéke', vagy a "rátolódás mértéke" lenne szabatos. A "törés menti elvetés" eléggé furcsa kifejezés, a vető menti elvetés szerintem korrektebb lenne. Minden olyan összefüggésben tehát, ahol az angol a "fault"-ot használja ("fault dip", "fault direction" etc.) ott a magyar "kénytelen" lenne a "törésirány", a "törés dőlésirányá"-t használni, nem pedig a sokkal gyakoribb használatú és meghonosodott "vetőirány" stb. kifejezést. Szerintem problémás az "extension fault", illetve "contractional fault" magyar fordítása is (megnyúlásos törés?). Szerkezetföldtani szakkifejezéseket tárgyaló munka kevés született itthon. A kérdés vonatkozásában megjegyzem azonban, hogy Horusitzky kéziratos jelentésben pontosan ugyanezen érveket említette, mint amiket fentebb ismertettem. Tehát a nevezéktan kevéssé pontos volta már korábban is gondot okozott. Csontos (1998) jegyzetében megengedte mindkét nevezéktan használatát - véleményem szerint helyesen.

[2] Aláhúzással vektor jellegű elemet jelzek.

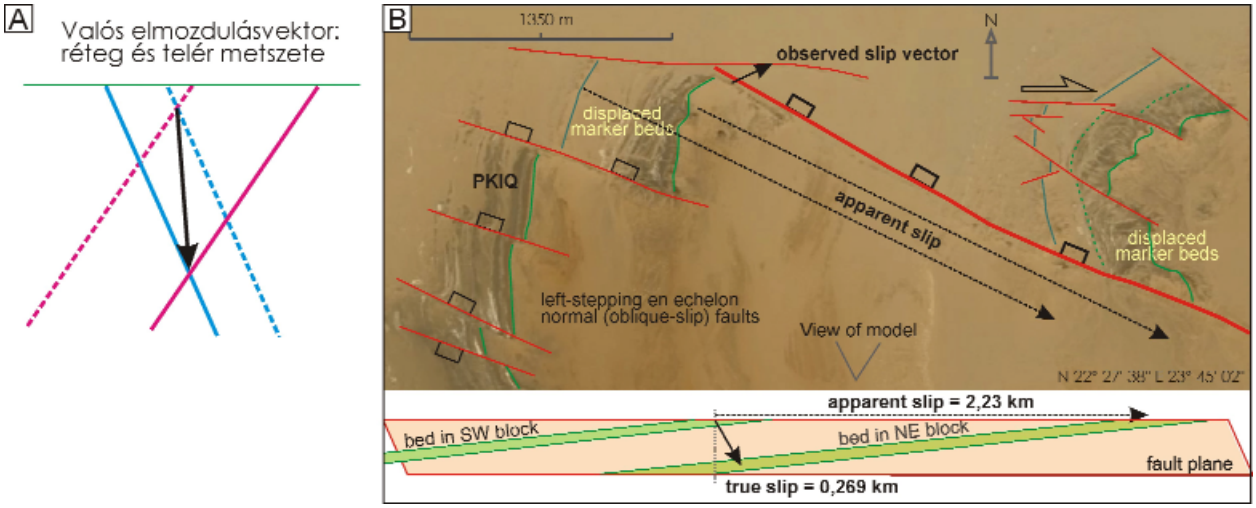


2.3 ábra. A) az elmozdulásvektor összetevői (Angelier (1975) alapján). B, C) az elmozdulás jellege és a pitch összefüggése Angelier (1975) szerint.

eltolódásosnak. Ezt a határszöget leginkább a pitch szög[3] segítségével adhatjuk meg. Ez a vetőkarc és a csapásvonal által bezárt, a vetősíkon mért szöge. A 2.3b ábrán látszik, hogy ez a határszög változik a vetősík dőlésszögének függvényében; meredekebb síkokon nagyobb pitch szög esetén lesz csak a VDE > VCsE. Ezért fordul elő az, hogy meredek síkon szinte minden karchoz eltolódásos nyíl jelenik meg, pedig a vetőkarc pitch-e 45°-nél nagyobb. Lapos síkon normál vagy rátolódásos nyíl jelenik meg 45°-nél kisebb pitch esetében is, ahol eltolódást „várnánk”. Valóban, lapos dőlésű síkon nem sok értelme lenne eltolódást értelmezni. Világos az is, hogy 45° körüli pitch szögű vetők sem nem igazán normál, sem nem eltolódásos jellegűek, ezek a „ferdecsúszású vetők”. Terepen az egyszerűség kedvéért a 45° pitch tekinthető első közelítésben határnak. Az adatbevitel során Angelier programjai viszont elvégzik a számítást, és pontosan kategorizálják és ábrázolják a vetőt.

A pitch definíció szerint a vetőkarcnak (vagy más egyenesnek) a vető csapásegyenesével bezárt szöge a vetőlapon mérve. Értéke 0° és 90° között változik, és nem egyenlő a vetőkarc, mint egyenes valódi dőlésszögével, hanem annál mindig nagyobb vagy egyenlő. Hogy megkülönböztessük a két 10° -os pitch-ű vetőkarcot, a szögön kívül az egyik csapásirányt is mellékelnünk kell.

A terepi mérés és főleg a későbbi térképi elemzés során igen fontos elkülöníteni a valós és látszólagos elvetést. A valós elvetést a vető két oldalán megjelenő, egykor összetartozó, pontszerű objektum két elvetett darabja adja (2.4a ábra) (Balla 1985). Azonban bármely metszetben, bármely vonalszerű vagy kiterjedt marker alapján megfigyelt elvetés csak látszólagos, így a térképi (±vízszintes) elvetés is az. A valós elvetés a látszólagostól nagyon jelentősen eltérhet, sőt, azonos látszólagos elvetéshez végtelen számú valós elvetés tartozhat. Erre mutat példát egy líbiai megfigyelésem, ahol a valós elvetés jobbos összetevőjű normál, míg ennél tízszer nagyobb jobbos elvetést olvashatnánk ki a térképi látszólagos csapásmenti elvetésből (2.4b ábra). Még az is lehetséges, hogy a látszólagos elvetés fordítottja a valósnak. Erre több példát is találunk középhegységeinkben, amint azt a D3 fázis fejezetében bemutatom.



2.4 ábra. A) a vetők menti elmozdulás definíciója Balla (1985) munkájában. B) a látszólagos térképi elvetés és a valós elvetés közötti különbség egy líbiai példán (Kufrah-medence, Réti et al. in press) példáján. A koordináták a Google Earth kép középpontját jelölik. PKlQ: Quarat al Hamra Formáció, perm–alsó-kréta.

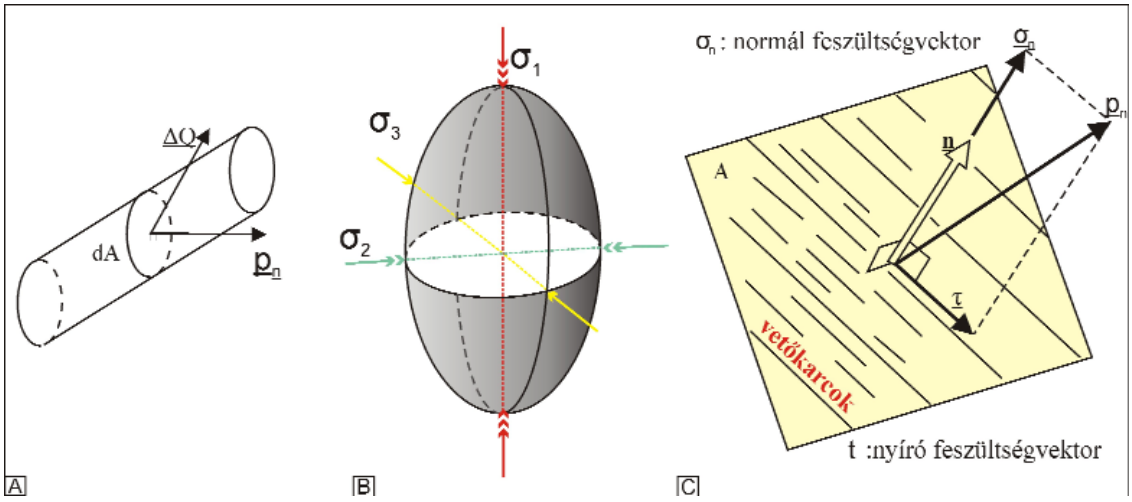
Egy pont valós elvetését egy vektor határozza meg, melynek abszolút értéke az elvetés nagyságát, végpontjának koordinátái az elvetés irányát adják meg. Ha az elvetés a vetősík mentén nem változik, akkor minden ponthoz ezzel párhuzamos elvetés-vektor adható meg, azaz irány és nagyság szerint egy vektor is elégséges.

Az elvetés nagysága és pontos iránya ritkán ismerhető fel közvetlenül a terepen. Viszont, a vetőlapon rögzül az elvetés iránya, mégpedig a vetőkarcok formájában. A vetőkarcok az irány mellett még jelzik az elmozdulásvektor irányultságát (E a 2.3a ábrán), ha sikerül megállapítani a vetőkarc mentén a két blokk mozgásirányát. A vetőkarcok az elmozdulás nagyságát viszont nem adják meg, hosszuk nem arányos az elvetéssel. Ez azt jelentené, hogy egy 1cm elvetésű vetőn csak 1 cm hosszú karc lehetne, de számos példát láthatunk, amikor ez nem igaz. Ugyanis a karcokat nem (feltétlen) egyetlen karcoló tárgy „húzta meg". Összetettebb folyamatról van szó, a karcokat számos letört kőzetdarab, vagy szemcse hozhatja létre, bár ennek pontos miképtje nem is ismert. Ettől függetlenül, axiómaként kezelhető, hogy a vetők kinematikai és dinamikai elemzésének alapvető feltétele, hogy a vetőkarc a két blokk mozgásával párhuzamos.

3. Alkalmazott módszerek a törések elemzésében

3.1. A feszültségmező definíciója, számításának elvi alapjai

Tegyük fel, hogy megadható a kőzettest egy pontjában áthaladó A síkra ható erők eredője, $\Delta\underline{Q}$ vektor. Az adott pontban, az A felülethez tartozó $\underline{p}$ feszültségvektor a belső erők és a felület hányadosának határértékeként nyerhető, ha a metszet területe tart a nullához (3.1a ábra) (Kaliszky & Szilágyi 1982). Ez a fizikai mennyiség nyomásjellegű (erő/felület). Ha a ponton átmenő minden síkra megadjuk a síkhoz tartozó feszültségvektorokat, akkor a pont feszültségállapota ismertté válik. A feszültségvektorokat egy közös kezdőpontba rendezve, azok végpontjai egy ellipszoid, a feszültségellipszoid felületén helyezkednek el (3.1b ábra). Belátható, hogy az ellipszoid három főtengelye van, melyek kölcsönösen egymásra merőlegesek (Kaliszky & Szilágyi 1982). Ezek a főfeszültségtengelyek vagy feszültségi főtengelyek. A legnagyobb tengely σ_1, a legkisebb σ_3, a középső σ_2. A földtani gyakorlatban az első kettőnek külön neve van, az összenyomásos (kompressziós), ill. széthúzásos (extenziós) főfeszültségtengely. A két kiemelt főfeszültségtengely egyben megadja az összenyomás vagy széthúzás regionális irányát. Meg kell azonban jegyezni, hogy a legkisebb feszültségtengely értéke is legtöbbször pozitív, és a kéregben inkább a legkisebb összenyomásról, semmint igazi széthúzásról beszélhetünk.



3.1. ábra. Feszültségtani alapfogalmak. A) a feszültségvektor definíciója (ÄQ a belső erők eredője, pn a feszültségvektor). B) a feszültségellipszoid a főtengelyekkel. C) a feszültségvektor (pn) összetevői, a normálfeszültlség (ón) és a nyírófeszültség (ôn) és utóbbi viszonya a vetőkarcokhoz, részben Kaliszky & Szilágyi (1982) alapján.

Továbblépve, egy adott $\underline{n}$ normálisvektorral jellemzett síkhoz tartozó feszültségvektor felbontható két vektor-összetevőre, a síkra merőleges $\underline{\sigma_n}$ normálfeszültségre és a síkkal párhuzamos $\underline{\tau}$ nyírófeszültségre (3.1c ábra). Belátható, hogy 3 olyan sík van, melyek mentén a nyírófeszültség nulla, a normálfeszültség relatíve maximális és e síkok merőlegesek a főtengelyekre. Ezek mentén csúszás nem fog fellépni, mert az elmozdulás a nyírófeszültségvektor mentén következik be. A**z elmozdulás nyoma nem más, mint a megfigyelhető vetőkarc,** amely Wallace (1951) és Bott (1959) munkái alapján párhuzamos a nyírófeszültséggel (3.1c ábra). Ez az alapja annak, hogy a vetőkarcok megfigyelésével és mérésével meghatározhatjuk a feszültségállapotot.

Egy sík normálisvektora és feszültségvektora között függvénykapcsolat áll fenn, amelyet a (1) egyenlet ír le,

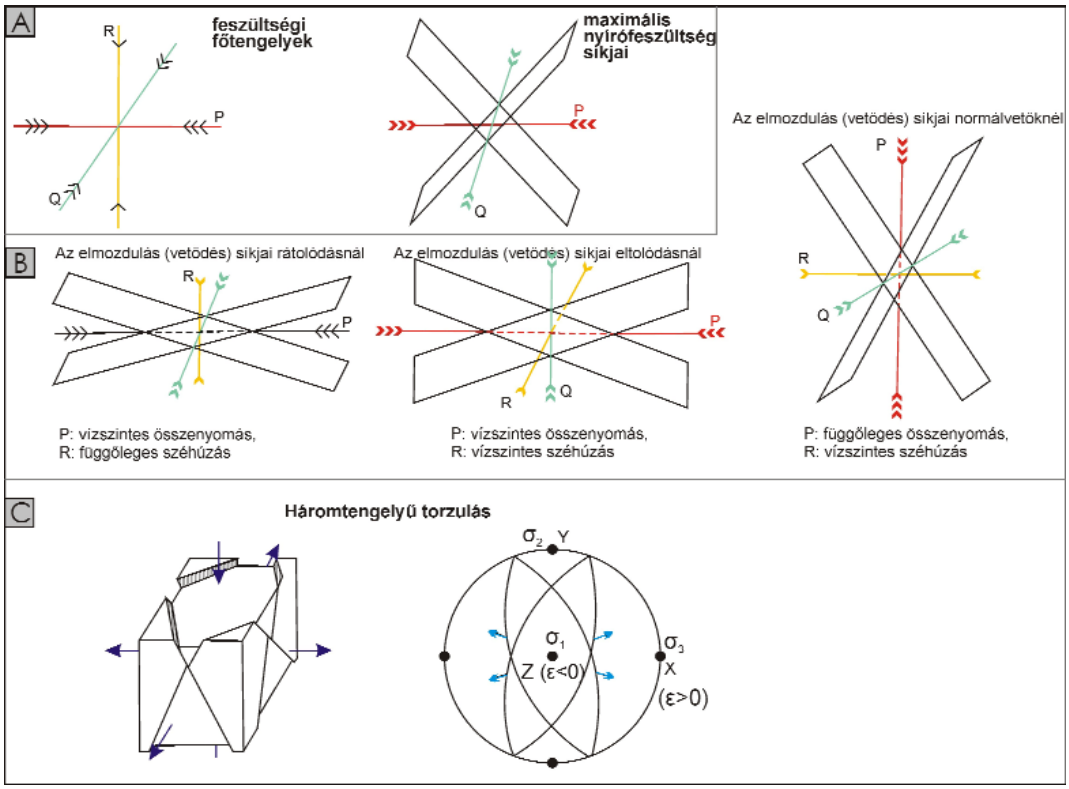
(1) $\underline{p}_{\underline{n}} = F(\underline{n})$

ahol $\underline{n}$ a sík normálvektora, $\underline{p}_{\underline{n}}$ a feszültségvektora, F a függvény. Az $F(\underline{n})$ vektor-vektor függvényt a matematikában másodrendű tenzornak nevezik. Jelen esetben feszültségtenzorról beszélünk, amelynek F a mátrixa. E mátrix ismeretében bármely $\underline{n}$ normálisvektorhoz tartozó feszültségvektor, vagyis a pont feszültségállapota megadható. A mátrix elemeit a (2) kifejezés adja,

(2)
$$F = \begin{matrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{matrix}$$

ahol σ_i, τ_{ij}, (i, j=x, y, z) a normális és nyírófeszültségek X, Y, Z koordináta-tengely menti összetevőit jelentik. E szerint, ha ismerjük a 3 főfeszültségvektor térbeli helyzetét (nagyságát és irányát), azzal megadtuk a pont feszültségállapotát. A számítások során e feszültségtenzor mátrixának meghatározására törekszünk, bár a földtani gyakorlatban csak „háttérként" van jelen a jobban használt feszültségtengelyek mögött.

A nyírófeszültségvektor maximuma olyan síkon lép fel, mely 45°-os szöget zár be a σ_1 maximális főfeszültségtengellyel (3.2a. ábra). A kőzetmechanikai kísérletekből viszont tudjuk, hogy elmozdulás a legtöbb kőzetben nem e síkok mentén jön létre. Ekkor figyelembe kell venni a kőzetek belső súrlódási együtthatóját, aminek hatására nem csak a nyírófeszültségnek kell nagynak lennie, hanem a normálfeszültségnek is jelentős értéket kell elérnie ahhoz, hogy csúszás jöjjön létre. Ez az oka annak, hogy a vetőpárok által bezárt szög nem 90°, hanem a kőzetre jellemző kisebb szögérték. Ez segít abban is, hogy Mohr-töréspárokból már a terepen is becsülhető a főtengelyek iránya. A nulla nyírófeszültséggel rendelkező síkok léte pedig a földtani gyakorlatban azt jelenti, hogy vannak olyan törések, melyek mentén nem lép fel a síkkal párhuzamos elmozdulás: ezeket nem nyírásos, hanem szakításos eredetűeknek tartjuk. Ilyenek például a szakításos kőzetrések, ásványos erek nagy része. Ezek az elemek a főfeszültségtengelyekre merőlegesek (2.1. ábra).



3.2. ábra. A) A főfeszültségtengelyek, és maximális nyírófeszültség síkpárja, B) főfeszültségtengelyek és töréspárok összefüggése Anderson (1951) modelljében, és (C) Reches (1978) háromdimenziós alakváltozási modelljében (sztereogramon és térmodellben).

Anderson (1951) és Bott (1959) voltak az elsők között, akik felismerték a feszültségtengelyek és a fő vetőtípusok összefüggését. Ezek szerint a Földön 3 vetőtípushoz háromféle feszültségmező tartozik, amelyekben a maximális főfeszültségtengely mindig a Mohr-töréspárok hegyesszögének szögfelezőjében van, a középső tengely pedig a két vető metszetvonalában (3.2. ábra). A 3 vetőtípus függvényében összenyomásos, eltolódásos, és széthúzásos feszültségtípusról[4] beszélhetünk. Mivel a földfelszínen nyírófeszültség fellépte nem valószínű, ezért az egyik főfeszültségtengely függőleges. Bár ez a kép ma már árnyaltabb, mégis ez a modell az, amelyre a feszültségmező-becslést magam is alapítottam, főleg a vetőkarcokkal nem rendelkező töréses elemek esetében.

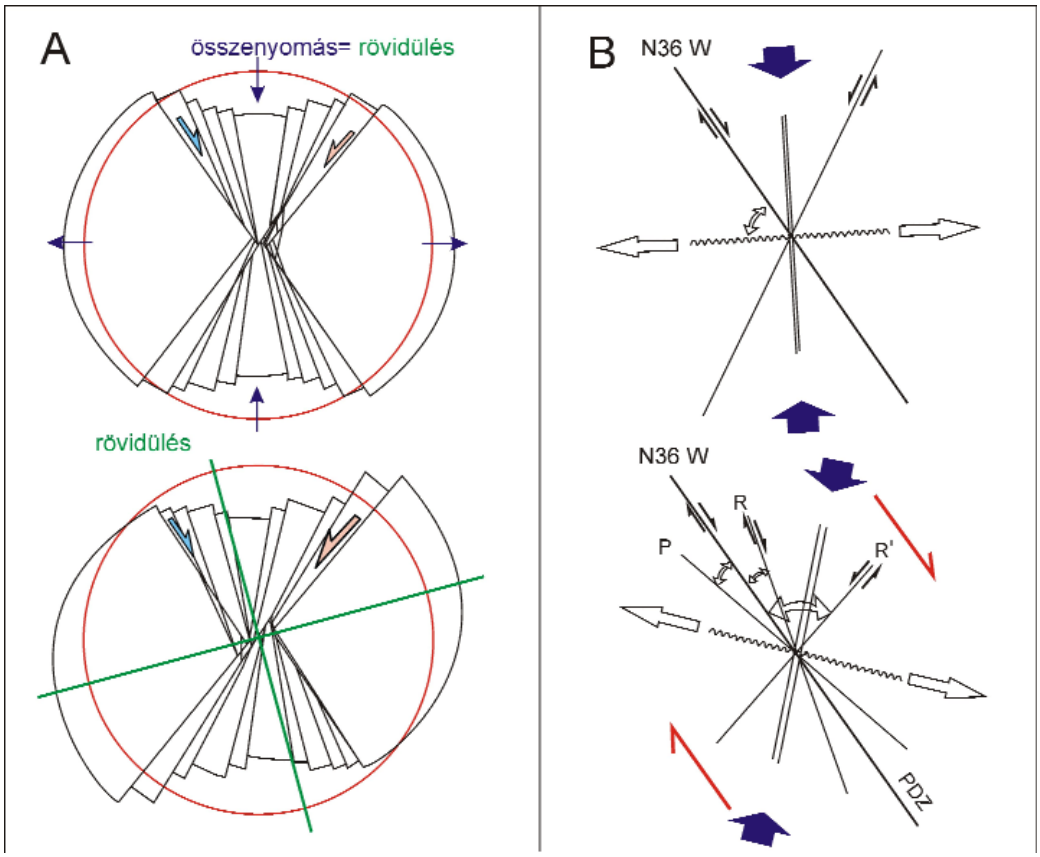
Többen úgy tartják, hogy Anderson megközelítése tulajdonképpen nem helyes, (vagy legalábbis nem teljes) mert olyan deformációra vonatkozik, ahol tulajdonképpen síkban mennek vége mozgások (plane strain) (Gapais et al. 1991). Lehetséges viszont, hogy valódi 3 dimenziós alakváltozási mezőben eltérő vetőminta jön létre. Ezzel kapcsolatos Reches több publikációja (Reches 1978, 1983, Reches & Dietrich 1983). Szerinte nem egy Mohr-pár, hanem 4 vető jellemez egy egyszerűsített vetőmintát egy adott feszültségmezőben (3.2c ábra). Saját tapasztalatom szerint ilyen vetőminta valóban felléphet, a Soproni-medencében vannak erre utaló jelek, de a kiértékelések nagy része egyszerű Mohr-párokon keresztül is értelmezhető, így e munkában általában ezt követtem.

Ha a tér minden pontjában meghatározzuk a feszültségállapotot, akkor ismerjük a teljes feszültségmezőt. Ez a mező lehet homogén, amikor minden pontban ugyanaz a feszültségállapot, de várhatóan a kőzeteknél vagy az irányban, vagy a tengelyek nagyságában eltérések lesznek, azaz a feszültségmező inhomogén. A homogén feszültségmezőt nyilván a főtengelyek ábrázolása már jellemzi. Az inhomogén mezőben a változó főtengelyek-irányokat trajektóriákkal szemléltethetjük, amely görbék érintője párhuzamos az adott pontban számolt feszültségtengellyel. A feszültségmező trajektóriaképe interpolációval áll elő, pontossága, illetve „simasága” az adatszámtól és az interpolációs módszertől függ. A mai, negyedidőszaki és miocén feszültségmezőkre Bada (1999) valamint Bada et al. (2001) adott meg ilyen trajektória-térképeket.

A szerkezetföldtani elemzésben feltételezzük, hogy egy adott megfigyelési pontban, mondjuk egy kőfejtőben a feszültségmező homogén. A feszültség-számítási programok — kimondva vagy kimondatlanul — azt is felteszik, hogy **e homogén feszültségmező váltotta ki a vető menti csúszást, nem pedig más tényező**, például a kőzetblokkok alakjából származó kényszerítő geometriai körülmény. Csak e feltevés alapján lehet minden egyes vetőkarcot felhasználni a számításhoz. Az úgynevezett irányított karcokat vagy kényszervetőket valószínűleg helyileg megváltozott feszültségmező jellemzi, így nem használhatók az általános feszültségmező meghatározására, és a terepen vagy az elemzésben elvileg ki kell szűrnünk ezeket. Ez gyakran lehetséges, de nem mindig, így a feszültségmező-számításokat terheli a fel nem ismert irányított karcok módosító (félrevezető) hatása.

Meg kell jegyeznem, hogy az összenyomás és rövidülés, valamint a széthúzás és megnyúlás nem azonos fogalmak. Előbbiek a feszültségre, utóbbiak az alakváltozásra jellemzőek, a feszültség- ill. alakváltozási (strain) ellipszoidot jellemzik, és a kettő közötti kapcsolat matematikai jellemzése nem mindig zárt alakban felírható függvény. Egy tiszta összenyomás esetében a kompresszió és a rövidülés iránya azonos lehet. Ugyanakkor, eltolódások esetén a rövidülés iránya eltérhet a kompressziótól, hiszen a két eltolódás nem feltétlen egyforma mértékben vesz részt a deformációban. Ezt szemlélteti Angelier (1975) ábrája (3.3. ábra). Az eltérő jelentést jól mutatja, hogy mérhető megnyúlás eltérő irányban jön létrea széthúzás (legkisebb kompresszió, σ_3) irányához képest.

[4] Bada több munkában a feszültségrezsim kifejezést használta ebben (vagy igen hasonló) értelemben. E pontos kifejezés az angol magyarítása, de a "típus" talán magyarosabban hangzik.



3.3 ábra. A) A feszültségtengelyek és alakváltozási ellipszoid különbsége eltolódás esetén (Angelier 1975). Az összenyomás és széthúzás iránya nem változik, de a deformációs ellipszoid különböző a két esetben. B) A feszültségtengelyek értelmezésének eltérése Coulomb-Andersoni és Riedel nyírási modellekben (Sylvester 1988). PDZ: fő elmozdulási zóna, R: Riedel-törés, R': kiegészítő Riedel-törés, P: P-törés.

Az utóbbi fél évszázad kutatása több olyan szerkezetet tárt fel, amely nem értelmezhetők az andersoni töréspár-modellben. Ilyenek azok a töréses nyírózónák, melyek jelentős elmozdulásúak, és egyszerű nyírás (simple shear) hatására jöttek létre (Harding 1974, Biddle & Christie-Blick 1985, Sylvester 1988). Ezeket összetett másodlagos szerkezetek jellemzik, mint például a Riedel-síkok, kulisszás törések. A nyírózónákról készült egyszerű vetőminta és a jellemző feszültségtengelyek nem feleltethetők meg közvetlen az andersoni modellnek, a nyírózónák feszültségtengelyei ugyanis nagyobb szöget zárnak be a vetővel, mint a korábbi andersoni modellben (3.3b ábra). Ez is mutatja a töréses deformáció és a feszültségmező kapcsolatának bonyolultságát, amely talán a nyírózónákon belüli forgással magyarázható. E komplexitást valószínűleg nem tudtam kiküszöbölni, bár méréseim jórészt nagy nyírózónákon kívül történtek.

További problémát jelent a közel vízszintes csúszási síkok léte, mely rátolódásoknál és laposszögű normálvetőknél egyaránt fellép. Rátolódásoknál a lenyesési sík (detachment) a rétegzéssel közel párhuzamos, míg a rámparátolódás azzal lapos szöget bezáró lehet. Az andersoni modellbe csak az utóbbi „fér be", míg a rétegpárhuzamos lenyesés alig. E mentén ugyanis a főfeszültségtengelyek nem lennének vízszintesek normális belső csúszási együttható esetében. Bár a megoldás talán éppen ezen együttható különleges értékében lehet, de az általam használt modulok nem tudják kezelni ezt, és így a közel rétegpárhuzamos karcok integrálása gyakran okoz gondot.

3.2. A feszültségmező számítási és becslési módszerei

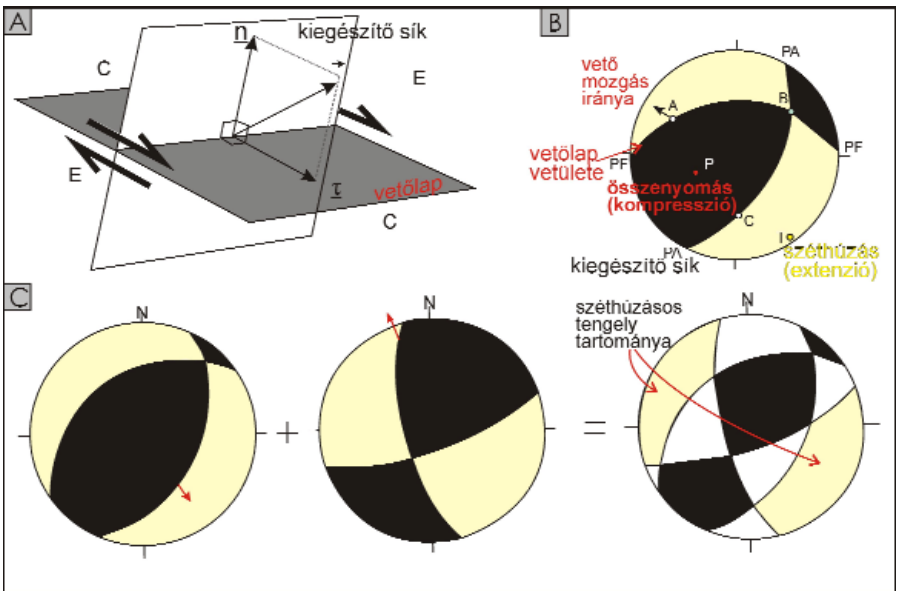
3.2.1. A feszültségtengelyek becslése Anderson modelljével

A feszültségtengelyek helyzetének becslésére a legegyszerűbb módszer, ha a törési adatok között Mohr-töréspárokat azonosítunk. Ezután Anderson (1951) modelljének megfelelően, megbecsülhetjük a főfeszültségtengelyeket (3.2. ábra). A becslés elvégezhető a töréspár egy eleme alapján is. A Mohr-töréspárokat ezután kiegészíthetjük szakításos törésekkel, vagy például redőtengelyekkel, sztilolitokkal. Gyakran a különféle típusú töréspárok kombinálódnak, ekkor több feszültségtípust vagy átmeneti típust (például transztenzió) becsülhetünk.

3.2.2. Grafikus módszer

A feszültségtengelyek helyzetére egy viszonylag egyszerű grafikus módszer ad lehetőséget, amely nem csak a terepen mért vetőkre, hanem a földrengések fészekmechanizmusára is vonatkoztatható (Angelier, Mechler 1979, Carey-Gaillardis, Vergely 1992). A módszer lényege, hogy a vető és vetőkarc alapján megadható egy segédsík, mely a vetőre és a karcra egyaránt merőleges: a fő síknak és a segédsíknak a metszete a középső feszültségtengely lesz. A maximális és minimális főtengely szükségszerűen a fő vetősík és a segédsík közötti térnegyedekben lesz, annak közepére történik a becslés. A művelet sztereografikus projekción való végrehajtásakor a térnegyedek helyett gömbnegyedeket vetítünk, eredménye 4 ívelt szélű körcikk, az úgynevezett „strandlabda-minta”, melynek közepén lesz a becsült tengelyek vetületi pontja (3.4. ábra). Több vető esetén az egyes vetőkre vonatkozó vetített gömbnegyedek összeadhatók, és a becsült főtengelyek lehetséges helye a körcikkek átfedő területének közepén lesz (3.4. ábra).

Angelier programcsomagja lehetővé teszi, hogy a P és T tengelyeket minden vetőre megjelenítsük a DIAGRA modulban. Ennek segítségével képet kaphatunk, hogy nagyjából milyen feszültségtípusok várhatók a kiértékelésben. A leggyakoribb tengelyirány felhasználható az automatikus csoportszétválasztás során. Magyarországon Gerner (1990) készített olyan számítógépes feszültségmező-becslést végző programot — az általam vezetett diákköri dolgozata során — mely a grafikus becslést teszi lehetővé. Programját a MÁFI kutatói használták a 90-es évek elején.



3.4. ábra. A feszültségtengelyek becslésének grafikus módja Angelier & Mechler (1979) szerint. (A) A vető és a rá merőleges kiegészítő sík, ezek sztereogramja (B) a P és T tengelyek lehetséges helyével. C) Két vető esetén a kompressziós illetve az extenziós tartományok közös részeiben lesz a széthúzásos és kompressziós tengely.

3.2.3. Numerikus módszerek

Bár világos, hogy a kőzetben uralkodó feszültség váltja ki a vetős mozgásokat, és azt is legtöbben elfogadják, hogy ennek megtestesülése a vetőkarc, de sokáig kérdés volt, lehetséges-e az „inverz megoldás”, azaz a vetőkarcokból a feszültségre való következtetés, számítás. A feszültségtenzor „inverz”-számításának első fontos lépése volt, amikor Carey & Brunier (1974) világossá tette, hogy ez matematikailag lehetséges. Ehhez az kellett, hogy megadják az úgynevezett redukált (egyszerűsített) feszültségtenzort (feszültségmátrixot), amelyet a teljes tenzorból vezettek le. A mátrix vektorainak abszolút értékével osztva olyan redukált mátrixhoz jutunk, amiben mindössze négy ismeretlen van. Ebből három a feszültségtengelyek irányvektorai, egy pedig a tengelyek abszolút értéből levezett Φ (PHI) érték, ahol

(3) $\Phi=\sigma_2-\sigma_3 / \sigma_1-\sigma_3$

A szerzők megmutatták, hogy 4 vetőkarc-adatból a számítás megoldható. A számítás tényleges megvalósítása többek között Jacques Angelier-re várt, aki több lépés után (Angelier 1975), tulajdonképpen 1979-es munkáiban mutatta be a módszer eredményeit (Angelier 1979a, b). A módszer továbbfejlesztése után (Angelier et al. 1982), 1984-ben publikálta alapmunkáit, amelyek leírják a meghatározás elveit, az algoritmusok főbb jellemvonásait, és például a vetőkarc-illeszkedés általa kidolgozott kritériumait (Angelier 1984, 1990). Mindamellett maga a matematikai algoritmus nem került közzétételre. Ezzel párhuzamosan, több munkában vázolta a töréses szerkezetelemzés általános fizikai-geológiai alapjait, nevezéktanát (Angelier 1979a, 1989). A munka során sikerült megoldani egy olyan matematikai részproblémát is, mely révén lehetővé vált az automatikus csoportszétválasztás is (Angelier & Manoussis 1980).

Angelier 4 matematikai algoritmust használt a számításhoz. Ezek lényege, hogy másképp próbálják a legideálisabb feszültségmátrixot kiszámítani. A legjobb tenzort a tengelyek irányának és Φ (PHI) értékének változtatásával keresik, és figyelik az összes adat illeszkedését. Az algoritmusok fő különbsége az illeszkedési kritériumban van: az INVD a mért vetőkarc és a tenzorból visszaszámolt, általam „ideális karcnak” nevezett vektor közti szögkülönbséget minimalizálja. Az R4DT viszont a vetőkarc menti egységvektor és a tenzorból visszaszámolt nyírófeszültség-vektor közötti különbség-vektor minimumát keresi, az összes karcra összegezve. Munkám során leggyakrabban az INVD, máskor az R4DT algoritmust használtam. A két algoritmus csak igen ritkán ad eltérő eredményt.

Az utóbbi 30 évben számos olyan számítógépes módszert alkottak, melyek alkalmasak a feszültségtenzor kiszámítására (Etchecopar et al. 1981, Etchecopar & Arthaud 1988, Almendinger et al. 1994, Armijo et al. 1982, Sperner et al. 1993, Nemčok & Lisle 1995, Yamaji 2000). Nem célom e módszerek, algoritmusok részleteinek bemutatása, ezeket a megfelelő publikációk tartalmazzák. Minden módszer lényege abban maradt, hogy a feszültségtenzort meghatározza. Mivel a teljes tenzor meghatározása csupán karcokból nem lehetséges, a cél a redukált tenzor meghatározása, azaz a tengelyek irányának és a PHI értéknek megadása. Az utóbbi években a csoportszétválasztásra került a hangsúly, de mindig felmerül új matematikai megközelítés alkalmazása (Zalohar & Vrabec 2008). Néhány más kutató jobban bízik a kevésbé pontos, de átlátható grafikus megoldásban, de azt igyekezett javítani (Orife & Lisle 2006). A különféle algoritmusok változó részletességgel alkalmasak az egyes csoportok szétválasztására, az adatsor visszabillentésére és változatos az ábrázolás, a sztereogramok kivitelezése, a vetőkarcok megjelenítése.

Meg kell említeni, hogy a nemzetközi publikációkban nincs teljes egyetértés abban, hogy az alkalmazott matematikai módszerek valóban a feszültségmezőt határozzák-e meg, vagy pedig úgy-

nevezett „kinematikai tengelyeket” kapunk, vagy az alakváltozásra (incremental strain) esetleg annak rátájára (strain rate) kapunk információt (Pollard et al. 1993, Twiss & Unruh 1998, Pollard 2000, Gapais et al. 2000, Yamaji 2003). Bár e felvetések és értelmezések jogosságát nem vitatom, de e munkában a meghatározott fizikai mennyiséget feszültségtengelyeknek tekintem.

3.3. Terepi mérések

A szerkezetelemezés lényege a helyes és pontos terepei észlelés és mérés. A legfontosabb a szerkezet geometriájának és az esetleg kapcsolódó anyagnak pontos megfigyelése és dokumentációja. Természetesen nemcsak töréseket, hanem minden, a töréses deformációval kapcsolatos jelenséget észlelnünk és mérnünk kell. Így például igen fontos a rétegzés és a redők észlelése és mérése, illetve a vetők és az üledékképződés kapcsolatának figyelése is. A megfigyelés együtt jár a szerkezeti elem besorolásával. Ez nem mindig teljesen pontos, előfordul, hogy például a vető pontos kinematikája nem, csak a látszólagos elvetése adható meg. Munkámban a legtágabb kategória a kőzetrés volt, amikor csak a törési elem létét sikerült megállapítani.

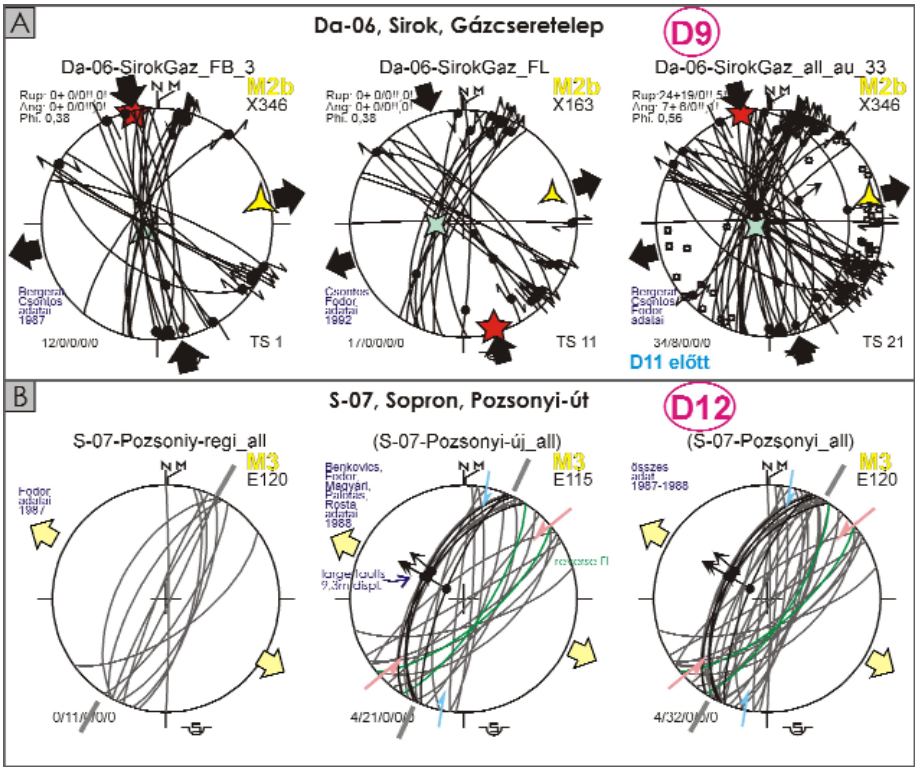
A korábbi fejezetek alapján látható, hogy a vetőkarc megfigyelése különös fontosságú a szerkezetföldtani elemzésben: észlelése bizonyítja, hogy nyírásos töréssel van dolgunk, valamint segítségükkel meg tudjuk határozni a vető jellegét (kinematikáját). Utóbbihoz sokféle kritériumot használhatunk, egy részük nem szorosan a vetőlapon jelenik meg, hanem egy szélesebb töréses-nyírásos zónában. A kinematikai bélyegeket számos átfogó és részletes munka tár elénk (Dżułyński & Kotlarczyk 1965, Durney & Ramsay 1973, Wilcox et al. 1973, Gamond 1983, 1987, Hancock 1985, Means, 1987, Ramsay & Hubert 1987). Magyarul Csontos (1998) jegyzetét és kéziratos munkámat (Fodor 1992) említem. A mérés során fontos, hogy a kinematika meghatározásának biztonságát is jelezzük. Ennek három kategóriája, a biztos, valószínű és feltételezett jelleg szubjektív, a mérő gyakorlatától függ. Munkámban a feltételezett jelleget akkor használtam, ha terepi kritérium tulajdonképpen nem, vagy alig volt: az ilyen súlyú kinematikai besorolást a kiértékelés során meg lehet változtatni, a többit nem. Az elemzés során egy egyedi, kilógó, feltételezett jellegű vetővel csínján kell bánni, míg sok, csak valószínűen megállapított jelleg megerősíti egymást.

A méréshez az oldalsó libellás kompaszt használtam, mert azokkal a pitch-szög mérése is lehetséges[5]. A méréseket jegyzőkönyvben rögzítettem. Ennek nincs kötött formája, de célszerű volt az adatbevivő program formátumát és kódrendszerét alkalmazni (Fodor 1992).

Felmerülhet a kérdés, mennyi adatra van szükségünk egy-egy feltárásban, és hány részletesen mért pontunk legyen egy adott területen. Ez leginkább idő kérdése. Az eddigi vizsgálataim során többször mértem ugyanazt a mérési pontot (kőfejtőt) vagy végeztem mások után új mérést. Leszögezhetem, hogy egyrészt a mérés hasonló eredménnyel reprodukálható, másrészt azonban szinte minden új méréssor feltár olyan szerkezetet, amelyet korábban nem észleltem/észleltünk (3.5. ábra). Nagyobb adatszám pontosabb feszültségadatot, esetleg nagyobb számú fázis, epizód felismerését eredményezi. Általánosságban 10 karcos vető adata jól jellemez egy feszültségmezőt, 20-25 adatból két feszültségmező biztosan elkülöníthető, míg 100 adat esetében akár 5-6 fázis is biztonsággal kimutatható. A módszer kinematikai célja miatt leginkább a vetőkre és vetőkarcokra irányítsuk figyelmünket. Az összes litoklázis kimérése hosszadalmas és kinematikai szempontból kevés információt eredményező feladat, csak akkor mértem ezeket, ha más törést nem találtunk.

Másik kérdés, hogy hány észlelési ponton tegyük ezt. Ez a részletesség és a feltártság függvénye. Részletes hazai elemzésnél gyakorlatilag minden kainozoos kőzetet tartalmazó feltárást (bányát)

[5] Nem oldallibellás kompaszokkal csak a karc dőlésirányának és dőlésszögének közvetlen mérésére nyílik mód. Ez azonban meredek síkok mentén elég pontatlan, lapos síkokon jól működik, sőt pontosabb a pitch mérésénél. Angelier adatbevivő modulja jól tükrözi ezt: 45°-nál laposabb síkon elsődlegesen közvetlen mérést, meredekebb síkon pitch-adatot vár.



3.5. ábra. Azonos pontban, több méréssel vizsgált kőfejtők adatainak összevetése. A) Sirokon a két méréssorozat ugyanazon vetőket tárta fel, csak az irányban van némi különbség, a számított feszültségtengelyekben nincs. B) A soproni feltárásban viszont, csak a második részletes mérés jelezte az É–D-i és KÉK–NyDNy-i jobbos és balos eltolódásokat, és a nagy normálvetőket (Fodor et al. 1989). A sztereogramok jelkulcsa az 1. függeléken található.

mérnünk kell. Ha erre nincs mód, érdemes úgy választanunk a feltárásokat, hogy azokban minél változatosabb korú képződmények bukkanjanak elő, lehetőleg a fiatal képződmények túlsúlyával.

3.4. A mérések kiértékelésének módszerei és menete

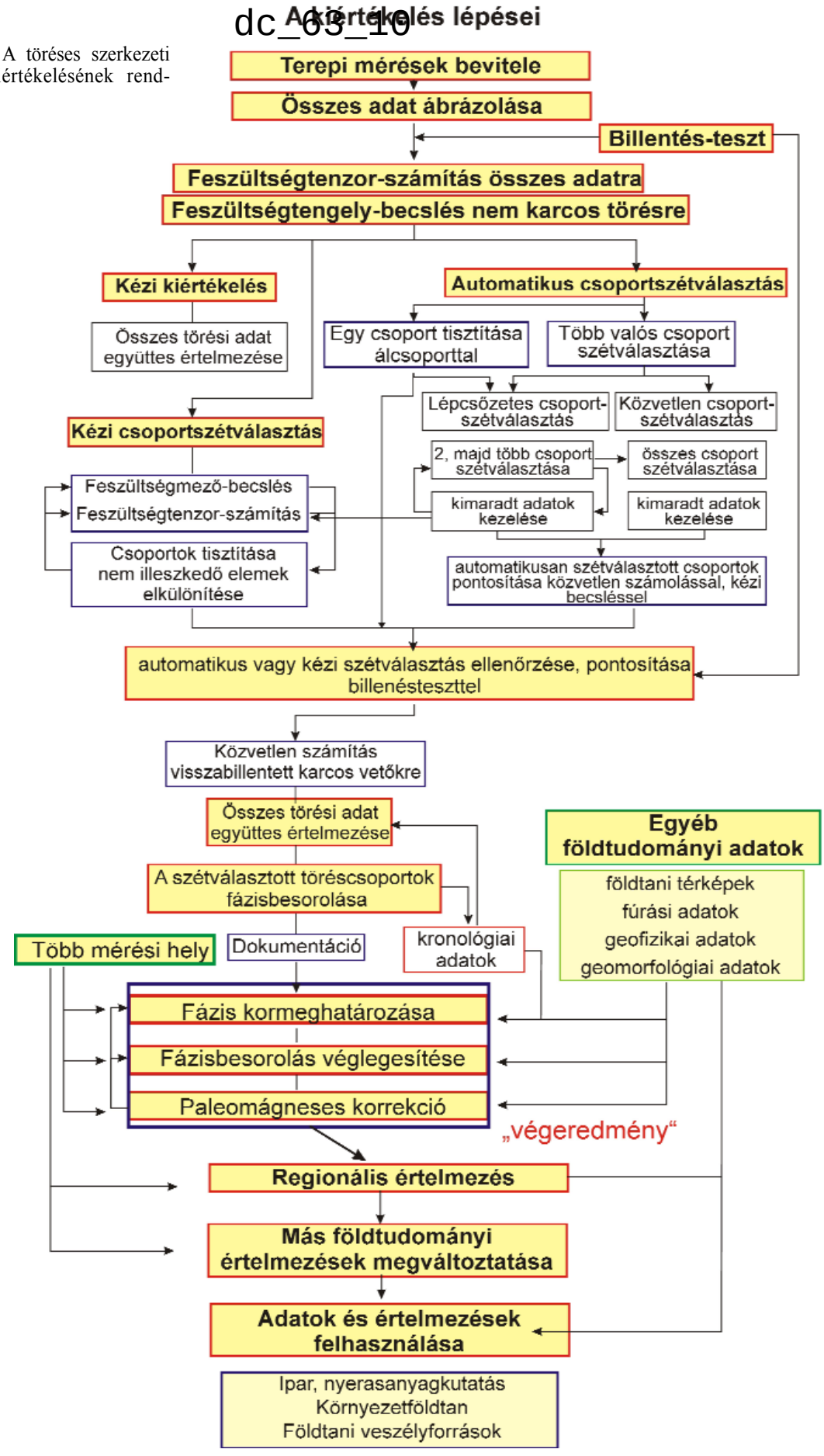
3.4.1. Első lépések és tenzorszámítás

A következőkben ismertetem a kiértékelés menetét, amelyet vizsgálataim során dolgoztam ki. Bár e munkában igyekeztem következetesen használni minden megjelölt kiértékelési lépést, és így egyfajta kodifikációt bevezetni, de nem kívánom ezt merev rendszernek tekinteni; minden kiértékelő kidolgozhat saját rendszert. Az általam alkalmazott lépések és kölcsönhatásaik vázlatos menete a 3.6. ábrán látható. Világos, hogy az egyes lépések kihatnak egymásra, időbeni egymásutániságuk változhat. A kiértékelési lépések betartásának előnye, hogy azok bármikor tovább folytathatóak és fejleszthetőek, ha újabb adat, szempont merül fel.

A terepi szerkezeti mérések számítógépes kiértékelésének első lépése az adatbevitel (3.6. ábra). Papíron vagy pauszon való kiértékelésnél értelemszerűen ez a lépés kimarad, és közvetlen a kézi szétválasztás következik. Angelier program-moduljának részletes technikai ismertetésétől eltekintve, kiemelek néhány fontos momentumot, amelyet alkalmaztam. Az adatbevitel során igyekeztem az összes jegyzőkönyvi megjegyzést is az adatsorba illeszteni. Bejelöltem az elvetéseket is, bár nem kíséreltem meg az elvetésekkel való súlyozást (a modul erre lehetőséget ad súlyozott számításra, ha minden vetőre súlyozást alkalmazunk). A mai software-ekkel lehetőség van képek és terepi rajzok illesztésére, ennek következetes használata a jövő lehetősége, a dolgozatban ezzel ritkán éltem direkt, az adatsor elemzésének közvetlen bemutatásakor.

A karcos vetők esetében a kinematikai meghatározásnak nagyon nagy jelentősége van. A terepi beosztást a biztos és valószínű jellegnél megtartottam. A feltételezett jellegnél és a nem meghatározott terepi jellegnél gyakran éltem a „kettős bevitel” lehetőségével, vagyis hogy a karcot mindkét lehetséges jelleggel feltüntettem. A kiértékelés során válhat világossá, hogy melyik jelleg illeszkedik jobban más adatokon megfigyelt vagy kikövetkeztetett jelleggel. Egy olyan feltételezett normálvető

dc_63_10



3.6. ábra. A töréses szerkezeti elemek kiértékelésének rendszere

jellege „biztosabbá” válik, ha párhuzamos más, közeli dőlésű–csapású, biztos vagy valószínű kinematikájú normálvetővel. Gyakran éppen ez a párhuzamosság vagy más kinematikai rokonság az, ami a konkrét vetőn egyébként nem látható kinematikai jelzőket helyettesíti. Az is lehetséges, hogy a terepen feltételezettnek határozott jelleget a kiértékelésben megfordítjuk. Egy kilógó feltételezett rátolódás feltételezett normálvetőnek vehető, ha a többi vető jellege normál és párhuzamos a feltételezett rátolódással. Világos, hogy ez a lépés szubjektív és kritizálható, esetleg tévedésekhez is vezethet. Az is kockázatos lenne azonban, ha egy rátolódásos fázis létét éppen egy bizonytalan kinematikájú vetőre alapoznánk, amely egyébként biztos normálvetőkkel párhuzamos. E folyamat során egy értelmezés biztos rossz: amelyik minkét feltételezett kinematikát felhasználja a feltárás törésképének jellemzésére.

Az adatbevitelt érdemes két lépéssel zárni: egyrészt az adatokat megjeleníteni, illetve billentésteszt végezni. Az adatmegjelenítés sztereogramokon történik; Angelier programjai Schmid-háló alsó vetületi félgömbjét használják. A sztereogramoknak kidolgozott szimbólumrendszere van, amelyet az 1. függeléken mutatok be. A sztereogramokhoz először egy úgynevezett plot állományt kell készíteni, az ábrázolandó szerkezeti elemekkel (DIAGRA modul). Ennek megjelenítése lehetséges monitoron is a programcsomag Vision moduljával.

Az össszes adat ábrázolását az utóbbi 4-5 évben szisztematikusan a következő bontásban végzem: 3 sztereogram, elsőként a karcos és nem karcos vetők, deformációs szalagok, nyírási síkokzónák, másodikként a kőzetrések, ásványos erek, üledékes vagy magmás telérek, sztilolitok, végül a dőlések, redőtengelyek, palássági síkok kerülnek ábrázolásra (2. függelék). A billenésteszt korai elvégzésének az az előnye, hogy segíti a későbbi csoportszétválasztást. Természetesen a tesztet a későbbiekben esetleg szétválasztott fázisokra, csoportokra is el kell végezni, így e lépés tulajdonképpen többször megjelenik (3.6. ábra). Az is lehet, hogy erősen deformált helyeken a feszültségtenzorszámítás és billentésteszt több körben is ismétlendő.

A várhatóan nagy számú sztereogram miatt bevezettem a kiértékelés menetének követését. Ezt és a végső értelmezést régebben Word, ma Corel állományban szemléltettem. Ezen Microsoft programokba való illesztéshez szükséges a plot állományok hpgl formátumba való konvertálása, ezt a TRADUC modul végzi. Az adatbevitelkor adatállományok (D*), az adatkiértékelés során feszültségtenzor-számítási állományok (T*, T*_au*), rajzállományok (P*), és hpgl formátumra konvertált rajzállományok (H*), és mindezek billentett adatállományai (D*Ti, T*_til, P*Ti, H*_til) keletkeznek (2. függelék)[6].

A kiértékelés következő lépése az összes adatra végzett tenzorszámítás, illetve kevés karcos vető esetén a feszültségmező-becslés. Amennyiben minden karcos vető egy tenzorhoz illik, és amennyiben az egyéb elemeknél is csak egy fázis léte valószínű, úgy a következő lépés, az adatok kézi kiértékelése már csak a megjelenítés pontosságát (szépségét) szolgálja.

Az alkalmazott kiértékelés mindig tartalmaz kézi lépéseket. Azt nevezem annak, amikor az értelmezés csak a CorelDraw állományban áll elő és nem keletkezik az adatsorból közvetlenül levezetett plot, tensor vagy hpgl állomány. Corelben ugyanis könnyű az összes nem karcos elem csoportosítása, sokkal rugalmasabb, mint az adatsorban közvetlenül plot állomány készítése, majd annak konverziója hpgl formátumra. Világos, hogy a kézi kiértékelésnek nincs hatása az eredeti adatállományra, és nem eredményez tenzorszámítást.

[6] A keletkező állományokat lehetőség szerint szisztematikus névadással különítettem el. A régi operációs rendszerekben a név 8 karakterre limitált volt, és ez a határ a modulokban ma is él. Ezért a tömör, gyakran kódszerű névhalmaz. A hpgl, corel állományokban ilyen határ nincs, itt igyekeztem hosszabb, jellegzetesebb neveket találni. Minden esetben célszerű volt a mérési hely nevére utaló kódot, a kiértékelés típusát (kézi vagy automatikus, *_au), a visszabillentett állapotot (*_til), a felhasznált csoportkódot feltüntetnem.

Amennyiben nincs legalább 4 karcos vető, úgy az adatok kézi kiértékelésre kerülnek (3.6. ábra). Ennek során a töréses szerkezeti elemeket feszültségtípusokra bontom, amelyek egységes feszültségmezőben keletkezhettek. A letisztított csoportra megadtam a becsült feszültségtengelyeket, és a mező típusát. A képlékeny szerkezetekre is megtartottam a feszültségtengelyekkel egyező jeleket, habár itt sokkal inkább a teljes vagy pillanatnyi deformációs ellipszoid tengelyei lennének helyesek, azaz a rövidülés-megnyúlás irányára lenne szükség.

A karcokat a feszültségmező-számító modullal kezeljük (TENSOR). Első lépésben érdemes az összes karcra kiszámolni a lehetséges feszültségtenzort. Hogy e tenzor mennyiben jellemzi a vetőt, azt szubjektíven ugyan, de egy objektív mérce segítségével dönti el a kiértékelő. Ebben több paraméter segít, ebből én kettőt használtam aktívan, mivel ez szemléletes és megjelenik a végső, tömörített eredmény-sorban is. Figyelni kell az „illeszkedési szöget” (ANG) és az „illeszkedési nyíróvektort” (RUP). Előbbi a mért vetőkarc és a kiszámolt tenzor alapján a vetőkre egyedileg visszaszámolt „ideális karc” közötti szög-különbséget jelenti. Ez teljes egybeesésnél nulla, jó illeszkedésnél kisebb, mint 22,5°, míg 180° azt jelentené, hogy a mért karc pontosan fordítottja az ideálisnak.

Az „illeszkedési nyíróvektor” pedig azt mutatja meg, hogy a vetőre visszaszámolt nyírófeszültség-vektor hogy viszonyul a csúszáshoz szükséges vektor abszolút értékéhez. Ha ez az eltérés nagy, akkor a mért karc ugyan a számolt tenzorból visszaszámolt ideális karc irányában van, de a nyíróvektor nagysága tulajdonképpen nem lenne elégséges a csúszás kiváltásához. Ez abból adódhat, hogy a sík nincs ideális irányban ahhoz, hogy rajta csúszás jöjjön létre. A számítási állományban a 23–44° és a 45° feletti illeszkedési szög (0-49° és 50° RUP érték) fölötti vetőket külön is számon tartják, ezeket én is így tüntettem fel. Nyilván néhány 23° körüli szögeltérés az ANG kritériumban nem okoz gondot, de 45° feletti szögeltérés esetén a legtöbbször kizártam a vetőt az adott vetőcsoportból. Az ANG és RUP kritérium többször nem ugyanazon vetőkre jelez eltérést a feszültségtenzortól. Ilyenkor mérlegelni kell, hogy a problémás/rossz illeszkedés ellenére a vető a csoportban tartható-e vagy sem.

Ha minden mért karc illeszkedik egy feszültségtenzorhoz, úgy a vetőket létrehozó feszültségmezőt ismertnek tekinthetjük. Az eredményt ábrázoljuk, a főfeszültségtengelyek és vetők megjelenítésével. „Kézi kiértékeléssel” illeszthetjük a nem karcos vetőket, illetve egyéb szerkezeti adatokat is. Mindezek a Corel állományban megfelelő jelekkel és adatokkal megjeleníthetők.

3.4.2. Csoportszétválasztás

Ha az összes karc nem illeszkedik megfelelő módon egy feszültségtenzorhoz, csoportszétválasztás következik. A kiértékelés két módon folyhat tovább: lehetőség van kézi szétválasztásra, illetve automatikus szétválasztásra egy megfelelő modul (PHASES) segítségével (3.6. ábra). Az esetek nagy részében a kettő valamilyen kombinációja vezet a legjobb eredményre. Csoportszétválasztásra kerülhet sor akkor is, ha a nem karcos szerkezeti elemek feltételezhetően több fázisban keletkeztek; értelemszerűen ekkor kézi szétválasztás történik.

3.4.2.1. Kézi és automatikus csoportszétválasztás

A kézi szétválasztásnál valamilyen szempont szerint a kiértékelő az adatállományban csoportosítja az adatokat. Erre az adatállományban az úgynevezett „csoportkód-mező” szolgál, de elvégezhető a Corel állományban grafikusan is. A csoportosítás alapja leggyakrabban azonos irányú és kinematikájú törések, Mohr-töréspárok keresése, vagy például felülíró karcok elkülönítése. Az adatállományból ezek után az egyes csoportokhoz vagy azok kombinációjához tartozó adatokra

végezhető a feszültségtenzor-számítás. Ha a csoportokra az illeszkedés jó, a számítás befejeződött. Ha további adatok mutatnak eltéréseket, akkor a csoport(ok) tartalmának finomítása szükséges, vagy esetleg új csoportok létrehozása kívánatos. Ez számos ciklusban történhet, hiszen egy vetőnek egyik csoportból a másikba történő áthelyezése módosíthatja mindkét feszültségtenzor értékét. Mi több, a legjobb illeszkedés megtalálása elvileg úgy történne, hogy a nem illeszkedő adatok csoportbeosztását egyesével változtatjuk, majd elvégezzük a számítást. A gyakorlatban a nem illeszkedő adatokat igyekszünk bontani, kisebb csoportokra osztani, és azok kombinációira tenzorszámítást végezni. Ekkor a biztosnak tűnő vetőcsoporthoz fokozatosan adjuk hozzá a bizonytalanabb hovatartozású csoportokat, és így komplex csoportot képezünk.

Az automatikus csoportszétválasztási modulban el kell dönteni, hogy hány feszültségmezőt tételezünk fel, mely létrehozta a törések együttesét. Ennek számát, csoportkódját, illetve a feszültségi főtengelyek körülbelüli irányát megadva, a modul megkeresi azokat a vetőket, mely a csoportokhoz tartozik. Egy feszültségtípushoz való illeszkedés határértéke megadható, tehát „tiszta” csoportok keletkeznek. Ha nem maradt ki adat valamelyik kiindulási feszültségmezőből sem, akkor a számítás befejeződött. Ha sok kimaradó adat keletkezett, a szétválasztást tovább kell folytatni, vagy más feszültségtengelyek megadásával, vagy több lehetséges csoport bevezetésével (3.6. ábra).

Minden számítási ciklusnál indulhatunk a teljes adatállományból, de lehetséges olyan választás, amikor bizonyos csoportkódú vetők nem szerepelnek a szétválasztandók között, mivel azok esetében nem feltételezzük, hogy a szétválasztani kívánt feszültségmezőkbe tartoznak. Végül, az is lehet, hogy a kimaradt adatokat közvetlen tenzorszámításba visszük a kézi szétválasztás módszerével. Ekkor jó illeszkedés nem, de esetleg elfogadható illeszkedés előállhat, és a vetőcsoportok tovább finomíthatók.

A kiértékelésben az egyszerűbbtől a bonyolultabb lehetőség felé haladtam, ezt nevezem fokozatos vagy lépcsőzetes szétválasztásnak (3.6. ábra). Tehát először két csoportot próbáltam meghatározni, és harmadikat (továbbiakat) csak akkor tételeztem fel, ha a két fázishoz képest is volt még elég adat. Ha a folyamat végére előállt a feltételezhető feszültségmezők száma, érdemes végigfuttatni egy olyan szétválasztást, amely egyből az adott számú fázisra készíti el a szétválasztást, ezt közvetlen szétválasztásnak nevezem. Néhány adat ugyanis máshova kerülhet, ha nem fokozatosan, hanem közvetlenül történik a szétválasztás. Ez földtanilag érthető, hiszen lehet olyan adat, amely gyengén, de illeszkedik egy másodikként megadott feszültségmezőhöz, de jobban egy harmadikként megadotthoz; ilyenkor csoport-váltás történhet a közvetlen szétválasztás során. 3 vagy több fázis esetében tulajdonképpen a közvetlen csoportszétválasztás tekinthető a végső megoldásnak. Munkám során az egyes számításhoz tartozó adatállományokat, számítási állományokat, a jellemző sztereogramokat elmentettem, sorszámoztam (1-2. függelék, mérési pontnév_aui, ahol i=1, 2, n).

3.4.2.2. Kézi és automatikus szétválasztás kombinálása

Az automatikus csoportszétválasztó modul lehetőséget ad arra, hogy a kézi letisztítás folyamatát meggyorsítsuk olyan esetben, amikor csak egy feszültségmezőhöz tartozó karcos vetőadataink vannak, de nehéz eldönteni, melyek nem illeszkednek egy tenzorhoz. Ekkor az automatikus szétválasztás úgy használható, hogy a számítás megkezdésekor a szétválasztani kívánt feszültségmezőt és egy olyat adunk meg, melyhez valószínűleg nem tartozik majd adat, ez utóbbit álcsoportnak nevezem (3.6. ábra). Ilyen lehet például egy kompressziós feszültségtípus normálvetős és eltolódásos karcok esetében. Így a „tiszta” csoport meghatározása mellett a kimaradt adatok egyszerre leválasztódnak.

Ez a módszer aztán a kézi szétválasztással, kiértékeléssel kombinálódhat, amennyiben a kimaradt karcos vetőket tovább csoportosítjuk. Az álcsoport-módszer a lépcsőzetes módszer bármelyik lépéséhez is kapcsolódhat, oly módon, hogy azt a korábbi értékelésből kimaradt, feszültségtenzorhoz nem sorolt adatokra végezzük el. Így egyesével növelhető a fázisok száma, kettőről háromra és tovább.

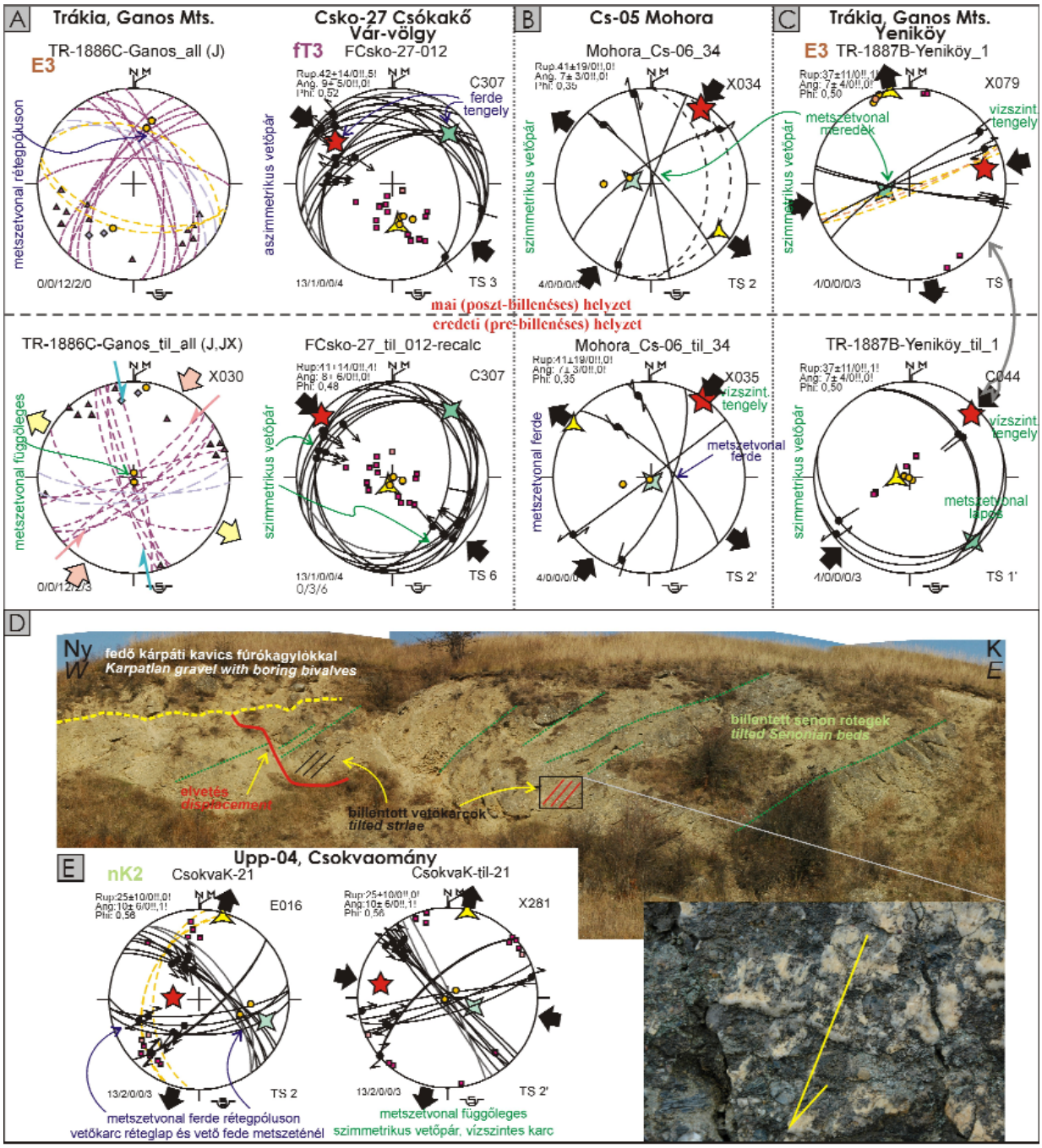
3.4.3. Billenésteszt

A kiértékelés fontos része a billentésteszt elvégzése (3.6. ábra). Erre minden alkalommal sort kell keríteni, amikor a rétegdőlés meghaladja a 10°-t. A kibillenés ugyanis egy olyan fontos momentum, amely egyrészt maga is deformációs esemény, másrészt alapvető támpont a törések relatív kronológiájában: a törés lehet ugyanis a kibillenés előtti, alatti, és az utáni. Ha ismerjük a kibillenés korát, akkor ez rögtön korbecslést is jelent. Ha pedig ismerjük a kibillenést kiváltó deformáció jellegét, akkor lehetőség adódik az egyes deformációs események, vagy fázisok (feszültségmezők) közötti relatív sorrend megállapítására. Az utóbbi években több új értelmezés a kibillenés fontosságának felismerése miatt jöhetett létre. Ez segítheti például a mezozoos deformációk azonosítását, hiszen a Dunántúli-középhegység rétegsorának közepes kibillenése az eocén előtti szinte minden esetben.

A billenéstesztet nyilván sztereogramokon végezzük, bár a kibillenéshez való viszonyt célszerű már a terepen is legalább részben felismerni. A billenésteszt alapvetése az, hogy a törésrendszerek (például Mohr-párok) szimmetria-síkja az elvi fizikai modell szerint a függőleges síkban van. Ha a szimmetria-sík merőleges vagy éppen ferde a rétegzésre, akkor kibillenés előtti vagy utáni törésekkel van dolgunk (3.7. ábra). Amikor a két kép között nincs érdemi különbség, vagy a szimmetria nem javul a billenésteszt során, akkor a teszt nem ad eredményt. A vetőcsoport kibillenésének sztereografikusan megjelenő jelei a következők: a feszültségtengelyek ferdék, (akár mindhárom is lehet ferde), de közel vannak a réteglap vetületéhez. Hasonlóan, a vetőkarcok ferdék, de ugyanakkor közel vannak a vetőlap és a réteglap metszetéhez (3.7a,b,c ábra). Karc nélküli vetőknél pedig a kiegészítő Mohr-töréspár metszetvonala esik a réteglapra, azaz szimmetria-síkjuk merőleges a rétegzésre. Mindhárom jelenség a sztereogramon nagyszerűen látható, de az utolsó kettő terepen is jól felismerhető. A visszabillentés során változhat a vető kinematikai jellege (például normálvetőről rátolódásra). Ha kevert kinematikájú vetőrendszer homogénné válik, ez is a kibillenés előtti keletkezés jele (2. függelék, Lapi-2-taK1_1, Lapi-2-taK1_til_1). Jó terepi példa erre a Csokvaomány adatsora, ahol a vetőkön mindig ferde karcok mérhetők. Korrigálva a rétegek jelentős dőlését, szép eltolódáspár adódik, függőleges metszetvonallal, vízszintes karcokkal (3.7d,e ábra). A gyűrődés tehát itt az eltolódás utáni.

A töréses elemek és a számított feszültségtengelyek a visszabillentés során szintén egy kibillenés előtti helyzetbe kerülnek (erre a ROTILT modult használtam). Erősen kibillent adatsor esetén érdemes a visszabillentett adatokon újra elvégezni a számítást, mert a mai helyzetben mért és a visszabillentett adatokra kissé eltérő feszültségtengelyek is kaphatók. Mivel a csoportok ekkor már ismertek, azokra általában közvetlen tenzorszámítás végezhető (3.6. ábra). Az eltérésre elvi ok nincs, de talán azzal magyarázható, hogy a software a tengelyek keresése során olyan tengelyhelyzeteket részesít előnyben, ahol azok közel vízszintesek. Mivel ez korai, kibillenés előtt létrejött vetőknél messze nem igaz, érdemes az újraszámítást is elvégezni.

Elvileg lehetséges, hogy egy eltolódás nem teljesen vízszintes karcú. Sőt, az is lehet, hogy a ferdén létrejött karc éppenséggel párhuzamos a rétegzéssel. Ekkor azonban úgynevezett irányított karcról van szó, ahol a vetők menti mozgást nem a feszültségmező, hanem geometriai szorító



3.7. ábra. A vetők kibillenésének jelei, és a billenésteszt eredménye 4 feltárásban. A billenésteszt pozitív (A), negatív (B), vagy nem konkluzív (C); azaz a vetők kibillenés előttiek (A), utániak (B), a sorrend nem eldönthető (C), mivel utóbbi esetben nagyjából szimmerikus vetőmintát és közel vízszintes tengelyeket kaptunk. Zölddel az adott helyzet melletti, kékkel az elleni megfigyelések. D) kibillent (gyűrt) senon rétegek a csokvaományi vasútállomásnál (Upp-04). A kiemelt részlet ferde jobbos-normál karcot mutat. E) A billenésteszt igazolja a vetők gyűrődés előtti korát.

körülmények okozzák. Két ilyen esetet említek: például függőleges eltolódás kissé kibillent rétegsort metsz. Ekkor a rétegeken rátolódások is létrejöhetnek, amelyek karcai a réteglapon vannak és párhuzamosak az eltolódással. Fordítva is lehetséges, a rátolódások között egy kisebb függőleges törés eltolódásként reaktiválódik. Ekkor ez eltolódásos karcok lesznek ferdék és a rátolódással párhuzamosak. Bár az irányított karcok terepi felismerése nem könnyű, de általában nem illeszkednek az „igazi” feszültségtenzorhoz.

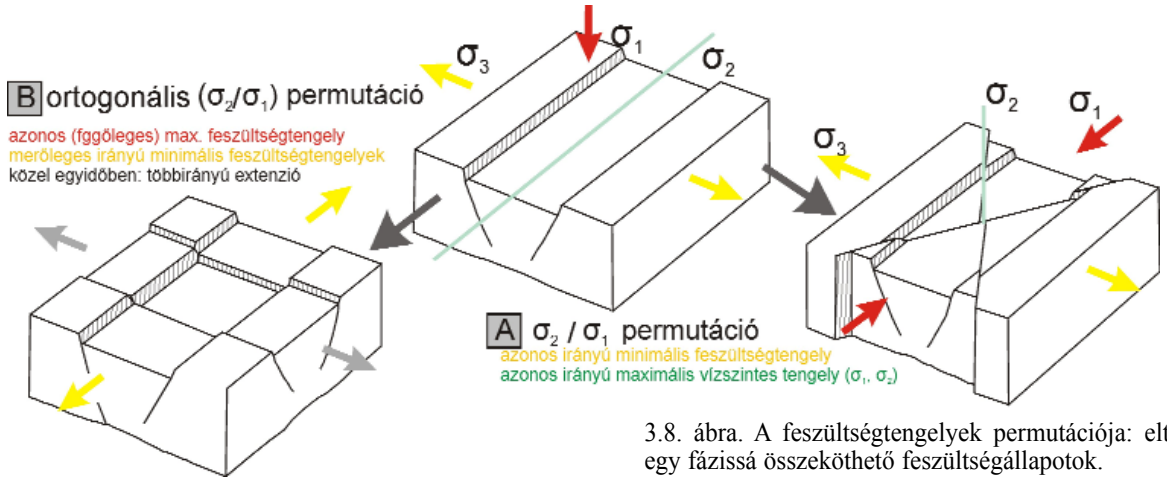
3.4.4. Fázisbesorolás, epizódok

A kiértékelés következő lépése a töréseket létrehozó feszültségtípusok fázisokba és epizódokba való sorolása (3.6. ábra). Ennek során el kell dönteni, a meghatározott feszültségtípusok hány és milyen feszültségmezőbe sorolhatók, majd azt meghatározni, hogy ez mely regionális deformációs fázist jellemzi.

A legegyszerűbb esetben egy jellemző feszültségtípus (például eltolódásos) megfeleltethető egy regionális fázisnak, melynek feszültségmezeje típusát tekintve homogén. Az értékét tekintve is homogén feszültségmező fennállásához az kellene, hogy a feszültségállapot minden pontban azonos legyen, azaz a feszültségtengelyek iránya és abszolút értéke is megegyezzen. Nyilván, ez a földtani térben nem áll fenn, de a feszültségmező-számítások az adatok forrásterületére (például egy kőfejtőre) vonatkozóan ezzel az egyszerűsítéssel élnek.

A feszültségmező inhomogenitásának legfőbb jellemzője az irányokban való kisebb nagyobb eltérés. A szerkezetföldtani gyakorlatban 10-15°-os trajektória-hajladozást nem tekintünk szignifikánsnak, hacsak nincs valami konkrét adat a kis eltérés korbeli különbségére. Az inhomogén feszültségmező általános léte jól mutatja, hogy távolabbi feltárásokból származó adatok együttes kezelése nyilván nem adja meg a pontos feszültségmezőt. Finoman fogalmazva is egy átlagolt, simított feszültségadathoz jutunk, ami regionális közelítésre megfelelő lehet, helyi elemzésre jóval kevésbé. Ezért is törekedtem arra, hogy minden megfigyelési pontból származó mérési adatokat önállóan kíséreljek meg feszültségmező-becslést adni.

Gyakori, hogy két eltérő feszültségtípust sorolunk egy fázisba. Ez akkor fordul elő, amikor eltolódásokat és normálvetőket nem lehet egy feszültségállapotba helyezni, mivel a számítások rossz illeszkedést mutatnak. Ha viszont a két maximális vízszintes főfeszültségtengely helyzete a két feszültségállapotban azonos, feltételezhetjük, hogy a két feszültségállapot egy fázishoz tartozik, de időben vagy térben egymással váltakozik. Ezt nevezzük a feszültségtengelyek permutációjának, amire például Angelier & Bergerat (1983) adott példát (3.8. ábra). A permutációs viszonyban lévő feszültségállapotok együtt adják ki a teljes feszültségmezőt. A felhozott példában a feszültségmezőt transztenziósak nevezem, habár ez a kifejezés kissé eltér a transztenzió (és transzpresszió), meghatározásától (Sanderson & Marchini 1984), ami jobban a deformációra alapul. Előfordulhat az is, hogy a σ_2 és σ_3 tengelyek permutálódnak, főleg, ha nagyságuk egymáshoz közeli. Ha ez időben többször előfordul, akkor a széthúzás iránya gyengén kontrollált, és többirányú extenzióról van szó (multidirectional extension). Ez is lehet egy fázis része, ha időben nincs különbség a két merőleges extenziós állapot között.



3.8. ábra. A feszültségtengelyek permutációja: eltérő, de egy fázissá összeköthető feszültségállapotok.

Ha a két azonos tengelyirányú feszültségállapot időben szétválasztható, akkor vagy egy fázis két epizódjának, vagy esetleg akár két önálló fázisnak tekinthetjük azokat. Utóbbi esetben a két feszültségtípusnak időben jól el kell különülniük, bár a két elválasztott feszültségmezőben van hasonlóság, ami az egyik azonos tengely iránya.

A fázisbesorolásnál figyelembe kell venni, hogy azonos feszültségtípusok is kerülhetnek eltérő fázisba, ha arra relatív kronológiai adat vagy egyéb bélyeg utal. Ez az eset, amikor egy feszültségmező hosszú idegi ural egy adott területet, de a szerkezetek kora alapján időbeni különbség tehető és a szerkezetek fázisokra bonthatók, nem a feszültségmező, hanem kronológiai adatok alapján.

Mivel a kibillenés az egyik legfontosabb deformációs elem, és relatív kronológiai kritérium, érdemes szerepét a fázisbesorolásban említeni. A kibillenést kiváltó feszültségmező nagyon hasonló lehet a kibillenés előtt vagy után létezővel. A hasonlóság általában a tengelyek irányában (vagy vízszintesre vetített irányában) állhat fenn. Ilyen hasonlóság akkor léphet fel, ha a kibillenés az egyik feszültségtengelyhez közeli tengely mentén megy vége. Ha nincs nagy időbeni különbség a két esemény között, akkor azt két epizódnak vehetjük, melyek egy fázison belül, ugyanolyan jellegű feszültségmezőben ment végbe. A két epizód feszültségmezője között van azért egy enyhe a különbség, vagyis a korábbi, ma már kibillent vetőkből rekonstruált feszültségmező trajektóriái a kőzetben ferdén futnak, míg a kibillenés utáni deformáció esetén elvileg közel vízszintesek. Ha viszont igazolható a jelentős időbeni különbség, akkor két fázisról beszélhetünk, amelynek feszültségmezői hasonlóak ugyan, de kissé eltérőek.

A fentiekből látható, hogy a területet ért deformációs fázisok és a feszültségmezők (feszültségállapotok) száma nem feltétlen lenne ugyanaz. Munkámban a hazánk területén azonosított deformációs fázisokat D1–D13-mal jelölöm, a feszültségmezőket pedig S1–S13-mal. Mint látni fogjuk, például a D6–D8 fázisok jellemzésére egy feszültségmező (mondjuk S6) is elegendő lenne, ha csak a feszültségtengelyek geometriai jellemvonásait (tengelyirányait) vennénk figyelembe. Azonban, a jelen munka keretében a feszültségtengelyek kibillentettségét és korát is elkülönítő bélyegnek tartom, így a D6, D7, D8 fázisnak az S6, S7, S8 feszültségmező felel meg. Így a feszültségmezők száma azonos lesz, és elkerülhető lesz a számok és jelek közötti kavarodás. Ha nem emelem ki külön, a Di jel (i=1–13) deformációs fázist és feszültségmezőt egyaránt jelölhet.

3.4.5. A feszültségmezők, deformációs fázisok korának meghatározása

Nagyon nagy jelentőségű, nehéz és körültekintést igénylő feladat a meghatározott feszültségállapotok, feszültségmezők, fázisok és epizódok korának meghatározása. Ennek két fő vonulata van, a „relatív” és „közvetlen” korhatározás, amihez járul még a deformált kőzet kora, esetleg az azt ért metamorfózis korának ismerete. Egy további, általam egyre gyakrabban használt relatív kronológiai lehetőség a deformáció és a felszínformák, felszínalakulási események közötti viszony feltárása, ami a magyar középhegységekben igencsak gyakran lehetséges (Csillag et al. 2009). Ugyancsak növekvő számúak a szindiagenetikus szerkezetek.

A kormeghatározásban már jelentős szerepet játszhat minden olyan információ, mely a környezet egyéb földtani, geofizikai, geomorfológiai adataiból következik. Ezen „háttértudás” miatt nehéz azt mondani, hogy a korbeosztás csak az adott pont adataira támaszkodik, az elemző elme szeretne előresietni és gyorsan regionális eredményre ugorni. A lehetőséghez képest azonban törekedni kell arra, hogy legyen olyan lépés, amikor csak a pontban elérhető korbeli adatra támaszkodva adunk korokat a feszültségmezőknek. Ezt hangsúlyozandó, az utóbbi években a sztereogramokon jelöltem, milyen relatív sorrend adható a szétválasztott csoportokra csak a pont alapján.

3.4.5.1. A deformált kőzet kora

Értelemszerűen ez az egyik legfontosabb és legnyilvánvalóbb adat a deformált kőzet kora. Ez általában meglehetősen jól ismert, de a kormeghatározás pontosságának ismerete fontos tényező. Gyakran használjuk azonban pontatlanul a kőzet korából a deformáció korára való következtetést. Például egy szarmatában mért törésrendszer nem feltétlenül fiatalabb szarmatánál, maradhat egy kis idő a szarmata végén is a deformációra. Hasonlóan, egy késő-apti–kora-albai formáción, mint a Tatai Formáción mért törések nem feltétlen fiatalabbak a kora-albainál. Éppenséggel a kora-albai 4-5 millió év hosszú, és a Tati F. csak a kora-albai legelején jött létre (Szives 1999), így marad idő kora-albai törésre is. A szarmata, apti, albai, de általában is bármely földtani kronológiai egység elég hosszú ideig zajlott, hogy a kőzet kialakulása és deformációja „elférjen" benne. Az igazán helyes érvelés az lenne, hogy a deformáció nem lehet idősebb a kőzet koránál (aptinál). Mégis, az egyszerűsítő gyakorlatban, ha nem tudjuk, hogy a kőzet egy adott kronosztratigráfiai egységen belül mikor jött létre, akkor a deformáció minimális korát egy egységgel fiatalabbnak gondoljuk. Bár ez a megfogalmazás a rendelkezésre álló adatok alapján korrekt, de a valós deformációs kor mégis lehet azonos a kőzet korára megadott egységgel. A megfogalmazással tehát óvatosan kell bánnunk.

3.4.5.2. Metamorfózishoz való viszony

A töréses szerkezetek gyakran jelennek meg metamorfizálódott kőzetekben. A deformáció nyomás-hőmérséklet viszonyainak ismeretében szinte mindig a töréses deformáció a fiatalabb. Ha ismerjük a metamorfózis korát, akkor a törésekre alsó korhatár adható, ami szűkebb, mint a metamorfitok protolitjának kora. Ilyen esetet vizsgáltunk a Pohorjében, ahol a metamorf aljzat-képződményekben, de a metamorfizálódott granodiorit-intrúzióban is számos törést mértünk és feszültségmezőt azonosítottunk. Mivel a granodiorit keletkezési és metamorf kora is kora-miocén, így a benne észlelt törések ennél fiatalabbak.

3.4.5.3. Felszínformák és szerkezetek

A két jelenség között a leggyakoribb viszony, hogy bizonyos szerkezeti elemet egy lepusztulási felszín elmetsz. Ha a felszín üledékkel lefedődik, diszkordancia-felülethez jutunk. A fiatal felszínfejlődés esetében ilyen fedő még nem keletkezett, ekkor magát a lepusztulási felszínt látjuk. Mivel középhegységeinkben számos lepusztulási esemény nyomát érhetjük tetten (Kaiser 1997), a szerkezetekhez való viszonyt gyakran megadhatjuk. A magyar földtani elemzés élt is ezzel a lehetőséggel, hiszen a kainozoos képződmények talpán levő diszkordancia régóta jelentős deformációs események, például a bükki gyűrődés felső korhatárát adta. Más esetekben a korábbi lepusztulási felszín deformálódik, elvetődik vagy kibillen. A Dunántúli-középhegységben gyakori, hogy a korábbi deformált felszín a negyedidőszakban kitakaródik, felőle az üledék lepusztul. Ekkor a terepen is jól láthatóvá válik a felszín és az azt deformáló szerkezet. A vértesi térképezés során igen gyakran alkalmaztuk ezt a helyzetet, egyrészt, mint a deformáció jelzését, másrészt, mint annak minimum korát megadó relatív kronológiai elemet (Fodor et al. 2004, Csillag et al. 2002, 2004, 2009).

Az eredeti helyzetben megőrződött, még nem lefedett lepusztulási felszínek és felszíni formaelemek alapvetőek a neotektonikus deformációk azonosításában és azok korolásában. Elvetett hegylábfelszínek, teraszok, eltérített folyok, mind relatív (és néhány esetben közel „abszolút") kort adnak a deformációra. A Pannon-medence több pontján ezt gyakran alkalmaztuk is (Fodor et al. 2005a,c, 2007, Ruszkiczay-Rüdiger et al 2007, 2009).

3.4.5.4. A feszültségmezők és töréses szerkezetek közvetlen kormeghatározása

Ilyen adatunk van, ha a szerkezet kora egy viszonylag szűk időintervallumon belül megállapítható. A megadható szűk időtartamra utal a pontatlan „abszolút” jelző, illetve arra, hogy itt nem csak relatív sorrend tisztázható egyes események között, hanem egy esemény valamilyen pontosságú kora.

3.4.5.4.1. Szinszediment szerkezetek

A kormeghatározás szempontjából a legjobb eset, amikor a szerkezeti elem az üledékképződés alatt, szinszediment módon jött létre. Ekkor a szerkezet kora egyértelműen ismert. Ugyanakkor, ilyen szerkezetek esetében elég ritka, hogy a feszültségmező főtengelyei pontosan meghatározhatók legyenek. Egy szinszediment vető esetében a vetőkarc ritkán őrződik meg, e nélkül viszont a feszültségmező típusa és tengelyirányai nem adhatók meg pontosan, legfeljebb becsülhetjük azokat az elvetés milyenségéből és a vető csapásából.

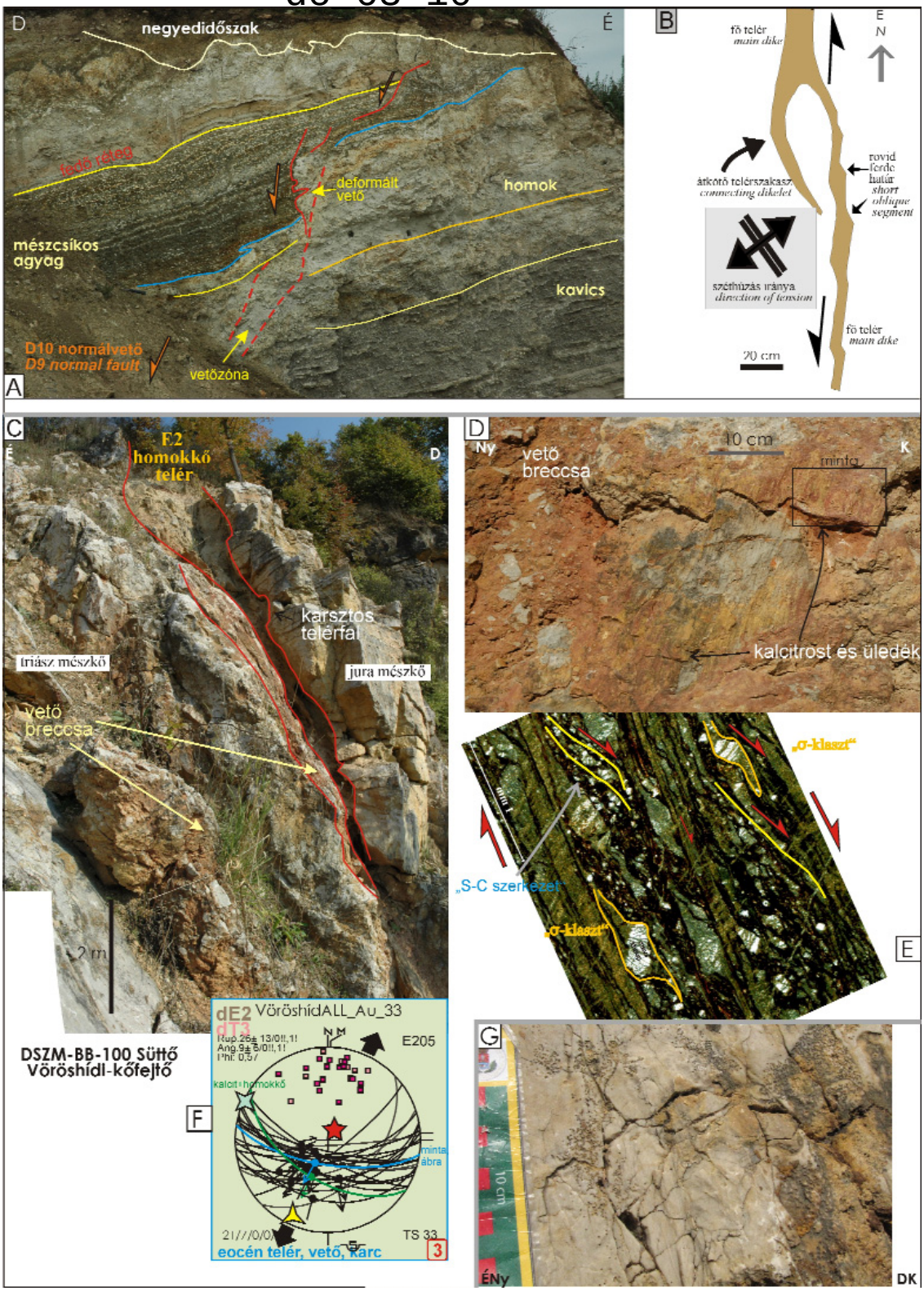
A *szinszediment normálvetők* esetében a levetett blokkban vastagabb üledéksor rakódott le, sőt, annak megfelelője a fennmaradt blokkban gyakran meg sem jelenik. Általános jellemvonás, hogy az elvetés felfelé csökken. Legtisztább, ha az elvetés a rétegsorban felfelé teljesen el is tűnik. Néhány cm elvetésű vetőknél azonban vigyázni kell, mert az elvetés eltűnése abból is adódhat, hogy a mozgást az üledék belső deformációja (például kompakciója) a vető két oldalán eltérően vette fel: erre adtam példát líbiai esetekben (Fodor et al. 2005e). A szinszediment eltolódás felismerése nehezebb, hiszen ott a két blokk eltérő rétegsora pusztán az elmozdulás miatt is létrejöhet, amikor a vető nem vastagságtartó sorozatokat metsz el.

A szinszediment mozgások másik altípusa, amikor a fennmaradt blokk egy része, és gyakran maga a vető is lepusztulást szenved, majd ezt a denudált felszínt fedi le az üledék. Ezek a szinszediment vetőletörések, melyekből a budai-hegységi eocénben és a vértesi pannóniai esetében többet azonosítottunk (Fodor et al. 1992a, 1994, 2005c, Fodor 2008).

Mivel a szinszediment mozgás esetében legalább az egyik blokkban nem konszolidálódott üledékek vannak, ezért gyakori azok üledékes deformációja, csúszása, áthalmozása: erre a budai-hegységbeli megfigyeléseink adnak példákat. Az is lehet, hogy a vető nem is egy síkszerű felület, hanem szélesebb zóna, ahol a nem konszolidált üledékek egymásba gyúródnak, és a korábbi elmozdulási sík is deformálódik. Ráadásul a későbbi diagenezis részben eltüntetheti a deformáció geometriai jellegeit. Erre mutat példát a 3.9a ábra, ahol a deformációs zóna ugyan nehezen látható, de a két blokk rétegsorának eltérése nyilvánvaló. A levetett és fennmaradt blokk üledékei plasztikusan, együttesen kicsit deformálódtak, mintegy egymásba gyűrődtek. A szinszediment vetők kora késő-szarmata, de a feszültségmező-besorolás D10 és D12 egyaránt lehet.

Gyakori szinszediment szerkezet az üledékes telér. Világos, hogy a telérek nem feltétlen síkszerűk és főleg injekciós teléreknél azok iránya nem is követi szorosan a regionális feszültségmezőből adódó irányt. Ezért üledékes telérek esetében nagyobb adatszám fontos lenne, bár nem mindig lehetséges. A Pannon-medencében a legtöbb üledékes telér talán az eocén deformáció alatt jött létre. A kitöltés márga, mészkő, homokkő, konglomerátum, melyek számos példáját Fodor et al. (1992a, 1994), Magyari (1994a, b, 1996) és Fodor & Magyari (2002) dokumentálta a Budai-hegységből, míg Sztanó & Fodor (1997) Nyergesújfaluból, Kercsmár (1995, 2005), Fodor (2008) a Vértesből.

Az üledékes telérek elvileg szakításos eredetű szerkezeti elemek, melyek a legkisebb főfeszültségtengelyre merőlegesek. Ugyanakkor, nem kizárt, hogy egyes telérek ferdén nyíltak ki, azaz közel nyírásos elemek. Ilyen hibrid, nyírásos és szakításos eredet közötti kőzetréseket Hancock (1985) különített el. Fodor & Magyari (2002) a Budai-hegységből említ olyan üledékes telért, mely mentén



3.9. ábra. A) Szinszediment vető a Sopronkőhida melletti feltárásban, szarmata rétegsorban. A levetett oldalon megmaradt mészgumós szürkészöld agyag kissé a talpi blokk homokjába nyomult. A deformáció lefele kavicsrétegeket vet, felfelé a zöld agyag felső része fedi. A kismértékű későbbi felújulás réteglap menti csúszással kombinálódik. B) ferdén kinyíló eocén márgatelér a Sas-hegyen (Fodor & Magyari 2002). C-F) Üledékes telér és a kinyíláshoz kapcsolható kinematikai indikátor a gerecsei új Vörös-hidi-bányában (DSZM-BB-10, Beke 2010 után). C) az eocén homokkő-telér képe triász és jura mészkövek között. D) a teléranyaggal váltakozó kalcitlépcsők makroszkópos és (E) mikroszkópos képe. F) a szerkezetek sztereogramja, melyek szinszediment eocén feszültségmezőben jött létre. G) Marószervezetek által megfúrt vetőlap (TARJ-02, Kun-Jáger et al. 1996).

elmozdulás is történt (3.9b ábra). Másrészt, a budai telérek változatos irányaiból sejthető, hogy nem lehetnek mind szakításos eredetűek, hanem vannak közöttük nyírásosak is.

Kivételesen szerencsés megfigyelést tettünk a Gerecsében, néhány olyan kőfejtőben, ahol a mezozoos karbonátokat eocén sziliciklasztos kitöltésűtelérek metszenek (3.9c ábra). A telérkitöltő homokkővel együttnövő kalcitlépcsőket tudtunk megfigyelni (3.9d ábra). A kalcit és üledék váltakozása csiszolatban jól látható. E mellett, az üledékben olyan szerkezetek, S-C palásságra emlékeztető nyírózónák, szigma-klasztok jelennek meg (3.9e ábra), amelyek általában képlékeny alakváltozást jeleznek (Beke 2010), de az adott üledékes esetben inkább plasztikus deformációról beszélhetünk. Ugyanakkor, a szerkezetek nyírási iránya világos, és így a feszültségmező rekonstruálható volt. Ez egy olyan ritka eset, amikor az üledékes telér menti mozgás, és annak iránya, feszültségmezeje megállapítható volt (3.9f ábra).

3.4.5.4.2. Magmás telérek, ásványos erek, magmatektonikus vonalak

A magmás telérek és ásványos erek eredetére a fent leírt gondolatmenet igaz. Elvileg szakításos eredetűek, de lehetnek nyírásosak, ferdén kinyílt elemek. A magmás telérek annyiban bonyolultak, hogy a telér létrejöttéhez nem kell feltétlen regionális húzófeszültségnek fennállnia, a feljutó magma felhasználhat régebbi repedést vagy maga hoz létre ilyet a kőzetben. A magmás telérek e mellett lokális feszültségmezőt is tükrözhetnek, hiszen kapcsolódhatnak egy vulkáni felépítményen, beszakadt kalderában fellépő helyi széthúzásos feszültséghez is. Nagyobb méretben radiális telérek kialakulása is így lehetséges. Talán ilyenre példa a Cserhát telérrendszere, amely eltérő irányú a Cserhát déli és a Mátra északi előterében. A líbiai Kufrah-medence keleti peremén számos olyan magmás szerkezet, (beszakadt kráter) található, melyek „magmatektonikus vonal" mentén helyezkednek el (Réti et al. in press). Feltételezhető, hogy a magma benyomulását aktív törés segítette, a szinmagmás deformációs fázis során. A magmás teléreket, ásványos ereket abszolút kormeghatározási adatokból vagy közvetett földtani ismeretekből datálhatjuk.

3.4.5.4.3. Bioperforált szerkezetek

A maga nemében különleges, de kor szempontból jól határozható a fúrókagylók, marószivacsok által érintett törésfelszín (3.9g ábra). A Pannon-medencében erre az eocén törések esetében van példa, de nemzetközi szinten más korból és szervezetek által érintve is ismertek „bioperforált szerkezetek", Montenat et al. (1987) szakkifejezését követve. A hazai eocén példákban a megmart törésfelszínek egy részén a vetőkarc is megőrződött, melyet a marószervezetek nem tüntettek el. Ilyen módon a vetők kinematikája is ismertté vált (Kercsmár 1995, 2005, Kun-Jáger et al. 1996), a feszültségadatok között ezek a legjobbak, hiszen mind a kor, mind a kinematika adott. Felvetődhet, hogy a marószervezetek jóval a csúszás (karc) után támadták meg a vetőfelszínt. Ez elvileg lehetséges, bár nehéz elképzelni, hogy a szervezetek által kedvelt, erősen hullámveréses övben egy nyílt tengernek kitett karcos vetőfelszín semmi elváltozást ne szenvedjen addig, amíg azt a marószervezetek megtámadják. Az viszont lehetséges, hogy egy kőzetrés régebben kialakult, majd egy újabb fázisban, a sziklás tengerpart kialakulásakor jön létre maga vetőkarc, amely mentén az egyik blokk a tengerbe csúszik, a feltáruló vetőkarcos lapot pedig fúró-, marószervezet támadják meg.

3.4.5.4.4. Lefedett szerkezetek

Közvetlen („abszolút") kormeghatározást, bár gyakran csak széles intervallumot adnak a lefedett szerkezetek. Ezeket fedheti hasonlóan települő fiatalabb vagy szögdiszkordanciával következő képződmény. Utóbbira jó példa a tatabányai Felsőgalla házai mögött, a triász mészkőben található vetőraj, melyet az eocén mészkő lefed; a szerkezetek keletkezésének lehetséges időintervalluma így

jura-lutéciai. Másik eset a Csokvaomány-vasúti bevágás, ahol a kibillent, elvetett senon kőzetet kárpáti kavics fedi (3.7d ábra). Mind a kibillenés, mind a korábbi vetők kárpáti előttiek. Igen gyakori a kvarter, mint a fiatalabb, szögdiszkordanciával települő képződmény: ebben az esetben a fedés nem rövidíti meg nagyon a deformáció lehetséges időtartamát; mivel azonban a fiatal deformációs kor kizárása is fontos, e fedőképződményt is rögzíteni kell(ene).

3.4.5.4.5. Üledékes deformációk

Ide tartoznak azok a deformációs jegyek, melyek az üledék mozgása során jöttek létre, mint például üledékcsuszamlási redők, gravitációs tömegmozgások, szeizmitek stb, melyek kora jól ismert. Bár ezek a mobilis aljzat megállapításához hasznosak, a valódi tektonikus szerkezetek datáláshoz ritkán adnak segítséget. Például a gyakran emlegetett slump redők tengelyét a lejtővel párhuzamosnak gondolták, de az újabb elemzések (Strachan & Alsop 2006) ezt cáfolják: a slump-redők tengelyiránya a lecsúszott test belső deformációját tükrözi és időben változik.

3.4.5.5. „Szin-diagenetikus" szerkezetek

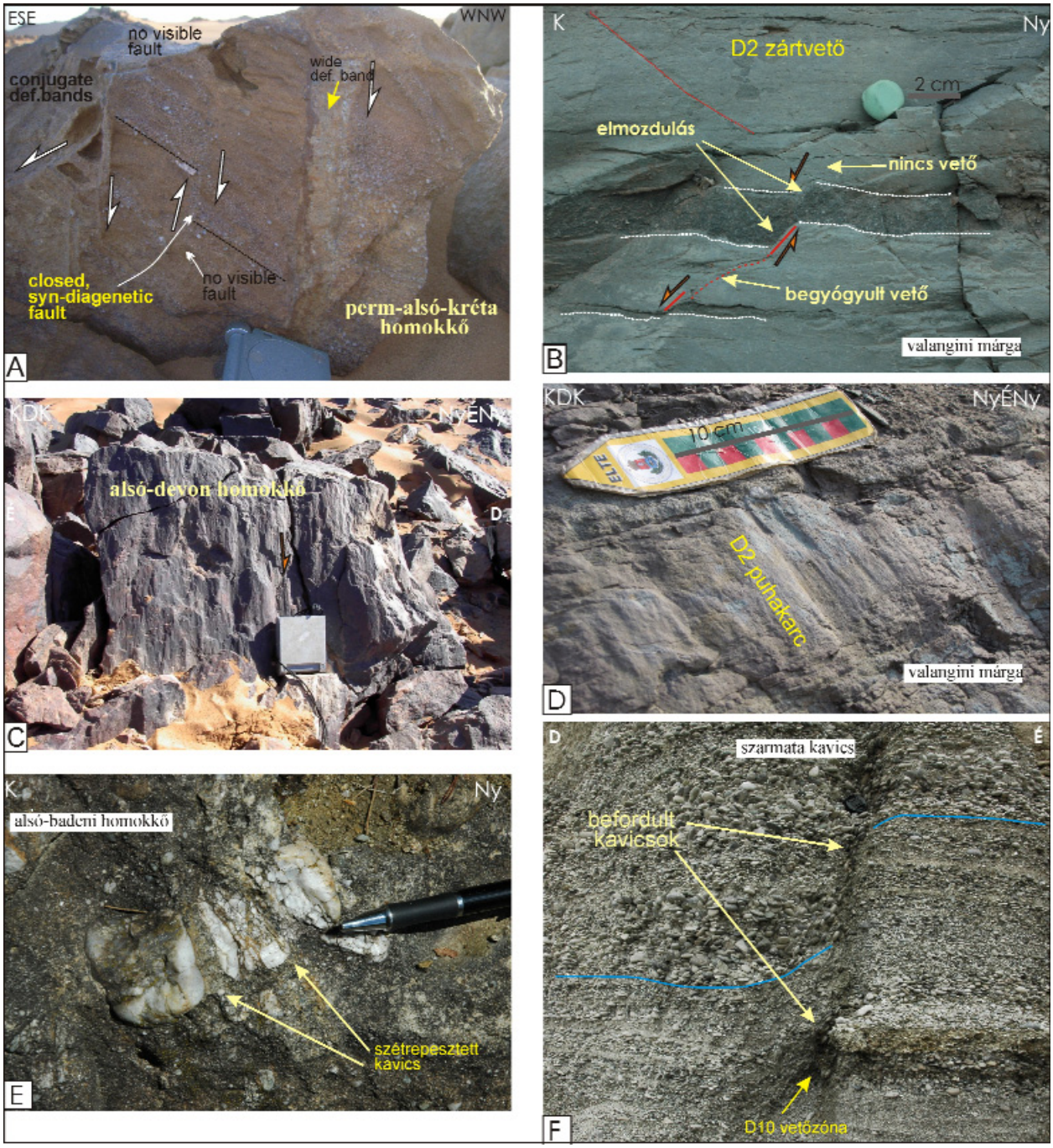
A közvetlen kormeghatározás és a relatív sorrend határán vannak a „diaganezis alatti" korbesorolású szerkezetek. E meghatározás által a szerkezet akkor válik 'abszolút datálhatóvá', ha ismerjük a diagenezis fázisainak korát, egyébként csak egy szélesebb intervallumot és inkább egy sorrendiséget tudunk megadni.

E kategóriában többféle szerkezet is kapcsolható, mint a zárt vagy beforrt törések, vetők, képlékeny elvonszolások, „puha" karcok, plasztoklasztokat tartalmazó breccsák. A *diagenezis alatti* vagy *szindiagenetikus* minősítés azt jelzi, hogy a deformáció nem a kőzet mai, valamilyen mértékben cementált állapotában, hanem annál 'puhább' állapotban ment végbe. Világos, hogy ez nem egy teljesen pontos kifejezés: a deformáció hatását a kőzetre nem csak annak cementáltsága, hanem a deformáció sebessége és a kőzet víztartalma is befolyásolhatja. Gyorsan törő kőzet „puhábbnak" tűnhet, mint amilyen lenne lassú deformációs sebesség mellett. Ezen szerkezetek részletes tanulmányozását francia kutatók végezték el (Hibsch et al. 1992) és a laza üledék deformációjától kezdve fokozatos átmenetet rögzítettek a teljesen cementált kőzet deformációjáig. Mivel ilyen részletes vizsgálatra ritkán van lehetőség, megmaradtam a meglehetősen általános, de ezért pontatlan besorolásnál.

3.4.5.5.1. Zárt vetők

Közvetlen kormeghatározása jó példa, hogy a budai csillaghegyi kőfejtőben számos olyan vetőcske van, mely csak bizonyos kőzettípusokban látszik, de a vetőlap mentén a két blokk nem szétválasztható: ezek a „zárt vetők". Más kőzetben a vető vonala sem látszik, vagyis azokban a diagenezis eltüntette a vetősík nyomát (Fodor et al. 1992a). Ugyanakkor a rétegsorban településnek olyan rétegek, ahol a már kissé konszolidált üledék szögletes, de nem sarkos klasztjai is megjelennek. E „plasztoklasztok" jelzik, hogy az üledék igen korán átment a diagenezis egyes fázisain, ami után összetörhetett, és át is halmozódhatott. A következő korai diagenezis pedig eltüntette, „beforrasztotta" a vetősíkokat is.

Hasonló besorolást kaphatnak a lábtalani Bersek-hegy Berseki Formációba tartozó alsó rétegeiben megfigyelt elemek (Fodor 1998, és Sztanó, Fodor 2009 nem publikált megfigyelés). Az 1-2 cm vastag homokkőrétegeken tisztán látható az 1-3 cm elvetés, de a vető vonala a közbefogó márgában szinte soha, a homokkőben is ritkán látszik (3.10b. ábra). A deformáció tehát még eléggé puha kőzetet érintett, ahol a cementáció még nem történt meg. Mivel ez a legnagyobb betemetettség (albai-cenomán?, Sasvári 2009) idéjére végbement, így a vetők annál idősebbek.



3.10. ábra. Szindiagenetikus vetők (A) a líbiai Kufrah-medencében (site 4063, Albert et al. in press), illetve (B) a lábatlani fejtő Berseki Márgájában (LABT-FL-100). Puha karcok a (C) líbiai Dur al Quassah hegyvonulat alsó-devonjában (Less et al. 2006, N 25° 36' 18", E 16° 29' 53"), és (D) a berseki márgában (Sztanó O. felvétele). Kavicstörés a Dachsgraben fejtőjében (S-09), és kavicsforgásos vetőzóna a sorponkőhidai Réti-forrás IV bányában (S-46).

Zárt vetőket észleltünk több esetben a líbiai térképezés során. A durvahomokkő-darakavics rétegek elvetése, sőt az összekötő elvonszolt homokkősáv is jól látható, de a vetőlap és annak a finomabb homokkőben való folytatása nem (3.10a ábra). A zárt, szindiagenetikus vető minősítés itt nem ad szűk időintervallumot, mert a kőzettéválás e medencékben igen elnyújtott is lehet – a teljes mezozoikumot is felölelheti.

3.4.5.5.2. Puha karcok

A vetőlapok egy részén „puha karcok” is megjelennek. Leginkább a francia irodalom jegyzi jelenlétüket („striées molles”, Hibsch et al. 1992). Tulajdonképpen ide sorolhatók az agyagon gyakran megjelenő „hidroplasztikus karcok” (Bergerat & Csontos, 1987). A „puha” karcok nem élesek, vonalszerűek, mint amit egy kemény tárgy csinálna egy másik kemény tárgyon való mozgáskor, hanem széles gerincek, lekerekített ’hátak’ vagy lapos vályúk, tompa élű barázdák (3.10c,d ábra). A karcok gyakran hullámosak vagy íveltek is csúszásirányban. Riedelek helyett apró dombocskák, kanálszerű mélyedések jelentkeznek. A vetőlapon elkent agyagfolt is megjelenhet. Kalcit ritkán lép fel, és a kinematikai jegyek is ritkák vagy nehezen értelmezhetők. Mindezen jegyek arra utalnak, hogy a csúszás még a cementáció előtt, többé-kevésbé konszolidált állapotban jött létre. Szélső esetben ilyen lehet a szinszediment vetőn megjelenő karc is, de létrejöhet később, a kőzettéválás során is.

Utóbbira példák líbiai Sirt-medence nyugati peremén és a Kufrah-medencében megfigyelt puha karcok a ma már kemény dolomitban, illetve homokkőben (Fodor et al. 2005e). A deformáció csak széles intervallumban ismert, mert csúszást követő diagenezis hosszú ideig is eltarthatott. Puha karcok jelennek meg a berseki kőfejtő középső részén is, melyek csatlakozhatnak a már említett zárt vetőkhöz (3.10d ábra). A Periadria-zóna szlovéniai szakaszán a kárpáti márgában figyelhetem meg puha karcokat (Fodor et al. 1998). Itt maguk a vetők is mutatták a korai deformáció jellegzetességeit: hajlott, ívelt felületek, hullámos alaprajz, a vető lesimított volta a rétegzéssel való metszetnél.

Puha karcok lehettek a Hárshegyi Homokkőben is. A kovás deformációs zónák felületén levő karcok gyakran inkább tompa gerincek. A komplikációt itt az adja, hogy a karcok egy bonyolult deformációs folyamat végén jelennek meg. Először deformációs szalagok jöttek létre, melyekhez kovás cementáció társult. A deformáció előrehaladásával az elmozdulás egy adott lapra koncentrálódott, ahol a karcok megjelenhettek. Mivel a kovás cementáció ekkor még nem fejeződött be, a karcok ezért nem teljesen kemény kőben alakultak ki. Mivel itt a kovásodás ideje jól ismert (oligocén közepe) ezért a puha karc is pontos deformációs kort ad.

3.4.5.5.3. Kavicstörések, elvonszolt kavicsok

Számos törmelékes üledékben lehet megfigyelni a tört kavicsok jelenlétét. Több tanulmányban foglalkoztunk a keletkezés magyarázatával (Fodor et al. 2007), de úgy tűnik, a feszültségmező becsülhető az adatokból. Amennyiben ezek konglomerátumban, kavicsos homokkőben figyelhetők meg, úgy a kavicstörés még a kőzettéválás előtt, tehát „szindiagenetikusan” jött létre. Példa a Sopron melletti Dachsgraben, ahol a szétrepesztett kavicsok közeit kora-badeni homokkő tölti ki úgy, hogy a törések a mátrixban nem folytatódnak (3.10e ábra).

Egy másik jelenség a kavicsok befordulása a vetőzóna mentén. A kavicsok dőlése gyakran eléri a vetőzóna dőlését. A folyamathoz laza, nem konszolidált üledék kell, amit az is mutat, hogy a mátrix gyakran kimosódik a kavicsok közül a zónán belül. A 3.10f ábrán látható „kavicsvető” alig konszolidált szarmata üledékben van, így a „szindiagenetikus” jelző nem ad szűkebb korintervallumot.

3.4.5.6. Relatív kronológia

A relatív kronológia lényege, hogy két, egymástól valamiben eltérő deformációs eseményt észlelünk, ahol azok sorrendje is megadható. Nem szükséges, hogy ismerjük bármelyik esemény tényleges korát, de ha ez a helyzet, akkor a relatív sorrendbe rakott egyik deformációnak is ismerjük legalább az alsó vagy felső korhatárát. A relatív kronológiánál használhatók terepi kritériumok, illetve a kiértékelés során nyert adatok. Mint sok más adat, a relatív kronológia meghatározásának is van egy megbízhatósági faktora. Ezt a felülíró karcokra Angelier kodifikálta is, bár a többire is

megadható lenne. E szerint, egy feltételezett vetőkarc-sorrend gyenge bizonyíték két fázis relatív sorrendjére. Az is belátható, hogy az egymás követő szerkezetek fizikai nagysága is fontos a megbízhatóság kérdésében. Egy meggyűrt térképi méretű vető nehezen megkérdőjelezhető sorrendet ad a két fázis között, a kibillent vetőkarc már kevésbé „erős”, míg a két felülíró karc még gyengébb megbízhatóságú sorrendet javasol.

3.4.5.6.1. Elvetett szerkezet

Ebben az esetben egy fiatalabb vető elmozdít egy korábbi töréses vagy gyűrt elemet. Vigyázni kell azonban, hogy ne konjugált töréspárok között keressünk relatív elvetési sorrendet, mert ennek nincs földtani üzenete. Az elvetett szerkezet gyakran csak az egyik blokkban látszik, de ekkor a fiatal elvetést igazolni kell, leginkább vetőkarccal. Ha ugyanis az elvetés ténye nem ismerhető fel, lehetséges, hogy egy fiatalabb szerkezeti elem valamilyen oknál fogva csak egy idősebb (síkszerű) elemig tart, és ott T alakban elvégződik. Ezek relatív sorrendje azonban fordított, a fiatalabb kőzetrés előrehaladása megáll egy, már létező keresztező törésfelületnél vagy réteglapnál és az öregebb sík egy másik pontján, látszólag elvetve folytatódik tovább (Hancock 1985).

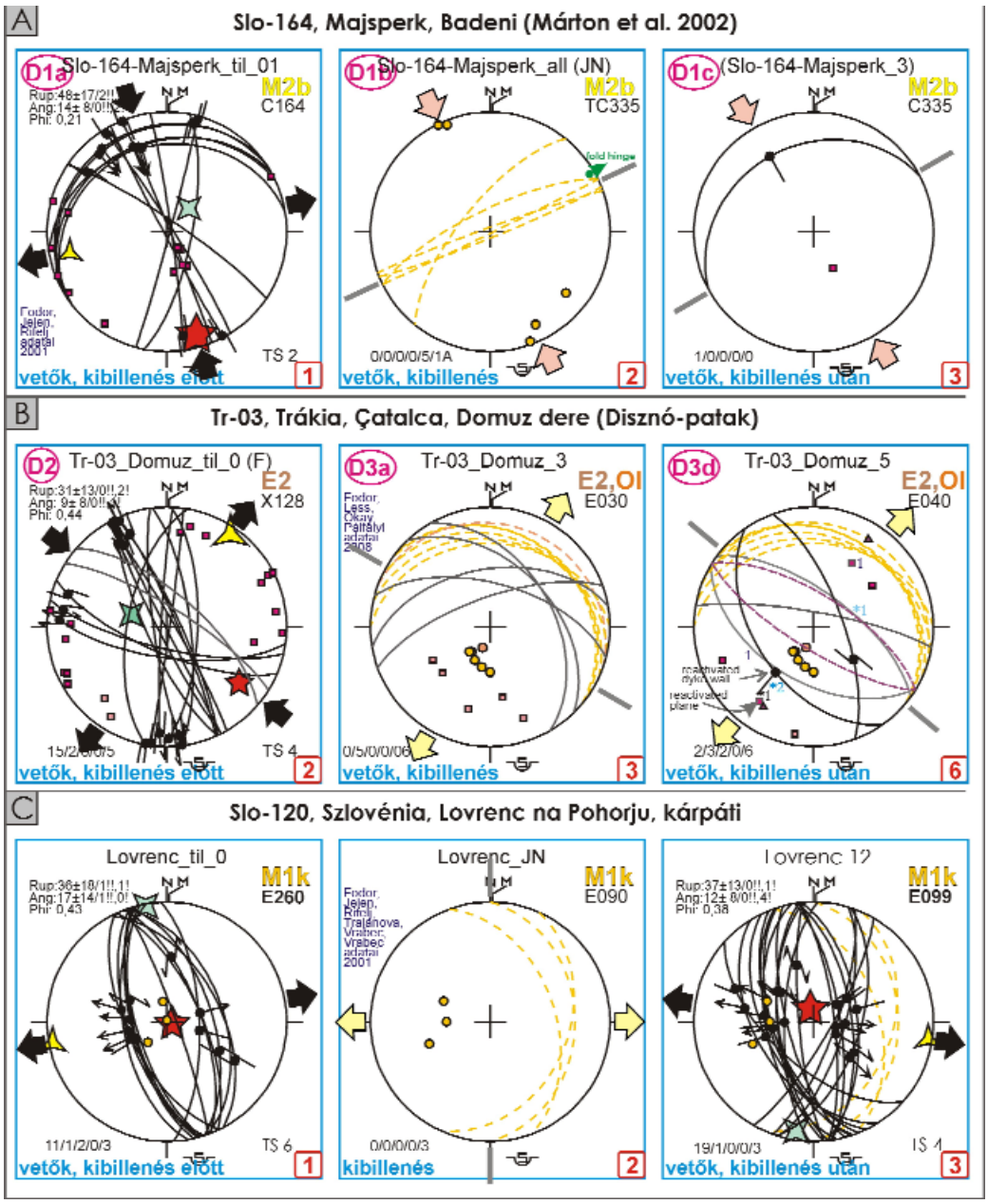
3.4.5.6.2. Kibillent szerkezet

Igen fontos bármely szerkezet viszonya a rétegek kibillenéséhez. A kibillenés maga egy adott deformációs fázis vagy esemény része, tehát itt is két feszültségmező szerkezetekben megnyilvánuló hatását vetjük össze. A relatív sorrend háromféle lehet: (1) a vető, vagy egyéb szerkezet a kibillenés előtt, azaz vízszintes réteghelyzetben, (2) a kibillenés alatt, vagy (3) mai helyzetben, a kibillenés után keletkezett. Természetesen ezt csak akkor tudjuk eldönteni, ha ismerjük az eredeti réteghelyzetet: mivel ez magmás kőzetekre, illetve keresztrétegzett kőzetekre általában nem igaz, ekkor ez a relatív kronológiai adat nem vagy csak korlátozottan kapható meg. A relatív sorrendet akkor rögzíthetjük, ha az elemzés során a billenésteszt eredményt ad, ezt a folyamatot a 3.4.3. „Billenésteszt” fejezetben tárgyaltam (3.7. ábra). A relatív kronológiai érték annál jobb, minél jobban ismert az adott feltárás kibillenésének ideje. A „billenés” alatti minősítés a legszerencsésebb, hiszen ekkor a deformáció korát is behatárolhatjuk, amennyiben ismerjük a kibillenés abszolút korát.

A gyűrődés mellett, eltolódás vagy normálvető is okozhatja a rétegsor és a beléjük rögzült korábbi szerkezetek kibillenését. A Pannon-medence üledékeiben igen gyakori, hogy a normálvető levetett blokkjában észlelünk a kibillenés előtti, esetleg a kibillenés alatt létrejött korábbi töréseket. Nagyon gyakori, hogy egy folyamatos deformációs eseménysor egyes epizódjai öltenek testet a kibillenés előtti, alatti, utáni törésekben, ekkor a relatív sorrend epizódok között állapítható meg. Ilyen történt a szlovéniai Majsperk esetében, ahol a kibillenés előtti vetők, a kibillenés maga és az azt követő törés ugyanolyan feszültségmezőben történt (3.11. ábra). Más esetben azonban eltérő feszültségmező jellemezte a kibillenés előtti és utáni szerkezeteket. Csak e feszütlségállapot típusában van különbség a trákiai Domuz dere feltárásban. Bár a minimális feszültségtengely a kibillenés előtt, alattt és után nem változott, de a kronológiai adatok miatt utóbbi kettő egy másik fázis két epizódja, a kibillenés előtti vetőkhöz képest (3.11b ábra). Végül, a szlovéniai Ribnica-Selnica árokban mért adatoknál a kibillenés után megváltozott a feszültségmező (3.11c ábra).

3.4.5.6.3. Gyűrt szerkezet

Kisebb terepi méretű redő gyakran deformál korábban kialakult töréses szerkezeteket. Ezek felismerése nyilván akkor lehetséges, ha a gyűrődés nem túl erős. A terepen közvetlenül is felismerhetők például a gyűrődés utáni karcok, amennyiben azok a gyűrt rétegek helyzetétől függetlenül metszik azokat. Vigyázni kell azonban azokra a karcokra, melyek a gyűrődés során jönnek létre:



3.11. ábra. Feszültségmezők közötti relatív sorrend kibillentet szerkezetek alapján. A) A kibillenés előtti, alatti és utáni feszültségállapotok egy fázis három epizódját adják, B) A kibillenés előtti szerkezetek önálló fázist alkotnak. C) A kibillenés utáni feszültségállapot önálló fázist jelent.

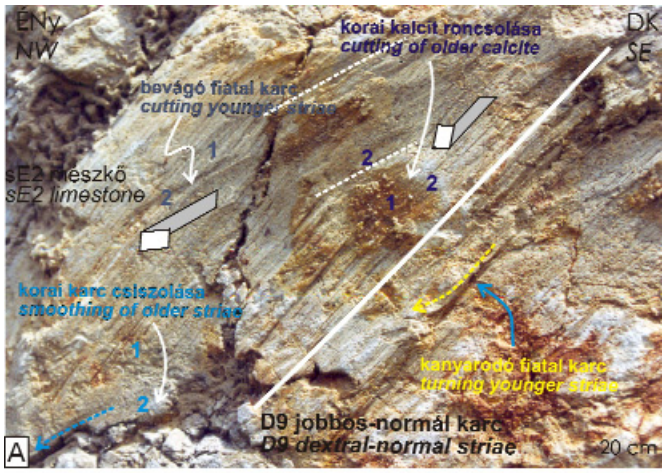
ezek leginkább a réteglapokon megjelenő, a redőcsuklóra többé-kevésbé merőleges karcok. Ezek nyilván a redőződéssel együtt keletkeztek, így relatív koruk ugyan rögzített, de a feszültségmező-meghatározásban alig játszanak szerepet. A Dunántúli-középhegységben gyakran csak a monoklinálisnak tűnő egyik redőszárnyon látjuk a korábbi szerkezetet, munkámban ezeket kibillent szerkezetként is említem.

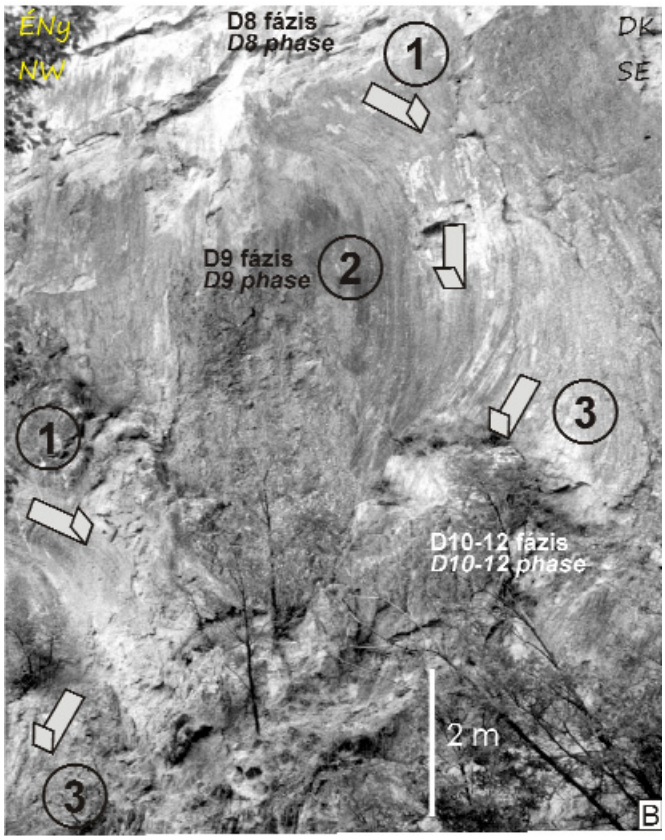
3.4.5.6.4. Felülíró karc

A terepi mérések jellegéből adódón talán a leggyakrabban megfigyelt relatív sorrend-kritérium. Fennállhat két vetőkarc vagy egy karc és más töréses elem, például kalcitér, üledékes telér viszonylatában. Utóbbi esetben könnyebb a sorrend megállapítása, hiszen a karc felett kivált kalcit vagy

éppen fordítva, a karcok által lecsiszolt korábbi ér sorrendje látható. Viszont, a felülíró két karc esetén a sorrend megállapítása nem egyszerű és több szubjektív elemet tartalmaz. Tapasztalatom szerint a legjobb kritérium, ha a korábbi karc vályúinak oldalában láthatunk bemaró sztilolitokat, melyek végei mindig az idősebb karc vályúperemén vannak. Az idősebb vályúk pereménél kezdődhetnek a fiatalabb kalcitlépcsők.

Az egy szintben levő keresztező karcok sorrendje bizonytalan. Jobb a helyzet az olyan bemaró karcok esetében, amikor a fiatalabb generáció elvágja vagy a vetőlap egyes részein teljesen eltünteti a korábbi karcokat (3.12. ábra). Ilyenkor az új karc a régebbieknél mélyebben vághat bele a kőzetbe oly módon, hogy egyes helyeken a kevésbé bemart, idősebb karcok is megmaradnak. Sajnos, a fordítottja is lehetséges, vagyis amikor a fiatalabb karc az idősebbet a vető nagy részéről legyalulta, és utóbbi csak ott maradt meg, ahol az a „legmélyebbre” szántott a kőzetben vagy a fiatalabb karchoz képest „nyomásárnyékban” van. A sorrend eldöntését segíti, ha az idősebb karchoz tartozó kalcitlépcsőn látunk a fiatalabb generációhoz tartozó karcokat (3.12. ábra).





Gyakori, hogy két kalcitlépcső-generáció jelenik meg egymás felett. Ekkor nem feltétlen a felül látszó a fiatalabb: ehhez figyelembe kell venni azt is, hogyan helyezkedtek el az elvetett blokkok határához és a vetőkinematikához képest. A sorrend megállapítása implicite magában foglalja azt a természeteses, bár nem feltétlen igaz feltételezést, hogy a vető és kalcitkérge a felújuláskor a kalcitlépcsők középvonalában és nem a kőzet/kalcitlépcső határon nyílik fel. E középvonal felismerése fontos az adott vetőlap és kalcitlépcsői esetében.

A vetőkarcok nagysága nem használható kritérium a sorrendiség megadására. Lehetséges, hogy a fiatalabb karc csak egy kis felületen jelenik meg, máskor éppen a korai karcokból maradt kevés. Ugyancsak igen bizonytalan a karc „mállottsága”.

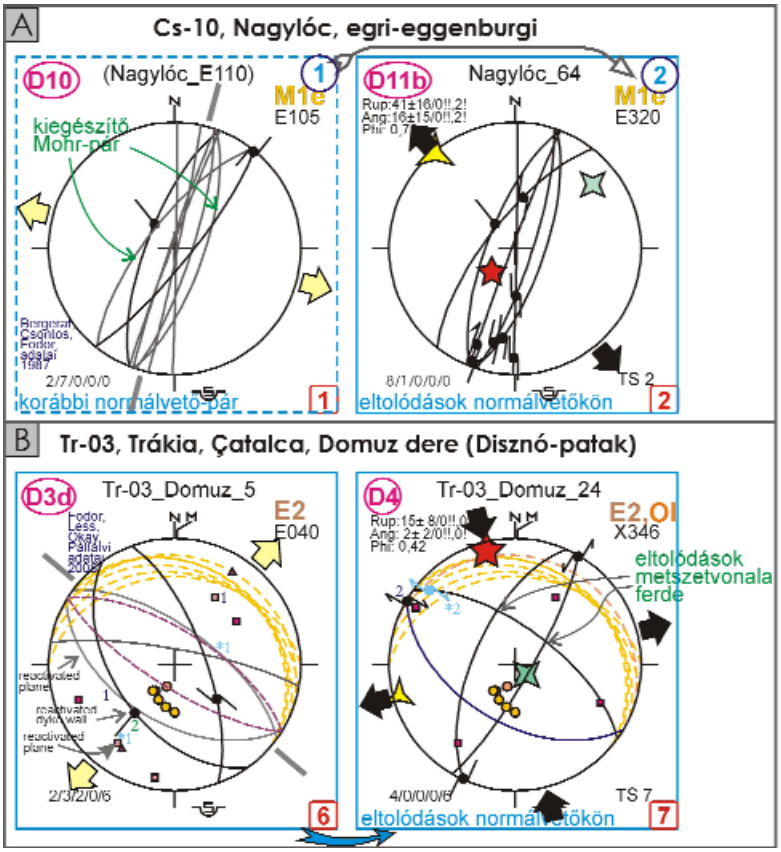
3.12. ábra. A) felülíró karcok a vértessomlói külfejtésben, eocén mészkő vetőlapján. A fiatalabb, ferdébb karc egyrészt görbül, bemarja az idősebb karcot és kalcitot, sőt helyenként az új mozgás teljesen lecsiszolta a korábbi karcot. B) ívelt, 3 fázisban keletkezett vetőkarc a gánti Angerrét-fejtőben (Márton & Fodor 2003).

A felülíró karcok egyik típusának vehető az ívelt/görbült karcok esete. Ilyenkor a karc iránya fokozatosan változik. Ha a szögeltérés nem nagy, akkor az ívelt karc még ugyanabba a feszültségmezőbe sorolható, és csak a lehetséges változás tendenciáját jelzi. Jelentősebb irányváltásnál azonban az ívelt karcok egyes szakaszai eltérő feszültségmezőben jöttek létre. Erre példa az Almási (1993) által dokumentált gánti íves karcok esete, melyek valószínűleg akár három feszültségmezőben alakultak ki (3.12b ábra) (Márton & Fodor 2003).

Minden esetben érdemes feljegyezni a sorrend meghatározásának biztosságát a kinematikánál alkalmazott biztos, valószínű, feltételezett kategóriákkal. A karc sorrend bizonytalansága miatt egynél több adatszámra kell törekedni. Az egymásra rakódott karcok relatív sorrendhez való felhasználásának további kritériuma, hogy a felülírt karcok mindegyikének illeszkednie kell egy feszültségtípusba; az olyan karc, amely éppenséggel a kimaradó adatok közé kerül, nem sokat segít a relatív kronológia felállításában.

3.4.5.6.5. Reaktiváció a vetők geometriája alapján

Korábban létrejött törési felületek reaktivációja is relatív sorrendet határoz meg. Ezt a fajta kritériumot leginkább a sztereogramok elemzésével lehet felismerni, terepen nem feltétlen látjuk meg. A legtöbb esetben arról van szó, hogy egy vetőtípus karcai olyan síkokon jelennek meg, amelyek nem a vetőtípusra jellemzőek. Gyakori, hogy a kiegészítő normálvetők geometriáját mutató síkokon eltolódásos vagy ferde karcok jelennek meg. Míg az eltolódások elvileg közel függőleges síkok lennének, ahol a kiegészítő vetők metszetvonala függőleges, addig a reaktivált esetben ez nem következik be. A vízszintes karcok közepesen dőlő síkokon lépnek fel, amelyek önmagukban is kiegészítő töréspárnak tűnnek. Ezen geometriai jellemzőkre példák a cserháti Nagylóc jobbos eltolódásai, és a trákiai Domuz dere feltárása, ahol a kiegészítő normál töréspárokon jelennek meg jobbos karcok (3.13. ábra).



3.13. ábra. Fázisok közötti relatív sorrend a törések geometriája alapján. Mivel a későbbi karcok reaktiválják a korábbi töréseket, ezért vetőlapjuk nem a későbbi, hanem a korábbi kinematikának megfelelő Mohr-párokat mutatja.

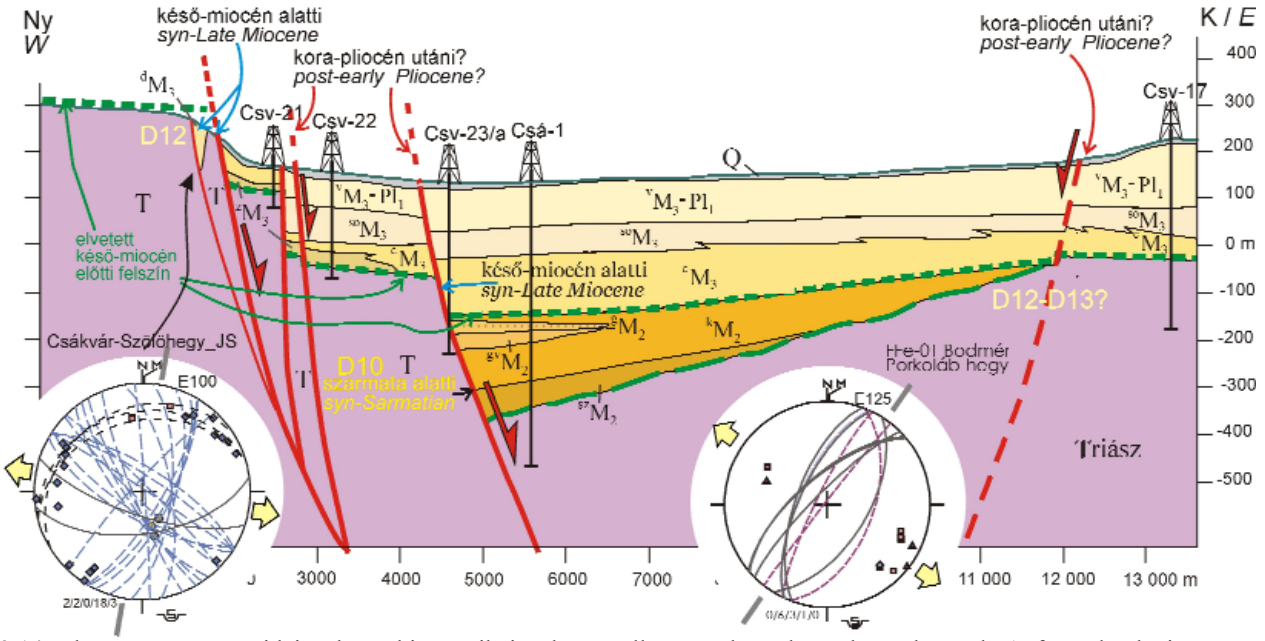
3.4.6. A feszültségmezők korbeosztásának véglegesítése

A feszültségmezőkre vonatkozó, egyes mérési pontokban megállapítható, szélesebb vagy szűkebb intervallumot adó koradatokat regionális szinten összegesíteni kell. Ekkor az egyedi feltárások relatív és közvetlen kronológiai adatait összesítjük egy adott régióban. Ehhez hozzáadhatjuk az egyéb földtani forrásból származó, korra vonatkozó információkat.

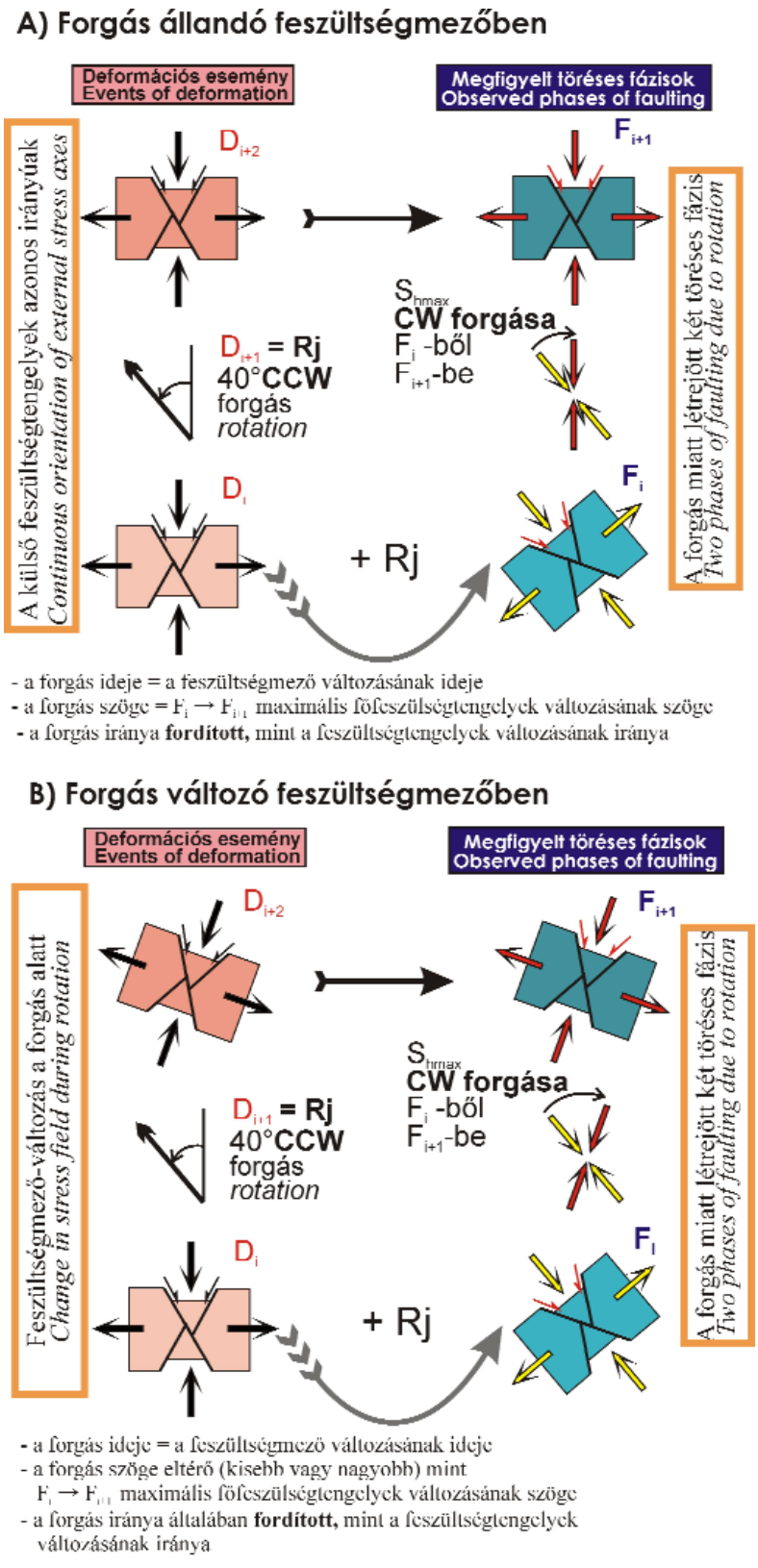
Figyelembe kell azonban venni, hogy ezek majdnem mindig bevetített adatok és így értékük a bevetítési távolság függvényében csökken. Ezen adatsorban is vannak relatív és „abszolút” jellegűek, amennyiben sorrendet vagy korintervallumot adnak meg. Ezen adatok összesítésével adható meg egy feszültségmező, deformációs fázis kora. A részletekbe való elmerülés helyett két példát ragadok ki.

Egy nagyobb térképi vető fennmaradt blokkjában gyakran mérhetünk úgy, hogy a levetett blokkot nem látjuk. Amennyiben azonban más adatokból, például fúrásból a levetett blokk felépítése, az elvetett legfiatalabb kőzet kora ismert, úgy a mért fázisra alsó korhatár adható. Ilyen eset a gánti déli buszmegálló feletti dombon, triászban mért adatok: közvetlenül csak a poszt-triász, esetleg a kibillenés utáni (poszt-coniaci) kor adható meg. Viszont, a levetett oldal felépítése jól ismert, késő-miocén és esetleg kora-pliocén üledékek is levetett helyzetben vannak, így a becsült feszültségmező késő-miocén utáninak tűnik.

Még jobb a helyzet, ha a levetett oldalon szintektonikus üledékképződés azonosítható. Ilyen áll fenn a Vértes keleti peremén, a Csákvár-Zámolyi-medence nyugati oldalán, ahol főleg fúrások alapján rajzolt szelvényen több vetőzóna azonosítható (3-14. ábra). A Csv-22, -23/a és Csá-1 fúrások között haladó zóna a szarmata és a pannóniai Csákvári Formáció keletkezése alatt működött, mivel a levetett oldalon a rétegvastagság lényegesen nagyobb, mint a fennmaradt blokkban. A morfológiai peremvető mentén a csákvári Szőlő-hegyen valóban sikerült is olyan, kisebb szinszediment szerkezeteket, teléreket mérni, melyek szintén a vetők késő-miocén aktivitására utalnak, ezeket a D12 feszültségmezőbe soroltuk. Az elvetett legfiatalabb képződmény pedig azt mutatja, hogy a vetők még a pliocénben is mozogtak. E megfigyelés regionális kiterjesztése révén azt állíthatjuk, hogy a perem mentén megfigyelt D12 feszültségmező a késő-miocén–kora(?)-pliocén alatt működött. Más a helyzet a szintén igazolt szarmata mozgással. A Csákvár-Zámolyi-medence más részeiről olyan adatunk van, mely eltérő feszültségmezőt, tehát kissé eltérő vetőkinematikát mutat. Így a szelvényben látható szarmata mozgás nem ad igazolást a D12 fázis szarmata korára, de a D10 mozgásra igen.



3.14. ábra. Vető mozgásidejének és kinematikájának megállapítása komplex adatrendszerrel. A fúrások alapján a vető mozgásidejét, a peremen mért vetőkkel a kinematikát becsülhetjük meg (Csillag et al. 2004). K–Ny-i szelvény a Vértes keleti peremén és előterében, a Csákvár–Zámolyi-medencében, mely mutatja a D10 szarmata, a D12 késő-miocén és az annál fiatalabb (D12–13) vetőket. Jelmagyarázat: Q: kvarter általában, vM3–Pl1: Vértesacsai F., soM3: Somlói F., cM3: Csákvári F., gM2: Gyulafirátóti F., gvM2: Galgavölgyi F., szM2: Szilágyi F., T: triász általában. Szelvény helye a 3.17. ábrán.



3.15. ábra. A függőleges tengelyű blokkforgás és a feszültségmező változásának összefüggése (A) állandó feszültségmezőben, (B) változó feszültségmezőben (Márton & Fodor 2003, módosítva).

3.4.7. Paleomágneses adatok felhasználása

Márton Emővel folytatott több éves pannon-medencebeli kutatásaink arra mutatnak, hogy a feszültségadatok elemzése, a kor- és fázisbesorolás véglegessé csak a paleomágneses és feszültségadatok integrálásával válik. Ezért a kiértékelés végső, de igen fontos része ezen geofizikai adatrendszer figyelembevétele. A paleomágneses adatok ugyanis a deformáció egy fontos formáját, a függőeges tengely körüli forgást mutatják ki. Ugyane deformációs folyamatok tükröződnek a feszültségmezőben is. A két adatsor egymástól független módszerrel készül, de mivel ugyanarról a jelenségről alkot képet, a kétféle információ kölcsönösen összekapcsolt: **nem lehetséges jó feszültségmező értelmezés a paleomágneses adatok figyelembe vétele nélkül**.

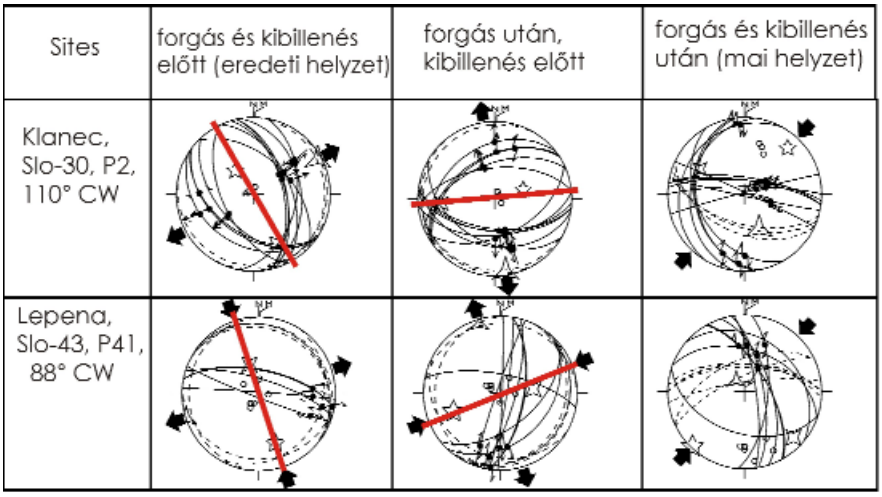
A kapcsolat elvét és hazai adatokon való alkalmazását számos tanulmányban mutattuk be (Márton & Fodor 1995, 2003, Fodor & Márton 1999, 2003). Ennek lényege, hogy a függőleges tengelyű forgás előtt és az után létrejött törésmintának és a forgás irányának, nagyságának összhangban kell állnia egymással. Egyszerű esetben a forgás ideje alatt nem változik a külső feszültségmező, de az elfordult blokkban rögzült egy korábbi esemény törésrendszere. A korábbi törésekből becsült feszültségtengelyek helyzete a forgás utáni mező tengelyeihez képest látszólag elfordult (3.15. ábra). A látszólagos feszültségmező-forgás iránya ellentétes a blokkforgással, azzal szögben azonos, és ugyanazon időtartam alatt

ment végbe. Kissé komplikáltabb a helyzet, ha a forgás ideje alatt is létrejöhetnek törések, de ezek kora a forgás idejére kell, hogy essen. Ilyenkor az egyes törési események között a maximális főfeszültségtengelyek a forgásnál kisebb mértékben változnak. Az is előfordulhat, hogy magát a forgási eseményt egy kismértékű feszültségmező-változás idézi elő: ekkor a forgás előtti és utáni feszültségmezők főtengelyeinek látszólagos változása nem azonos a blokkforgás mértékével, a Pannon-medencében annál nagyobb (3.15b ábra). Végül, az is lehetséges, hogy a forgás előtt vagy után nem történik töréses deformáció: ekkor az adatok összekapcsolása kevesebb konklúzióval jár.

A kombinált paleomágneses és feszültségmező-adatrendszerek alkalmazásának előnye, hogy a forgásról és a törésrendszerekről alkotott kép kölcsönösen pontosabb lesz, a forgás nagysága és az események ideje tekintetében. A kombinált módszer következetes használatával olyan kronológiai adatokat is kaphatunk, mely csak az egyik módszer alkalmazásával nem állhat elő. Olyan eseményeket választhatunk szét, mely valamelyik módszer egyedüli alkalmazása esetén annak hibahatára körül van, tehát nem lenne felismerhető. Erre ad példát a Dunántúli-középhegység paleomágneses vizsgálata (Márton & Fodor 2003), amelyet a 4.12. fejezetben fejtek ki.

A paleomágneses adatok összevetésénél figyelni kell a dőléskorrekcióra is. A forgás korrigálása vezethet el a feszültségadatok rekonstrukciójához, eredeti helyzetben való kezeléséhez. A szlovéniai Periadriai-vonal mentén mért feltárásokban a mért ÉK–DNy-i összenyomás, és a visszabillentett K–Ny-i összenyomás nehezen lenne értelmezhető a jobbos vetőzónában (3.16. ábra). Azonban, a paleomágnesesen korrigált feszültségtengelyek ÉÉNy–DDK-i összenyomást mutatnak, ami már jobbos kinematikát jelezne a Periadriai-vonal mentén. Jobbos eltolódási zónában pedig a keleti forgás gyakran létrejön (Ron et al. 1984).

A paleomágneses adatok tehát visszahatnak a fázisbesorolásra, sőt annak kormeghatározására is. Ritkán tehető meg ez az összevetés a feltárások egyedi szintjén, még ha van is paleomágneses adat. Sokkal inkább a regionális korbeosztás szintjén végzendő el a művelet, mert a fázisbesorolás csak így válik véglegessé (3.6. ábra).



3.16. ábra. A feszültségadatok rekonstruálása visszabillentés és paleomágneses korrekció után (Fodor et al. 1998).

3.4.8. Egy adatsor elemzésének bemutatása

Alább bemutatom egy fontos mérési hely adatsorának elemzését, a töréses adatok kiértékelési folyamatának és végeredményének szemléltetésére (2. függelék). Az ábrán és a szövegben utalok a regionális fázisnevekre, amelyeket később részletesen tárgyalok.

A sümegi Sintérlapi-kőfejtőben mért 127 adatot két alpontra osztottam fel a deformált kőzet kora szerint (senon és apti). Az apti mészkövön meredek, rétegpárhuzamos rátolódásokat és azokkal kis szöget bezáró rámpa-rátolódásokat mértem. Némelyik rátolódás átbuktatódott és normál jellegűvé vált. Éppen ezért, első lépésként elvégeztem billentéstesztet, néhány elkülönülő csoportra. A rátolódások billentés előttieknek bizonyultak, míg néhány balos eltolódás kibillenés utáni (2. függelék, 2. oldal, Lapi-2-taK1_0). Az is fontos, hogy jelentős különbség adódott a mai állapotban számolt feszültségtengelyek, a visszabillentett tengelyek és az újraszámolt tengelyek között. Ez arra is utal, hogy célszerű az újraszámolást elvégezni és a „szimpla" visszabillentett feszültségtengely félrevezető is lehet.

A rátolódásokhoz olyan vetők is kapcsolódtak, melyek iránya változatos, de a rajtuk levő karcok a rátolódásokkal párhuzamosak. Ezeket transzfer vetőknek tekintettem és több kisebb csoportba osztottam (2. függelék, 3. oldal). A feszültségmező-számításnál először csak a rátolódásokat, majd a rátolódások és transzfer-vetők különböző kombinációját is figyelembe vettem. Végül, e csoportokat visszabillentettem, és a billentés után újraszámoltam a feszültségtenzort (ezek a 'recalculated' tenzorok). A terepi megfigyelések, és a billentésteszt alapján egyértelmű, hogy a rátolódások a kibillenés előtt jöttek létre. Ezeket a végeredmény-oldalon a D3a epizódba soroltam (2. függelék, 5. oldal).

A kibillenés (a mezozoos rétegsor gyűrődése) hasonló feszültségmezőben ment végbe, mint a billenés előtti rátolódások. Az S3 feszültségmező tehát a D3a és D3bc epizódokat jellemzi, az S3a kibillent mező a D3a epizódot, az S3bc a D3bc gyűrődést (2. függelék, 5. oldal). Haas et al. (1984) egyértelműen tisztázta, hogy a fejtőben a kibillenés — és így a megelőző rátolódások — senon előttiek. A gyűrődés pontosabb kora azonban ismeretlen.

Önálló feszültségteret és fázist alkotnak a barna és vörös kalciterek. A meglehetősen szóró adatok alapján ÉK–DNy-i széthúzás becsülhető. Amint arra Haas et al. (1984) rámutatott, e kalcitok kora is megelőzi a senon üledékképződést. Viszont, metszik a kibillent apti rétegeket, tehát a gyűrődés utániak. Így a deformáció helyi sorrendjében a harmadik eseményt képezik ((2. függelék, 1. és 5. oldal, Sinterlap_calcite-3).

A senonban mért vetőkre automatikus csoportszétválasztást alkalmaztam (2. függelék, 4. oldal). A szétválasztott három tenzor igen jó illeszkedést mutat, és csak 5 adat nem került egyikbe sem. A K–Ny-i kompresszió, a KÉK–NyDNy-i extenzió és az ÉÉNy–DDK-i kompresszió valószínűleg megfeleltethetők a D8, D10 és D11 regionális fázisoknak (2. függelék, 4. 5. oldal). A D11 fázis az apti kőzetekben is észlelt, ahol a balos eltolódások a billentést-teszt alapján biztosan kibillenés utániak (2. függelék, 2. és 5. oldal, Lapi-2-taK1_0). A D8 és D11 fázis között relatív karc-sorrend valószínűsíthető, ezért a D8 a deformáció sorrendben a 4. lehetett (2. függelék, 5. oldal). A D8 és D10 között a karc-szuperpozíció sorrendje nem volt minősíthető, a D10 és D11 fázis között relatív sorrend közvetlenül nem volt tisztázható, ezért e két fázis az 5.–6. szerkezeti eseményt adhatta.

A senonban mért törésekre végzett automatikus szétválasztás maradékából egyet kézzel kiemelve, a közvetlen tenzorszámítás elfogadható eredményt adott (2. függelék, 4. oldal, 7-es töréscsoport). Az ide sorolt egyik vető elmozdítja a D10-es fázis egyik eltolódását, ezért e gyengén meghatározott feszültségmezőt a legfiatalabbnak (7.) vélem. Ez a relatív besorolás ad alapot arra, hogy a feszültségadatot ne a D5, hanem a D12 fázisba soroljam (2. függelék, 5. oldal).

3.5. Töréselemzés és regionális vetőminta

A törések fentebb bemutatott elemzésének és a feszültségmező-meghatározásnak sokrétű célja lehet. Kutatásaim során igyekeztem összekapcsolni a feszültségmező-adatokat és a térképen megjelenő felszíni vagy felszín alatti deformációs mintát. Az összekapcsolás kölcsönösen egymásra ható

folyamat: a térképi vetőminta segíthet a mezoméretű szerkezetek kormeghatározásában, míg a feltárásokból számolt feszültségmező alkalmas a térképi vetők kinematikájának becslésére. Az összekötés eredménye egy olyan szerkezetföldtani modell lehet, amely egyszerre kívánja magyarázni a mezoméretű feltárások töréseit, a feszültségmező-adatokat, a térképi vetőmintát, a függőleges tengelyű forgásokat és a vetők mélybeli folytatásáról nyert információt. A Pannon-medencére vonatkozó eredményeimet a következő fejezetben mutatom be, de a módszer egyes részeiről alább adok példákat.

3.5.1. A vetőgeometria leképezése

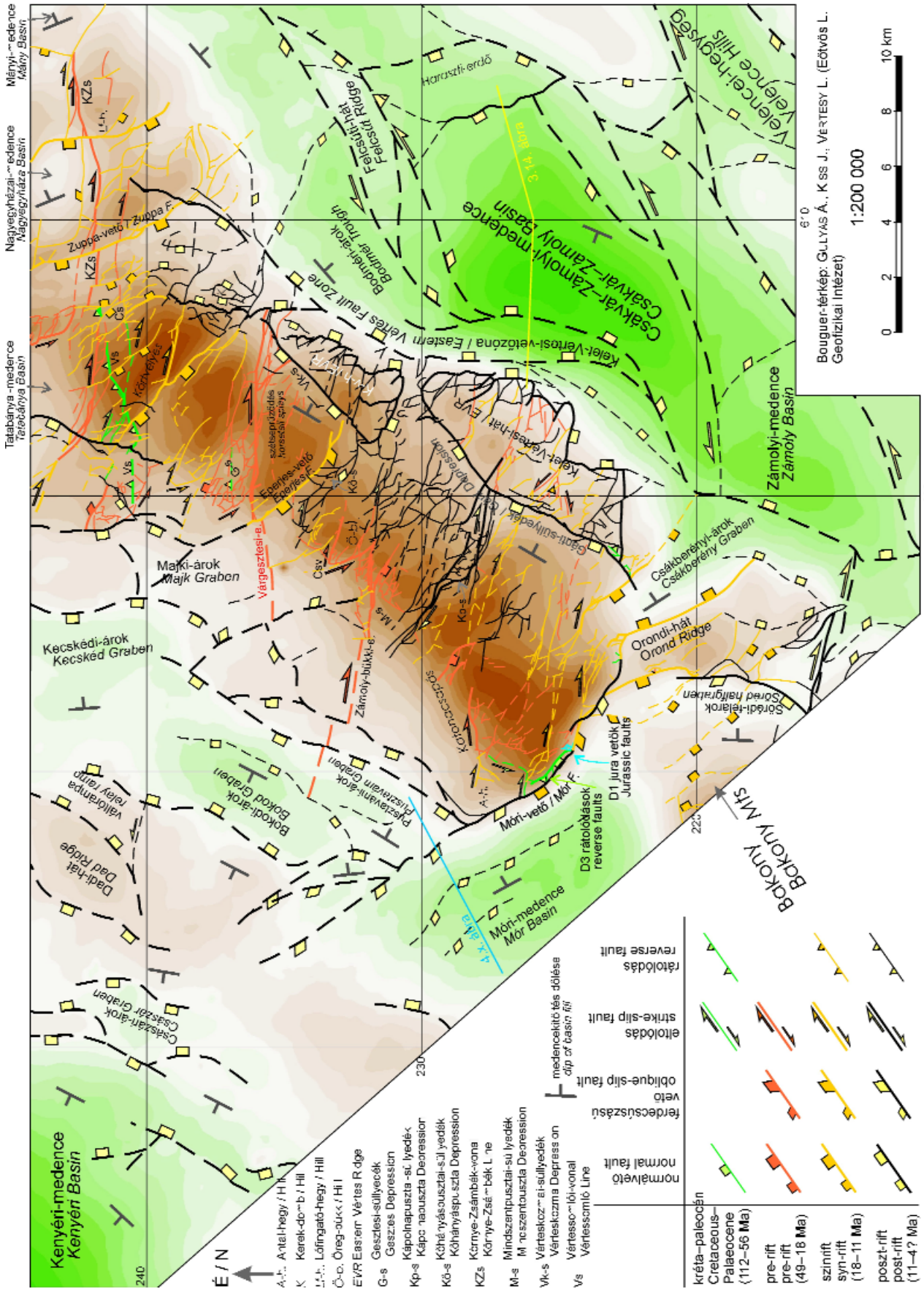
A deformációs minta (töréses esetben vetőgeometria) leképezése 3 dimenziós feladat és számos földtani adatot igényel. Feltárt területeken a Google Earth kép is szinte elegendő, míg a hazai fedett területeken a mélyföldtani, főleg geofizikai adatokra is nagyon nagy szükség van. Mivel a Vértes az a terület, melyet legrészletesebben vizsgáltam, erről mutatok be egy példát. A felszíni vetőket a térképezés segítségével rögzítettem. A negyedidőszakkal vagy fiatal üledékkel fedett területeken felhasználhattam a fúrási adatokat. Bármely rétegtani szint felszínének térképe leképezhető, de a pre-kainozoos felszín a leggyakrabban használt és talán a legjobban felismerhető felület. A felszín meredeken dőlő szakaszai vetőket vagy redőket (monoklinális flexúrákat) jelenthetnek.

A fúrásokat a legtöbb esetben kiegészíthetjük erőtérgeofizikai adatokkal. A Vértes esetében, Kiss János és Gulyás Ágnes (ELGI) kollégáim segítségével Bouguer-anomália-térképet és gradienstérképet használtam. A 3.17. ábrán jól látható, hogy a negatív anomáliák medencéknek, a pozitívabb értékek kiemelt hátaknak felelnek meg. A gyorsan változó értéket mutató zónák pedig vetőkre utalhatnak. A vértesi vetőminta kvarterrel fedett részét a fúrások és a Bouguer-anomália-térkép együttes használata segítségével tudtam leképezni. A legjobb esetben a Bouguer-térkép anomáliái egybeestek fúrási adatokkal, melyek jelezték a pre-kainozoos felszín elmozdulását.

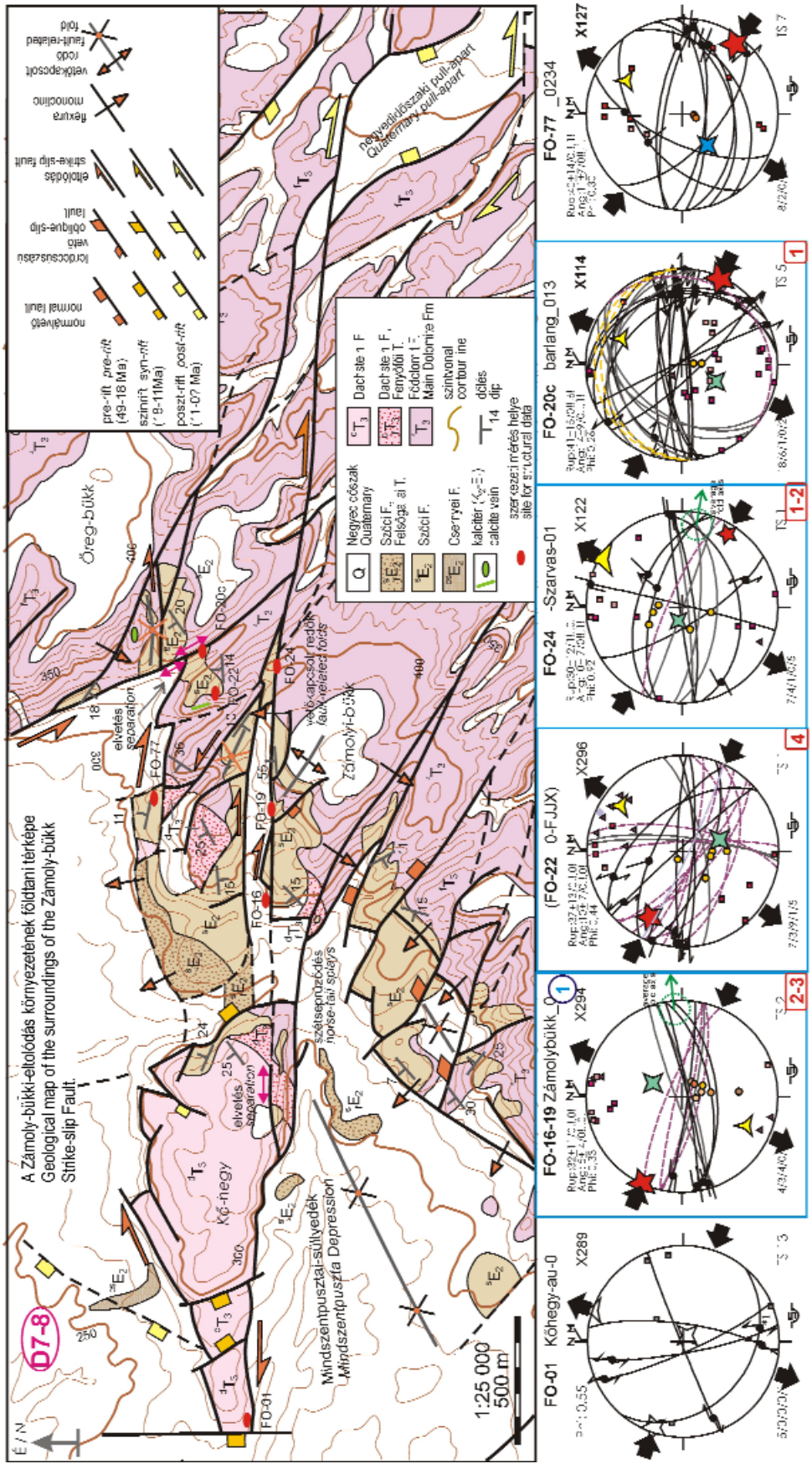
A vetőminta leképezésében igen fontosak a szeizmikus reflexiós szelvények és 3D adattömbök. A Pannon-medence több területéről felhasználtam ezeket (Fodor et al. 1999, Fodor et al. 2005a, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2007, 2009). Bár e lépcsőben és a vetők korolásában meghatározó a szerepük, de szeizmikus szelvények alapján a vetőkinematika nem határozható meg pontosan. A levetett blokk természetesen látszik, de a mozgás irányát, a vetőkarcot nyilván nem észleljük, és a kinematika megadása csak „külső” feszültségadatok bevonásával lehetséges, amint azt a 3.14. ábrán bemutattam.

3.5.2. A vetőjelleg meghatározása

A vetőjelleg közvetlen meghatározása akkor lehetséges, ha maga a vetőfelület vagy zóna fel van tárva és azon kinematikai indikátorokat mérhetünk. Ez sivatagban gyakori, de a hazai viszonyok között korlátozott. Ugyanakkor, a vértesi térképezés során egyre több esetben sikerült természetes feltárásokban vagy magát a vetőt, vagy attól néhány 10, esetleg 100 méterre levő vetőt azonosítani. Ilyenek a gánti bányaterület vetői, melyek közvetlenül is láthatók (Almási 1993, Mindszenty & Fodor 2002, Fodor 2007). A vértesi Zámoly-bükki-eltolódás esetében a fő deformációs zóna mellett több feltárásban is észleltem a vetőt magát vagy annak közvetlen szomszédságát (3.18. ábra). A kinematikai adatok, és a belőlük nyert feszültségmező egyértelműen megadja a K–Ny-i vetők jobbos, az ÉÉNy–DDK-i vetők balos eltolódásos jellegét és a maximális feszültségtengely NyÉNy–KDK-i irányát. A térképezés segítségével még az elmozdulások térképi mérete is megadható, mivel mindkét eltolódás mellett sikerült elvetett markert találni. A közel vízszintes vetőkarcok egyben azt is jelzik, hogy a térképi elvetés közel áll a valódi elvetés mértékéhez. Részletes vizsgálatokkal tehát



3.17. ábra. Bouguer anomália-térkép használata a vetők leképezésében (in Fodor 2008, Kiss J., Gulyás Á., ELGI, adatainak felhasználásával).



3. 18. ábra. A vetőjelleg közvetlen meghatározása a vértesi Mindszentpuszta környékén, Fodor (2008) alapján.

itthon is előre lehet lépni. Világos azonban, hogy a legfontosabb hazai szerkezeti határok, mint például a Közép-magyarországi-zóna sohasem lesz elérhető e módon.

A vetőjelleg közvetett meghatározása esetén a környék feszültségadataiból vetíthetünk. A szelvényben a 3.14. ábrán, térképen a 3.17. ábrán bemutatott kelet-vértesi vetőket a szelvényen látható sztereogramok és a becsült feszültségtengelyek normál jellegűnek mutatják.

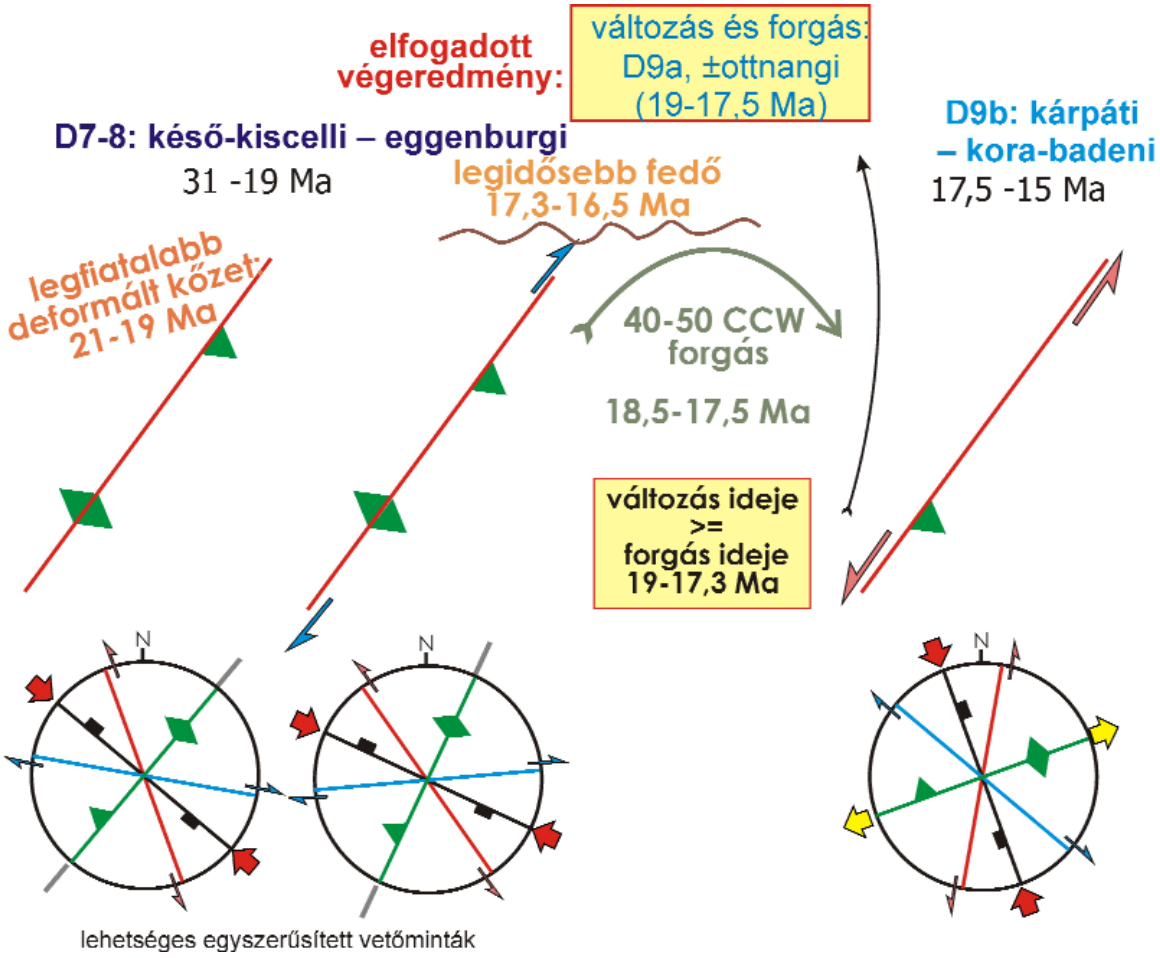
Általánosan is felhasználhatjuk a feszültségmezőt egy „modellezett kinematika” megadására. Ekkor úgy jártam el, hogy a fázis (epizód) mért vetőtípusait összetettem egy „egyszerűsített vetőmintába”, melyben a vetők és redők irány szerint a főfeszültségtengelyek helyzete és Anderson (1951) modellje alapján rendezettek. Ezt kiegészítettem a modell által még lehetséges vetőkkel (például balos eltolódásokkal, ha csak jobbost mértem). Így a fő vetőtípusok egy iránnyal jellemzettek, az átmeneti irányokban átmeneti jelleget tételezek fel. Egy adott konkrét vető kinematikája az egyszerűsített vetőmintához viszonyítható.

Példaként a Darnó-zónát említem, ahol a fő törésekről közvetlen kinematikai adat nem állt rendelkezésemre. A deformáció-mintát felszíni térképek, fúrások, a Bouguer-anomália-térkép és szeizmikus szelvények alapján képeztem le. A feszültségadatokat több mérési ciklus adata alapján számoltam. Ezek alapján az ottnangi előtt a Darnó-zóna mentén NyÉNy–KDK-i összenyomás uralkodott, majd az ottnangi alatt változás történt, a maximális feszültségtengely ÉÉNy–DDK-i lett, és a mező típusa is eltolódásossá alakult (Fodor et al. 1992b, 2005d). Ezek alapján a Darnó-zóna az ottnangi előtt rátolódásos, az ottnangi–kora-badeni alatt pedig balos eltolódásos lehetett (3.19. ábra). A mezovetők ezzel az értelmezéssel összhangban vannak. A balos eltolódásos jelleg összhangban van a zónáról manapság elterjedt véleménnyel (Zelenka et al. 1983), míg a rátolódásos jelleg más publikációkkal (Jaskó 1946, Telegdi Roth 1951, Sztanó & Tari 1993).

3.5.3. Kormeghatározás, komplex értelmezés

A vetőgeometria leképezése és a vetőkinematika meghatározása kiegészül a vetők és egyéb szerkezetek korának megadásával, majd a szerkezetfejlődés leírásával. Ezt a komplex folyamatot a Darnó-zóna elemzésének folytatásával szemléltetem.

A Darnó-zóna esetében a fázisok korbeosztása nagyban támaszkodott a paleomágneses adatokra. Márton & Márton (1996) által kimutatott nyugatias rotáció az ottnangira esett. A forgás iránya (nyugati) és szöge (40-50°) megegyezett a két említett feszültségmező közötti látszólagos fordított (keleti) forgással és a tengelyek közötti szögkülönbséggel (3.18. ábra). Ezért Márton & Fodor (1995) a két jelenséget összekapcsolta, és a változást-forgást az ottnangira tette. A korábbi földtani adatok alapján egy regionális diszkordancia nyomozható a területen a paleogén-eggenburgi és fiatalabb kőzetek között. Az újabb elemzések (Ádám, 2006) szerint a diszkordancia feletti szenes sorozat (Salgótarjáni Formáció) kora kárpáti–kora-badeni, így a rétegtani hiány, a paleomágneses forgás és a feszültségmező-változás azonos intervallumban, az ottnangiban történhetett; ezt a későbbiekben a D9a epizóddal azonosítom. Vagyis, az integrált adatok összecsengenek, és megadják a Darnó-zóna kinematikai jelleg-váltásának korát. A zónán keresztül húzott szelvények jól mutatják (Radócz 1966), hogy az ottnangi utáni rétegsor vékony és csak kis mértékben változik a zónán keresztül, vagyis lefedi a korábbi szerkezeteket: ezt látjuk például a csokvaományi említett feltárásban is (3.7 ábra). Ezzel szemben, a zóna előtti mélyedés szeizmikus elemzése tisztán kimutatta annak szinszediment jellegét az egri–eggenburgi korszakra vonatkoztatva (Sztanó & Tari 1993), és ezt értelmezésem is megerősíti. Ebből az adódik, hogy az ottnangi előtti deformáció lényegesen jelentősebb volt, mint az ottnangi utáni. Ez az elemzési pont már alkalmas arra, hogy a Darnó-zóna regionális, geodinamikai szerepére is választ adjon: ez a szerep fontos a paleogén-eggenburgi, kevésbé a kárpáti–kora-badeni során.



3.19. ábra. A Darnó-zóna kinematikájának közvetett meghatározása, egyszerűsített vetőmintával és feszültségtengelyekkel.

3.6. Feszültségmező és regionális geodinamika

A feszültségmező-adatok felhasználhatók regionális geodinamikai következtetések megtételére is. Alapkutatási szempontból talán ez az egyik legizgalmasabb kérdés, és a feszültségmező ismerete valóban alapvető a regionális tendenciák, kompressziós hegységképződések és széthúzásos medencealakulási fázisok nagy ívű értelmezésére. Ezzel kapcsolatban, a feszültségadatok a lemeztektonikai rekonstrukciók fontos bemenő adatai is lehetnek. Munkásságom egy részében, főleg az 1999-es összegző tanulmányban erre szerzőtársaimmal kísérletet is tettünk (Fodor et al. 1999), és kisebb mértékben erre lehetőség volt a líbiai térképezés kapcsán is (Fodor et al 2005e, Less et al. 2006). Az új hazai eredmények tekintetében a szarmata fázis kapcsán léptünk e téren előbbre (Kiss & Fodor 2007), míg a mezozoos deformációs adatok mostanában érnek meg egy ilyen összegzésre. A jelen munkában magára a szerkezetelemzés bemutatására koncentrálok, így a geodinamikai következtetésekre csak röviden térek ki a fejezetek végén. Az átfogó szerkezetfejlődést, és az ezt tükröző lemeztektonikai modelleket az 5. fejezetben mutatom be, szintén a feszültségadatok és a vetőminta oldaláról nézve.

4. A Pannon-medence területének feszültségmezői, deformációs fázisai

4.1. Bevezetés

Az adatok forrása, bemutatása

Az alábbi fejezetben bemutatom a Pannon-medencéből, annak hazai területéről származó feszültségadatokat, a komplex adatrendszerre alapuló szerkezeti képet és az ezekből levezetett, szerkezetfejlődésre vonatkozó meglátásaimat. A háromféle információt (feszültségadatokat és a szerkezeti mintázatot, lemeztektonikai rekonstrukciót) ábrasorokon keresztül mutatom be, melyet a dolgozat végén 4., 5., 6. függelékként helyeztem el a könnyebb átláthatóság és kezelhetőség kedvéért: az ábrák így egymással szemben is láthatók. Kivételt képez a legelső fázis, ahol a szerkezeti modelt a szövegben adom meg. A fázisok neveit viselő függelékekre a szövegben elkerülöm a folytonos hivatkozást, de az olvasó szükség esetén tanulmányozhatja azokat. A szerkezeti minta alapvetően a Közép-magyarországi-zónától északra levő területekre koncentrál, bár kevésbé részletesen attól délebbi elemeket is feltüntet. Az északnyugati területen viszont, a szerkezeti minta esetében hazánknál szélesebb kitekintést tettem, bár a feszültségmező adataira a határon kívüli területeknél csak hivatkozom.

A megfigyelési pontokat indextérképen szemléltetem (3. függelék), és táblázatban megadom EOV koordinátáikat (3b függelék). A pontok nagy részében törési adatok, illetve feszültségmező-adatokat nyertem, amit a dolgozat számos ábrája és a kialakított szerkezeti adatbázis tartalmaz. A pontokat kódoltam, ami a területre, és a szerzőkre is utalhat. A kódok helyett a dolgozatban többször közismertebb nevet használok, amit a csatlakozó sztereografikus ábrák is mutatnak.

A bemutatáshoz alapvetően a feltárások törésadatait használtam, melyeket elemeztem és feszültségmező-meghatározást vagy –becslést végeztem belőlük. A mért és kiértékelt adatokra szerkezeti adatbázist alakítottam ki, követve Bada (1999) és Fodor et al (1999) munkáit. Ez tartalmazza a mérési hely alapadatait, a mérő személy(ek) neveit, a deformált kőzetet, természetesen a számolt és becsült feszültségtengelyeket, azok minősítését. A mérési adatok nemcsak tőlem, hanem más kollégától, hallgatóktól származnak, ezeket a bemutatott sztereogramokon feltüntettem. A feldolgozást — egy-két kivételtől eltekintve — magam végeztem. Az adatábzist a dolgozat (terjedelme miatt) nem tartalmazza, de a bemutatott ábrák azon alapulnak.

A feszültségmező-adatbázis megjeleníthető megfelelő alaptérkép és software használatával. Esetemben ez ARC GIS rendzserben, Vikor Zsuzsa térinformatikus segítségével történt. A megjelenített paraméter a maximális vízszintes feszültségtengely. A feszültségmező típusát színnel jelöltem. Alkalmaztam a feszültségadatokra szokásos súlyozást, ami az adat minőségét jelzi. Ezt Fodor et al. (1999) alapján kétféle részből számoltam ki: egyrészt, a feszültségtenzor meghatározásának biztonsága, másrészt a kronológia pontossága együtt eredményezett egy 1-6 közötti értéket: a térképi jel ezzel arányos (1. táblázat).

A fázisok bemutatása eltérő súlyú és részletességű. Ezt nem az adott fázisnak a deformációtörténetben játszott szerepe magyarázza, hanem inkább az, mennyi adat érhető el, mennyiben publikáltak az adatok, és mennyiben problémás azok értelmezése. A már publikált adatokat nem akartam részleteiben ismertetni, de a kevésbé közreadott adatok nagyobb részletességet kaptak.

A feszültségmeghatározás minősége	érték	A fázis korolásának biztonsága	érték	summa
Kevés karc nélküli törés	1	bizonytalan	1	A kétféle érték összege eggyel csökkentve
Sok karc nélküli törés és/vagy kevés (<5) karcos vető	2	Közepesen biztos, valamelyik határ ismert / van relatív kronológia / a kőzet kora közel van a fázis korához	2	
Közepes számú karcos vető (5-10) és/vagy gyengén kontrollált feszültségtenzor	3	Jól megadott, pl. szinszediment, több relatív kronológiai adat	3	
Nagy számú karcos vető (>10) és jól kontrollált feszültségtenzor	4			

1. táblázat: A feszültségadatok súlyozásának megállapítása

A fázisbeosztás koncepciója

A Pannon-medencében és miocén előtti aljzatában 13 deformációs fázist, annak epizódjait különítettem el és meghatároztam a deformációt jellemző feszültségmezőket (Fodor 2008). Ezeket a 4. függeléken ábrázoltam. Mivel a legutolsó neotektonikus fázisról nem állt rendelkezésemre elég adat, így annak tárgyalásától eltekintettem, habár a fázis vetőmintájáról több tanulmányt is készítettem. A fázisok korbeosztását a 3. fejezetben vázolt komplex módon tettem meg. Ebben nagy szerepet kaptak a korábban felismert ősi lepusztulási felszínek, diszkordanciák. Mivel ezek a korábbi általános földtani vagy szerkezeti munkákban is nagy fontosságúak voltak, az események közötti fő határok egybeeshetnek.

Azonban a legtöbb korábbi munkához képest különbség van abban, ahogy egy szerkezeti fázis időbeni hosszát látom. A korábbi munkák ugyanis diszkordancia-felületekhez kötötték a deformációkat, sőt kifejezetten a diszkordancia-felület kialakulásával egyidősnek tartották azokat. Ehhez járult még az a koncepció, hogy a diszkordancia-felületek gyakran igen rövid időtartamot reprezentáltak. Így állhatott elő olyan megfogalmazás, hogy a „…stájer fázis a kárpáti és bádeni határán történt…” stb. Ez már csak elvileg is lehetetlen, hiszen a deformációnak sebessége van, és ennek maximális és regionális értékeit az utóbbi évtizedek kutatásai alapján elég jól ismerjük. A lemezmozgás maximális sebessége 16 cm/év körüli, az „átlag” inkább cm/év. Az Alpokra készített összegzésben a rövidülési sebességek az egyes korokban 0,22–1,2 cm/év között változnak (Schmid et al. 1996). A medence-süllyedés 1mm/év értéke már gyors (1km/1 millió év!), a kiemelkedés középtávú (1 Ma) értékei hasonlóak. Az nem kizárt, hogy egy néhány méteres elvetés egyetlen földrengés hatására jöjjön létre (a legnagyobb megfigyelt elvetés 20-21 méter volt, S. Wesnousky szóbeli közlés 2005), de az átlag deciméter körüli és igen gyakori a lassú kúszás. Ezen adatokból kivetíthető, hogy egy 1 km-es elmozduláshoz néhány százezer, vagy inkább 1 millió év, semmint rövidebb idő elégséges. Vagyis ez nem két korszak határán, hanem a teljes korszak (mondjuk kárpáti) ideje alatt ment végbe.

A szeizmikus szelvények és számos feltárás tanulmányozása szintén világossá tette, hogy a deformáció az üledékképződés alatt is folyik – még ha ez a hazai elszórt feltárásokban nem is mindig nyilvánvaló. Hogy a deformáció-sebesség változik-e a folyamatos üledékképződéssel és a lepusztulással jellemzett időszakokban, ez már egy más kérdés. Úgy tűnik, valóban lehetnek gyorsabb és

lassúbb deformációs szakaszok, és előbbiek akár a lepusztulással is kapcsolatban lehetnek, de ezek tulajdonképpen ugyanazon deformációs fázis során jelennek meg, és nem jelentenek önálló fázist (epizódot esetleg igen!). A deformációt mérő radiometrikus koradatok is mutatnak bizonyos kor-csoportosulásokat. Ezen adatok alapján döntött úgy például Plašienka (1997), hogy a Nyugati-Kárpátok deformációs fázisai rövidebbek. E bizonytalanságok és felfogásbeli különbségek ellenére, a hazai 13 fázist hosszú időtartamúaknak gondolom, és nemcsak a lepusztulási időszakhoz, hanem az üledékképződés idejéhez is kapcsolom. A hazai publikációk egy része ezt az álláspontot képviseli, hiszen például Császár et al. (1982) süllyedést, üledékképződés és kiemelkedést egyaránt besorol a pireneusi fázisba. Ezért beosztásomban a legtöbb esetben a fázisok között nincs „üres" deformációmentes időszak. A határ nem mindig éles, átmenet gyakran lehetséges; főleg ilyen a függőleges tengelyű forgásokkal jellemzett átmenet, ami maga is deformáció. A jövő feladata, hogy ezt az állítást pontos adatokkal cáfolja, vagy aláhúzza.

4.2. Triász deformációk

A Pannon-medence területének kőzeteit ért deformációk ismertetését a triász időszakban fellépő elemekkel kezdem. Mivel azonban itt nem sikerült egyértelműen megállapítani a feszültségmezőt, így ezt nem sorolom deformációs fázisba.

A Balaton-felvidék és a Bakony területén a középső-triász üledékképződési környezetek alapján számos tanulmányban dokumentálták árkok és kiemeltebb hátak jelenlétét (Budai & Vörös 1992, Vörös et al. 1997). Ezeket szinszediment vetők választották el egymástól. Azonban a vetők térképi azonosítása nehézségekbe ütközik. Talán legjobban az aszófői Öreg-hegy vidékén határolható be az a nagyjából ÉNy–DK-i csapású vető, amely a triászban is működhetett (Budai & Vörös 1992). A késő-triász folyamán főleg a Rezi-medence esetében merül fel, hogy azt aktív vetők határolhatták (Budai et al. 1999a). A biztos azonosítás és a vetők lefutása itt is kérdéses.

A Vértesben biztosan triász szerkezeti elemet azonosítottunk a Gánt-bányatelepi dolomitbányában (Budai et al. 2005). Itt 1–5 cm széles, NyÉNy-i irányú üledékes telérecskék jelennek meg. Kisebb, billentett normálvetők lépnek fel Csákberénytől ÉNy-ra (Keskeny-hegy, Fodor 2008). A breccsásodással együttjáró elmozdulás felfelé csökkenő elvetésű, ami utalhat triász deformációra, de nem kizárt kora-jura időzítés sem. A közeli Varga-hegyen olyan breccsa-zónák jelennek meg, ahol a klasztok alapanyaga dolomit-liszt, ami szinszediment deformációt jelezhet. Utóbbi két hely töréseiből becsülhető, kibillenés előtti feszültségmező (Ny)ÉNy–(K)DK-i extenzió lehetett, ami nem azonos a kis telérekből kapható iránnyal.

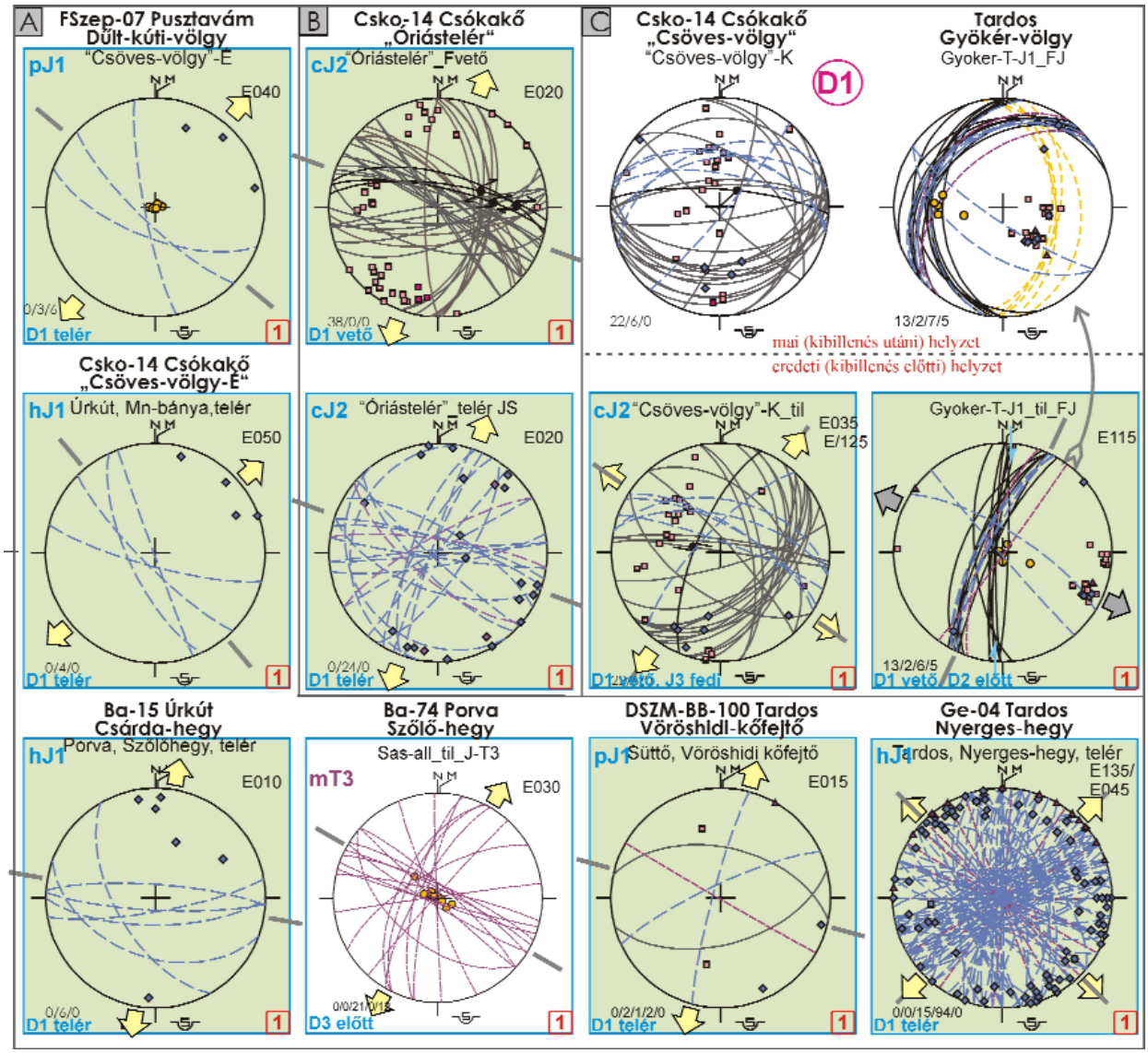
Az általános geodinamikai kép kivetítéséből annyi állapítható meg, hogy a triász folyamán valószínűleg végig extenziós feszültségmező uralhatta a vizsgált területet, habár annak tengelyiránya nem ismert. Az sem világos, hány extenziós fázist kell feltételeznünk, illetve változott-e az egyes extenziós fázisok feszültségmezeje. A triász szerkezetalakulás geodinamikai jelentősége igen nagy, hisz ebben az időben jön létre a Tethys-óceán Vardar-Mellétei ága (Haas et al. 1995). Ugyanakkor, a hazai terepi mérési adatok kis száma ezt a jelentőséget nem tükrözi vissza. Ennek leginkább az az oka, hogy a triász vetők később reaktiválódtak, így a triász mozgásfázist nem, csak későbbi fázis(oka)t lehet igazolni.

4.3. D1 fázis: extenzió a jura–kora-berriasiban

A Dunántúli-középhegység jura szerkezetei a feltárási viszonyok és főleg a szerkezetek későbbi reaktivációja, ill. deformációja miatt elszigetelt területeken tanulmányozhatók. Munkám során részletesen vizsgáltam a vértesi és gerecsei szerkezeteket, míg a bakonyi megfigyelések kisszámúak.

Utóbbi esetben Kiss (2009), míg a Gerecséből Lantos (1997) és Bada (1994) adatait is figyelembe vettem.

A szerkezeti elemek alapvetően üledékes telérek, szinszediment vetők vagy lefedett telérek. Néhány esetben olyan szerkezeteket is idesoroltam, amelyek a D2 vagy D3 kibillenés előtt jöttek létre, de nem igazolható a szinszediment eredet. A törések iránya meglehetősen változatos, NyÉNy–KDK-i, É–D-i (ÉÉK–DDNy-i) ÉNy–DK-i és K–Ny-i csapásúak is meg jelennek (4.1. ábra). Ahol vetők és telérek is voltak, a kétféle szerkezet irányai hasonlóak voltak. A billenésteszt több helyen is igazolta, hogy a törések még vízszintes réteghelyzetben jöttek létre (4.1c ábra). A telérek kitöltő anyaga eltérő korú, Hierlatz, Pisznicei és Csókakői Mészkő is fellép, így a szerkezetek is több egymástól időben elválasztható deformációs eseményre utalnak. A szerkezetek kis száma, és a hasonló deformációs stílus miatt azonban mindegyik elemet a D1 fázisba soroltam.



4.1. ábra. A D1 fázis jellemző sztereogramjai. Jelkulcsot lásd az 1. függeléken.

A mérések alapján a feszültségmező csak becsülhető. Ráadásul a szerkezeti minta eléggé összetett, és értemezése nem egyértelmű. Az extenziós feszültségállapot mindig biztos, de a széthúzás iránya helyről helyre változhat. Dominál az ÉÉK–DDNy—ÉK–DNy-i extenzió, de a helyi adatokból helyenként erre merőleges széthúzás is becsülhető. A feszültségmező értelmezésében a térképi vetőminta, ősföldrajzi adatok és tektonikai modellek segítenek.

A *Gerecsében,* a tardosi Alsó-Látó-, Nyerges- és Nagy-Teke-hegyek vonalában üledékes teléreket és térképi vetőket is azonosítottam szakdolgozóimmal (Fodor & Lantos 1998, Horányi et al. 2010). A jura vetők gyakran nem reaktiválódtak, csak a szerkezet egésze szenvedte el a későbbi kibillenést. A szerkezetek a nagy-teke-hegyi telérrel párhuzamosak (Vigh 1961). Telérkitöltésként vastag Hierlatz Mészkő jelenik meg, amely Vörös (1991) alapján egyértelműen vetőkhöz köthető kőzetfácies. A mozgás ez alapján sinemuri. E megfigyelések alapján lokálisan egy KDK–NyÉNy-i extenzió rajzolódik ki. A Gerecse más pontjain mért üledékes teléreknek Bada (1994) és Lantos (1997) irányai alapján (É)ÉK–(D)DNy-i húzásos feszültségmező gyanítható.

Bár a *Bakony* a jura képződmények vizsgálatának hazai kiindulópontja, itt csak három pontban rendelkezem mezotektonikai adatokkal. Az úrkúti Csárda-hegyen a liász krinoideás mészkő telérek (Hierlatz Formáció) ÉNy–DK-i irányúak. Kiss et al. (2001) K–Ny-i csapású, térképezhető nagyságú telért talált a porvai Szőlő-hegyen. A becsülhető feszültségmező tágulásos, nagyjából ÉÉK–DDNy-i széthúzással (4.1. ábra).

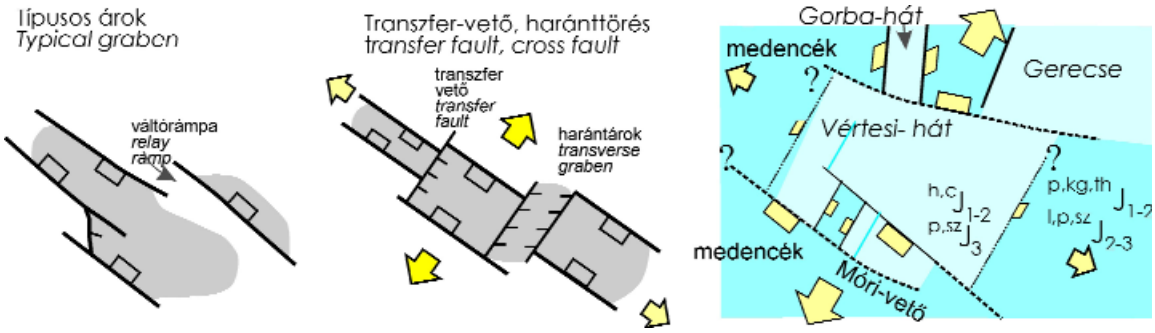
A Vértesben részletesen térképeztem és elemeztem a Császár & Peregi (2001) által értelmezett és Ferencz (2004) által részleteiben vizsgált jura üledékes teléreket és vetőket (Fodor 2008). A szerkezetek jórészt a Vértes délnyugati peremvetője mentén lépnek fel, a Csókakő vára és az Éles-kő között találhatók. Az „Óriáshasadék" esetében a telérek akár 100 méter szélességűek, és részben szinszediment vetőknek értelmezhetők. A mért szerkezetek mintája hasonlít a térképi vetőkre, amennyiben egymásra közel merőleges irányok a legjellemzőbbek (4.1b ábra). A peremvetők sorozatos mozgása a telérkitöltő jura üledéktestek fokozatos kibillenését váltotta ki, amit paleomágneses mérések negatív billentéstesztje is igazolt (Márton E. adatai, in Fodor 2008).

Mivel a csóka-hegyi telérekben és a szinszediment vetők levetett oldalán faunával igazolható a középső-jura (bajóci és bath) (Galácz 1995 alapján Császár & Peregi 2001, Ferencz 2004), így a szinszediment szerkezetek mindegyike középső-jura. A telérekben felszakított klasztként liász kinézetű kőzetek is ismertek, tehát a szerkezetek kialakulásának kora-jura kezdete lehetséges. Néhány kisebb szerkezeti elem alapján a széthúzásos deformáció akár a berriasiig folytatódhatott, így ezt tekintem a fázis felső határának.

A jura szerkezetek *kinematikai-dinamikai értelmezése* nem egyértelmű, mivel nincsenek elvetést jelző markerek (például vetőkarcok) és a vetőminta nem vezethető le egy egyszerű andersoni Mohr-párból és csatolt szakításos elemekből. Ezért vértesi munkámban (Fodor 2008), más korábbi publikációk alapján (például Lantos 1997) egy munkahipotézist fogalmaztam meg, amely értelmezi a mérési adatokat, bár nem feltétlen ellentmondásmentes. E modell szerint a triász platformot egy olyan tágulásos feszültségmező érte, amelyet dominánsan ÉÉK–DDNy-i vagy ÉK–DNy-i széthúzás jellemezett. Ugyanakkor, a széthúzás irányával párhuzamosan is kialakulhattak tágulásos szerkezetek (4.2. ábra). Utóbbiak megjelenése nem jellemző egy egyszerű szerkezetű széthúzásos területen (mint például a Vörös-tenger árkában); ott az egymást váltó normálvetők között úgynevezett váltórámpa alakul ki (Morley 1988).

A 'harántszerkezetek' kialakulására több lehetőség adódik (4.2. ábra). Egyrészt, a középső és legkisebb feszültségtengely majdnem egyforma nagyságú lehetett és a területet KDK–NyÉNy-i (DK–ÉNY-i) húzás hatása is befolyásolhatta, ezt szemléltetik a 4.1. ábrán a becsült széthúzásos

főtengelyt jelző kettős nyilak. Erre az úgynevezett ortogonális feszültségtengely-permutációra riftek esetében több példa ismert (3.8. ábra, Angelier & Bergerat 1983). Leginkább akkor léphet fel, ha a húzás iránya nem teljesen egyértelmű, és egy kiemelt platformra esetleg több irányú (részben gravitációs) húzóerők (is) hathattak. A fő irányra merőleges törések lehetnek úgynevezett transzfervetők is, amelyek olyan blokkok között jönnek létre, amelyekben a tágulás helye illetve nagysága eltér. A fővető–transzfervető rendszer egymásra közel merőleges vetőmintát mutat. Ilyen közel ortogonális törések (telérek) jellemzik például a Vérteshez hasonló Déli-Alpok juráját (Wintherer et al. 1991), de ferde harántárkok is létrejöhetnek (4.2. ábra). A Gerecse esetében a vetőgeometria úgy illeszthető a modellbe, hogy ott éppen a „harántvetők" vagy „transzferek" voltak a domináns elemek. Lehetséges az is, hogy a közel É–D-i vetők ferdecsúszású vetőként vagy egyenesen eltolódásként keletkeztek (Lantos 1997).



4.2. ábra. Egyszerű modellek a jura szerkezeti adatok magyarázatára. Tipikus rift-szerkezet, váltórámpákkal. B) trtasnzfer-vetőkkel tagolt rift. C) Modell a részletesebben tanulmányozott Vértes és Gerecse jura szerkezei mintájára.

Összegzés, ősföldrajz

E helyi változatokat is beleértve kimondható, hogy a fenti terepi adatok alapján a szerkezeti minta és a feszültségmező a Dunántúli-középhegységben egységesnek tűnik. A modellben javasolt húzás domináns iránya, illetve a közel merőleges aktív vetőrendszer — a meghatározások bizonytalanságát is figyelembe véve — jó egyezésben van korábbi, részletes rétegtani, őslénytani és kőzettani vizsgálatokra épülő ősföldrajzi modellekkel (Galácz 1988, Vörös & Galácz 1988, Császár et al. 1998). Ezek olyan hátakat, kiemelt területeket, illetve köztük húzódó medencéket mutatnak, melyeket ÉNy–DK-i, ÉK–DNy-i és É–D-i csapású tágulásos vetők választanak el egymástól. Így jó az egyezés a vértesi DNy-i perem esetében az ősföldrajzi modell és a mérések között csakúgy, mint a Gorba-hát feltételezett és ténylegesen térképezett szerkezetei között. A bakonyi kisszámú mérésből becsült feszültségmező szintén jól egyezik a hátak peremvetőivel.

A dunántúli feszültségmező-modell egy nem túl távoli óceáni riftesedés szerkezeti mintáit tükrözi vissza. A Dunántúli-középhegység egykori földtani helyzetét tekintve valószínűsíthetjük, hogy a jura szerkezetek a kinyíló Piemont-Liguri-óceán riftesedésének következményeként jöttek létre. Csontos & Vörös (2004) modellje szerint a Dunántúli-középhegység olyan, vékonyodó kérgű kontinentális területen volt, ahol a közeli óceán-ágak miatt változó irányú húzás léphetett fel. A közel egyenrangú, merőleges húzás mind a kora–, mind a középső-jurában aktív lehetett.

4.4. D2 feszültségmező és deformáció a kora-krétában

4.4.1. A D2-D5 deformációk általános problémái

A Dunántúli-középhegység egyik legfontosabb szerkezeti deformációi a mezozoos rétegek kibillenését okozó gyűrődés, a kapcsolódó rátolódások, eltolódások, és normálvetők voltak. A deformációs fázisok száma, a feszültségmező főtengelyeinek iránya, a fázisok időzítése és geodinamikai értelmezése azonban meglehetősen eltérő a különféle szerzők munkáiban: a szerkezetek bemutatásánál magam is több alternatív értelmezést fogalmazok meg. A DKH-n belüli eltérő kréta rétegsorok (Kázmér 1987) és a változó geodinamikai háttér (Tari 1994) ismeretében valószínű, hogy a DKH-t nem jellemezte minden időszakban egy homogén feszültségmező, hanem éppenséggel a lokális eltérések domináltak. Így eltérő számú és jellegű fázissal számolhatunk a Gerecse (–Budai-hegység) és a Bakony–Vértes esetében, amelyek bemutatása önálló szakaszokat igényel. A vértesi térképezés igazolta, hogy hasonló feszültségmezők a kréta-paleocén során többször is jellemzőek lehettek. Sőt, az is lehetséges, hogy egy feszültségtípus többször visszatért, egy eltérő feszültségmező „közbeiktatása" után. Így az eocén előtti fázisokat jellemző maximális feszültségtengelyek iránya NyÉNy–KDK és KÉK–NyDNy között változott és gyakorlatilag csak a K–Ny-i irány nem jelenik meg.

A fázisok korát illetően az is lehetséges, hogy az egyes feszültségmezők közötti időbeni határok a DKH-n belül helyről helyre változtak, bár ez adódhat a képződmények nem elégségesen részletes kormeghatározásból is. Másrészt, a deformáció során felléphettek függőleges vagy meredek tengely körüli forgások („csapásváltás", „elcsavarodás"), amelyek megváltoztatták az eredeti szerkezeti irányokat, és az azokat jellemző levezetett feszültségtengelyeket is elfordították. A paleomágneses vizsgálatok legalább egy helyen igazolták ilyen függőleges tengelyű helyi forgás fellépését, de minden szerkezetileg problémás helyen e vizsgálat nem volt keresztülvihető. Az „elfordított" és „helyben maradt" szerkezetek elkülönítése nehéz feladat. Ezért inkább az S2-S5 feszültségmezőkről beszélek, melyek csak óvatossággal munkahipotézisként válthatók regionális D2-D5 deformációs fázisokra, melyet folyamatosan diszkutálok.

A részletek bizonytalansága ellenére a fázisok alsó és felső korhatára jól megadható. Az alsó korhatár a késő-berriasi vagy valangini lehet, mivel addig a rétegsorok folyamatosak és más jel sem utal arra, hogy szerkezeti váltás történne a jurán belül. A magyar földtan egyik fontos sarokkő-értékű megállapítása, hogy regionális szinten a szerkezeteket az eocén üledékek lefedik. Utóbbiakból a legidősebb fosszíliák a középső-eocén aljáról valók, míg a helyenként fellépő bauxitok kora hasadványnyom-vizsgálatok alapján tekinthető eocénnek (Dunkl 1990). Ezért tág értelemben (és kissé pontatlanul) a valangini–ypresi intervallumon belül ment végbe az alább tárgyalandó négy fázis.

Az egyes fázisokon belül epizódokat különböztettem meg vértesi elemzésem módszerét követve (Fodor 2008). Ezek egyrészt a gyűrődéses deformáción belüli relatív sorrendet, azaz a gyűrődés előtt, alatt, után létrejött szerkezeteket gyűjtik egybe. Másrészt, a Gerecse esetében egyes eltérő feszültségtípusokat is epizódoknak tekintek.

4.4.2. A D2 fázis feszültségmezői és szerkezetei

Gerecse és Budai-hegység

A gerecsei, budai-hegységi kréta korú deformációk jellemzésére többféle adatsor áll rendelkezésre. Egyrészt, 1992 óta több szakaszban, a terepgyakorlatokhoz vagy szakdolgozatokhoz kapcsolódóan töréses szerkezeti elemek mérése és ezekből feszültségmező-becslés történt: ezek egy

kisebb része publikálásra is került. E mellett, Sasvári (2008a,b, 2009a, b), főleg képlékeny szerkezeti elemeket, redőket vizsgált, és utóbbiak tengelyirányából vont le következtetéseket. A két megközelítés eltér egymástól, mind a fázisok száma, a feszültségtengelyek (rövidülési irányok) és a fázisok sorrendje tekintetében: ezeket diszkutálom.

S2a: K–Ny—DK–ÉNy-i széthúzás

Barréminél idősebb szerkezetekre csak bersek-hegyi adataim utalnak (Fodor 1998), melyet 2009-ben újramértünk. A bánya alsó részén a vékony homokkő-betelepüléseket számos vető metszi, amely azonban a befoglaló márgában nem vagy alig követhető (3.10b ábra). Ezek a zárt vetők, melyek vonalát eltüntető folyamat a diagenezis lehetett, ezért alkalmazom a diagenezis előtti vagy alatti, azaz „szindiagenetikus" vető kifejezést. E mellett, a homokkő alsó és felső réteglapját metsző vetők nincsenek egy egyenesen, hanem dőlésmentén szegmentált vetőket alkotnak, ami szintén arra utal, hogy az üledék még plasztikusan vette fel a deformációt.

A két mérés adatsora alapján DK–ÉNy-i széthúzás jellemezte e kis szerkezeteket (4.3. ábra). Felmerül persze, hogy e szerkezetek nem tektonikus eredetűek, hanem a lejtőmozgás miatt jöttek létre. Ennek talán az mond ellent, hogy a becsült széthúzási irány éppen párhuzamos Fogarasi (1995) által rekonstruált lejtőiránnyal, nem pedig közel merőleges arra, amint az csuszamlásoktól „elvárható" lenne. A deformáció az üledék lerakódása után nem sokkal, azaz a valangini-hautrivi alatt történhetett.

Kis telérek jelennek meg a Szél-hegyen a keleti kőfejtőben, melyek kitöltése Lábatlani Homokkő (4.3. ábra). Kisméretű, É–D—ÉÉK–DNy-i csapású normálvetőket a Gyökér-völgyben azonosítottunk (Horányi et al. 2010). A normálvetők elvetik a Lábatlani Homokkövet, vagyis legalább barrémiak. Ugyanakkor, a rétegek kibillenése előtt keletkeztek, valószínűleg az apti–kora-albaiban, K–Ny-i vagy KDK–NyÉNy-i széthúzás hatására (Horányi et al. 2010). E korai, kisméretű, tágulásos szerkezeteket az S2a feszültségmező jellemzi és a D2a epizódba sorolom (4.3. ábra).

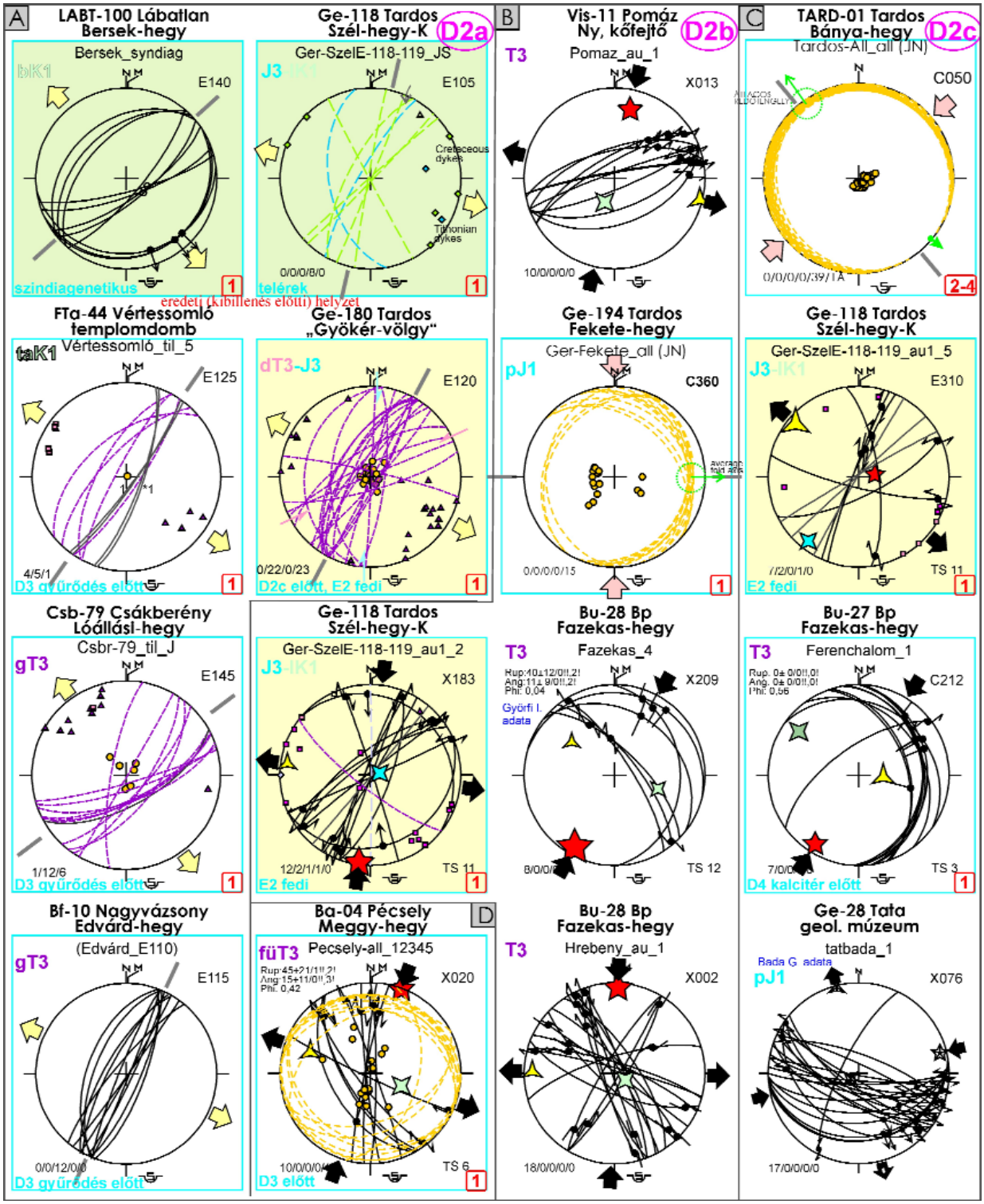
S2b= É–D-i összenyomás

Közel É–D-i összenyomás hatására létrejött szerkezetek gyakran jellemzik a Gerecse központi részét. Ezek ~K–Ny-i csapású redők, kisebb rátolódások, illetve ÉÉNy–DDK-i jobbos, valamint ÉÉK–DDNy-i balos eltolódások. A tardosi Szél-hegyen és a Fekete-hegyen több kisebb, 20–200m hullámhosszú, közepesen nyitott redő észlelhető a kréta illetve jura rétegsorokban. A Szél-hegy legészakibb pontján a triász mészkő a kréta homokkőre tolódott, míg a Szél-hegy keleti kőfejtőjében kiegészítő eltolódások, köztük térképi méretűek lépnek föl (4.3. ábra). A térképi szerkezetek megjelennek Bada et al. (1996) publikációjában. Ezek mellett, Bada (1994) több helyen, például a Kis-Gerecsén észlelte e feszültségmezőt. Sasvári (2008b) nem különítette el ezt a feszültségmezőt.

D2c=ÉK–DNy-i összenyomás, merőleges húzás

Több gerecsei pontban figyeltem meg ÉK–DNy-i összenyomással és merőleges húzással jellemzett eltolódásos feszültségmezőt. A maximális feszültségtengely iránya ÉÉK–DDNy és KÉK–NyDNy között változhat (4.3. ábra). Kiemelendő, hogy Bada et al. (1996) munkájában KÉK–NyDNy-i összenyomási irányt ad meg, mely feszültségadatok egy részét a D2c feszültségmezőbe sorolom. Ennek jellemzője a K–Ny-i csapású balos, É–D-i irányú jobbos eltolódások párban vagy önállóan való megjelenése, valamint az ÉNy–DK-i csapású redők és kisebb rátolódások.

A feszültségmezőben több térképi szerkezet is megjelenik, amint erre Bada et al. (1996) munká-



4.3. ábra. A D2 fázis jellemző sztereogramjai: (A) D2a epizód, (B) D2b, (C) D2c epizódok. Szél-hegy-kelet feltárásban 3 esemény is megőrződött. D) Pécsely adatsora ide is tehető, de lehetséges egy elcsavart D3 besorolás is.

ja már utalt. Ezek egy része K–Ny-i balos eltolódás, melyek a jura-kréta rétegsort a triász mészkő mellé tolják. E feszültségtípusba sorolom a tardosi Malom-völgy mentén húzódó deformációs zónát is, melyet az adott feszültségmezőben jobbos eltolódásnak értelmezek (5a függelék). A több km

hosszú zónában a mezozoos rétegsorok — a bennük rögzült korábbi D1 és D2a szerkezetekkel együtt — 40-50°-ban kibillentek.

E feszültségtípusban jöhettek létre a tardosi Bánya-hegyen megfigyelt nagyon enyhe, kis szárnyszögű redők is, melyek tengelye ÉNy–DK-i (4.3. ábra). A redő Bada et al (1996) térképén szerepel, majd Sasvári (2008b) sztereogrammal dokumentálta. Sasvári (2008b) munkájából e mellett még a Hajós-árokban észlelt kőzetrés-párokat tartom e fázisba sorolhatónak. Lehetséges, hogy Sasvári (2009a) által a lábatlani Ördöggáti-kőfejtőben megfigyelt, kibillent kőzetrés-pár is e feszültségmezőre utal, amennyiben ezek valóban tektonikus elemek.

A Budai-hegységben Fodor et al. (1994) feszültségmező-meghatározása alapján néhány pontban a D2c epizódba tartozó ÉK–DNy-i összenyomást lehetett igazolni (4.3. ábra). Az összenyomás hatása azokban az ÉNy-i csapású pikkelyekben, rátolódásokban ölt testet, melyeket Wein (1977) térképe ábrázol (5a függelék). Ezt egészítik ki az Ördög-oromnál és az Odvas-hegyen kisebb redők.

A Pilis és a Kevélyek vonulatában Salánki (1996) figyelt meg olyan eltolódásokat, melyek a gerecsei S2b és S2c feszültségmezők valamelyikével jöttek létre. Főleg a S2c mező jellemezhette a Pilisben Nagy (1969) által kimutatott pikkelyeket is, melyek mentén a mezozoos rétegsor ismétlődik. Palotai et al. (2006) adatai szerint az egyik ilyen rátolódás már a jura végén aktív lehetett, de egyéb koradat nem áll rendelkezésre. A Pilis-törés viszont jobbos eltoldásnak tűnik néhány közeli adat alapján (4.3., 2. ábra) (Salánki 1996).

Vértes–Bakony–Balaton-felvidék

A vértesi térképezés és terepi vizsgálatok több pontban igazolták a korai, kibillenés előtti deformációra jellemző szerkezeteket az apti és idősebb kőzetekben. Ezek egy része széthúzásos vagy transztenziós feszültségmezőben jött létre. Ide sorolhatunk olyan kiegészítő nyírásos vagy szakításos kőzetréseket, amelyek a rétegek vízszintes helyzetében, tehát a deformáció-történet elején keletkeztek. Egy helyen, a vértessomlói templomdomb alatt apti kőzeten is felléptek ezen idős, kibillenés előtti, (transz)tenziós törések (4.3 ábra). A széthúzás iránya ÉNy–DK és KDK–NyÉNy között ingadozik, ami a gerecsei S2a feszültségmezőnek feleltethető meg. A Bakonyban biztosan ide sorolható adatokat nem találtam. Albert (2000) ismertet olyan redőket, melyet esetleg e fázisba sorolhatnánk.

A Balatonfelvidéken a Vérteshez hasonló, vízszintes helyzetben keletkezett kőzetréseket tudtam azonosítani, melyek a D2a extenzióval párhuzamosíthatók. Ettől eltérően, a pécselyi Meggy-hegyen Dudko A., F. Bergerat és általam mért adatok alapján É–D-i redők azonosíthatók, melyeket egy ÉÉK–DDNy-i összenyomás eltolódásai megelőztek. Ez a korábbi fázis a D2b feszültségmezőre emlékeztető adat. Lehetséges, hogy lokálisan elcsavarodott helyzetben levő szerkezeteket mértünk, amelyek nem tükrözik egy regionális deformáció irányait. E bizonytalan besorolású adatot leszámítva, a vértesi térképezés során olyan töréseket, melyek vízszintes rétegdőlésnél, É–D-i vagy ÉK–DNy-i összenyomásra jöttek volna létre, nem igazoltam (Fodor 2008). Ez azt jelenti, hogy a Gerecsében tapasztalható S2b, S2c összenyomásos-eltolódásos feszültségmező vértesi vagy bakonyi jelenlétét szerintem nem lehetett bizonyítani.

Pocsai & Csontos (2006) ÉK–DNy-i térrövidüléses deformációhoz kapcsolják az apti képződmények feltételezett szinszediment deformációját. A rétegvastagság-változás és a szedimentológiai jellemzők alapján a Vértessomlói-vonalat és a Móri-árok ÉNy–DK-i csapású peremét rátolódásosnak tartják az apti–kora-albai során. Mint később elemzem, szerintem ezek a szerkezetek a D3 fázishoz tartoznak, és a Móri-peremvető pedig nem is rátolódás, hanem normálvető, így e szerkezetek nem taroznak a D2 fázisba.

A vértesi, balatonfelvidéki deformáció kora igen nehezen adható meg, tulajdonképpen még a D1 besorolás sem kizárt. Az itt elfogadott értelmezés szerint azonban a feszültségadatok a gerecsei S2a feszültségmezővel rokoníthatók. Korbesorolásuk is követi a gerecsei mintát, azaz késő-berriasi–kora-albai, és megelőzi a kibillenést (gyűrődést) okozó feszültségmezőt (S3) amely, mint látni fogjuk, a kora-albaiban kezdődik. Valószínű, hogy a Pocsai & Csontos (2006) által feltételezett szinszediment apti deformáció egy része a D2 fázishoz tartozik, de azok szerkezeti jellemzése még nem megoldott.

Diszkusszió: a KÉK–NyDNy-i és/vagy K–Ny-i kompresszió kérdése

A D2c feszültségmező szélső eseteiben nehéz az elhatárolás az É–D-i és a KÉK–NyÉNy–összenyomással jellemzett S2b és S5 feszültségmezőktől. Bada et al. (1996) munkájában eleve KÉK–NyÉNy-i összenyomást ad meg e feszültségmező jellemzésére. Lehetséges, hogy adataik egy része valójában az S5 feszültségmezőbe tartozik. A D2c és a S5 feszültségmezők elkülönítése leginkább szerencsés relatív kronológiai adatok esetén lehetséges, például amikor a S5 feszültségmező a D3 feszültségmezőnél fiatalabb.

Sasvári (2008b, 2009a, b) munkáiban K–Ny-i összenyomást ad meg, mint amelyik az egyik legjellemzőbb a Gerecse területén. E deformációs mezőt redők és egyéb szerkezetek, például sűrű elválási síkok, lapos nyírási síkpárok alapján adja meg. A kérdés részletes elemzése nélkül megjegyzem, hogy e fázis önálló létét a krétára vonatkozólag kétségbe vonom. Az ide sorolt redők nagy részéről ugyanis nem bizonyítható, hogy összenyomásos eredetűek, nem pedig vetőkapcsolt redők, a nyírási síkpárok kinematikájára nincs adat, az elválási síkok eredete kellően nem tisztázott. Az Ördöggáti-kőfejtő szerkezeteit összességében csuszamlásos eredetűeknek tartjuk Sztanó Orsolyával és Palotai Mártonnal végzett elemzésünk után. E kritikai megjegyzések ellenére lehetséges, hogy néhány megfigyelt szerkezet valóban tektonikus eredetű és K–Ny-i kompresszió hozta létre: ekkor ezeket a D2c feszültségmező szélső eseteinek vagy esetleg a S5 mezőbe tartozónak vélem.

A S2b, S2c feszültségmezők kora

A részben szindiagenetikus S2a feszültségmező korára a valangini–kora-albai intervallum tűnik valószínűnek. Bada et al. (1996) szerint a S2b és S2c feszültségmezők és szerkezeteik oligocén előttiek, mert a Szél-hegy tetején az üledék lefedi azokat. Beke (2010) munkája szerint a kainozoos törmelékes sorozat első üledékei eocén korúak: ez litológiai hasonlóság alapján a szél-hegyiekre is igaz, vagyis a két feszültségmező középső-eocén előtti. Bada (1994) és Bada et al. (1996) munkáikban az S2b feszültségmezőt a tág késő-jura—kora-kréta intervallumba teszi, bár a késő-jura besorolásra igen kevés az adat. E szerzők a KÉK–NyDNy-i összenyomásra (D2c epizód) „középső-kréta” korbesorolást adtak.

A deformált Lábatlani Homokkő alapján mind a S2b, mind a S2c a feszültségmező a barréminál aligha lehet korábbi. Ez alól kivételt képezhetnek az ördöggáti eltolódásosnak tűnő kőzetrések (Sasvári 2009a), melyek a csuszamlás előtt keletkeztek: tehát itt a valangini–hautrivi besorolás is lehetséges. Sasvári (2008b) szerint a S2c összenyomás apti lenne, de ezt inkább általános geodinamikai megfontolásokból, semmint konkrét adatokból vezeti le. Sasvári (2009a, b) az általa elkülönített K–Ny-i összenyomást (a S2c szélső esetét?) kora-albainak értelmezi.

Mivel ezek alapján nem látok konkrét adatokat a S2b és S2c feszültségmezők pontos időbeni lehatárolására, mindkettőre az apti–kora-albai intervallumot adom meg. Nem kizárt, hogy valamelyik feszültségmező korábban, azaz a valangini-barrémiban is hatott a területen, de kérdéses, milyen szerkezetben öltött testet. Az is lehetséges, hogy valamelyik feszültségmező az albaiban végig, eset-

leg még tovább is hatott. Ekkor azonban értelmezni kell a DKH délebbi területein ható eltérő főtengelyű feszültségmezőhöz (S3) való viszonyt. Mivel a gerecsei S2 feszültségmezők korbesorolása bizonytalan, csak átfedő intervallumok adhatók meg, így azok szigorú időbeni sorba rendezésére egyelőre nem volt lehetőségem. Ezért az egyes feszültségmezőket egy deformációs fázisba sorolom, még ha ez valószínűleg mesterkélt összevonás is. Az egyszerűség kedvéért úgy tekintem, hogy az egyes feszültségmezők a D2 fázison belüli epizódoknak felelnek meg. A D2a epizód időben korábbi, mint a másik kettő, amire a Gyökér-völgy kibillent vetői és a berseki szindiagenetikus szerkezetek adnak bizonyítékot (4.3. ábra). A teljes D2 fázisra a valangini-kora-albai intervallumot tartom lehetségesnek.

Az S2a, S2b, S2c feszültségmezők összevetése a geodinamikai modellekkel

A gerecsei kora-kréta medence kompressziós eredete Balla (1981) munkájában merül fel először és az alapvető képet – szubdukciós zónával való valamilyen kapcsolatot – azóta is elfogadjuk. A medenceelemezés előrehaladtával többen egyszerre fogalmazták meg a gerecsei kréta medence típusát. Tari (1994, 1995) munkája mondja ki, hogy a kora-kréta süllyedés egy kéreghajlásos vagy kéregterheléses előtéri medencében (flexural basin) jött létre, de a többi munka is erre a következtetésre jut (Császár & Árgyelán 1994, Mindszenty et al. 1994, 2000, Fogarasi 1995). A terhelés, azaz a kéregvastagodás pontos helyét nem ismerjük. Az erre vonatkozó spekulációkat — bevallottan vagy suba alatt — befolyásolta, hogy az adott munka milyen egyéb jelenséget próbált meg összekötni a fő deformáció — alapvetően a szubdukció — helyének kitűzésével (Sasvári 2009b). A legtöbb munka ÉK–DNy-i rövidülés számlájára írja a kéreghajlást, amire pl. az ÉK felől jövő üledékszállítási irányok utalnak (Sztanó 1990, Fogarasi 1995). Ugyanakkor, az albai fáciesek mára csak csonkán megőrződött lefutása akár a Gerecsétől KÉK vagy K-re levő fő deformációs zóna létét is felveti (Császár 1995, 2002). Ebből sejthető, hogy a geodinamikai keret nem ad pontos összenyomás-irányt, az É–D és ÉK–DNy között bárhol lehetett. Az sem kizárt, hogy egészen KÉK–NyDNy-i irányig fordult vagy időben változott. A Gerecsében, Pilisben és a Budai-hegységben megfigyelt S2b, S2c feszültségmezők ezen lehetséges irányokkal jól egyeznének, de további finomítást teszek.

A kéreghajlásos medencék üledékeiben ugyanis nem kellene jelentős deformációra utaló nyomokat találni: az üledék csak a kitölthető tér létét mutatja, a tér létrejöttét kiváltó deformáció az üledékképződéstől fizikailag távol megy végbe. Az üledékben már megjelenő rövidüléses deformáció a deformációs front előrelépését mutatja, és éppenséggel az adott pontban gyakran az üledékképződés végét jelzi. E propagáló deformáció stílusa és iránya lehet azonos az üledékképződést kiváltóval, de ez nem feltétlen van így. A gerecsei esetben a kéreghajlásos medence fejlődése a berriasiban kezdődik és a legkorábbi albaitól feljebb nem ismert, a Vértesben ezt kitolhatjuk az albai elejére, esetleg közepére. Ezért úgy vélem, hogy a megfigyelt S2b, S2c feszültségmezők éppenséggel a kéreghajlásos medencefejlődés végső szakaszát, a medence összeomlását, azaz kb. a késő-apti–kora-albai időszakot jellemzik. A relatív sorrend tisztázatlansága miatt e két mező együtt jellemzi a D2 deformációs fázis kései szakaszát.

A gerecsei S2a feszültségmező viszont a medencefejlődés korábbi, üledékképződés alatti szakaszát képviselhette, amikor a deformációs front még távolabb volt a megőrződött üledékektől. Ekkor a Gerecse területén még nem térrövidülés történt, de a lokális széthúzásos és a távolabbi összenyomásos szerkezetekre a maximális vízszintes főfeszültségtengelyt azonos irányúnak tételezem fel. A S2a feszültségtípus a σ_1 és σ_2 feszültségtengelyek lokális permutációjával állhat elő (3.8. ábra). A deformációs front előterében ilyen tengely-permutáció máshol is ismert, a legközeleb-

bi példa talán az Alpok kora-kainozoos takaróképződése és az európai előtérben megfigyelhető széthúzás, árokképződés lehet (Bergerat 1987). Hasonló módon szerintem összhang teremthető a gerecsei kisebb, sporadikus S2a szerkezetek és a tág geodinamikai keret között. A gerecsei S2a feszültségmező talán az aptiig állhatott fenn. Mivel szerintem időben elkülönül a S2b és S2c mezőtől, megfeleltethető egy viszonylag önálló D2a deformáció epizódnak.

A vértesi, balatonfelvidéki S2a törések létrejöttéhez még több idő állhatott rendelkezésre, hiszen oda az összenyomásos deformáció el sem ért, ott térrövidülés már nem történt, és a (transz)tenziós S2a feszültségmező se hozott létre jelentős vetőt. Ugyanakkor, a maximális vízszintes feszültségtengely (S_2) megegyezik a gerecsei S2a térrel, és hasonló a S2c-hez is. Ebből az adódik, hogy a D2a epizód a Gerecsében rövidebb ideig tarthatott, mint a Vértesben, ahol a teljes D2 fázist ez a feszültségmező jellemezte.

Ezen sok gondolati elem közbeiktatásával erősíteni lehet a modellt, mely szerint — közvetlenül vagy közvetve — nagyjából É–D és ÉK–DNy közötti összenyomás váltotta ki a gerecsei kora-kréta medence flexúrális jellegű süllyedését, majd poszt-üledékes deformációját.

4.5. D3 fázis: (Ny)ÉNy–(K)DK-i összenyomás a kréta középső szakaszában

4.5.1. Bevezetés

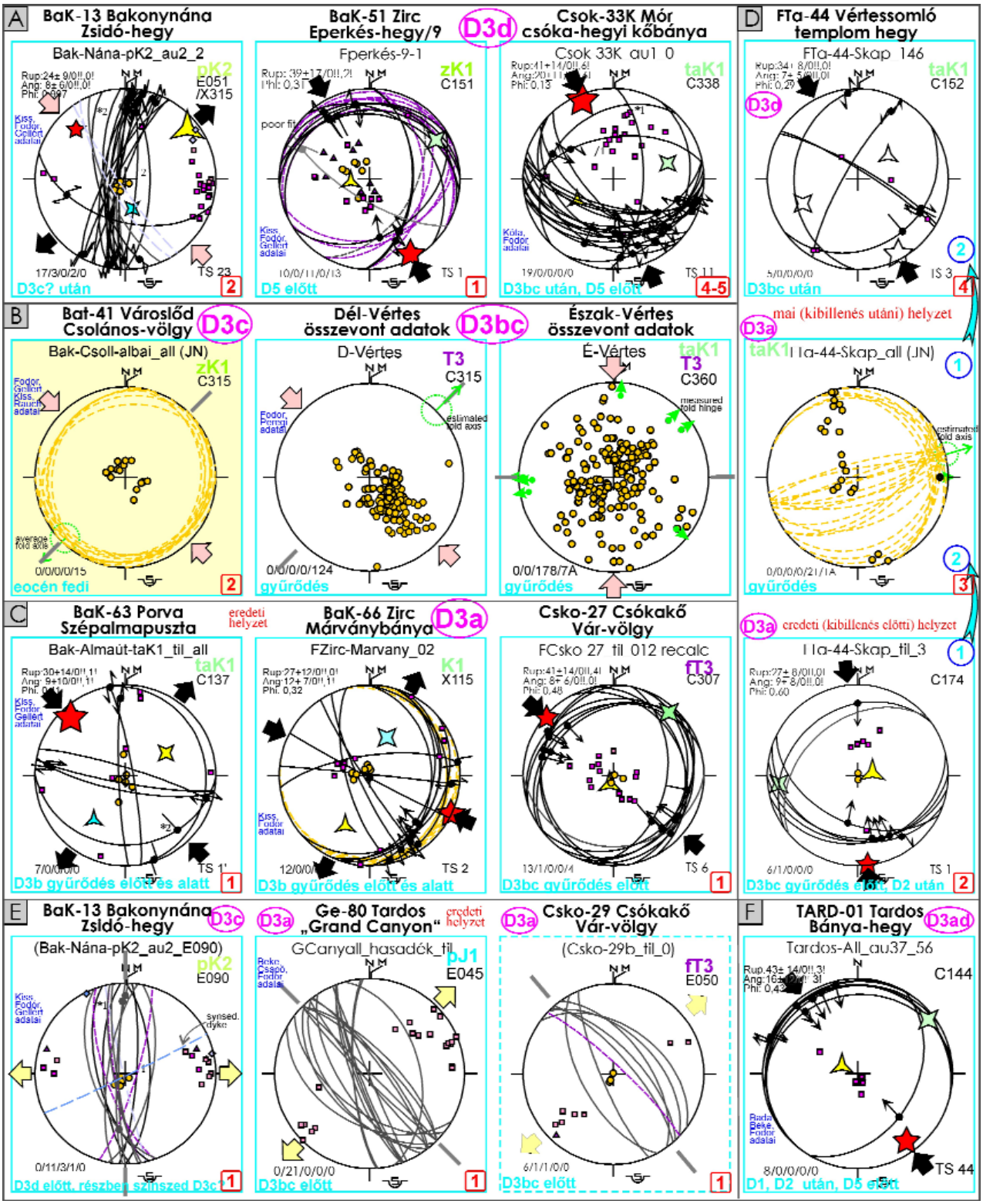
A Dunántúli-középhegység egyik alapvető szerkezeti eleme az un. „középhegységi szinklinális”, amelynek létezését mind a kainozoikum feküjét ábrázoló térképek (Császár et al. 1978, Fülöp & Dank 1987, Dank et al. 1990, Haas et al. 2010), mind más elemzések egyértelműen igazolják (Balla és Dudko 1989; Balla et al. 1993). A redős szerkezet a Déli-Bakonytól egészen a Vértes északi részéig és a Gerecse nyugati előteréig nyomozható. A szinklinális tengelyében jura és/vagy kora-kréta képződmények vannak, de a Vértes-előtérben a rétegsor nagyobb területen felnyúlik a cenománba is.

A korábbi és saját szerkezeti elemzések, feszültségmező-meghatározások és a vértesi térképezés révén sikerült egy olyan összetett deformációs eseménysort igazolni, melynek részleteiben is jellemzik a „szinklinális szerkezetet”. Munkám során ezt a tág értelemben vett D3 fázisként említem, és főleg annak vetőgeometriáját, feszültségmezőit és időzítését kísértem figyelemmel. Mivel a középhegységi gyűrődés koráról eltérő vélemények ismertek, és a vita jelenleg is folyik, ezért nem tagolom tovább önálló fázisokra a korai kréta és a santoni üledékképződés közötti időszak eseményeit.

A szerkezeti elemek, redők, térképi és feltárás-méretű rátolódások általában térrövidüléses deformációra utalnak. A D3 fázisban (kisebb méretben) eltolódások és normálvetők is megjelennek. Az összenyomás iránya a redőkben mért dőlésadatokból becsülhető, míg több esetben a feszültségmező főtengelyei a vetőkarcok alapján számíthatók (4.4. ábra). Az összenyomás iránya átlagban ÉNy–DK-i, de ez egyes esetekben NyÉNy–KDK és ÉÉNy–DDK között is változhat, sőt az északi Vértesben szélső esetben akár É–D-i irányig is kitérhet.

A deformációs események eléggé folyamatosan mehettek végbe, de munkahipotézisként 4 epizódot különítettem el a D3 fázison belül. Az elkülönítés célja, hogy a gyűrődés és a kapcsolódó deformációk között egyfajta relatív sorrendet állítson fel, mégpedig a gyűrődéshez képest. Bár a relatív sorrend nem csak egy adott kőfejtőre, hanem az egész Dunántúli-középhegységre is helytálló, de az már nem igazolható, hogy az egyes alfázisok mindenhol egyszerre történtek. Például egy konkrét redőben a gyűrődés előtti szerkezetek megelőzik a gyűrődést, de nem biztos, hogy egy másik

redőben megfigyelt, hasonló relatív korú vetőkkel egy időben jöttek létre. A gyűrődéshez való viszonyt billenésteszttel ellenőriztem. Mivel nagyon nehéz részleges billentést csinálni, a gyűrődés alatti szerkezetek kimutatása nehéz, az epizódok elhatárolása és besorolása gyakran mesterséges.



4.4. ábra. A D3 fázisra jellemző sztereogramok. A) Kibillenés utáni, (B) gyűrődés alatti, (C) gyűrődés előtti szerkezetek. D) Vértessomló, templom dombi feltárás mindhárom epizódot mutatja. E) kibillenés előtti exnteziós szerkezetek. F) Tardos adatsorát a nagyon kis dőlés miatt nem lehet epizódba sorolni, de a D3 fázisba tartozik. Jelkulcs az 1. függeléken.

Ezen tényezők miatt nem lehet az epizódokat teljes biztonsággal fázisoknak tekinteni. E mellett, az epizódok feszültségtengelyei, vetőmintái igen közel vannak egymáshoz, tehát besorolásuk bizonytalanságokkal terhelt. Ezért gyakran csak több epizód valamelyikébe sorolható egy adatsor.

A D3a alfázis (vagy esemény) a korai gyűrődés előtt létrejött, de a gyűrődéshez hasonló feszültségmezővel jellemezhető szerkezetek tartoznak. A gyűrődés kezdeti eseménye a D3b alfázist jelenti, míg a gyűrődés középső-albai képződményeket is érintő befejeződése a D3c alfázisban ment végbe. A gyűrődést követő, de még hasonló feszültségmezőben végbemenő deformációt a D3d alfázisba soroltam, bár ezek esetében nem zárható ki a sokkal fiatalabb fázisban való keletkezés, amelynek feszültségtengelyei hasonlóak a D3d fázishoz (ilyenek esetleg a D6–D8, és főleg a D9–D11 fázisok).

Ahol kibillenés előtti és utáni deformációs epizódot is igazoltunk, ott a két epizód feszültségtengelyei gyakran hasonlóak voltak (4.4. ábra), ami úgynevezett koaxális deformációra utal. Helyenként észlelhető a feszültségtengelyek kismértékű elfordulása az óramutató járásával egy irányban, a D3c-D3d alfázisok alatt, de ez nem volt következetes minden esetben.

A D3b illetve D3c alfázisok felbontásának alapja a Tési Formáció talpán megjelenő diszkordancia-felület, amely a két alfázis átmenetét jelző szárazföldi lepusztulási eseményhez köthető. A felbontás nehézségét jelzi, hogy e diszkordanica-felület a Bakonyban jól kijelölhető, de csak tág határok között korolható (barrémi–középső-albai). Ezzel szemben az északi Vértes-előtérben a felület nehezen kijelölhető, hisz a kora- és középső-albai rétegsorok helyenként folyamatosnak tűnnek, kismértékű szögeltérés a fúrások alapján nehezen észlelhető.

4.5.2. Feszültségmező és szerkezeti geometria

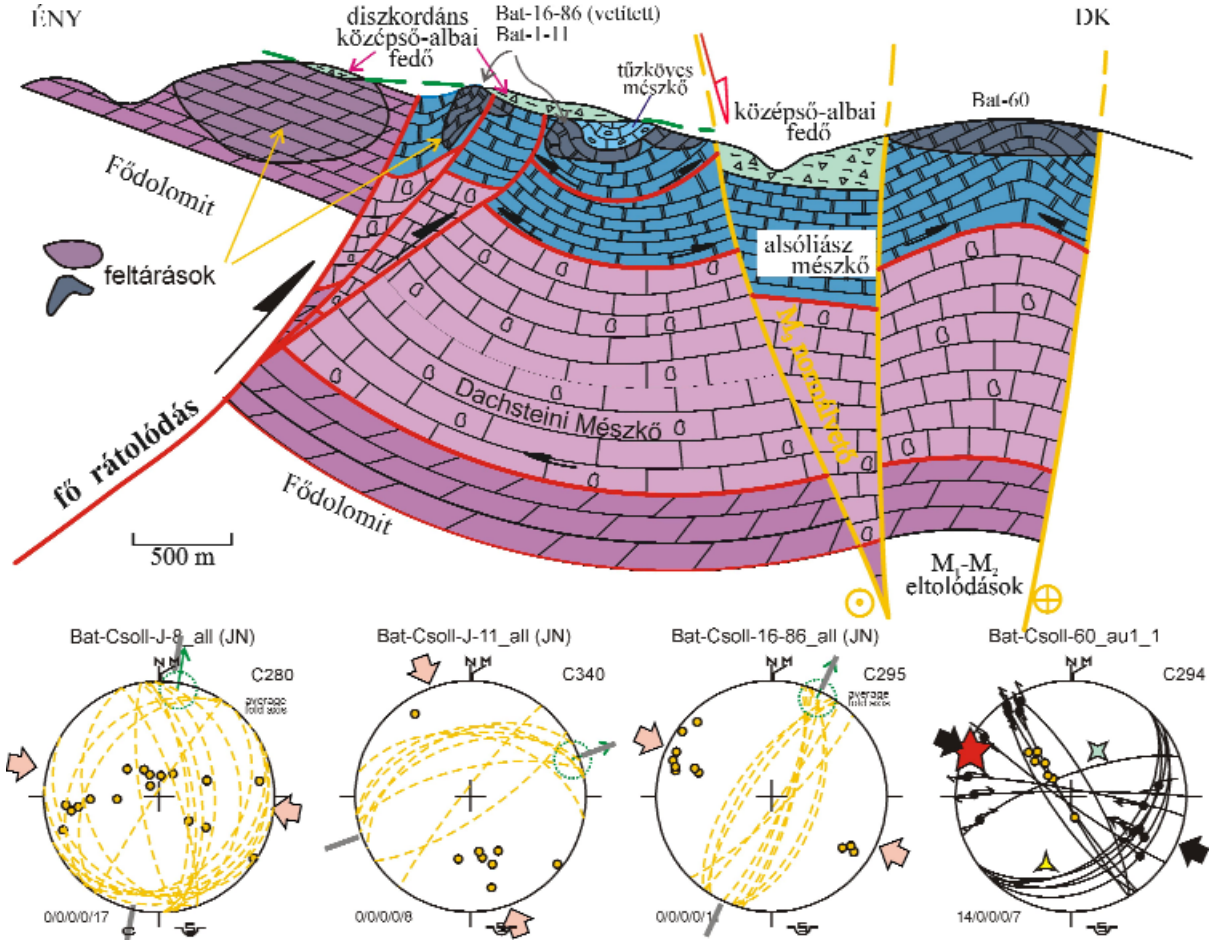
Bakony–Balatonfelvidék

A D3 feszültségmezőt és szerkezeteket a sümegi Sintérlapi-kőfejtőben, a dél-bakonyi városlődi Csolános-völgy mentén térképezett 2 km-es sávban, néhány Balaton-felvidéki és magas-bakonyi pontban is sikerült azonosítani. A D3 fázisba sorolt szerkezetek közül igen fontos a *Sümeg, Sintérlapi-kőfejtő* (2. függelék). Haas et al. (1984) ismertette a kibillent Tatai Formációba tartozó rétegeket, melyeket a középhegységi szinklinálishoz kötöttek. A szerkezet újravizsgálata során megállapítottam (Fodor 1993) hogy a meredek rétegeket az általános kibillenés mellett kisebb rámpa-rátolódások és duplexek is deformálják. A rámpa-rátolódások következtében egyes rétegszakaszok igen meredekké, sőt átbuktatottá váltak. A billentésteszt igazolja, hogy a szerkezetek a kibillenés előtt, a legkorábbi D3a epizód alatt jöttek létre, miközben a létrejövő kisebb duplexek meggyűrték a rétegeket (2. függelék). Ezt követhette az általános kibillenés (gyűrődés) a D3b és/vagy D3c epizód(ok) alatt. E deformációkat ÉNy–DK-i összenyomás jellemezte.

A *déli-bakonyi* D3ab epizódok gyakori szerkezetei az ÉÉK–DNY—ÉK–DNY-i csapású redők és rátolódások, amelyek feltárás-méretben és térképileg egyaránt jelentkeznek (4.5. ábra). A Városlőd környékén térképezett sávban mezoméretű redőket a triász Fődolomitban, a Dachsteini Mészkőben és liász mészkövekben egyaránt megfigyelhettem (Fodor 1997), kiegészítve Mészáros (1969) térképét. A redők hullámhossza 20-250 m, ami azonban a fiatalabb jura képződményekben akár 10 m -re is lecsökkenhet. A tűzköves szinemuri mészkőben és fedőjében szoros redők lépnek fel, melyekben függőleges vagy kissé átbuktatott szárny is gyakori a Fődolomit felé való kontaktus közelében.

Városlőd környékén a legfontosabb szerkezeti elem az a térképi méretű rátolódás, mely mentén a Fődolomit a gyűrt, kissé átbuktatott szinemuri tűzköves mészkőre tolódott rá (4.5. ábra). A térképi

lefutás alapján a rátolódás nem lapos, hanem közepesen meredek dőlésű, de közvetlenül nem mérhető. A térképi elvetés meghaladja a Dachsteini és Kardosréti Formációk együttes vastagságát, azaz vertikálisan legalább 1 km. A bakonyi keresztszelvényen úgy foglaltam állást (Fodor 1997), hogy e rátolódás a Tari (1994) által javasolt Bakonybéli-rátolódással azonos, lokálisan Csolános-rátolódásként említem. A D3a és D3b epizódok feszültségtengelyei a redőkből és karc nélküli rátolódásokból csak becsülhetők, így S_1 NyÉNy–KDK körül lehetett (4.5 ábra).



4.5. ábra. Szelvény a városlődi Csolános-völgyben, melyen a gyűrt triász–alsó-júra rétegekre Fődolomit tolódik. A deformáció a D3a,b epizódokhoz tartozik, és a középső-albai Tési Formáció tűzkőtörmelékes agyagja lefedi. B) D3ab fázisú sztereogramok a Csolános-völgy mentén (Fodor 1997).

A Porva-medence környékén Kiss et al. (2001) és Kiss (2009) igazolt olyan rátolódásokat és eltolódás-párokat, melyek a képződmények kismértékű kibillenése előtt vagy az alatt keletkeztek (4.4c ábra). Ekkor eltolódás-pár esetében a vetőkarc a vető–réteglap metszetével párhuzamos volt (Kiss et al. 2001). Ezt az elvet számos más bakonyi és Balaton-felvidéki feltárásban alkalmaztam, mivel ezen esetekben a deformáció korai, azaz kibillenés előtti időzítése bizonyos, amely besorolás biztonságát csak a dőlésszög kis értéke gyengíti. E helyeken mért karcokat a D3a eseményhez soroltam. A mért adatoknak Kiss (2009) adataival való együttes kiértékelése ÉNy–DK-i kompresszió jelez, csakúgy, mint a kibillenésből becsülhető D3bc összenyomás.

A Magas-Bakony egyik fontos szerkezeti eleme a Bakonybéli-rátolódás, melyet Tari (1994) vázlatos szerkezeti térképein adott meg (5b függelék). Kiss (2009) és saját elemzésem szerint ez a

szerkezet azonosítható azzal az elemmel, amit Gyalog & Császár (1982) térképén a Dachsteini és Fődolomit Formációk között húzódik a Kőris-hegy nyugati oldalán. A térképen a keleti blokk Dachsteini kőzete van levetett helyzetben, de a szelvénybeli kép értelmezéséhez figyelembe kell azt is venni, hogy a rátolódás a miocénben reaktiválódott és a felső blokk idősebb kőzete a miocénben levetődött.

A *Balaton-felvidéken* ebbe a fázisba sorolom a számos feltárásban megfigyelt, ÉK-i irányú kibillenést és az aszófői és az arácsi bevágásban a rétegekkel közel párhuzamos vagy kissé meredekebb rátolódásokat (Fodor et al. 2005c). Ezek ma kibillentett helyzetben vannak, tehát a deformáció korai szakaszát képviselhetik; még a közel vízszintes rétegdőlésnél jöttek létre. A D3a és D3bc feszültségmező csak becsülhető, összenyomási iránya ÉNy–DK körül van. A gyűrődés utáni feszültségmező valamivel jobban ismert, mert Pécselyen és Balatonfüreden az ÉNy–DK-i kompresszió É–D-i balos és K–Ny-i jobbos eltolódásokból jól határozható.

A Balaton-felvidéken a legnagyobb szerkezeti elem a *Litéri-rátolódás* (5b függelék). A vetőt a régi térképezési munkák is kimutatták (Böckh 1874, Lóczy 1913). A 80-as évek térképezése és Dudko (1991) mikrotektonikai megfigyelései egyaránt megerősítették rátolódásos jellegét (Budai et al. 1999a, b). E rátolódással párhuzamosan egy másik szerkezeti elem, az Aszófői-rátolódás húzódhat a Balaton partjával párhuzamosan. A megfigyelt feltárásbeli szerkezetek és a rekonstruált feszültségmező összhangban van e fő szerkezetek rátolódásos jellegével, ezért ezeket a D3 fázisba sorolom.

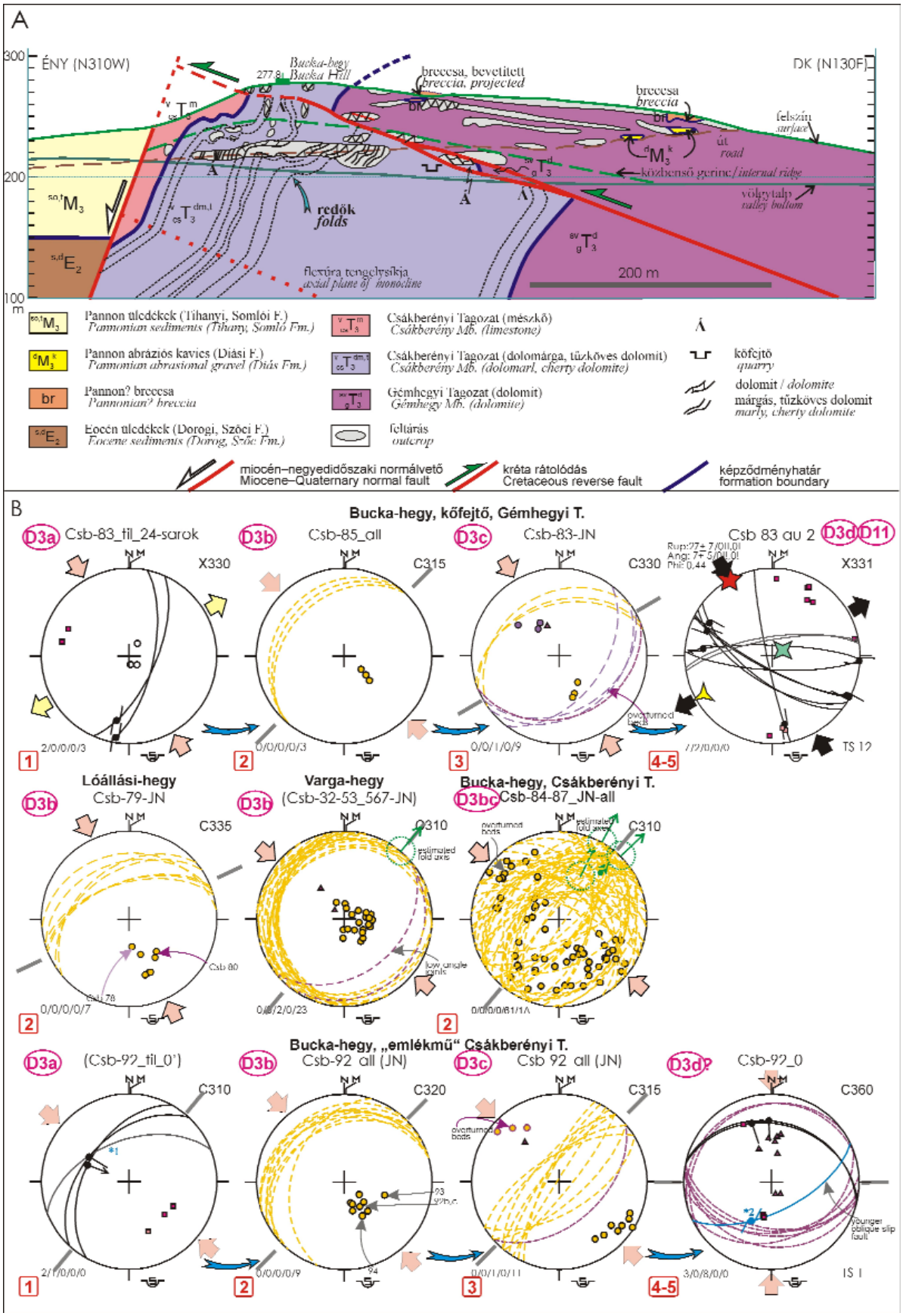
A Litéri-rátolódással párhuzamos a Veszprémi-törés, amely az előzőhöz közel, annak bakonyi (ÉNY-i) oldala felé esik (5b függelék). A Veszprémi-törés rétegtanilag helyenként rétegismétlődéses, általában rétegkimaradásos. Dudko (1991) szerint ennek ellenére a törés feltolódásos, bár magyarázata nem teljesen világos: vonatkozó ábráján ugyan létrejön a rétegkimaradásos rátolódás, de csak úgy, ha a karni márga minden ok nélkül elfogy dél felé. Az ellentmondások miatt modellt dolgoztam ki (Fodor 1997), melyben a Veszprémi-rátolódás úgynevezett young-on-older thrust, ahol a rátolódás egy gyűrődést követ, és így vág lefelé a rétegsorban (4.7c ábra). A mozgás a feszültségmező alapján a D3d fázisban is létrejöhetett, de nem kizárt miocén felújulás (lásd később, a D11 fázis leírásánál).

Vértes

A Vértes D3 fázisba tartozó szerkezeti elemeivel, feszültségmezőivel a vértesi térképmagyarázóban és több kisebb tanulmányban foglalkoztam (Fodor 2008, Fodor et al. 2004, 2005b, Fodor & Bíró 2004). A sűrű vértesi terepi mérések alapján a D3 fázist NyÉNy–KDK vagy ÉNy–DK-i kompresszió (rövidülés) jellemezte. A D3a és D3b alfázisok inkább nyugatias irányúak, míg a D3c, D3d alfázisok összenyomási irányai ÉNy–DK sőt ÉÉNy–DDK felé közelednek (4.4a,b,c ábra). Ugyanakkor, a feszültségmező valószínűleg nem volt homogén: éppen a Vértes északi részén olyan, D3 fázisba sorolható adataim vannak, melyek gyűrődés közbeni koaxilás deformáció során É–D-i összenyomást mutatnak.

A Vértes déli részén több kisebb rátolódást, redőt, flexúrát, eltolódást dokumentáltam (Fodor 2008). Ezek közül kiemelem a Vértes DK-i letörésénél (a Móri-peremvetőnél) igazolt ~K–Ny-i csapású rátolódásokat, ahol triász mészkő kétszer is a Tatai Formációra tolódott (3.17. ábra). A rátolódás előterében szoros, átbuktatott redők alakultak ki a Tatai Formációban. Kibillenés előtti rátolódásokat két helyen dokumentáltam. A redők alapján rekonstruált rövidülés, a karcok alapján számolt összenyomás ÉNy–DK körüli volt. Két pontban viszont kibillenés előtti normálvetők alapján ÉK–DNy-i széthúzást becsültem: e feszültségadatok a redőtengellyel párhuzamos megnyúlásként értelmezem.

A Vértes délkeleti részén, a csákberényi Buckán erősen gyűrt, kissé átbuktatott karni rétegsort



4.6. ábra. A D3 fázishoz tartozó rátolódás és gyűrődés a csákberényi Bucka-hegyen, (A) Budai et al. (2005) után, (B) a környéken mért szerkezetek sztereogramjaival kiegészítve.

észleltünk (Budai et al. 2005). A gyűrt rétegcsoport a Gánt-Csákberényi útig húzódik, ahol a rétegek közel függőlegesek. A gyűrődés egy ÉNy-i vergenciájú rátolódás miatt jött létre, mely a Sédvölgyi F. Gémhegyi Tagozatát a Csákberényi Tagozat fölé tolta a buckahegyi kőfejtőben (4.6. ábra). A gyűrődésből becsülhető rövidülés ÉNy–DK-i irányú. A feltárás jelentősége, hogy elemezhető volt a gyűrődés előtti néhány kisebb szerkezet (D3a), a korai gyűrődés (D3b), amely mintegy harminc fokban billentette ki a rétegeket, és a későbbi gyűrődés, amely a kis hullámhosszú redőket és az átbuktatást eredményezte. Utóbbit a D3c epizódba soroltam, vagyis a „középhegységi szinklinális" kialakulásának második szakaszába. Feltételezhető kora középső-albai–turon. Néhány kibillenés utáni vetőkarc a D3d vagy fiatalabb fázisba sorolható (4.6. ábra). Az események alapvetően koaxiális módon mentek végbe, habár egészen kis keleti (CW) elfordulás jelentkezik a korai és késői epizódok között.

A vértesi magyarázóban modellt dolgoztam ki a Buckahegyi-rátolódás regionális szerkezeti keretbe illesztésére. Ezek szerint a rátolódás DK felé egy krokodil-szerkezethez kapcsolódik, amelynek mélybeli folytatása egy vak, DK-i vergenciájú rátolódás. Ez utóbbit csapásban DNy felé követve, a vak rátolódás a Litéri- vagy a Veszprémi-rátolódással azonosítható (5b függelék).

A Vértes délnyugati peremvetője összetett mozgások eredménye. A térképezés során kimutattam (Fodor 2008), hogy a mozgások a gyűrődéssel egyidőben indulhattak. A peremvető zónájában, Fődolomit és jura között normál vetőket észleltem, melyek ÉK–DNy-i húzásra jöttek létre (4.4e ábra). Peremvető kora a szubtrópusi tönkfelszín kialakulása, azaz santoni előtti, vagyis a tág értelemben vett D3 fázishoz tartozhat. A peremvető környékén a feszültségmező az általános összenyomásostól eltérő lehetett, ami egy redőket részben metsző transzfer-vető mentén lehetséges.

Kutatásom során részletesen elemeztem és térképeztem a Vértes északi részén a Vértessomlói-vonalat, amely az egyik legnagyobb elvetésű szerkezeti elem a Dunántúli-középhegységben (5b függelék). A szerkezeti mérések alapján kimutattam, hogy a vonal olyan rátolódás, melynek jobbos mozgásösszetevője is lehetett (Fodor et al. 2005b). A rátolódás legjobban feltárt szakaszánál, a tatabányai Terv-út bevágásaiban közvetlenül is megfigyelhető a vető kinematikája, a triász, kihengerelt jura és alátolt Tatai Formációk között. Az alátolt blokkban szoros, átbuktatott redők, és kisebb rámparátolódások jöttek létre, amelyeket már Maros (1988) is észlelt. A Vértessomlói-rátolódáshoz annak mindkét szárnyán redők és kisebb rámparátolódások csatlakoznak, melyeket a felszínen a vonal teljes hosszában és Vértessomló környékén a fedett aljzatban mutattunk ki (Fodor et al. 2005b, Fodor & Bíró 2004). A feszültségmező általában ÉÉNy–DDK-i összenyomással jellemzett (4.4. ábra), de a vértessomlói templomdomb alatti adatokból É–D-i kompresszió számolható. A redőtengelyek irányából helyenként ÉÉK–DDNy-i rövidülés becsülhető. Ezt úgy értelmezem, hogy e redők eredeti irányukból keleti irányba elfordultak, ami jobbos eltolódások mentén lehetséges. Ilyen relatív keleti forgást a paleomágneses adatok is alátámasztanak (Márton et al. 2009). Ilyen ÉNy–DK-i csapású jobbos eltolódásokat és/vagy normálvetőket a felszínen több helyen is térképeztem, és ilyet tételezek fel a Tatabányai-medence aljzatában (Fodor et al. 2005b).

A kinematikai következtetés élesen eltér mind Balla & Dudko (1989) mind Pocsai & Csontos (2006) balos kinematikára tett javaslatától. Ugyanakkor, hasonló Császár et al. (1978) térképén sugallt rátolódásos megoldáshoz, de annál pontosabb és szerkezetföldtani mérésekkel kombinált térképezéssel igazolt. A feszültség-adatok nélkül, pusztán a térképi képet felhasználva, valóban a balos eltolódás tűnhetett helyesnek. A feszültségmező és a helyi dőlésadatok ismeretében viszont érthető, hogy a jobbos-rátolódás az általános kibillenés mellett balos térképi elvetést ad: ez azonban csak a térképi síkban megjelenő (látszólagos) elvetés és nem tükrözi a valós jobbos-rátolódásos kinematikát.

A részletes térképezés igazolta, hogy a vonal az eocén előtt működött (Fodor & Bíró 2004, Fodor

2008), ellentétben Balla & Dudko (1989) miocén korbesorolásával. A vértessomlói templomdombon világos, hogy egy korábbi, gyenge deformációt, a D2a epizódot követi a D3 fázisba sorolható eseménysor. A rátolódás az üledékföldtani adatok alapján már az aptiban elkezdődhetett (Pocsai & Csontos 2006), de a térképek albai-coniaci(?) korolást sugallnak.

4.5.3. Diszkusszió

A D3 fázis kora

A fázis korát két megközelítéssel adhatjuk meg: egyrészt vizsgálható a feltárásokból közvetlenül kiolvasható adat, másrészt a feszültségmezőben létrejött szerkezetek közvetlenül vagy közvetve meghatározott kora. Utóbbi esetben tulajdonképpen a Dunántúli-középhegységet ért kréta gyűrődés koráról kell nyilatkozni, melynek kezdetét nehéz korolni, és ebben a hazai publikációk az enyémtől eltérő álláspontot is képviselnek. Ennek leginkább az apti-cenomán feltárások behatárolt volta az oka.

Barrémi vagy barrémi előtti szerkezetekről, diszkordanciáról igen kevés — és bizonytalan — adat van (Mészáros 1968, Kiss 2009). Lelkes (1990) és Pocsai & Csontos (2006) szedimentológiai munkái alapján világos, hogy a Tatai F. képződése előtt is történt deformáció, így nem lenne lehetetlen, hogy a gyűrődés már valamikor az aptiban megkezdődjön. Mivel az esetlegesen apti korú szerkezetek kinematikájára konkrét szerkezeti adatot nem adtak meg, magam úgy vélem, hogy az már a D3 fázisba tartozhatott. Ezért nem zárom ki a gyűrődés apti(?) kezdetének lehetőségét.

A legtöbb feltárásban az rögzíthető, hogy a Tatai F. a D3 fázis szerkezeteivel erősen deformált (4.4. ábra, 2. függelék) (Haas et al. 1984, Fodor 2008), ráadásul a deformáció még vízszintes réteghelyzetben indult (Kiss et al. 2001). Ezek az adatok a gyűrődés kezdetének korát legalább az apti végére szorítanák fel. Sőt, mivel a Tatai F. inkább felső-aptinak vagy legkorábbi albainak tűnik (Szives, 1999), az abban észlelt szerkezet kora az albai legelejére kerül.

Részletes dél-bakonyi térképezésem során, a Csolános-völgy mentén több pontban is térképeztem, hogy az albai tűzkőtörmelékes agyag nagyjából vízszintes településben fedi a triász fődolomitot, annak karsztosodott töbreit, és a vele a Bakonybéli-rátolódás mentén érintkező tűzköves és tűzkőmentes, gyűrt liász mészkövet (4.5. ábra). A korábbi munkák ugyanerre jutottak: Szabó (1979, 1985) az úrkúti mangánbányák környékén észlelte és szelvényben ábrázolta, hogy a gyűrt jura sorozatot közel szintesen középső-albai üledékek (Zirci Mészkő) fedik, míg Mészáros (1969) térképén világos, hogy a meredek állású triász-jura rétegsort szintén a kevéssé deformált Zirci F. fedi. Albert (2000) szintén észlelte a redők Zirci F. előtti korát. ő a redőket K–Ny-i összenyomással értelmezte, és ezt a deformációt az általam D2-nek nevezett fázissal kapcsolta össze. Szerintem azonban itt csak egy lokális irányeltéréről van szó, és így az ő adata is a középső-albai előtti D3 redőződést mutatja.

Mindezek alapján a gyűrődések és rátolódások kialakulásának kezdete, sőt valószínűen a gyűrődés nagy részének kora egyértelműen a cikluskezdő albai üledékek előtti. A tűzkőtörmelékes agyag a Tési Agyagmárga Formáció Kepekői Tagozatába sorolható, kora analógiákat használva a középső-albai korszakba tehető, míg a Zirci F. a középső-albaitól keletkezett (Görög 1995). **Mindezen megfigyelések azt mutatják, hogy a gyűrődés, illetve annak egy jelentős kezdeti szakasza, és az azt jellemző feszültségmező, azaz a D3a és D3b epizódok a középső-albai előtt már végbementek.** Nem zárható ki azonban, hogy geometriailag D3a vagy D3b-nek tűnő szerkezet később, például a turonban jött volna létre, ha az adott pont valamiért csak később gyűrődött meg. Ezért az epizódok korbesorolása csak általában, az egyes esetek konkrét elemzésével együtt érvényes.

A gyűrődéses deformáció a középső-albai–cenomán üledékképződés alatt is folytatódhatott.

Szinszediment deformációra csak a zirci pintér-hegyi és déli fejtőkben, a pénzeskúti Zsidó-hegyen van bizonytalan feszültségadat, amely a gyűrődésbe csak erőltetéssel illik be (4.4e ábra). E nehezen kezelhető adatokat leszámítva, a gyűrődés végső fázisa a turon–coniaciban történhetett, amint erre az enyhén meggyűrt dél-bakonyi és vértesi középső-albai–cenomán sorozatok mutatnak. Mindezek alapján feltételezem, hogy a D3c és a gyűrődést követő D3d epizódok/feszültségmezők kora középső-albai–coniaci. A Dunántúli-középhegység senon üledékciklusa ez után rakódott le a santonitól kezdve (Haas et al. 1986). **Mivel adataim alapján a gyűrődés kezdetének kora nem tisztázható, így a D3 feszültségmező korát az apti(?)–coniaci időtartamra teszem.**

A D2 és D3 fázisok viszonya

Itt kell diszkutálnom azt a kérdést, mely szerint a Tatai F. középhegységbeli deformációja egy teljesen más, kb. ÉK–DNy-i összenyomásos feszültségmezőben ment volna végbe (Pocsai & Csontos 2006). A szerzők erre konkrét szerkezeti (kinematikai) bizonyítékot nem, csak közvetett üledékföldtani, vastagsági és fúrási adatokat használtak fel. Ezekből vezettek le egy olyan modellt, ami ÉNy–DK-i csapású szerkezetek rátolódásos mozgását tételezi fel — amely megfelelne Tari (1994, 1995) által javasolt rövidülési iránynak és kéreghajlásos modellnek. ÉNy–DK-i csapású rátolódásokat triász–kora-apti üledékekben, vízszintes réteghelyzet visszaállítása mellett kellene észlelni. Az előző fejezetben diszkutáltam, hogy ezt sem a bakonyi, sem a vértesi feszültségmező-adataimban nem találtam. Így nem vitatva ÉK–DNy-i kora-kréta kompressziós a szerkezetek létének lehetőségét, azokra az általam felhasznált adatok alapján nem látok bizonyítékot.

Lehetségesnek látnám viszont, hogy az ÉNy–DK-i csapású szerkezetek normálvetők lennének és ÉK–DNy-i széthúzás hatására jöttek volna létre. Ez jobban illeszkedne az általam rögzített feszültség-adatokhoz a következő modellben: a D3 gyűrődés a Tatai F. lerakódása előtt megkezdődhetett, majd folytatódott volna az üledékképződés alatt is. A redőtengelyekkel párhuzamosan ÉK–DNy-i széthúzás léphetett fel, amely kisebb normál elvetéseket indukált egyes ÉNy–DK-i csapású szerkezeti elemek mentén. ÉK–DNy-i széthúzást az egyik „gyanú-sított” „szin-Tatai” vető mentén, a DK-vértesi peremvető mentén rögzítettem is (Fodor 2008).

Világos, hogy a D2 és D3ab feszültségmezők általam megadott tartományai a kora-albaiban (és esetleg már az aptiban) átfednek egymással. Ez szerintem úgy lehetséges, ha a feszültségmező és a szerkezeti geometria a Dunántúli-középhegységen belül nem volt homogén, eltérő összenyomás uralkodott az északi és a középső-déli területeken. Ez a helyzet a kora-albaiban és esetleg az aptiban állhatott fenn. Ez a modell eltér Tari (1994, 1995) modelljétől, aki mindvégig homogén deformációs mintát javasolta a Dunántúli-középhegység teljes területére: a D2 feszültségmezővel rokonítható fázist az apti végéig, a D3(?) feszültségmezőbe tehetőt pedig az „albaiba”. A kora-albai tekintetében eltér véleményem Tariétól, ami abból is fakad, hogy szerkezeti munkájában nem különböztetett meg alemeleteket.

A Középhegységi szinklinális – az egység szerkezeti metszete

A D3 fázis feszültségmezőinek és kisebb szerkezeteinek ismertetése után nem kerülhetem meg a nagy méretű, regionálisan is jelentős szerkezetek vázlatos diszkusszióját, habár egy részletes elemzés meghaladja a munka kereteit. Elemzésemben (Fodor 1997) és a vértesi térképen (Fodor et al. 2008a) közreadott szelvények bemutatják a Dunántúli-középhegységi-egység belső szerkezeti felépítését. E két konkrét szelvény elvezetett egy olyan modell-szelvényhez, ami a teljes egység metszetét mutatja, szerkezeti helyzetének értelmezésével együtt. Ennek megalkotásában jelentősen

támaszkodtam Tari (1994) szelvényére, de azt javítottam és kiegészítettem saját megfigyeléseimmel és szerkezeti rész-modelljeimmel (4.7. ábra).

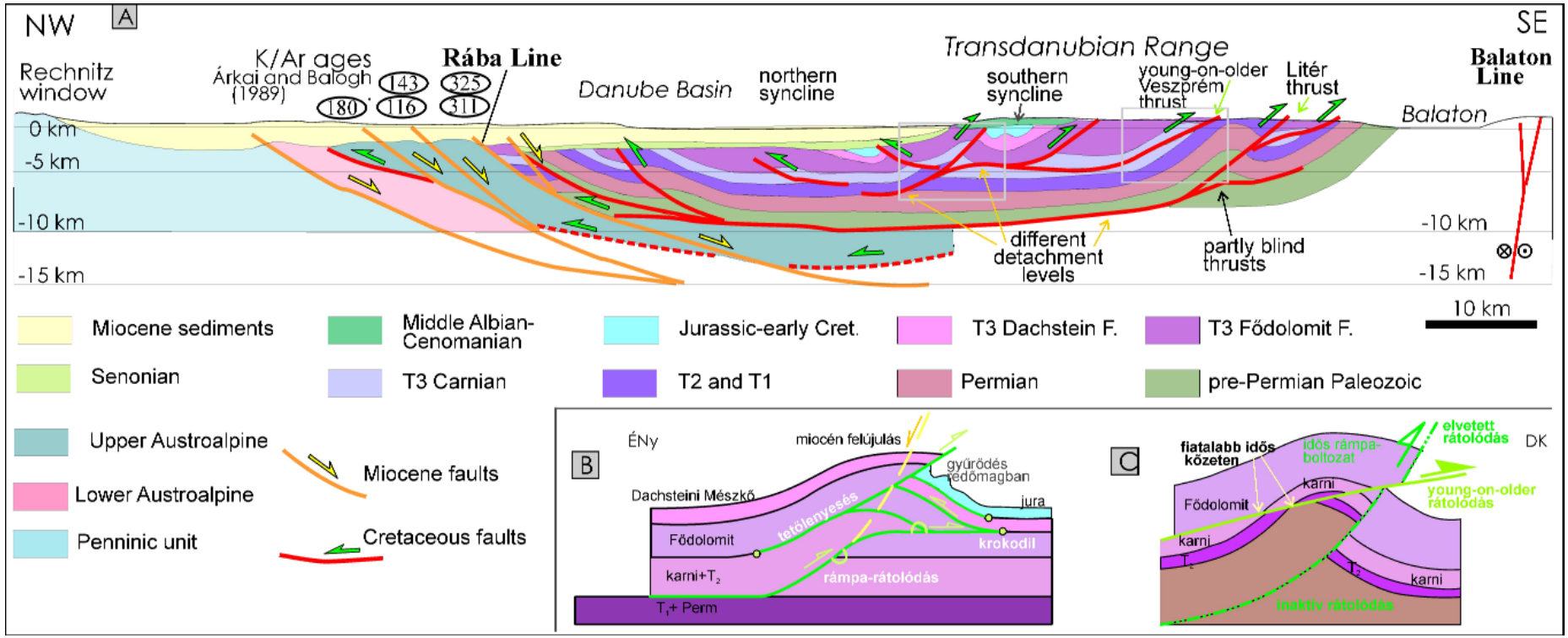
A Dunántúli-középhegységi-egység ÉNy-i határa egy takaróhatár, de Balla (1993) elemzése remekül mutatja a határ bizonytalanságát. Feltételezhető, hogy az egységtől ÉNy-ra, alsó helyzetben a Grazi Paleozoikum helyezkedik el. A Dunántúli-középhegység takarós felépítésében követtem Horváth (1993) és Tari (1994) modelljeit, és további adatokat szolgáltattam főleg a déli szlovéniai határra (Fodor & Koroknai 2000, Fodor et al. 2003b). A kréta takaróhatárt miocén normálvetők és/vagy eltolódások vágják el, egy ezek közül a Rába-vonal. Ettől közvetlen délre egy pikkely lehet, amelynek alsó egységét a Sótony Sót-1 érte el, ahol a senon alatt már „középhegységi" üledék van.

Néhány újabb pikkely (rámparátolódás) vagy vak rátolódás hátterében jelenik meg a „középhegységi szinklinális szerkezet" (4.7a ábra). A pre-kainozoos aljzattérképeken világos, hogy a „szinklinális" valójában két kisebb redőteknőből áll össze (Császár et al. 1978, Haas & Jocháné-Edelényi 1980, Fülöp & Dank 1987). Az északnyugati szinklinális csak a Magas-Bakonyban van a felszínen, a modell-szelvényen is fedett, a délkeleti viszont csapásban szinte folyamatosan (5b függelék).

Az ÉNy-i szinklinálistól DK-re az addig ÉNy-i vergenciájú szerkezetek innentől DK-i vergenciájúakra váltanak. Ez a határ a Bakonybéli-rátolódás, mely mentén a Fődolomit Dachsteini Mészkőre vagy jurára tolódott. Tari (1994, 1995) szerint a Bakonybéli-rátolódás alatt egy háromszög-zóna lép fel, amely összekötné a két szinklinálist, és amelyet karni márga alkotna. Szerintem (Fodor 1997, Fodor & Koroknai 2000), az is lehetséges, hogy Bakonybéli-rátolódás egy rámpa-antiklinális felső szintjéről (tetőlenyeséséből, roof thrust) indulhat, és a felszínig hatol. A roof thrust és a talpi lenyesés (floor thrust) egy DK-re levő szerkezeti krokodillal kapcsolódik össze (4.7b ábra). A lenyesési szint a középső-triász és karni márga lehet.

A rámpa-antiklinális DK-i előterében húzódik a DK-i szinklinális. Ennek magját több kisebb redő bonyolítja, amelyek valószínűleg egy sekély lenyesési felület felett jöttek létre (4.5 ábra). A csolános-völgyi szelvény igazolja, hogy e rátolódást a Tési Formáció lefedi. Ugyanakkor, a szinklinális magjában Zirci Mészkő található, amely a juránál és triásznál enyhébben gyűrődött meg; ez az epizód az albai utáni. Ettől délre húzódik a Veszprémi-rátolódás, ami az elemzéseim szerint egy young-on-older rátolódás (4.7a,c ábra). Ez a gyűrődés utáni rátolódás már azt a rámpa-antiklinálist vagy vetőharapódzási antiklinálist metszi, amely a Litéri-rátolódáshoz kapcsolódik. Mivel ez egy nagyméretű redő, magjában az ópaleozoikum is a felszínközelbe kerül, ezért feltételezem, hogy a lenyesési sík az ópaleozoikum alatt található, kb. 5-6km mélységben. E lenyesési zóna létét több korábbi tanulmány jelezte (Horváth et al. 1986, Horváth 1993, Ádám 2001). A rámpa-rátolódás részben ismét vízszintes lenyesésben folytatódik, részben a felszínig emelkedik. A pécselyi Zádor-hegynél levő szinklinális a felszínre jutó Litéri-rátolódás előterében van. Valószínű, hogy ez a rátolódási ág csak egy kisebb elem, amely a talpi lenyeséshez képest magasabb szintben, a rámpa-antiklinális tetőzónájában indul. A Litéri-rátolódástól délre lehetséges egy másik rátolódás (Aszófői-rátolódás), majd a Dunántúli-középhegység ópaeozoikumát is magában foglaló rátolódás sejthető: ezt azonban a Közép-magyarországi-zóna deformálta.

A modell szerint a Dunántúli-középhegység főbb szinklinálisai tulajdonképpen rámpa-antiklinálisok között kialakult gyűrt formák. A felszínen vagy a kainozoikum alatt megjelenő rátolódások rámpákhoz kötődhetnek, és a redők ezek másodlagos szerkezetei. A felszínre vagy a pre-kainozoos felületre kiérő rátolódások nem feltétlen a rámpa-rátolódások folytatásai, hanem magasabb lenyesési szintben gyökerezhetnek. Ezek a szerkezeti megoldások analógok azzal, amit Tari (1994) kidolgozott a Bakonyra, de annál néhány pontban részletesebb, és terepi adatokkal is alátámasztott.



dc_63_10

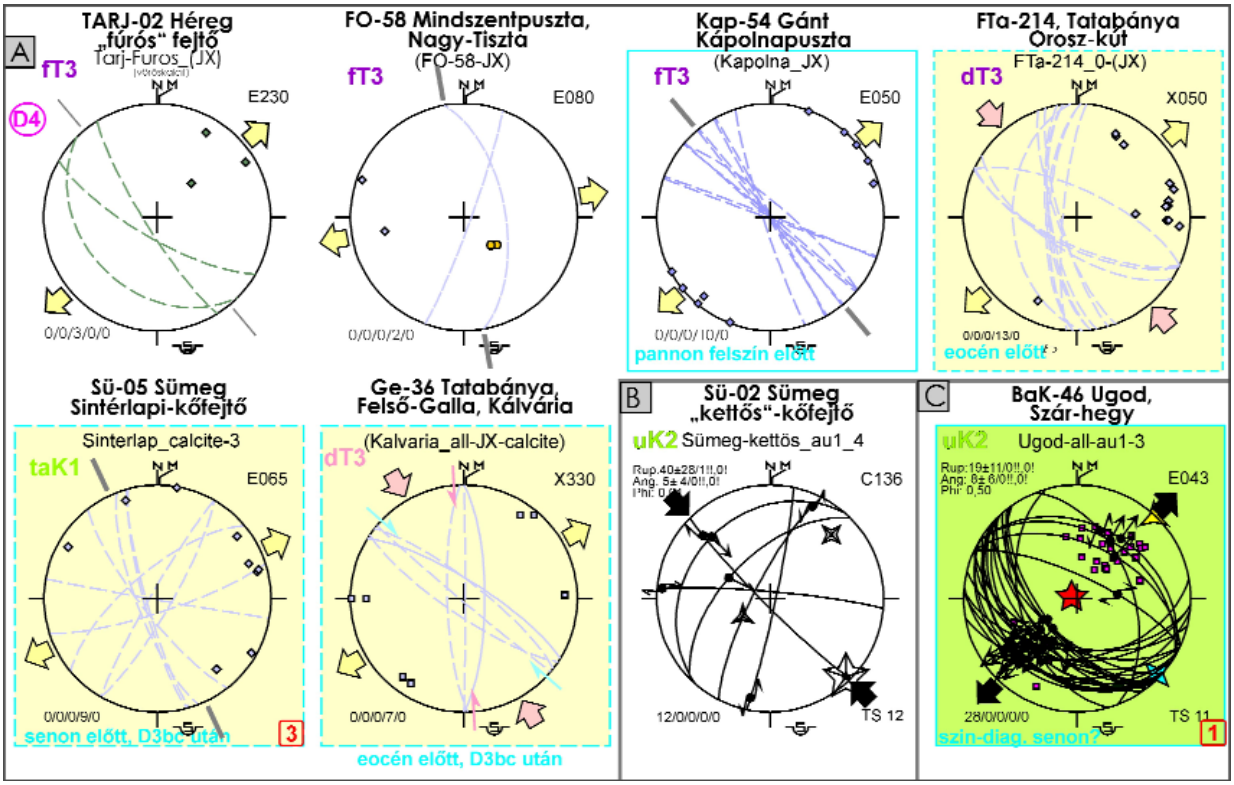
4.7. ábra. Modell-keresztszelvény a Dunántúli-középhegységi-egységen keresztül, a Kőszegi-hegységtől a Balaton vonalig. A) Szelvény Tari (1994) és Fodor & Koroknai (2000) alapján. B) Modell a Csolános-rátolódás kialakulására. C) Modell a Veszprémi-rátolódás young-on-older jellegére.

4.6. D4 fázis: senon–kora-eocén(?) deformációk

A Dunántúli-középhegység fő gyűrődését adó D3 fázis után a szerkezeti események jellege és időzítése problémás. Az ide tartozó főbb szerkezeti események és jelenségek a senon üledékképződés szerkezeti viszonyai, a vörös kalciterek problémája és a KÉK–NyDNy-i összenyomással jellemzett eltolódásos feszültségmező kérdése. A cenomán és idősebb kőzeteken mért szerkezeteknek a senon üledékképződéssel való kapcsolata igen kérdéses. A gyűrődés utánra meghatározott feszültségtípusok ugyanis előfordulnak a kainozoos adatok között is, leginkább a D11-es feszültségmezőhöz hasonlítanak. Így a poszt-gyűrődéses D3d, D4(?) és D11 fázisok elválasztása nehéz. A biztos kivételt a vörös kalcitok adják, melyek feltételezhető kora legalább részben senon. E teléreket, és más bizonytalan senon(?) minősítésű szerkezeteket a D4, míg egy másik feszültségmezőt a D5 fázisba sorolok.

Vöröskalcit-erek

A Sümeg-Sintérlapi-kőfejtőben újramértem a vörösbarna kalcitereket: az irányok változatosak, de ÉNy–DK-i maximumuk van (4.8. ábra). Térképezésünk a Vértes több pontján mutatott ki változó színű, vörös, barna kalcitteléreket (Fodor et al. 2004; Kercsmár 2004). Ezek szélessége néhány centimétertől 1–2 méterig terjed. A leghosszabb teléreket a gánti Kápolnapusztától É-ra, és Kőhányástól 2 km-re É-ra találtuk, ahol 200-300 méter hosszban is követhetők. A telérek iránya változatos, leggyakrabban ÉNy–DK-i csapásúak, de K–Ny, É–D és ÉK–DNy irány is előfordul (4.8. ábra). Az egyszerű kőzetmechanikai megfontolások alapján a leggyakoribb irány merőleges lehet arra az ÉK–DNy-i széthúzásra, mely a teléreket létrehozta. Ebben az esetben a húzás irányához képest ferde telérek hibrid törések (Hancock 1985) lehetnek, ahol a szakításos és nyírásos eredet kombinálódik. A fő telérirányra merőleges ÉK–DNy-i irányt Tari (1995) és Kercsmár (2004) a telérekkel egyidős kéreghajlásos (flexúrális) medence peremén fellépő helyi húzásnak tulajdonítja.



4.8. ábra. A D4 fázist jellemző sztereogramok. A) vörös kalciterek, B) poszt-campani kompressziós feszültségtípus, C) Szindiagenetikus senon(?) extenzió.

A telérek és így a deformáció korának kérdését Fodor et al. (2008b) munkában tárgyaltuk. Az irodalomban leginkább a „késő-kréta” megjelölés szokásos. Azonban az egyetlen hely, ahol a telérek szűk időintervallumba szoríthatók, a sümegi Sintérlapi-kőfejtő (2. függelék). Itt a deformált apti Tatai F. rétegeit áttörve, a közel vízszintes senon üledékek alatt jelennek meg (Haas et al. 1984): koruk így albai-coniaci lehet. A vörös kalcitokkal összefüggésbe hozták a lamprofíros magmatizmust (Demény et al. 1987, Siklósi et al. 2006). Ezek radiometrikus kora 77,6+3 – 60 Ma (összesítve Gyalog & Horváth 2004), ami fiatalabb, mint a sümegi telérek lehetséges legfiatalabb kora (coniaci). Más esetekben csak eocén vagy fiatalabb fedőt lehet igazolni közvetlen fedéssel vagy azzal, hogy az eocén számos helyen tartalmaz áthalmozott vöröskalcit-darabokat és a vöröskalcithoz köthető cseppkődarabokat (Wein 1977, Nádor & Sásdi 1991, Kercsmár 2004, Pálfalvi 2007). Néhány helyen a kalcit mellett vörösagyagos üledékfilm is megjelenik, ami inkább a paleocén(?)–kora-eocén(?) felé tolná el a kalcit korát. Ezek alapján a kalciterek lehetséges keletkezési korát a szinklinális szerkezet kialkulása (albai-conianci) és az eocén üledékképződés (luteciai) közé tehetjük.

Egyéb szerkezetek

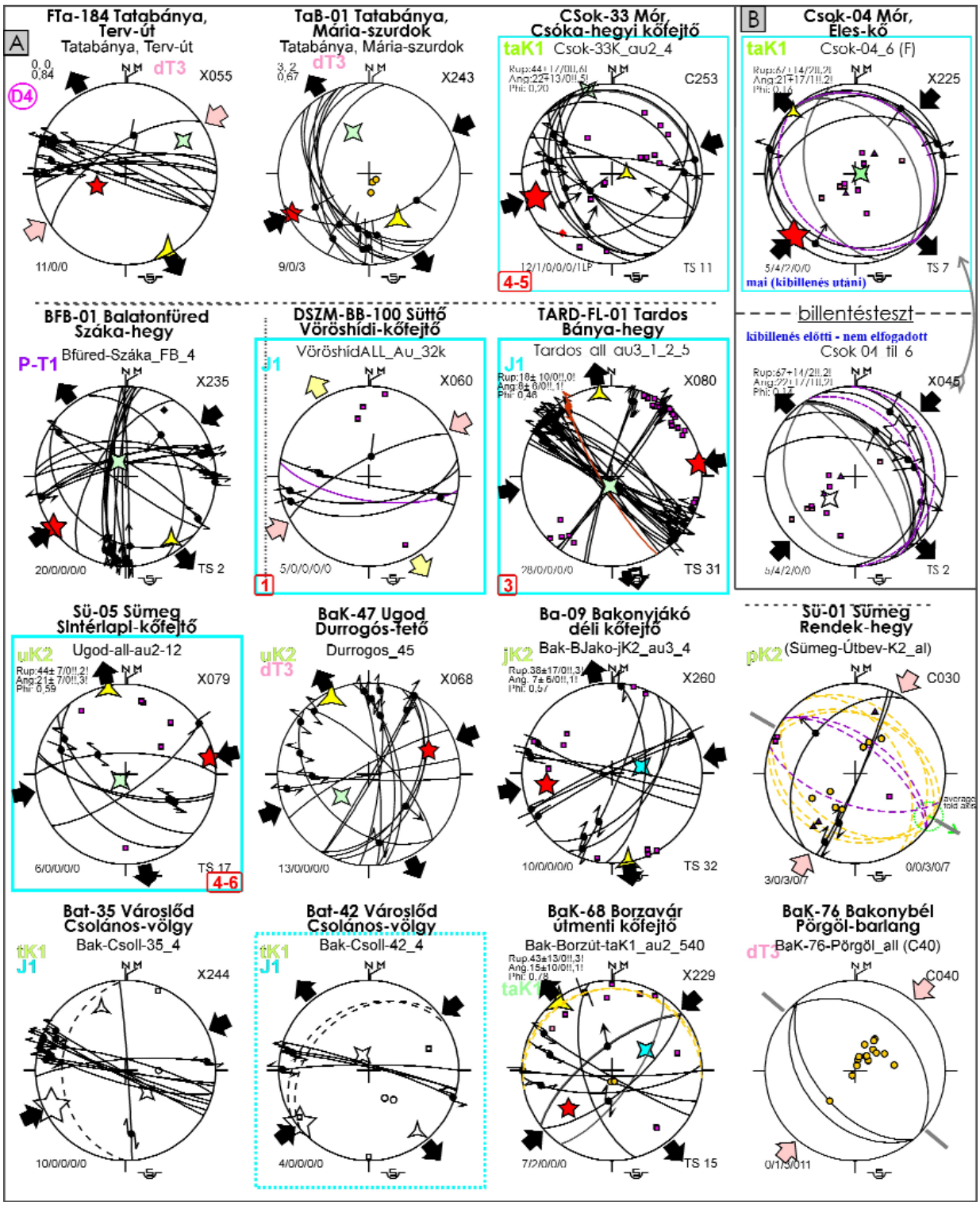
A senon üledékképződéssel kapcsolatba hozható szerkezeti adatokra csak az ugodi Szár-hegy bányájában tettünk szert (4.8c ábra) (Kiss 2009), ahol erősen kibillent senon mészkő jelenik meg (Haas 1979). A kibillent réteglapokon olyan karcok lépnek fel, amelyek nem élesek, hanem inkább enyhe gerincek. A réteglapok hosszanti irányban is enyhén hullámzanak, azokon kisebb dudorok jelennek meg. Lehetséges, hogy e jegyek a csúszás korai, azaz „szindiagenetikus” voltát mutatják (Kiss 2009). Ha ez így van, akkor maga a kibillenés is korai, azaz még a senon üledékképződés alatt történhetett. A kőfejtőben megvannak a triász és senon közötti olyan lapos vetők, melyek a kibillenést okozhatták. A rekonstruált feszültségmező ÉK–DNy-i húzás, ami hasonló a vöröskalcitokból becsült iránnyal. Ezzel összhangban, a „puha vetőkkel” párhuzamos nagy vetőket tételezett fel Haas (1999) a senon medencében. Ezzel látszólag szemben áll Tari (1992, 1995) véleménye, aki ÉNy–DK-i rövidülést javasolt a senon idejére. Ez abból is adódna, hogy a senonmedencék hossztengelye ÉK-DNy-i irányú (5c melléklet). Szerintem azonban egy kisebb, kompresszióra merőleges megnyúlás nem zárható ki a rövidülés során. A feszültségmező-adatsorban mindkét feszültségtípusra akad néhány, bizonytalanul ide sorolható adat.

Bizonytalanul ide sorolom a csővári rög területén meghatározott deformációt. Ott a felszíni térképezés ÉÉNy–DDK-i rövidüléssel jellemzett gyűrődést mutatott ki, amivel rátolódások is jártak (Benkő & Fodor 2002). Utóbbiakat fúrásban is dokumentálták (Haas et al. 1997). A becsípett campani üledékroncsok alapján maastrichti alsó korhatár, a felszíni adatok alapján eocén fedő igazolható. Így kor szerint e deformáció is a D4 fázishoz tartozhat, habár annak fő megjelenési területétől elszigetelt lévén, a kapcsolat laza.

4.7. D5 fázis: maastrichti(?)–kora-eocén(?)

A Dunántúli-középhegység több helyén is mérhetők KÉK–NyDNy-i kompresszióval jellemzett eltolódások vagy rátolódások, melyek közül leginkább NyÉNy-i irányú balosak lépnek fel (4.9. ábra). A bakonyi Csolános-völgyben több térképi vető mentén is észleltem ilyen kinematikát. Azonban itt is, mint máshol, a korábbi és későbbi jobbos eltolódások nem tették lehetővé térképi elvetés igazolását. A Bakony több pontján, elszórtan jelentkeznek ebbe a fázisba sorolható adatok, jórészt eltolódások, de rátolódások, és két helyen mezoméretű redők is (5d melléklet). A Vértesben mind a Móri-peremvető, mind a Vértessolói-vonal mentén megjelennek a balos eltolódások, sőt rátolódás-párok (Bíró 2003,

Fodor & Bíró 2004, Fodor 2008). E fázisba sorolható szerkezeteket és feszültségmezőt Maros (1989) és Bada et al. (1996) határozott meg a Gerecsében.



4.9. ábra. A D5 fázist jellemző sztereogramok. A) vetők vetületi képei mai helyzetben, B) billentésteszt a móri Éles-kő aptin mért adatsorán. A visszabillentett adatsorban keverednek a normálvetők és rátolódások, tehát a nem visszabillentett (mai) állapotban keletkezett a rátolódáspár.

Csapásuk szerint e fázisba lennének sorolhatók a Balaton-felvidék „harántszerkezetei” (5d melléklet). Budai (1988), Dudko (1990) és Budai et al. (1999a) térképén ÉNy–DK-i csapású rátolódások, kisebb redők jelennek meg Aszófő és Dörgicse között. Ezt Dudko (1991) a ”Dörgicsei-lófarok-szerkezetként” írta le (javaslatom: Dörgicsei seprű-szerkezet). A képződmények ismétlődéséből ÉNy-i csapású rátolódásokat értelmezett, amelyeket K–Ny-i balos eltolódási zóna zárná le. A Litéri-vonal mentén szintén megjelenik egy ÉNy-i csapású hajlat, amely értelmezhető balos eltolódáshoz kapcsolódó rátolódásként (Dudko 1991). E térképi szerkezeteket jellemezheti az a néhány pontban észlelt ÉK–DNy-i csapású összenyomás, amit Bergerat, Dudko és saját méréseiből rekonstruálhattam (4.9. ábra). Nem lenne kizárt olyan megoldás, amelyben a harántszerkezetek csak a D3 fázis lokális elcsavarodásából adódnának, de a feszültségadatok a D5 fázisba sorolást támogatják.

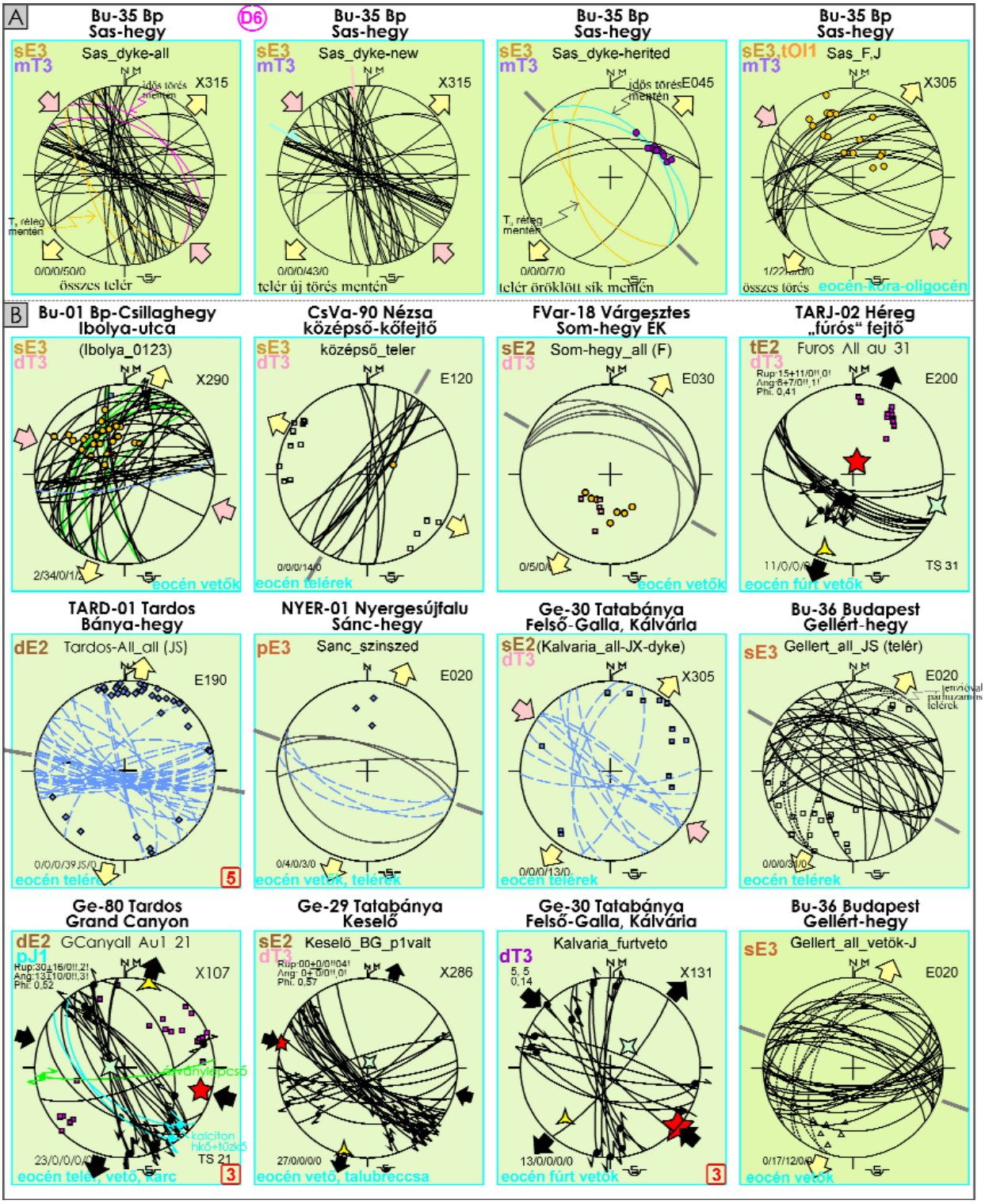
A KÉK–NyDNy-i kompresszióhoz kapcsolható eltolódások időzítése problematikus. A Gerecsében Bada et al. (1996) pontatlan „középső-kréta” kort adott. Sasvári (2008b) viszont az albaiba(?) sorolt olyan redőket, melyek hasonló rövidüléssel jellemzettek: mint korábban utaltam rá, ezeket én a D2 fázisba sorolom. A Vértesben több helyen megfigyelhető relatív kronológia, amennyiben a D5 törések a kibillenés utániak és érintik az aptit: egy ilyen billentéstesztet mutat a 4-D5b ábra, hol a rátolódás-párok csak mai helyzetben alkotnak Mohr-párt. A bakonyi Csolános-völgy környékén a Tési F. is deformált. A kor szempontjából szerintem döntő, hogy senon képződmények is részt vettek e deformációban. Bakonyjákó, Sümeg és Ugod környékén két-két kőfejtőben is fellépnek e feszültségmezőbe sorolt törések, utóbbiakat mind Knauer et al. (1993) mind Kiss (2009) mérte (4.9. ábra). Eocénben nem azonosítottam e feszültségmezőt, bár Sasvári et al. (2007) a Telegdi Roth vonal mentén mért olyan K–Ny-i kompressziót, ami akár ide, akár a D6-D8 fázisokba is sorolható. Mindezek alapján Fodor (1998) a késő-kréta–paleocénbe helyezte az ide tartozó szerkezeteket, ami a deformált campani miatt a maastrichti–kora-eocénre szűkíthető. Bár a kérdés nem zárható le, munkámban ezen besorolás mellett maradok.

4.8. D6 fázis: középső- késő-eocén–kora-kiscelli transzpresszió

Korábbi munkáinkban az eocén-eggenburgi időszak alatt létrejött szerkezeteket egy feszültségmező hatásának tulajdonítottuk (Fodor et al. 1999). A részletesebb vizsgálatok révén azonban a szerkezetek kor szerint tovább bonthatók, habár a feszültségtengelyek iránya és mező jellege alig változott. A felbontásra főleg a szinszediment szerkezetek felismerése adott lehetőséget, amelyek feltárás- és térképi méretben egyaránt jelentkeztek. Világos, hogy ez a felbontás csak a részletesen vizsgált területeken lehetséges, tehát az adatszám eloszlása nem egyenletes.

A hosszú késő-kréta–paleocén–kora-eocén szubtrópusi lepusztulási időszak alatt csekély deformáció érintette a Dunántúli- és Északi-középhegység környezetét. Ugyanakkor, az eocén üledékképződéssel egyidőben, vagy közvetlenül azt megelőzően a D6 fázisba sorolt szerkezetek jöttek létre. Bár a fázis szerkezeteit a későbbi események felülírták, az üledékképződéssel való szoros kapcsolat alapján több helyen sikerült igazolnunk az eocén kort, és így a fázishoz való tartozást. Ehhez a módszertanban említett, szinte valamennyi szinszediment kormeghatározási lehetőséget fel tudtuk használni, mivel az eocén képződmények igen gazdagok azokban.

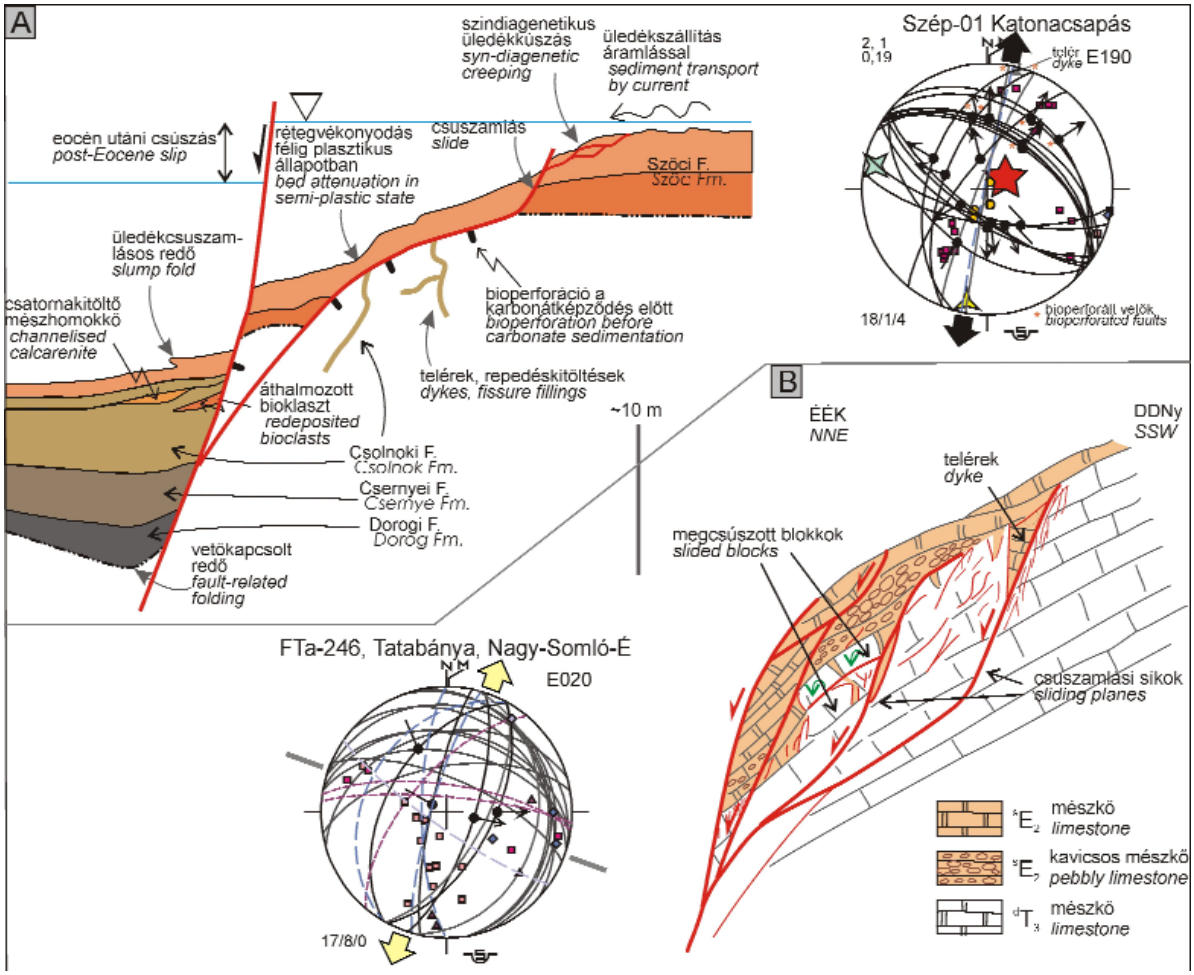
A szinszediment szerkezetek azonban nem mindig engedik meg a pontos kinematikai meghatározást, így az eocén feszültségmező főtengelyeire gyakran csak becslésünk van. Ezek a becslések eltolódásos, tenziós és ritkán kompressziós feszültségmezőt mutatnak, melynek maximális vízszintes főtengelye ÉNy–DK és NyÉNy–KDK között volt, a legkisebb tengely pedig erre merőlegesen (4.10. ábra).



4.10. ábra. A D6 fázis jellemző sztereogramjai. A) A Sas-hegyen mért, eltérő eredetű telérek, valamint a részben kissé fiatalabb vetők, kőzetrések. B) Egyéb példák a D6 fázisra.

A hazai eocén korú deformációk fő jellemvonása, hogy a szerkezetek egykori lejtőket hoztak létre, így a lejtők felismerése legtöbbször a szerkezet azonosítását is jelenti. Ezek egy része enyhe redők szárnyán jött létre, míg más esetben a morfológiát töréses szerkezet határozta meg. A kissé erodált, majd üledékkel fedett lejtőket *vetőletörésnek* nevezem (fault scarp). Az a szerencsés helyzet alakult ki, hogy a lejtők vertikális kiterjedése hasonló feltárásaink nagyságrendjével (4.11. ábra). E mellett, a vetőletörések feletti eocén üledéket számos kőfejtő tárja fel. Ennek egyik példája a tatabányai Keselői-kőfejő, ahol olyan vetőletörés dokumentáltunk, amely esetében a letörés mentén több méteres blokkokból álló „megabreccsa" képződött, melyeknek eocén mészkő mátrixa van (Fodor & Kercsmár 1995, Bada et al. 1996). Ez a breccsa a vetőlábi törmelékkúpokhoz (fault-bounded talus cone) sorolható. A vetőletörések mentén általában számos szerkezeti elem egyszerre jelenik meg: ilyenek a vetők, kibillent blokkok, kinyíló repedések, megfúrt töréslapok (4.11b ábra).

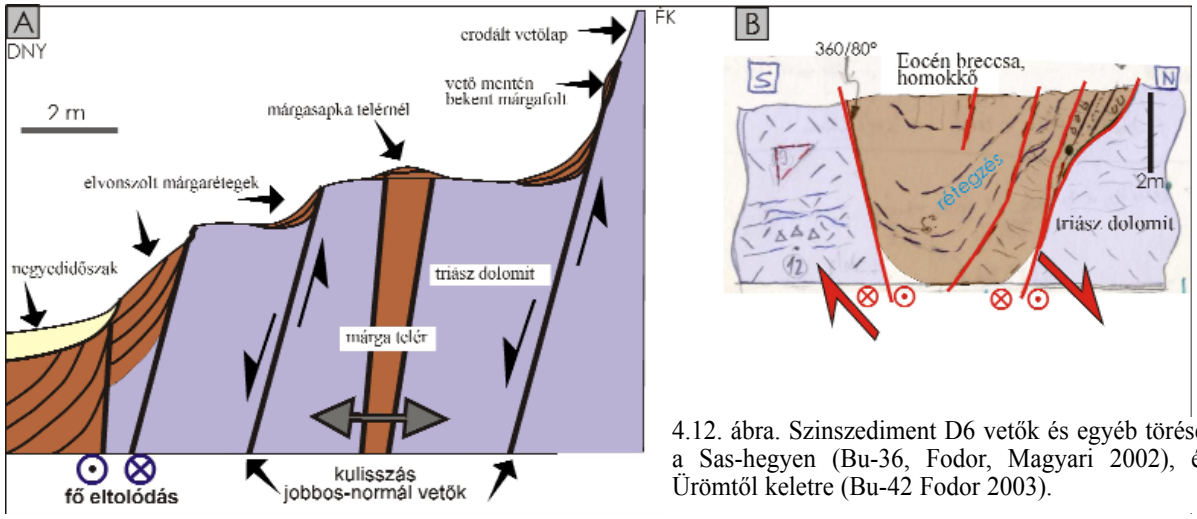
A lejtőkön és vetőletöréseken a gravitációs áthalmozás számos bizonyítékát tártuk fel, főleg a Budai-hegységben, de a Vértesben is. Az áthalmozás módja a sziklaomlástól a zagyárakig terjed. Igen gyakori a kissé már konszolidált üledék masszaszerű kúszása (Fodor et al. 1994, Kercsmár 2005). A lejtők mentén értelemszerűen változik az üledékképződés jellege. A Vértesben igazoltuk a lejtők alján a márgás, felső részén a meszes üledékképződés összekapcsolódását (Pálfalvi 2007). A budai őslejtőn ez még azzal komplikálódik, hogy a márga törmelékes (kalkarenites, kavicsos) rétegekkel is összefogazódik (Fogarasi in Fodor et al. 1994).



4.11. ábra. Az eocén deformációk jellemző vonása a paleolejtők létrejötte. A) szinszediment vető, melynek felső része vetőletöréssé alakult (Katonacsapás, FSzZép-01. B). A vetőletörés geometriai modellje a tatabányai Nagy-Somló északi részén. A két ábra függőleges méretaránya hasonló. A sztereogramok a D6 szerkezeteket mutatják (Fodor 2008).

Az eocén deformáció egyik legjellemzőbb szinszediment szerkezete az üledékes telér. Legnagyobb számban talán a Budai-hegységben fordulnak elő, ahol kitöltésük igen változatos, márga, breccsa, homokkő-kavicsos homokkő (Fodor & Kázmér 1989, Fodor et al. 1994, Magyari 1994a,b, 1996, Fodor & Magyari 2002, Korpás et al. 2002). Nyergesújfalunál Sztanó & Fodor (1997), a Tatabányai-medencéből Kercsmár (1995, 2005), a Vértes egyéb helyeiről Fodor (2008) munkáiból ismerjük a telérek előfordulásait. A legújabb felismerés a Gerecséből származik, ahol Beke (2010) igazolta, hogy a korábban oligocénnek gondolt telérkitöltések valójában eocén korúak, és a Dorogi Formációval azonosíthatók (3.9c ábra). A telérek eredete többféle lehet. A gerecsei példában a telér fala, mint repedés a kitöltés előtt is létezhetett, néhány esetben egyértelműen karsztos telérfal látható. A Sas-hegyen a kibillentet triász réteglapok és mezozoos törésfelületek mentén is eocén kitöltés jelenik meg (4.10. ábra). Ilyenkor a telérkitöltés akár passzívan is beszüremkedhetett létező hasadékba, bár az aktív kinyílás ekkor is valószínű. A Budai-hegységben Magyari (1994a) egyértelműen igazolta, hogy az ottani telérek hidraulikus breccsásodással jártak együtt, tehát eredetük aktív szerkezeti mozgás és a törés maga is szingenetikus. A Sas-hegyen olyan aktívan kinyíló telért is megfigyeltünk, ahol a kinyílás fokozatosan történt, és a korábbi üledéklemez később megbillent (Fodor & Magyari 2002). Végül, a kettő kombinációja is lehetséges, vagyis hogy létező repedés mentén történik aktív kinyílás: ilyen lehet például a felső-gallai Kálvária, ahol vöröskalcit telérek nyíltak fel újra az eocénben (Kercsmár 1995).

A telérirányok a különféle mérési sorozatokban eléggé egységesek, NyÉNy–KDK vagy ÉNy–DK-i csapásúak, bár a Tatabányai-medencében és egy ponton Nézsán vannak erre merőleges ÉK–DNy-i irányok is (4.10. ábra). A homogén irány azt sugallja, hogy a telérek aktívan nyíltak fel a deformáció során, így használhatók a feszültségmező becslésére.



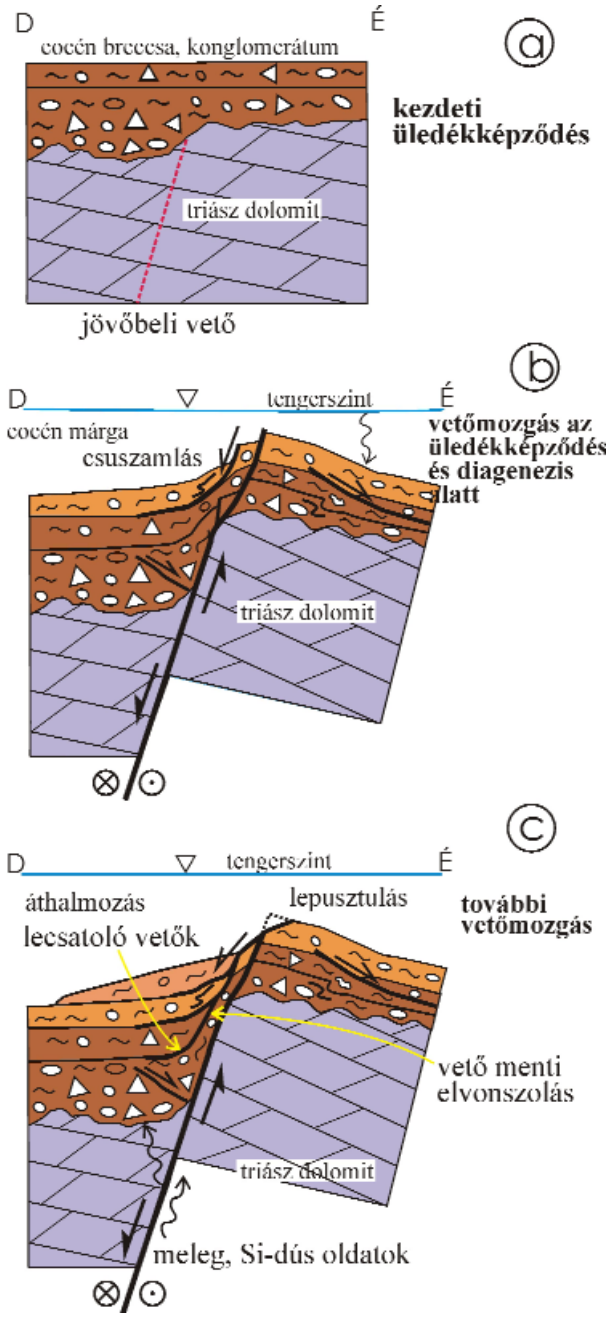
4.12. ábra. Szinszediment D6 vetők és egyéb törések (A) a Sas-hegyen (Bu-36, Fodor, Magyari 2002), és (B) Üröntől keletre (Bu-42 Fodor 2003).

A szinszediment mozgás elemének vettem a zárt vetőket. Ezek először a Budai-hegységben azonosítottam (Fodor et al. 1992a), de később több más helyen is felismertem. A deformáció alatt szinszediment kibillenés, és a billent blokkok eróziója is megtörtént. Legszebb példái a budaörsi Út-hegyen (Fodor & Kázmér 1989) és a Budai-hegység más pontjain találhatók.

Az eocén deformáció másik kiváló bizonyítékai a szinszediment vetők, melyek feltárás-méretben is sokszor azonosíthatók (4.12. ábra). Ilyenkor gyakori, hogy a levetett oldalon a rétegek dőlésszöge felfelé fokozatosan csökken, amint azt budai-hegységi példákon jól igazoltuk (Fodor et al. 1994, Fodor & Magyari 2002). A rétegek elvonszolódnak, gyakran akár függőlegesek is lehetnek (4.12.

ábra). A még puha, deformált rétegekben kúszás, kőzethurkásodás (boudinage) vagy más, nagy sűrűségű graitációs tömegmozgás léphetett fel (4.11. ábra). Előforul a kannibalizmus is, vagyis hogy a korábban deformált rétegek klasztjai a fiatalabb, de földtanilag egykorú üledékben megjelennek.

A kisebb vetők mellett a fúrásokból és felszíni feltárásokból jól azonosítható, hogy egyes térképi vetők levetett oldala sokkal teljesebb és vastagabb eocén rétegsorból áll, mint a fennmaradt blokk. Egyik legszebb példája a pusztavámi Szépvizér melletti Katonacsapás, ahol a fennmaradt blokkon kimarad vagy redukált a Dorogi, Csernyei F. és az első üledék talán a Csolnoki F.-val heteropikus Szőci Mészkő (4.11a ábra) (Fodor 2008). A vető szinszediment voltát ott megfúrt vetők és telérfalak is jelzik. A vető felső, erodált részére közvetlenül települ a mészkő, vagyis itt vetőletöréssel (scarp) van dolgunk. A Gerecse déli előterében több medencéről igazoltak a fúrások hasonló szinszediment vetőperemet. A Bakony északi részén, a Cseszneki-zónában lehetséges, hogy szinszediment eocén mozgással (is) számolhatunk (Kiss & Fodor 2007). A Telegdi-Roth-vonal mentén pedig Kun-Jáger et al. (1994) valószínűsített késő-eocén–kora-oligocén mozgást az Iharkúti Formáció szedimentológiai elemzése alapján.



4.13. ábra. A vetővel meghatározott vetőletörések fejlődésének modellje a Gellért-hegy példáján (Korpás et al. 2002).

A szinszediment vetők és vetőletörések kombinálódnak, ahogy ezt a katonacsapási példa is mutatja. A különféle fejlődési állapotban megőrződött szinszediment vetőletörések alapján egy modellt állítottunk fel (4.13. ábra), amely a szerkezetileg ellenőrzött lejtők fejlődését mutatja (Korpás et al. 2002). A fokozatos elmozdulás a vető feletti rétegek kibillenését, elvonszolását okozza. A legfelsőbb rértegek áthalmozódhatnak, megcsúszhatnak, míg a kiemelt blokkon lepusztulás történhet. Ezért a levetett blokk rétesora vastagabbb és teljesebb lesz, mint a talpi blokké. A vastagodó levetett blokkban a vetők gyakran kilapulhatnak és lecsatolnak a kibillent réteglapokra (4.13. ábra).

A szinszediment vetők kinematikájának megállapítása többféle módon volt lehetséges. Ritkán előfordult, hogy puha vetőkarcok jelentek meg a vetőlapokon (Fodor et al. 1994). Sokkal gyakoribb, hogy a vetőlapokon levő vetőkarcok fúrókagylók vagy más maró-szervezetek nyomait is viselik, és ekkor ezeket

— a 3.4.5.4. fejezetben kifejtettek alapján — eocén korúaknak tartom. E példák a Gerecséből és a Vértesből származnak (Kun-Jáger et al. 1996, Kercsmár 1995, Bada et al. 1996, Kercsmár et al. 2006, Fodor 2008). Vértesi esetben az is előfordul, hogy a vető és karc a közvetlen fekü triász mészkőben látható, de a szinszediment jegy a fedő eocénben megvan. A leggyakoribb esetben a vetőről a szinszediment mozgás igazolható, közvetlen kinematika viszont nem: ekkor a feszültségadat az, ami a kinematikát a 3.4.2. fejezet alapján meghatározza. Például a Környe-Zsámbék-eltolódást a felszínen közvetlenül nem sikerült elemezni, de a környezet adataiból megadható összenyomás jobbos kinematikáját igazol. Hasonlóan így igazoltuk a Budaörsi-zóna jobbos jellegét (Magyari 1994b, 1996, Fodor et al. 1994). Valószínű a Dorogi-medence perem-vetőinek jobbos vagy normál jellege. Számos más vetőről inkább a normál jelleg becsülhető, mint például a dél-gerecsei medenceperemek, a Cseszneki-zóna és a Telegdi-Roth-vonal esetén. Ugyanakkor, az Észak-Magyar-Paleogén-medence déli részén inkább rátolódásokat, redőket azonosítottunk, melyek késő-eocén–kora-oligocén jobbos elmozdulása is lehetett (Fodor et al. 1999).

Az őslejtők iránya és a feszültségmező ismerete együttesen megadta a lejtőket meghatározó szerkezetek kinematikáját. Ez vezetett el például a Budai-vonal boltozatként illetve vak rátolódásként való értelmezésére. Hasonlóan, a kis szögű vértesi lejtők igen enyhe szinklinálisok és boltozatok szárnyait alkotják. A szerkezeti minta és üledékképződési környezetek alapján el tudtuk különíteni a Dadi-, Paleo-vértesi-hátat, az Oroszlányi- és Kincses-magyaralmási-medencét, mint kis amplitúdójú, nagy hullámhosszú redőket. A bakonyi és zalai eocén medencékről nem áll rendelkezésre modern szerkezeti vizsgálat, tehát itt a redők feltételezése az északabbi adatokból származik (Fodor et al. 1992a). Hasonlóan, igen enyhe szinklinálisként értelmezhető az Észak-Magyar-Paleogén-medence is.

Geodinamikai megfontolások

A szerkezeti mérések és a hozzájuk kapcsolódó üledékföldtani, általános földtani elemzések a középső– és késő-eocénre egy olyan szerkezeti képet vázolnak, melyben az üledékképződés aktív deformáció mellett zajlott. A kinematikától függően, az eltolódások és normálvetők meredek vetőletöréseket, a rátolódások és redők enyhe lejtőket határoztak meg. Az üledék e paleomorfológiai elemek mentén gyakran áthalmozódott. A szerkezeti minta általában az összenyomás és eltolódásos feszültségmező kombinációjára utal, bár egyes helyeken (Gerecse DK) transztenziós jelleg uralkodhatott.

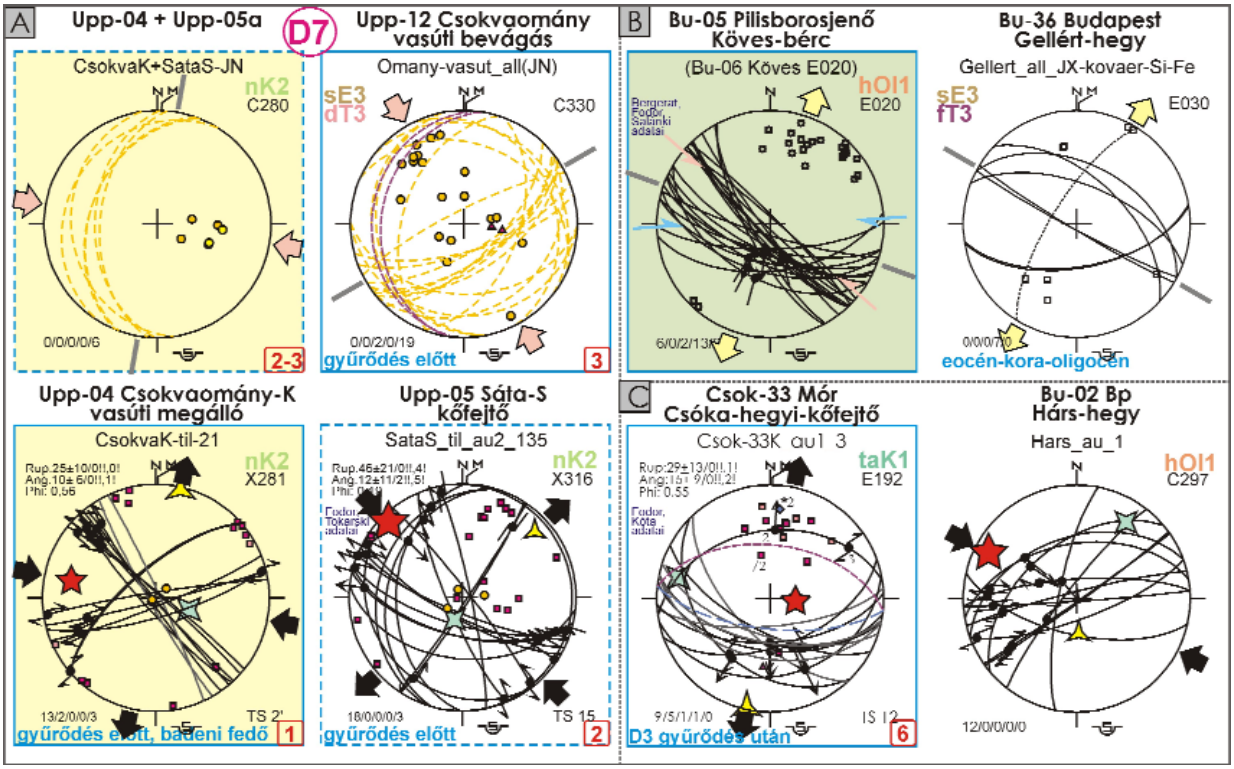
A paleomágneses adatokkal rekonstruált összenyomási irány É–D-i lesz, ami sokkal jobban összhangban van az Alpok-Kárpátokra ekkor jellemző rövidüléses deformáció irányával, mint a ma mért NyÉNy–KDK-i irány. Az is sejthető, hogy ekkor még nem volt különbség az alpi, kárpáti és pannóniai feszültségmező iránya és jellege között, vagyis a mai Pannon-medence eocén képződményei egy egységes Alp-kárpáti orogén öv részei voltak. Érdemes összevetni az adatokat a Kárpátok és Keleti-Alpok eocén medencéiről felvázolt modellekkel. Ezek lényege, hogy az alpi-kárpáti szubdukció egy kéreghajlásos előtéri medencét (foreland basin) eredményezett, melynek megtestesülése a flisöv. Ettől délre tételezte fel Tari et al. (1993) az orogén ívet, majd ettől még délebbre az ív mögötti szintén kéreghajlásos medencét, a magyar-szlovén-dél-szlovák paleogén medencék sorát. Az általam mért vagy elemzett feszültségmező-adatok és szerkezeti minta ezzel a modellel alapvetően összhangban vannak. Eltérés abban mutatkozik, hogy a szlovák kollégák a Pieniny Szirtövtől délre levő Centrál-Kárpáti-Paleogén-medencét ív előtti (forearc) medencének gondolják és extenziós jellegűnek vélik (Janocko 2002). Ezt saját szórványos szerkezeti adataim is alátámasztják, és erre jutott az utóbbi évek néhány elemzése is (Kázmér et al. 2003).

A hazai medencék esetében az összenyomásos deformációs jelleget — fenti adataim alapján is — igazolni lehet. Ugyanakkor, probléma, hogy a modell szerint a medencének aszimmetrikusnak illene lennie, és léteznie kellene egy rátolódásnak (backthrust) amely a süllyedést kiváltotta. Ennek a Kisalföld neogénje alatt kellene megjelennie. Erre bizonyíték eddig nem adódott, és a medencék sem tűnnek aszimmetrikusnak. Kivétel az „aszimmetrikus" Budai-vonal, de az alatta levő rátolódás is vak maradt. Ezért lehetséges, hogy az egyes medencék csak „egyszerűen" kis amplitudójú redőkként értelmezhetők, vagy a medenceperemek szerkezeti elemei nem egyszerűsíthetők egy elegáns modellbe.

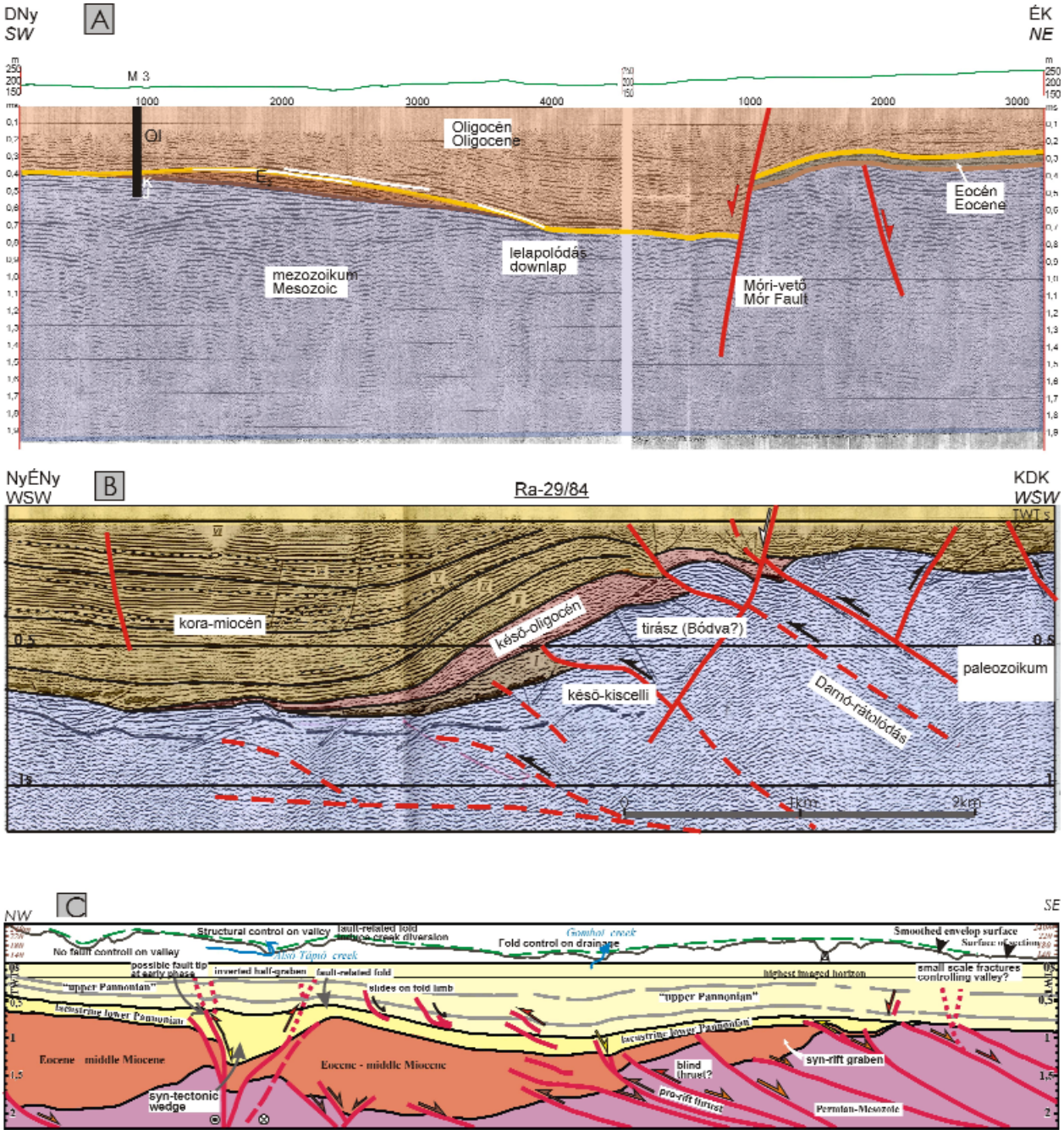
4.9. D7 fázis: késő-kiscelli–kora-egri?

A D7 fázsi feszültségmezője nagyon hasonlít mind a D6, mind a D8 fáziséhoz: alapvetően eltolódásos, helyneként széthúzásos vagy éppen összenyomásos feszültségmezővel van dolgunk. A maximális vízszintes feszültségtengely Ny–K és ÉNy–DK között volt (4.14. ábra). A D7-D8 fáziok hasonlósága miatt a D7 besorolást akkor alkalmaztam, ha relatív kronológiai adat adódott, vagy ha a deformáció szinszediment vagy korai diagenetikus jellege bizonyítást nyert.

Az utóbbi években a vértesi térképzés során néhány feszültségadatot sikerült szerezni oligocén képződményekből. A Móri-árok elemzése azt mutatta, hogy az árokban az oligocén üledéksor részben szinszediment vetővel határolódik le a Móri-peremvető mentén (4.15. ábra). A fúrások és szeizmikus szelvények (Rákóczi 1988) alapján az üledékvastagság 1000-1300 méterre tehető, ennyi üledék egykori megléte a peremvető kiemelt blokkjában, a vértesi paleoháton nem valószínű.



4.14. ábra. A D7 fázis feszültségadatai és jellemző mező vetőinek szteregramjai. A) Gyűrődés előtti és alatti szerkezet az upponyi senon képződményekből. B) Kovás erek, deformációs szalagok a Budai-hegységből. C) Egyéb szerkezetek.

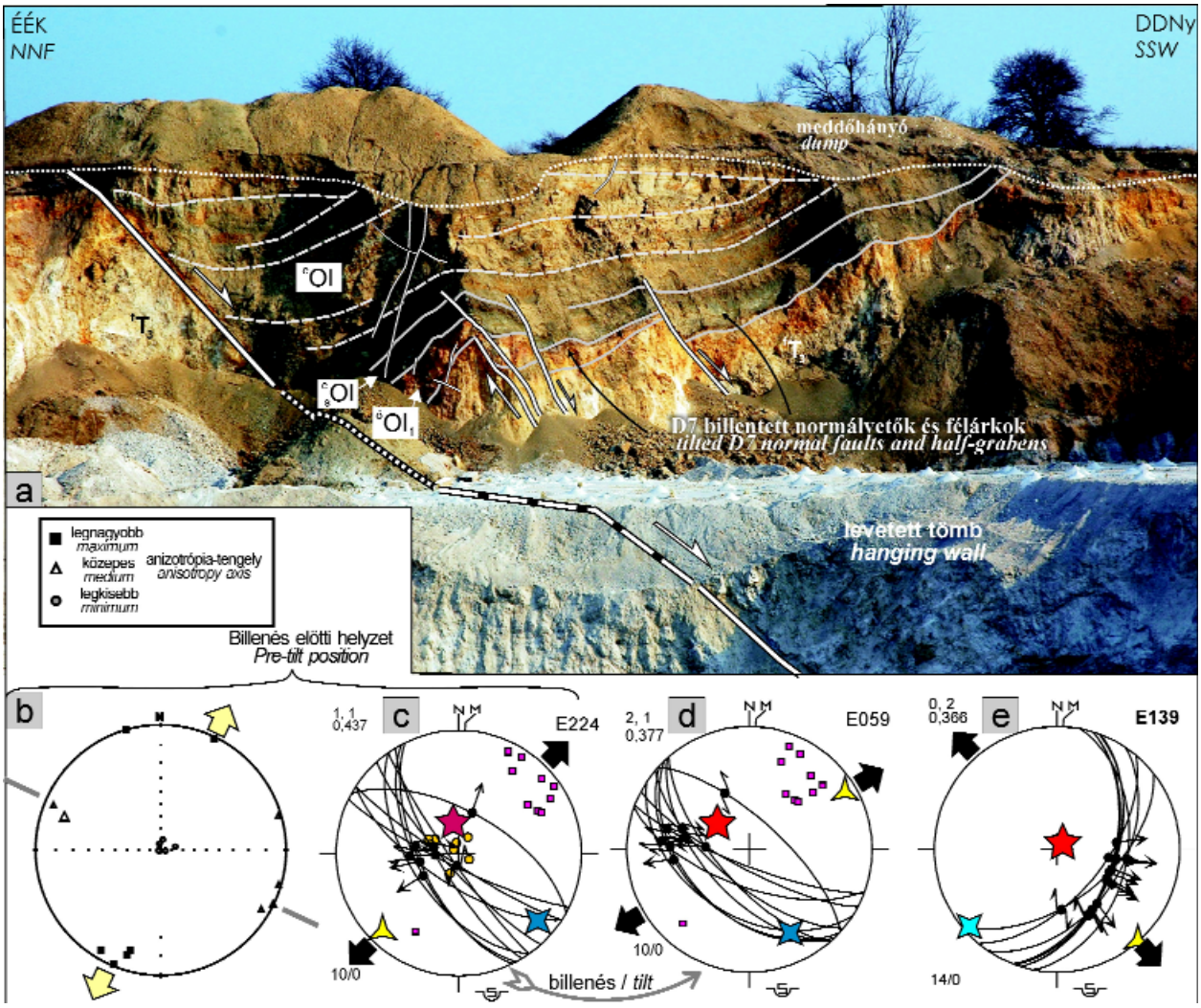


4.15. ábra. A D7 fázis szerkezeteinek megjelenése szeizmikus reflexiós szelvényeken. A) normálvető a Móri-árok peremén, (B) rátolódás és gyűrődés a Borsodi-medencében, a Darnó előterében (Fodor 2008, Fodor et al. 2005d, a móri szelvény Rákóczi 1988, a Ra-29/84 szelvény Albu et al. 1984 munkáiból, helyszíneik az 5g függelék ábráján). C) Gyűrődés a Gödöllői-dombság déli részén (Fodor et al. 2005a).

A Móri-peremvető szinszediment mozgására egy további bizonyíték a Söréd-Orond-pusztán tett megfigyelés. Olyan kis normálvetőket és hozzájuk kapcsolódó félárkocskákat észleltünk, melyek az üledékképződés alatt jöttek létre. A vetők metszik a rétegsor legalján az Óbaroki Formációt és a Szápári Tagozat üledékeit, de feljebb nem követhetők (4.16. ábra). Az Óbaroki F. bauxitja a vetőktől távolodva kiékelődik, és a Szápári Tagozat rétegei is vékonyodnak. A vetőkön ferdecsúszású karcok jelennek meg, melyek a rétegdőléssel visszabillentve dőlésirányúvá válnak. Így a billentéspróba a vetők korai, vízszintes rétegdőlésű állapotában történt keletkezését támasztja alá (4.16. ábra).

A visszabillentett vetők alapján ÉK–DNy-i széthúzásos feszültségtér állapítható meg (Benkő 2005), hasonlóan több, a Móri-peremvető környéki pontból. Ráadásul, ez a húzási irány megegyezik az orond-pusztai mágneses anizotrópia-mérések egy részével, amennyiben az anizotrópia legnagyobb tengelye a feszültségtér legkisebb (húzásos) tengelyének irányával közel párhuzamos (4.16. ábra) (Benkő 2005). Tehát a mágneses szövet is rögzítette a szinszediment deformációt.

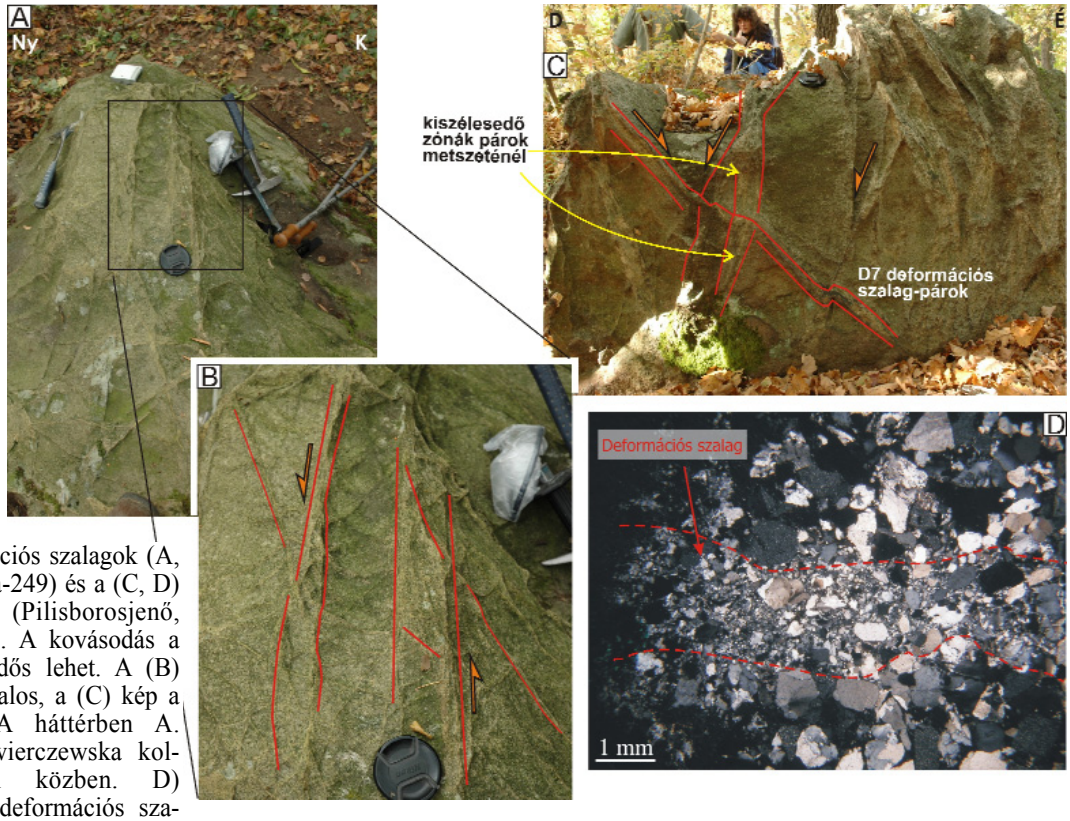
A széthúzásos szerkezetek mellett, a Vértes ÉNy-i előterében folytatódhatott az eocénben megindult enyhe ÉNy–DK-i rövidülés. Ennek következtében az eocénben létrejött Oroszlányi-medence redőteknője tovább növekedhetett az oligocén üledékképződés alatt. Erre az utalhat, hogy az egykori betemetettséggel kapcsolatban levő vitrinit-reflexió-értékek a Vértes ÉNy-i előterében nagyobbak, mint a DK-i oldalon, az Ad–3-as fúrásban (Bechtel et al. 2007 és Hámorné Vidó M. szóbeli közlés).



4.16. ábra. Szinszediment D7 normálvetők és félárkok az orondpusztai dolomitfejtőben (Csko-35), Fodor (2008) után. A vetők az oligocén közepén működtek, a fiatalabb oligocén rétegek lefedik. Mágneses anizotrópia-tengelyek (B), korai vetők (C) sztereogramjai kibillenés előtti helyzetben, a kibillent vetők sztereogramja mai helyzetben (D), és késői D12 fázisú normálvetők (E).

A Dorogi-medence térképei alapján az eocén üledékek az infraoligocén denudáció alatt lepusztultak több mezozoos blokk tetejéről (Sztanó et al. 1998). Ugyanakkor, a Hárshegyi Formációval induló üledékképződés aktív töréses deformációval is együttjárhatott. A feszültségmező alapján normál és jobbos eltolódásos vetőket tételezek fel (5f függelék).

Budai-hegységben az eocénben létrejött szerkezetek mozgása a késő-kiscelliben is tovább folytatódhatott. A János-hegyi boltozat keleti oldalán nagy vastagságú Kiscelli Agyag rakódott le, ami szinszediment gyűrődésre utal. Ezzel kapcsolatos a már Báldi & Nagymarosy (1976) óta ismert, Gál et al. (2008) által újravizsgált kovás telérek kialakulása, melyek a redőtengelyre merőlegesek. A kovás erek szerintem nem egyszerűen olyan módon keletkezek, mint például mészkőben a kalciterek. Valójában itt deformációs szalagokról van szó, mely a töréses szerkezeti elemek egy sajátos csoportját adják (2.1., 31.10a ábra). Az elemi törések fonatos rendszert alkotnak, a kiegészítő párok találkozásánál megfigyelhető a számos elemi mozgás és elcsúszás következtében előállt széles deformált tartomány (4.17. ábra). A deformációs szalagok fejlődésének logikus végállomása, hogy a cementált törészónában diszkrét sík és így vetőkarc is létrejön. Ez azonban még mindig mutat olyan jegyeket, melyek nem teljesen kemény kőzetblokkok elmozdulására utalnak, így főleg a lesimított lapos karc-bordák, széles tompa vályúk jellemzők, tulajdonképpen puha karcok lépnek fel. Ezért úgy vélem, a deformációs szalagok, és a vetőkarcok nagy része is a kőzettéválás alatt jött létre, ami összhangban van az egyéb földtani adatokból következő kiscelli korbesorolással. Megtévesztésig hasonló deformációs szalagokat ismertem föl a vértesi „Kába-kőnél", a Vitány-várra vezető úttól északra, a Menyasszony déli gerincén. A feltehetőleg eocén eolikus homokkő több irányú deformációs szalagokkal erősen átjárt (4.17. ábra). A budai példához hasonlóan, a kőzet kovás kötésű, de a törések mentén a kötés erősebb. A szalagok geometriája helyenként emlékeztet a pull-apart medencékre, illetve a fősík–Riedel-sík rendszerre, és ezért ezen esetekben eltolódásos jelleget tulajdonítottam a töréseknek.



4.17. ábra. Deformációs szalagok (A, B) a Vértesben (FTa-249) és a (C, D) Budai-hegységben (Pilisborosjenő, Köves-bérc, Bu-06). A kovásodás a deformációval egyidős lehet. A (B) kép jól mutatja a balos, a (C) kép a normál jelleget. A háttérben A. Tokarski és A. Swierczewska kollégák, mintavétel közben. D) Vékonycsiszolat a deformációs szalagból, amelyen jól látható a szemcseméret csökkenése (Poros Zs. felvétele).

Darnó-zóna mentén a kainozoos üledékek deformációja szintén e fázisban kezdődhetett. Sztanó & Tari (1993) és Fodor et al. (2005d) szerint a zóna tulajdonképpen egy olyan rátolódás, amelynek nyugati előterében egy kéreghajlásos medence, tulajdonképpen egy szinklinális jött létre (5f függelék). A szeizmikus szelvények jól mutatják a rétegsor alsó részében elvégződő rátolódásokat és a tál alakú medence-geometriát (4.15b ábra) (Albu et al. 1985, Braun et al. 1988). A rudabányai fúrások alapján a deformált legidősebb üledék a Kiscelli Agyag lehet (Szentpétery & Less 2006). Kisebb kiemelkedések (boltozatok) és redőteknők a medence dél-szlovákiai részén, Tornalja (Tornal'ja) környékén is rekonstruálhatók (Vass 2002). Hasonlóan redőteknőnek értelmezem a Tornai-medence és a Kelet-Borsodi medence oligocén üledék-felhalmozódásait (5f függelék) (Fodor et al. 2005d). Ezeket nyugatról rátolódások határolhatták, melyek vergenciája a Darnó-rátolódáshoz képest fordított lehet. A Darnó-zóna nyugati előterében, Fedémesnél és Bükkszéknél a kiscelli-egri képződményekben redőket igazoltak (Schréter 1942, Szentes 1951, Jaskó 1952). Bár a diszkordancia nem látható, de a fedő eggenburgi homokkő alig kibillent, ezért a két képződmény lerakódása között jöhetett létre a gyűrődés. Ennek következtében a Darnó-hegyen a miocén konglomerátum egyenesen a darnói rátolódással kiemelt aljzatra települ.

A deformáció feszültségmezőjét a feszíni feltárásokból ismerjük. Az Upponyi-hegységben és környezetében a senon képződményekben olyan redők, rátolódások és eltolódás-párok voltak mérhetők, melyekből NyÉNy–KDK-i vagy ÉNy–DK-i összenyomás rekonstruálható (Fodor et al. 1992b, 2005d). A gyűrődés előtti eltolódások és maga a gyűrődés is hasonló feszültségmezőben jöttek létre (3.7d,e ábra). Lehetséges, hogy a Nekézsenyi-rátolódás is ekkor mozgott.

Jobbos transzpressziós mozgást mutattunk ki a Kis-Kárpátokban, a Detrekőváraljai (Plavecky Podhradie) medenceroncsban (Marko et al. 1990). A deformált Kiscelli üledék kora, és a feszültségmező alapján e szerkezetet is a D7 fázisba sorolom (5f függelék).

Bár korábbi munkánkban a Közép-magyarországi-zóna mozgásának kezdetét az eocénre tettük, Tari (1994, 1995) munkáinak, a hazai rétegtani adatoknak, és az alpi szerkezetfejlődés tükrében a korai mozgás nem valószínű. Az Észak-magyarországi és az Észak-szlovéniai paleogén medencerészek rétegsora a Kiscelli Formációig azonos, eltérés a késő-oligocéntől lehetséges. Ekkor ugyanis olyan delta kiépülése figyelhető meg, amely az egykori szlovén medencerész helye felől történt (Turai Homok, Sztanó 1994). Ez csak akkor lehetséges, ha a szlovén medencerész már megkezdte jobbos elmozdulását dél felé (Fodor et al. 1998, 1999). E kérdésben nagyon fontos a dél-gödöllői szeizmikus szelvények elemzése. A Csontos & Nagymarosy (1998) majd Palotai & Csontos (in press) által leírt bonyolult gyűrt-pikkelyes szerkezetben az én értelmezésem szerint elkülöníthető olyan korai gyűrődési esemény, mely a Kiscelli Formációt érinti, de a késő-oligocén üledékcsomagot még nem: ez a deformáció a D7 fázisba tartozhat (4.15c ábra). A szerkezeti minta alapján ÉNy–DK-i rövidülés rekonstruálható, ami csak kissé tér el a D7 fázis felszíni feszültségadataitól (5f függelék). Egy érdekes, de egyszerű kinematikai kapcsolat következik a Közép-magyarországi- és a Darnó-zóna feltételezhetően egykorú korai működéséből: a Közép-magyarországi-zóna jobbos mozgása feloldódhat a Darnó menti rátolódásban és gyűrődésben (Fodor et al. 2005d).

A Balaton-vonal mentén régóta ismertek olyan magmás testek, melyek a kora-oligocénben jöttek létre (Benedek 2002). Ezek részben az eocén magmatizmus folytatásai, részben új intrúziók, vulkánok, mint például a Karavankai tonalit, és a Smrekoveci rétegvulkán (5f függelék), melyekhez a Dinaridákban számos más test társul (Kovács et al. 2007). Az új rétegtani eredmények alapján a recski magmatizmus lefolyása is magában foglalja a kora-oligocént (Less et al. 2008). A geokémiai adatok alapján a dél-zalai tonalit összekapcsolható a karavankai intrúzióval (Fodor et al. 2003a), így igazolható, hogy a hazai magmatitok a Periadriai-vonal mentén megjelenőkkel azonos geodinamikai

helyzetben keletkeztek. Úgy vélem, e magmatizmus a D7 fázis alatt ment végbe. A deformáció és a magmakeletkezés kapcsolata összetett, amelyet Kovács et al. (2007) az Adriai-lemez északias szubdukciójával hoz kapcsolatba.

Összegzés, medencefejlődés

A késő-kiscelli időszak fontos volt mind a Dunántúli, mind az Észak-magyaroszági Paleogén Medence esetében. A Dunántúli-középhegységben ekkor indul a terresztrikus Csatkai Formáció lerakódása és a süllyedés igen jelentős volt, bár a terület alluviális térszín maradt. A Kiscelli F. lerakódását hirtelen felgyorsult süllyedés jellemzi, melynek értéke legalább egy nagyságrenddel nagyobb volt a korábbinál. Az üledékképződési teret redők, rátolódások, eltolódások alakították ki, de a Móri-peremvető esetében normál mozgás is jelen volt. A kisszámú feszültségadat fényében úgy tűnik, a szerkezeti elemeket jellemző D7 feszültségmező a D6 és D8 fázishoz hasonló volt. Ez a következtetés stílusában megegyezik Tari et al. (1993) modelljével, amennyiben az is rövidüléses deformációval számolt. Ugyanakkor, Tari et al. (1993, 1995) modelljében a medencesüllyedést a Diósjenői-vonal rátolódásos reaktivációja váltotta volna ki. Ez természetesen lehetséges, de erre konkrét adatot nem látok, és nem teljesen egyezik a feszültségmezőből levonható rövidülési iránynyal, ami ferde jobbos mozgást váltana ki a törésen.

4.10. D8 fázis: Kora-miocén (ottnangi előtti) eltolódásos deformáció (23–19 Ma)

Középhegységeinkben számos ponton igazolható olyan feszültségmező, melynek maximális tengelye NyÉNy–KDK körül volt (ritkán ÉNy–DK-i), típusa eltolódásos, ritkán összenyomásos (4.18. ábra). A felszíni adatok szintjén nincs lényegi eltérés a D7 fázis feszültségadataihoz képest, gyakran csak azt lehet bizonyítani, hogy a szerkezet a két fázis ideje alatt valamikor működött. Ilyen esetben a feszültségadatot és szerkezeteket a D8 fázisnál jeleztem. Bár a D8 fázis a D7 fázis folytatása, de a térképi szerkezetek kora alapján modellszinten elkülöníthetők.

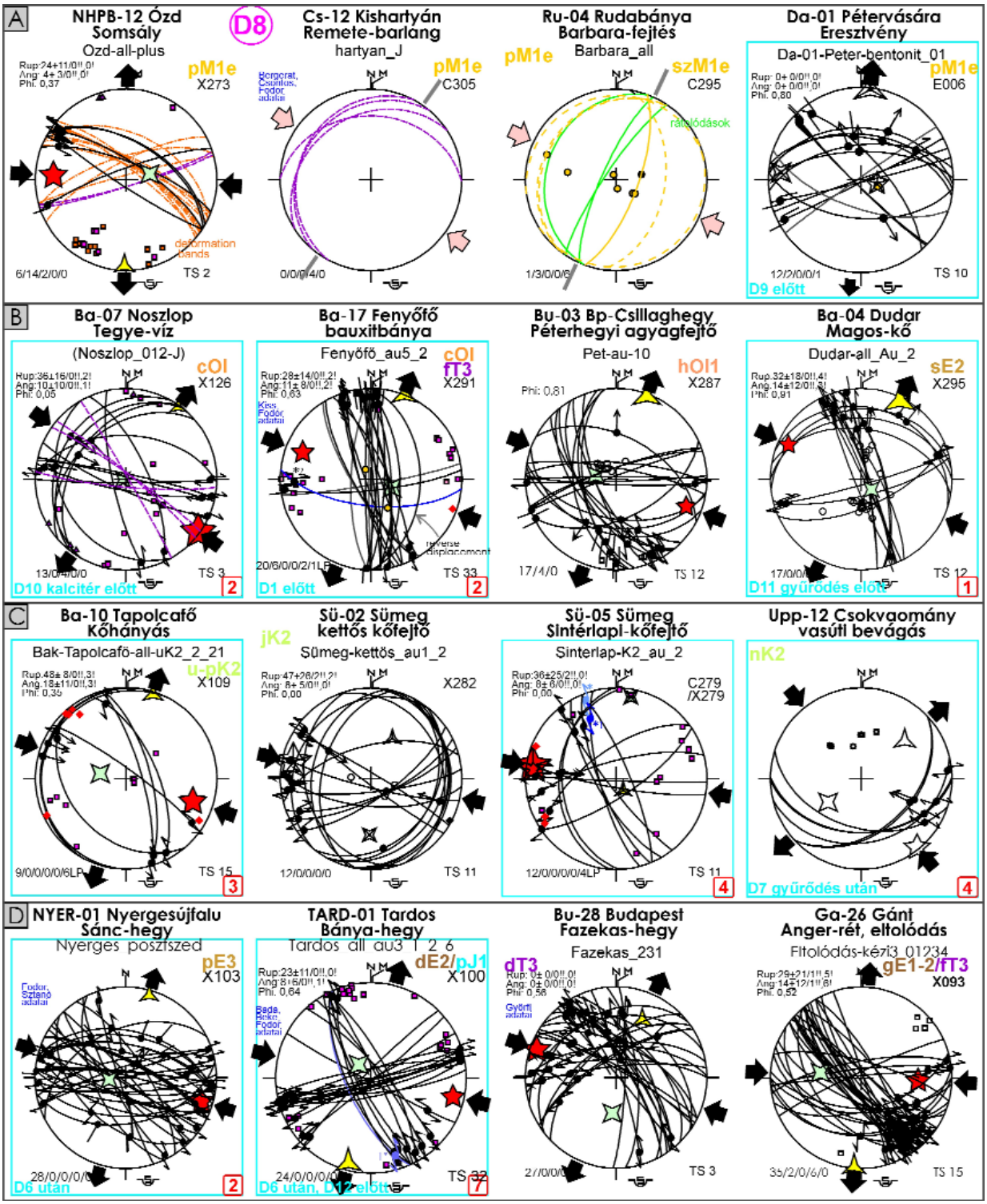
A legjellemzőbb feltárásbeli és térképi szerkezetek az eltolódások (5.g függelék). Helyenként az eltolódásokhoz kapcsolódó lapos rátolódások, meredekebb ferdecsúszású vetők is fellépnek. Általános kisebb normálvetők megjelenése is; a teljes vetőgeometria az eltolódásos deformációra jellemző komplex törésmintát mutatja (Biddle & Christie-Blick 1985). Középhegységeikben a jobbos eltolódások K–Ny és KÉK–NyDNy-i csapásúk, míg a balosok ÉNy–DK-iek. A térképi szerkezetek között a jobbos eltolódások uralkodnak. A Vértesben több ilyen eltolódást igazoltunk: a Zámoly-bükki, Csáki-vári-, Gesztesvári-eltolódásokat (3.18. ábra). A Környe-zsámbéki-eltolódás összekapcsolódhatott a Nagykovácsi-Csillaghegy eltolódással. A Dorogi-medence D7 eltolódásai és normálvetői szintén aktívak lehettek e fázisban.

A Bakonyban kevesebb D8 fázisú jobbos eltolódást lehet igazolni, mivel az ott jellemző NyÉNy–KDK-i csapású szerkezetek a feszültségmező alapján inkább normálvetők lehettek. Különösen is igaz ez a Telegdi-Roth-vonalra, mely, ha működött is a D8 fázisban, nem volt eltolódás: ezt később, a D11 fázisnál elemzem részletesebben. A Dunántúli-középhegységben általában is hiányzik a biztosan kora-miocén (pre-ottnangi) üledék, így a fázis kimutatása nehéz.

A jobbos eltolódások normálvetővel és balos eltolódással kapcsolódhattak össze. Erre jó példa a gánti bányaterület, ahol a vetőmintát több tanulmányban elemeztem (Fodor 2007, 2008). Az ÉNy–DK-i csapású balos vagy normál-balos eltolódások közül néhány később nem reaktiválódott, míg mások a következő D9 fázisban normál csúszással mozogtak. E relatív kronológia is hozzájárult

a D8 fázis datálásához.

A Gerecsében inkább a balos eltolódások dominálnak. Ilyen szegélyezi a Tatabányai-medencét északkelet felől, és a feszültségmező alapján balos mozgást javasolt Jordán et al. (1992), Bada et al.(1996) a Tardosi-medencére, amit így pull-apart medencének tekinthetünk. A Budai-hegységben az eggenburgi képződmények elterjedésének vonala eléri a Jánoshegyi-antiform szárnyát, így annak



4.18. ábra. A D8 fázis feszültségadatai és jellemző mezovetőinek szteregramjai. A) Eggenburgi kőzetekben, B) Oligocén képződményekben, C) senon képződményekben, (D) egyéb adatok.

aktív mozgásával számolok.

Az eltolódások nagysága csak ritkán ismert. A Gesztesvári-eltolódás mértékét a térképezés 1,3–0,8 km-ben rögzítette, a Zámolybükki-eltolódás 350–450 m (3.18. ábra), míg a többi vértesi eltolódás mértéke kisebb volt. Bár a kombinált Környe-csillaghegyi-eltolódás mértéke nem ismert, de a fúrások száz méter fölötti poszt-oligocén dőlésirányú elvetést igazoltak a Gerecse-DK-i szénbányáknál (Véghné 1989), ami hasonló nagyságrendű laterális mozgást jelez. A vonal triász képződményeken mért látszólagos elmozdulása 10 km is lehet (Balla & Dudko 1989, Haas et al. 2000a), de kérdés, ennek hányadrésze történt a D8 fázis alatt. Úgy tűnik tehát, a D8 eltolódások nem voltak nagyobbak néhány kilométernél.

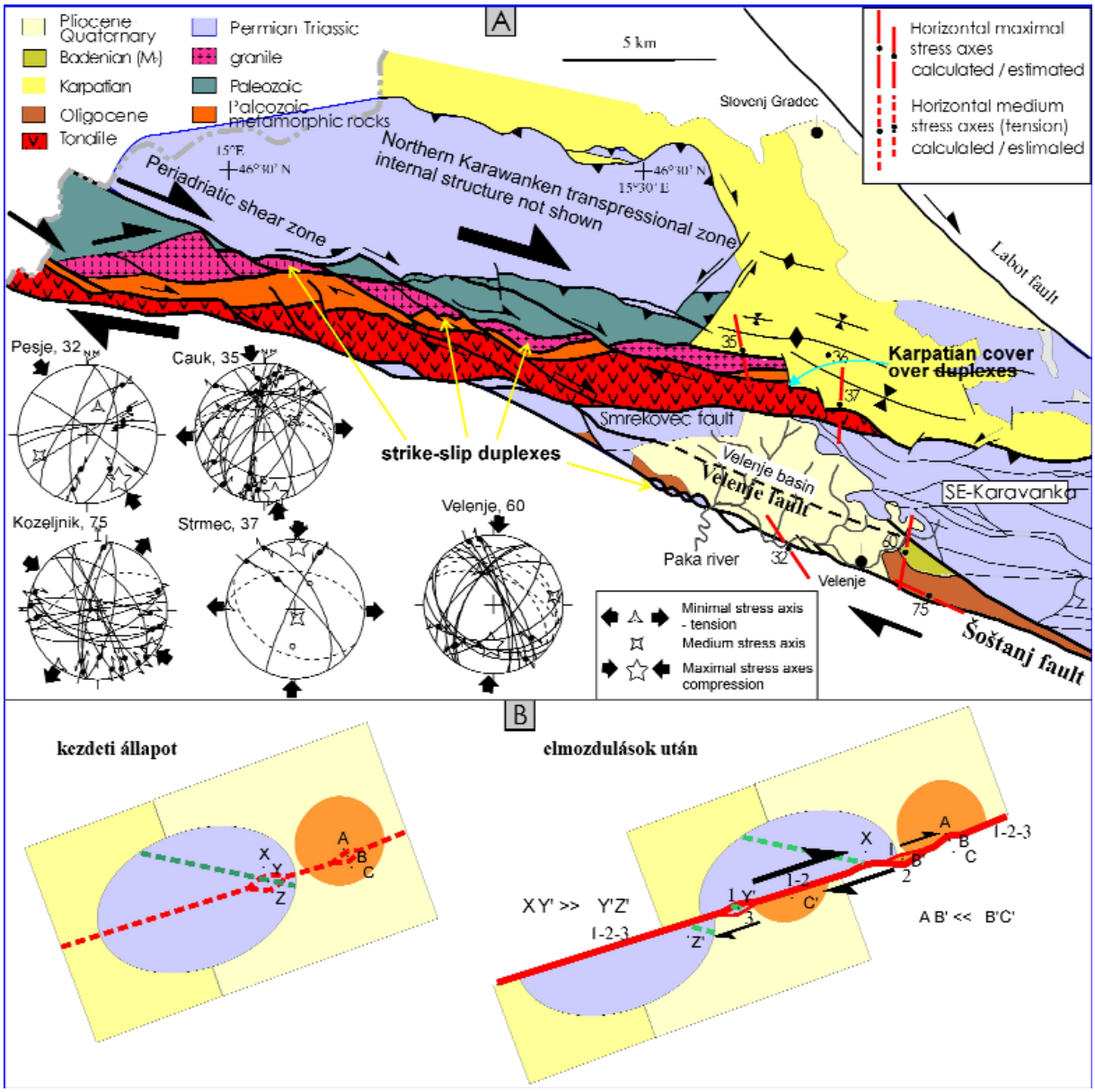
A dunántúli-középhegységi eltolódások kora a deformált Csatkai Formáció alapján oligocén utáni: jól mutatják ezt a Fenyőfői bauxitbánya és Noszlop adatai (4.18. ábra). Hasonló következtetés adódik a térképi eltolódásokkal elvetett kőzetekből. Például a Gesztesvári-eltolódás mentén Gyalog (1992) mutatott ki olyan oligocénnel kitöltött pull-apart süllyedéket, mely jelzi a jobbos mozgás kora-miocén korát. Az eltolódásokat a legtöbb esetben a riftesedéshez kapcsolt normálvetők egyértelműen elvetik. Ezek alapján az eltolódásos mozgás nagy része a kora-miocénben történt, és a riftesedés idejére becsült ottnangi korszak előtt következett be.

Darnó-zóna mentén tovább folytatódott a kainozoos üledékek D7 fázisban megkezdődő deformációja, azaz a Darnó-vonal rátolódásos mozgása és előterében a gyűrődések létrejötte (4-D7-2b ábra). Ezzel együtt, az üledékképződés is tovább folyt, bár a korábbi fázisnál kisebb területre koncentrálódott (Sztanó 1994). A D7 és D8 fázisok elkülönítését — relatív kronológiai kritériumok mellett — az is lehetővé teszi, hogy a Darnó-zónában az eggenburgi törmelék gyakran közvetlen a paleo-mezozoos aljzatra települ. Vagyis, a D7 fázis végén a rátolódás következtében az aljzat kiemelkedett és lepusztult, miközben a deformáció tovább folyt. Az oligocén utáni mozgását az eggenburgi üledékek részben szinszediment, részben poszt-szediment deformációja mutatja. Egyrészt, az eggenburgi üledék szemcseösszetételének és lehetséges forrásterületének elcsúsztatott helyzete a Darnó menti aktív mozgásra utal (Sztanó & Józsa 1996). Másrészt, feltárás-méretekben gyakori a deformációs szalagok fellépése, amely a karcokkal együtt jól megadja a feszültségmezőt és a betemetődés alatti törést jelzi (Fodor et al. 2005d). A zóna középső részén az Upponyi-rátolódás ekkor mehetett végbe az alátolt oligocén üledékek alapján (Pantó 1954). A közeli szeizmikus szelvényen szintén megfigyelhetők olyan rátolódások, melyek metszik a teljes pre-ottnangi rétegsort (4.15b ábra). Végül, a Rudabányai-hegység DK-i peremén jól ismert az eggenburgi Szuhogyi Konglomerátum erős kibillenése (4.18. ábra, Szentpétery 1988, Less et al. 1988). E fázisba sorolom a Felsőnyárádi Formációval kitöltött kis redőteknő kialakulását is (Radócz 1966).

A Keleti-Alpokban valószínűeg e fázisban aktiválódott a SEMP eltolódás és az abból kiágazó balos eltolódások. Értelmezésemben ekkor még a kissé délebbre levő eltolódások nem mozogtak. A Flisöv rátolódása előtéri süllyedék kialakulását eredményezte, mely még a Bohémiai-masszívum nagy részén (így Egggenburgnál) is üledékképződéssel járt. A későbbi Bécsi-medencének csak az északi részén történt üledékképződés, amit főleg rátolódások és redők határoztak meg (Marko et al. 1991, Kováč et al. 1989, 2004).

A fázis kétségkívül legjelentősebb szerkezeti eleme a Közép-magyarországi-zóna, melynek jobbos kinematikájára a felszíni feszültségadatok jó bizonyítékot adnak (5. függelék). A zóna északi részén, a Balaton- Buzsáki- és Tóalmási-vonalak (egyszerűbben ’Balaton-zóna’) mentén számos tektonikusan elnyírt kőzettest ismert. Ilyen lehet a tóalmási bazaltösszlet, a velencei gránit-test elnyírt darabjai, a Velencétől délre és délnyugata levő elnyírt eocén medencecsonkok, az Észak-magyaroszági paleogén medencéből származó oligocén roncsok Buzsák térségében (5. függelékek).

E testek anomális helyzetét és a jobbos eltolódásokkal való kapcsolatát számos tanulmány kimutatta (Balla & Dudko 1989, Balla et al. 1987, Dudko et al. 1989, Kőrössy 1988, Csontos et al. 1992, Tari et al. 1995, Csontos et al. 2005, Makay 2010). Hozzájárulásom a feszültségmező meghatározásában és a vetőminta pontosításában van. Véleményem szerint ugyanis a tektonikusan becsípett testek eltolódásos duplexekben jelennek meg. Ilyen duplexeket azonosítottuk a szlovéniai Karavankákban, a Periadriai-vonal helyi szakaszán (4.19a ábra) (Fodor et al. 1998). Az eltolódásos duplexeknél az egyes vetőágak összefonódó geometriája, és főleg a mozgás sorrendje igen bonyolult, amelyet egy koncepcionális modellben a 4.19b ábra mutat. Az egyes vetőágak mozgásával olyan blokkok is érintkezésbe kerülhetnek egymással, amelyek eredetileg távol, a két vetőblokk belsejében helyezkedtek el („egzotikus duplexek" Woodcock & Fischer 1986 terminológiájában). Ezt a vetőgeometriai modellt ábrázoltuk a pre-kainozoos aljzattérképen (Haas et al. 2010), még ha azt minden részletében igazolni nem is tudom. Nem vizsgálta, de feltételezhető, hogy a zóna déli vetői, így a Kapos-vonal (Némedi Varga 1977) is jobbos elmozdulású lehetett e fázisban.



4.19. ábra. A D8 fázis eltolódásos duplexei, (A) Észak-Szlovéniában, a Karavankai tonalit mentén, (B) koncepcionális modellben. A számok az elmozdulást okozó vetőszegmenseket jelentik, melyek függvényében változik az elvetés mértéke.

A jobbos eltolódáshoz rátolódások és gyűrődések is tartoznak, amint azt Csontos, Nagymarosy (1998) átfogó, Fodor (1993) és Palotai & Csontos (in press) részletes dél-gödöllői elemzései mutatják (4.15b,c ábra). Mint a D7 fázisnál említettem, a deformáció megkezdődhetett már a kiscelli végén, de a gyűrődés a kora-miocénben is tovább folyt. A gyűrt szerkezeteket kelet felé a Darnó-zónáig követtem, amely szintén a jobbos mozgás feloldó eleme lehet. Még tovább keletre, a Batizai-szirtöv környezetében Györfi et al. (1999), Tischler et al. (2007) igazolt olyan kompressziós szerkezeteket, melyek a Közép-magyarországi-zóna elvégződését és a Pieniny Szirtövvel való kapcsolatát mutatják.

Eltolódásos-duplexes modellemmel látszólag szemben áll Csontos & Nagymarosy (1998), Csontos et al. (2005) véleménye, akik inkább a zóna rövidüléses jellegét hangsúlyozzák. Mi több, a leképezett redők, rátolódások összenyomási iránya valóban kissé eltér a felszíni feszültségadatoktól. Úgy gondolom, jobbos transzpresszió esetében felléphet torzulás-megoszlás (strain partitioning), amely a ferde közeledéseknél gyakori jelenség, elég csak a Szumátra szigetén keresztülhaladó eltolódásra, és a tragikus földrengést okozó sziget alatti szubdukcióra utalnom (Harding 1974). Ilyen szerkezeti mintából a jobbos eltolódás a szeizmikus szelvényeken kevéssé látható, de a rátolódások inkább. Így nem a modellek eltéréseiről, hanem a megfigyelhetőség lehetőségeiről beszélhetünk.

A mozgás időzítése szempontjából három dolgot emelek ki: a deformált oligocén és helyenként eggenburgi képződményeket, a fázis szerkezeteit lefedő késő kora-miocén üledékeket, és a paleomágneses adatok alapján levonható korhatárt. A szlovéniai Periadriai-vonal egyik ágánál, a Dobrnai medenceroncsban az eltolódás mentén függőlegesre állított eocén duplexet a kárpáti üledék fedi (Fodor et al. 1998) és ez a térképi képből is egyértelműen adódik (4.19b ábra). A Közép-magyarországi-zóna hazai szakaszát a Pannon-medence első üledékei sok helyen egyértelműen lefedik. Az üledékek kárpáti vagy esetleg ottnangi korúak. A paleomágneses adatok alapján a Közép-magyarországi-zónától északra levő blokk az óramutató járásával ellentétesen forgott a kora-miocén végén. Mivel a forgás nem jelentkezett vagy sokkal kisebb volt az Alpokban (Márton & Fodor 2003) ezért a forgás következtében a Közép-magyarországi-zóna (illetve a Balaton- Buzsáki- Tóalmási-vonalak) nem maradt egyenes folytatása a Periadriai-vonalnak. Világos, hogy meggörbült vonal mentén már aligha mehetett volna végbe a nagymértékű jobbos csúszás (még ha kis mértékű mozgás lehetséges is lenne). Az első CCW forgás kezdete tehát egyben a nagymértékű eltolódás végét is jelenti. Mivel a forgás Márton & Pécskay (1998) a K/Ar koradatai alapján kb. 18,5 millió évvel ezelőtt kezdődött, így a Periadriai-vonal–Közép-magyarországi-zóna egységes jobbos elvetése működése is ekkor, az ottnangi elejére fejeződött be. Ez igen jól egybeesik az egyéb kronológiai adatokkal, hiszen a szerkezetek legidősebb fedőüledékei is ottnangiak.

Diszkusszió – a „kiszökés” kérdése

A Balaton-vonal (vagy Közép-magyarországi-zóna) menti igen jelentős elmozdulás régóta ismert elem, melyet mezozoos és paleogén ősföldajzi adatok támasztanak alá (Báldi 1983, Géczy 1973, Vörös 1993). Számos olyan marker található a kombinált Periadriai-vonal–’Balaton-zóna’ két oldalán, melyből annak elvetési nagysága becsülhető. A markereket Báldi (1983) majd Kázmér & Kovács (1985) alapján Tari (1994) és Tari et al. (1995) összesítette, melyek alapján a markerek távolsága 440-520 km. Világos azonban, hogy ez nem a tényleges elvetés, amint arra Tari (1994) utalt. A mai távolság nagyobb részét ugyanis a D8 utáni fázisok hozták létre, amikor is a magyar paleogén medenceroncsok blokkjai jelentősen megnyúltak, ugyanakkor a szlovéniai medenceroncsok jóval kevésbé voltak kitéve a megnyúlásnak. Tari et al. (1995) becslése szerint ez utóbbi kb. 250 km volt, tehát a paleogén medencék ’Balaton-zóna’ menti igazi elvetése 200 km körül lehetett. Ez ugyan még

mindig nagyobb a Periadriai-vonal nyugati részén elfogadott 60 km-nél (Schmid et al. 1989), de ahhoz jóval közelebb van. Kissé eltérően Tari et al. (1995) modelljétől, úgy gondolom, a poszteggenburgi megnyúlás nem csak a Balaton-vonaltól északra eső részeket, hanem a teljes Pannon-medencét érintette (Fodor et al. 1998). Ellenkező esetben ugyanis a Periadriai–Balaton-vonal aktív maradt volna az eggenburgi után is. Erre kis mértékében lehetett lehetőség, de az említett forgás miatt meggörbült Periadriai–Balaton-vonal mentén ez csak korlátozott lehetett.

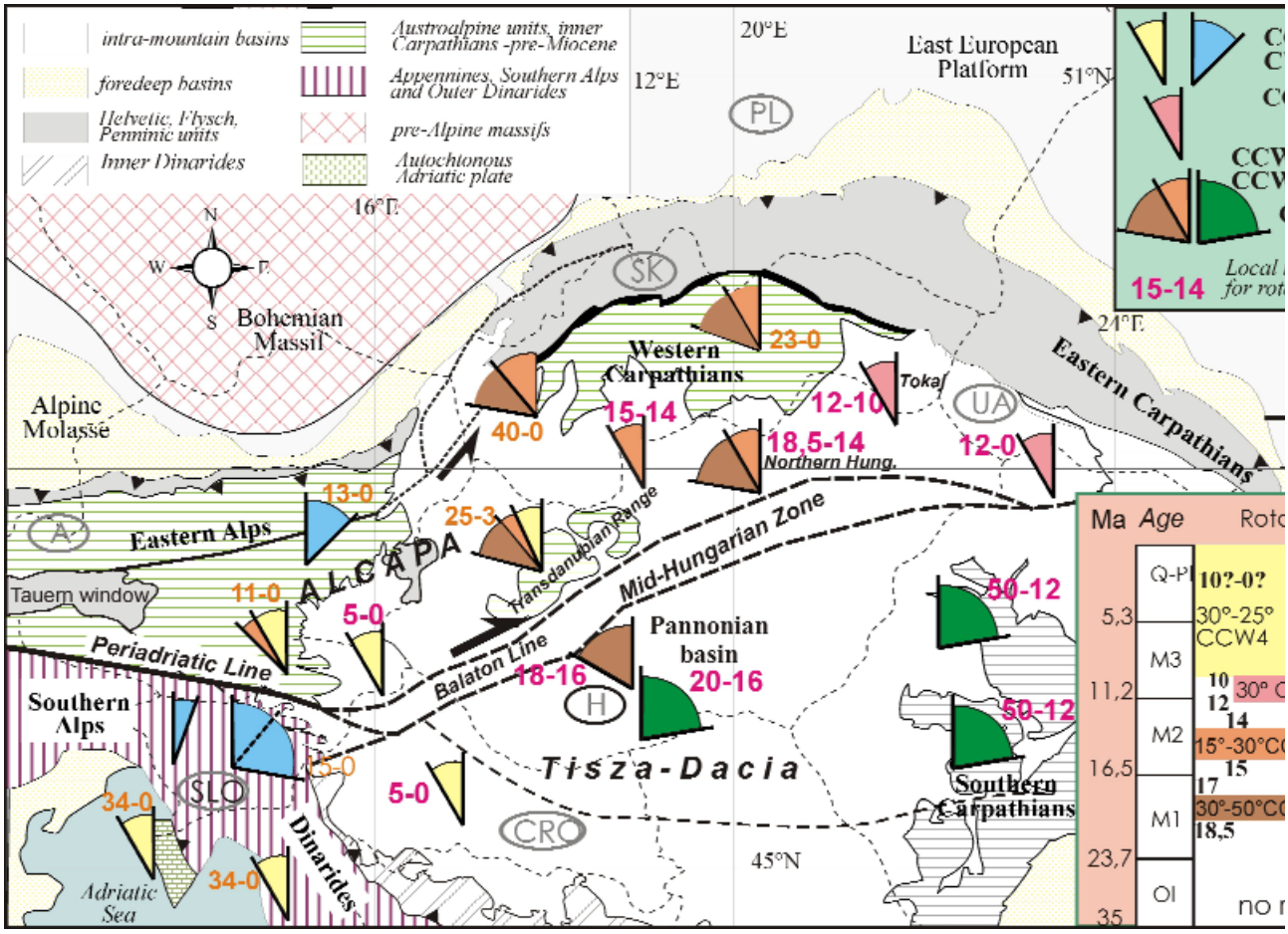
Az ottnangi forgás előtti egyenes Periadriai–'Balaton'-vonal lehetővé tette a leírt nagy elmozdulást. Tari et al. (1995) szerint ez az igazi nagy kontinentális kiszökés, és szerintem is helyesen mutat rá, hogy a sokak által emlegetett középső-miocén mozgás viszont nem az. Kérdés azonban, volt-e a kiszökéssel gyanúsított testnek északi balos eltolódásos határa, ahogy az más példák esetében fennáll (Sengör et al. 1985). Az Északi Mészkő-Alpok legnagyobb vetője, a SEMP-eltolódás mentén legfeljebb 60km-es balos mozgást mutattak ki, amelynek egy része valószínűleg középső-miocén lehet (Linzer et al. 1995, Nemes et al. 1995). Linzer et al. (2002) kisebb vetők mentén további kilométereket „tett hozzá", de a kumulatív balos mozgás így sem éri el a déli zóna 200 kilométerét. Tehát, ha volt is kora-miocén kiszökő blokk, annak peremi zónái talán eltérő mértékben mozogtak. Úgy tűnik, hogy a kiszökés helyett vagy azzal együtt a Periadriai–Balaton-vonal rendszer többet mozgott jobbosan, mivel ez vette fel az Adriai-lemez és az addigra már keletről rátolódott dinári egységek északra való mozgását.

4.11. Miocén függőleges tengelyű forgások

A Pannon-medence szerkezetalakulásában döntő jelentőségűek a függőleges tengely körüli forgások, melyek a miocénben mentek végbe. Mint a módszertani részben említettem, e forgások alapvetően befolyásolják a feszültségmező fejlődéséről alkotott képet, így röviden ismertetem ezeket.

A Kárpát-Pannon térséget alapvetően kétfajta forgás jellemzi. A Közép-magyarországi-zónától északra szinte kizárólag nyugati (óramutató járásával ellentétes, CCW) forgás, attól délre dominánsan keleti (óramutató járásával egyező, CW) forgás történt (Márton 1981, 2001). A forgások időzítése az egyes területeken nem egyfomán lehetséges, de úgy tűnik, két fő nyugati forgási esemény ment végbe a késői kora-miocénben és a korai középső-miocénben, ezeket R1 és R2 néven hivatkozom (4.20. ábra). A terület ÉK-i részén, a Tokaj–Vihorlát–Kelet-szlovákai-medence–Gutin háromszögben igazolható egy harmadik nyugati forgás, ami a középső-miocén végén ment végbe, azonban máshol nem lépett fel (Márton & Pécskay 1995). Végül, a Keleti-Alpokban, a Dunántúli-középhegységben, Szlovéniában és Szlavóniában egy negyedik, a késő-miocén–negyedidőszak időtartamban valamikor megtörtént nyugati forgás volt (Márton et al. 2002a,b). A Közép-magyarországi-zónától délre keleti forgás a döntő, de ennek pontos időzítése még nem megoldott. Ugyanakkor, a Mecsek északi részében fellép egy nyugati forgás is (Márton & Márton 1999), amit valószínűleg egy helyi eltolódási zóna számlájára írhatunk (Csontos et al. 2002). Hasonlóan, a Keleti-Alpokban és a Periadriai-vonal mentén, Szlovéniában ismertek fiatal, késő-miocén(?)–pliocén(?) keleti forgást mutató helyek, amely deformációk szintén lokális gyűrődéssel és/vagy eltolódással állhatnak kapcsolatban (Fodor et al. 1998, Márton et al. 2000). A helyi okokra az is utal, hogy a forgás nagysága 20° és 110° között változik.

dc_63_10

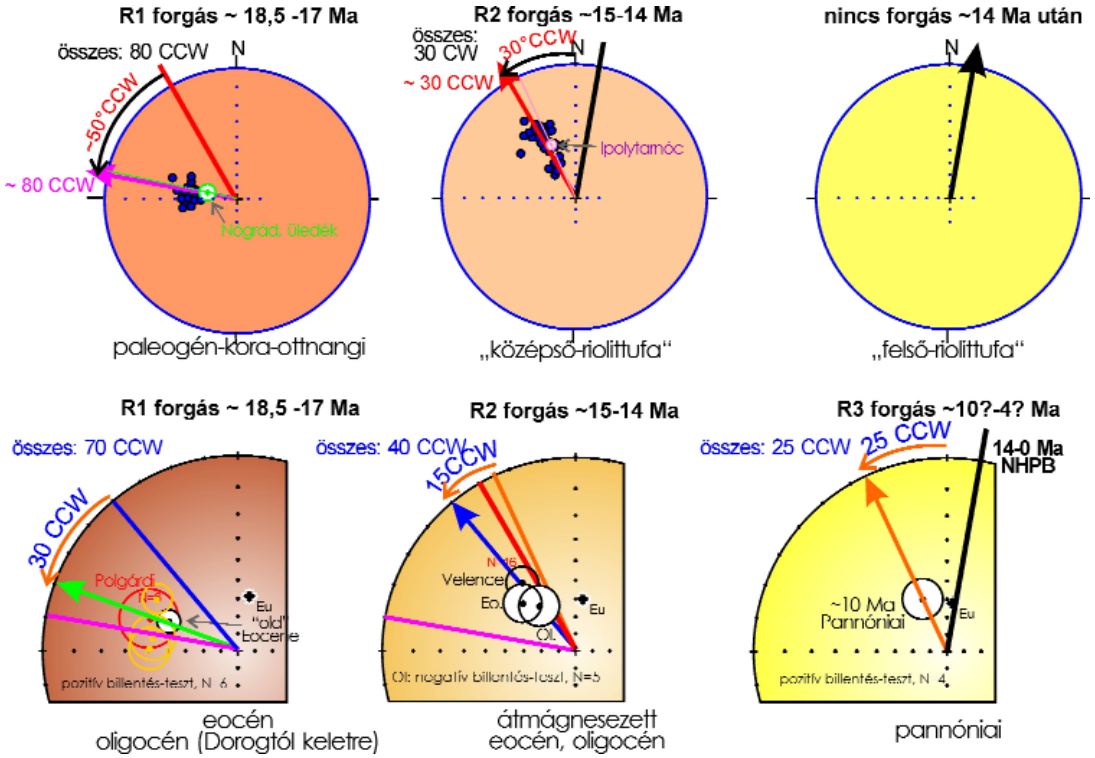


4.20. ábra. Egyszerűsített paleomágneses adatok az Alp-Kárpáti-Pannon térségből (Márton & Fodor 2003 alapján). A jobb alsó beszúrás a forgások időzítését mutatja egy korskálán.

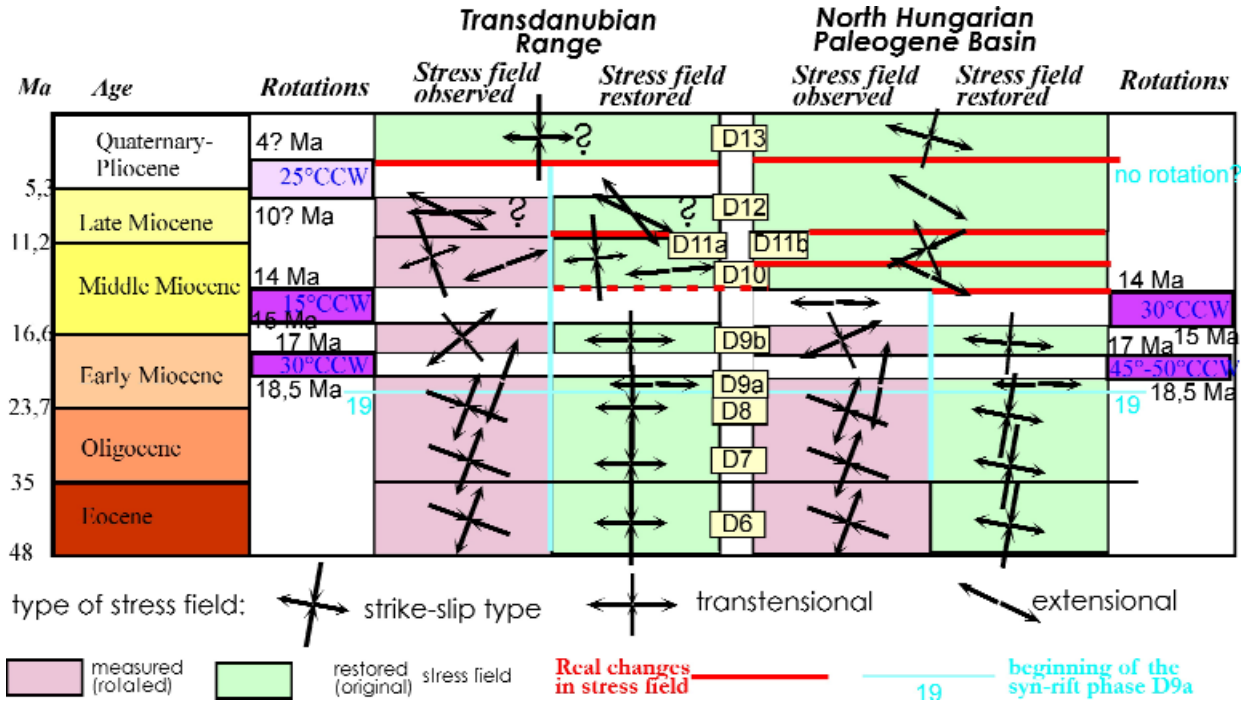
R1: Oramutató járásával ellentétes forgás (18,5–17,5 Ma)

A D8 fázis AlCaPa egységének szinte minden részén sikerült igazolni óramutató járásával ellentétes forgást (Márton & Márton 1996, Márton et al. 1996, 2007a,b, Márton et al. 1999). A Keleti-Alpok korai forgása kérdéses, mivel ott nincs kárpátinál biztosan idősebb vizsgálható szint. Mauritsch & Becké-nek (1987) a kainachi senonból származó adatait összevetve a kárpáti-badeni adatokkal (Márton et al. 2000) azonban úgy tűnik, a két kőzet kora között forgás nem igazolható. A forgás időzítése és nagysága legjobban Észak-Magyarországon adható meg, ahol az alsó-riolittufa és néhány ottnanginak tartott képződmény már részt vett az első forgási eseményben, a középső viszont nem (4.21. ábra). A forgás kezdetére K/Ar adatok vannak (Márton & Pécskay 1998), melyek alapján az 18,5 millió évre tehető. Felső korhatárát a kevésbé forgott, biztosan kárpáti üledékek és az ipolytarnóci tufa adja, mely 17 millió éves (Márton et al. 2007a, Pálfy et al. 2007). Márton & Pécskay (1998) és Márton et al. (2007b) szerint az első forgás időtartama ennél is szűkebb, 18,5–17,5 Ma, a dolgozatban ezt használom.

Az R1 forgás nagysága Észak-Magyarországon 50° körüli, az északi Mátrában 65°, míg a többi részterületen általában ez nem választható el az R2 forgástól. A dunántúli paleomágneses és feszültségadatok kombinációja arra enged következtetni, hogy ott a forgás kisebb volt, csak mintegy 30° (Márton & Fodor 2003) és kisebb forgás sejthető a Nyugati-Kárpátokban is (4.21. ábra).



4.21. ábra. Paleomágneses adatok az Észak-magyarországi paleogén medencéből (NHPB) és a Dunántúli-középhegységből (Márton & Márton 1996, Márton & Fodor 1995, 2003, Márton et al. 2007a, b, alapján).



4.22. ábra. A feszültségadatok és paleomágneses adatok összevetése, a feszültségmező rekonstruálása a Pannon-medence különböző területein (Márton & Fodor 1995, 2003, Fodor & Márton 1999 alapján).

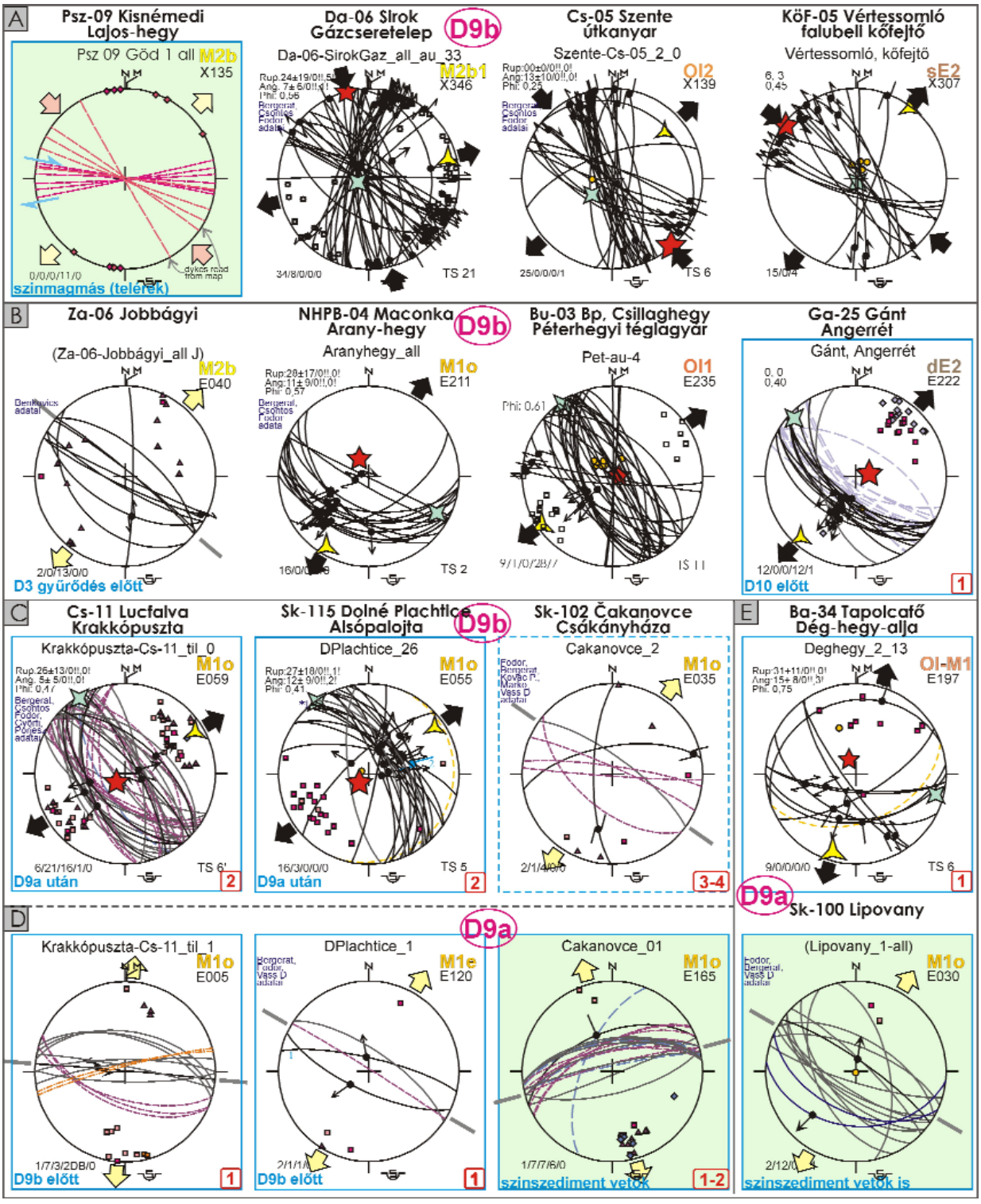
A paleomágneses adatok alkalmazásával visszaforgatott D6–D8 fázisok feszültségtengelyei meglehetősen koherens módon É–D-i irányba kerülnek (4.22. ábra). Mivel az R1 forgás kissé nagyobb volt az Északi-Középhegységben, ezért a rekonstruált összenyomási irány kissé keletre tér el a Dunántúli-középhegységhez képest. Ez azonban a geodinamikai értelmezésben nem okoz gondot, hiszen az eltérés „hibahatáron belüli".

4.12. D9 fázis

A Pannon-medence kialakulása több feszültségmezőben ment végbe, melyek együttesen vezettek el az alapvetően tágulásos, helyenként transztenziós medence kialakulásához. Mint előbb tárgyaltam, ennek talán egyik eseménye az R1 forgás volt, majd ezzel részben egyidőben, részben szorosan azt követően lépett fel a D9 fázisba sorolható széthúzásos feszültségmező. Ezt a fázist a Pannon-medencéről szóló klasszikus munkák tradicionálisan „riftesedési fázisnak" vagy szin-rift fázisnak nevezik (Horváth & Royden 1981, Royden et al. 1983, Royden & Horváth 1988), míg az azt követőt poszt-rift fázisként emlegetik: ezeket a jelen munkában is használok. Hozzá kell tennem, hogy ezt a beosztást az újabb rétegtani, szerkezeti eredmények erősen megkérdőjelezték (Szuromi-Korecz et al. 2004, Sztanó et al. 2009), ezért már a korábbi munkánkban és a jelen tanulmányban is egy részletesebb felosztást ismertetek.

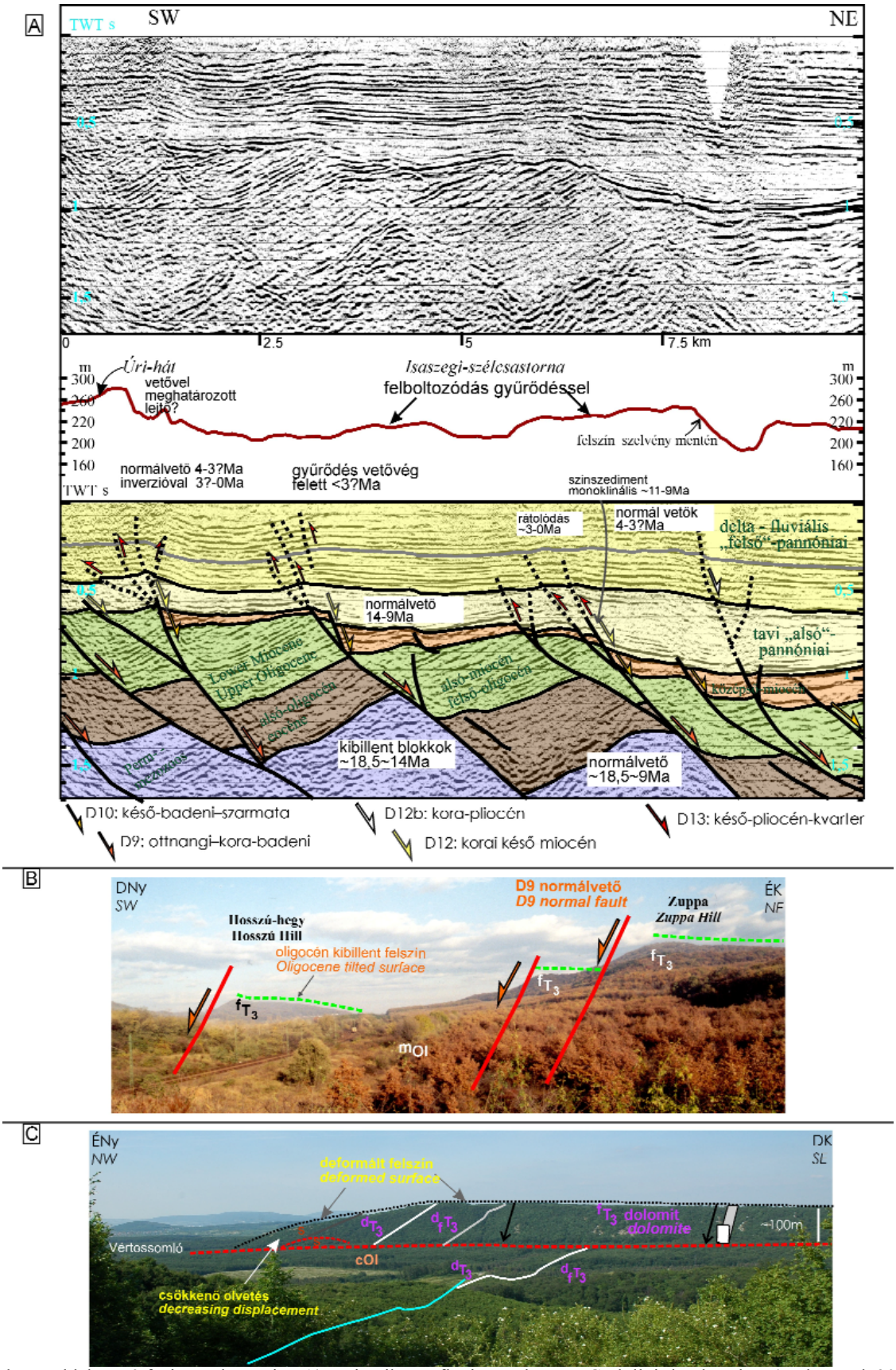
A fázison belül két epizódot választottam szét. A D9a epizódot É–D-i széthúzás jellemezte. Ez az epizód több, észak-magyarországi–dél-szlovákiai mérési pontban jellemző, de előfordul a Dunántúli-középhegység néhány pontjában is (4.23c,d,e ábra). A törésmintát K–Ny-i (KDK–NyÉNy-i) irányú kisebb vetők, kőzetrések, és ritkán szinszediment telérek jellemzik. Térképi szerkezetet egyelőre nem azonosítottam, de a részletes elemzés nem történt meg. Az epizód maximális vízszintes feszültségtengely iránya nagyon hasonló a D8 fázis összenyomásos tengelyéhez. Elkülönítés az eltérő feszültségtípus miatt lehetséges, mivel D8 eltolódásos, D9a széthúzásos típusú. A másik, szintén fontos elkülönítő bélyeg a deformált kőzet kora. A D9a epizód néhány helyen az alsó riolittufát, a fekü terresztrikumot és a fedő széntelepes összletet is érinti (Sk-100, -102, -115, Cs-11, a 4.23c,d,e ábrán). A D8 fázis esetében ezt nem tapsztaltuk, ott az eggenburgi Pétervásárai Homokkő a legfiatalabb képződmény, amit az eltolódások deformálnak. Mivel a Dunántúlon az eggenburgi és ottnangi képződmények jórészt hiányzanak, ott csak a feszültségtípus alapján lehet különbséget tenni a D8 és D9a fázisok között. Mivel az alsó-riolittufát közvetlenül keretező képződményekben a D9a epizód legalább részben szinszedimentnek tűnik, ezért az epizód az ottnangi legelején kezdődhetett. Mint a következő fejezetben tárgyalni fogom, e rövid extenziós periódus az első nyugati (CCW) forgásba fejlődik át.

A D9a-hoz képest sokkal gyakoribb D9b epizódot húzásos feszültségmező uralta, amelynek iránya döntően ÉK–DNy körül volt (4.23b,c ábra). A legjelentősebb szerkezeti elemek a húzásra merőleges (ÉNy–DK-i csapású) normálvetők, és a hozzájuk kapcsolódó kibillent blokkok. Ezek sokféle képződményben megjelennek, de a fázis kora szempontjából az alsó-riolittufa, a kárpáti üledékek és a badeni andezites összlet a fontos (4.23b ábra, NHPB-04, Za-06). Ugyanakkor, a D9b fázist helyenként eltolódásos feszültségtípus jellemzi, melynek kompressziós tengelye ÉNy–DK-i (Dunántúl) vagy ÉÉNy–DDK-i (Északi-középhegység). Ehhez a feszültségtípushoz (Ny)ÉNy–(K)DK-i jobbos és É–D-i balos eltolódások tartoznak (4.23a ábra). Ezek elkülönítése a Dunántúlon a D8 és D11 fázis eltolódásaitól nem mindig egyértelmű, de a normálvetőkhöz való kapcsolat dönt. Gyakran jelenik meg olyan feszültségtípus, mely a széthúzásos és eltolódásos között van: ilyenkor ferdecsúszású vetők jelennek meg. Ezek alapján a D9b fázis extenziós-transztenziós jellegű volt.



4.23. ábra. A D9 fázis jellemző sztereogramjai. A) Eltolódásos feszültségtípus, (B) széthúzásos feszültségtípus. C)-D) olyan helyek, ahol a D9a és D9b epizódok is nyomozhatók. E) egyéb D9a epizódot mutató mérési helyek. A deformált kőzetek A-D ábrákon balról jobbra haladva idősebbek.

Számos szeizmikus reflexiós szelvény igazolta a normálvetőket a medence teljes területén (Rumpler & Horváth 1988). A bemutatott példa a Gödöllői-dombság területéről származik (4.24. ábra), ahol több tanulmány igazolta a normálvetőkhöz kapcsolódó kibillent blokkokat (Tari et al. 1992, Fodor 1993, Németh 1999, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2007). A dombság nyugati részén jól



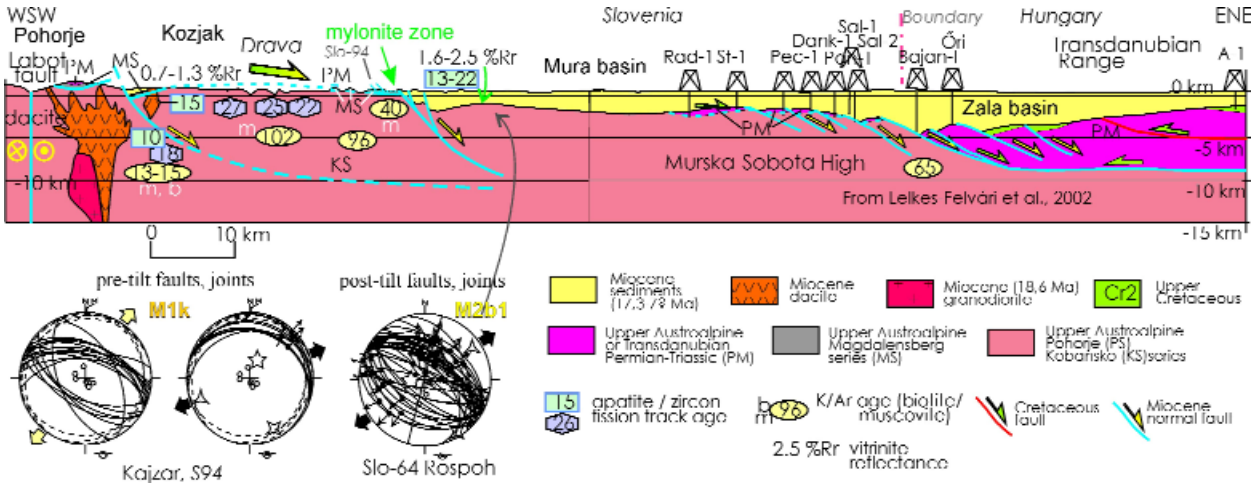
4.24. ábra. Példák a D9 fázis szerkezeteire. A) szeizmikus reflexiós szelvény a Gödöllői-dombságban (Fodor et al. 2005a után, módosítva). A D9 fázisban kibillent blokkok teteje lepusztult, majd a vetők a D10, D12 fázisban extenziósan, a D13 fázisban feltolódásosan reaktiválódtak. B) Kibillent, elvetett lepusztulási felszín és D9 normálvetők a Vértes északi részén, Szárligettől északra. C) Vetőletörés és deformált lepusztulási felszínek a Csákvár-Oroszlányi út mentén (Eper-vető, Fodor 2008). A látszólagos balos elvetés valójában normál kinematikájú lehet.

követhető, amint a kibillent blokkok a felszínre bukkannak a Fóti-Somlyó képében. Ettől délnyugatra, a Dunántúli-középhegység teljes területén a morfológia meghatározó része a D9 fázisba sorolható szerkezetek. A kibillenést leggyakrabban az enyhén dőlő, kitakaródott lepusztulási (diszkordancia-) felszínek jelzik, amelyeken szerencsés esetben vékony fedő is megmaradt. A normálvetők leginkább vetőletörések formájában jelentkeznek (4.24. ábra). A Dunántúli-középhegységen belül ritkán maradt meg a széthúzásos árkokban a szintektonikus üledékes test: vagy nem rakódott le, vagy lepusztult. Ezért leggyakrabban az elvetett oligocén képződmények (Csatkai vagy Mányi Formáció) jelzik a deformációt.

A szintektonikus üledékkel kitöltött árkok esetében a feszültségadatok kivetítésével és a vetőgeometria leképezésével lehetett a peremvetők kinematikáját megadni. Ezért sorolom a D9 fázisba a középhegységek környezetében levő medencéket és árkokat. Ilyen elem a Mura-Zala-medence, melynek kárpáti üledékvastagsága igen jelentős, pohorjei peremének extenziós deformációja jól dokumentált (Fodor et al. 2002, 2008) (5. függelék). Kivetített adatok alapján a D9 fázisra jellemző extenzió nyithatta ki a Stájer-medencét. Feltételezem, hogy a Soproni-medence ottnangi(?)–kárpáti–kora-badeni üledéksora is D9 fázisú árkokban rakódott le. A D9 fázisba sorolom a Vasvári-árkot, mely szerintem összefügg a Nagygörbői-süllyedékkel, és a szeizmikus szelvények alapján normálvetők határolják (Tari 1994). Ez kissé eltér Dudko et al. (1992) véleményétől, akik inkább eltolódásnak vélték e süllyedéket. A Bakonyban inkább jobbos eltolódásokkal kombinált normálvetők lépnek fel, melyek a Herendi- és Várpalotai-medencéket határolják le: a szintektonikus üledékek kora-badeni illetve ottnangi-kárpáti mozgást igazolnak (Kókay 1966, 1976, 1996). A Bakony északi részén a Porvai-medence lesüllyedésének kezdete is a korai szinrift fázishoz köthető (Kiss et al. 2001). A Vértesben több jelentős normálvető azonosítható, a Gerecsében és a Budai-hegységben pedig ezek uralják a mai morfológiát (5. függelék). Ide sorolom a Pilis-törés mozgásának nagy részét is (Salánki 1996). A vető folytatódik a Duna és a Pesti-síkság alatt, amint azt szeizmikus szelvények és jelentős gravitációs izovonalak sűrűsödése mutatják (Tóth 2003).

A Gerecse előterében a normálvetők egyértelműen elvágják a D8 fázisú Környe-Zsámbék-Nagykovácsi-vonalat. A levetett árkokban csak a Mányi-medence alján maradt meg egy bizonytalan korú (kárpáti–kora-badeni?), terresztikus összlet (Kókay 1989). Jobb a helyzet ÉK felé, a Gödöllő-dombság alatt, a Hevesi-medencében és a nógrádi Etesi-árokban, ahol a szintektonikus üledékek lépnek fel és azok ottnangi vagy kárpáti kora igazolható (Hámor 1985). A kis Zebegényi-süllyedékben viszont kora-badeni üledékek jelennek meg (Bence et al. 1991), és hasonló korúak lehetnek a cserháti andezittelérek. Utóbbiak irányából szintén a D9 fázisra jellemző ÉK–DNy-i extenziót lehet becsülni (4.23a ábra, Psz-09). A Darnó-zóna mentén balos eltolódást mutatnak a mezovetők és a feszültségadatok (Fodor et al. 1992b, 2005d): ez összhangban áll a zónáról általános elfogadott képpel, de a mozgás mértékét ~15 km-nél kisebbnek tekintem. Az eltolódáshoz itt kulisszás vetőkből álló árokrendszer csatlakozik (Radócz 1966), mely transztenziós deformációra utal.

A D9 fázis igen fontos szerkezetei a lapos szögű normálvetők, vagy lecsúszósíkok (low angle detachment fault), melyek alól metamorf kőzetek exhumálódtak. E metamorf maghegységek (core complex) vagy dómok legjobban igazolt példája a Kőszeg-rohonci pennini ablak (Tari 1996a, b). Kisebb tektonikus kitakaródással, de hasonlót tételezek fel a Pohorje, a Muraszombati-hát és a felvidéki Inóc esetében. A lecsúszósíkok szeizmikus reflexiós szelvényeken közvetlen láthatók akár a Kőszegi-ablaknál, akár a Kelet-szlovákai-medencében (Tari et al. 1992, Tomek et al. 1989). A talpi blokkban képlékeny extenziós szerkezetek, nyírózónák, megnyúlási vonalasság, extenziós krenulációs palásság lépnek fel, amint erre pohorjei tanulmányunk utalt (Fodor et al. 2002, 2008). Hasonló metamorf maghegységet tételez föl több tanulmány az Alföld aljzatában is (Tari et al. 1999, M.Tóth et al. 2000).



4.25. ábra. Laposszögű lecsúszósíkok és metamorf meghegységek kialakulása ÉK-Szlovéniában és DNy-Magyaroszágon (Fodor et al. 2003a). A Pohorje kitakaródása középső-miocén, a Kozjaké kora-miocén, de kihűlése a krétában kezdődött.

A maghegységek jó bizonyítékai a termokronológiai adatok, melyek mutatják a lecsúszással egyidőben a talpi blokk kihűlését. A Kőszegi-ablakban ~17 millió, a Pohorjében 15-13 millió éves, a Kelet-szlovákai-medencében és az Inócban kora-miocén kihűlési korok, cirkon hasadványnyom-korok és K/Ar adatok mutatják, hogy a mozgás ezen időkben ment végbe (Dunkl & Demény 1997, Fodor et al. 2003a,b, 2008, Danisík et al. 2008, Hók et al. 1995). A Bajáni-lecsúszósík talpi blokkjában Lelkes-Felvári et al. (2002) a kréta-paleocén határra eső Ar-Ar kihűlési korokat kapott, tehát itt a miocén mozgás már 300-350°C-nál alacsonyabb hőmérsékleten történt. Hasonlóan, a pohorjei lecsúszósík levetett blokkjában, a Kozjakban a K/Ar korok még a kréta deformációs eseményt, a cirkon és apatit hasadványnyom-korok a miocén eseményt mutatják, mivel ez a blokk már nem takaródott ki oly mértékben (4.25. ábra). A lecsúszósíkok és maghegység kialakulása a Keleti-Alpokban még markánsabb, hiszen itt a legmélyebb európai egységek is kitakaródtak (Frisch et al. 1998, 2000, Neubauer & Genser 1990, Dunkl et al. 2003).

A Keleti-Alpokban és a Nyugati-Kárpátok nyugati részén számos olyan medence jött létre, melyeket balos eltolódások határolnak egyik vagy mindkét oldalukon (5. függelék). Legklasszikusabb példa a Bécsi-medence pull-apart kinyílása (Royden 1985, Fodor 1995), de ide sorolják a kelet-alpi kis medencéket (Fohnsdorf, Leoben, etc.) és a kis-kárpáti Blatné-medencét (Nievoll 1985, Ratschbacher et al. 1991, Strauss et al. 2001, Sachsenhofer et al. 2003, Gruber et al. 2004). Lehetséges, hogy a SEMP-vonal keleti szakasza és a kiágazó Annaberg, Pernitz eltolódások is aktívak maradtak (Linzer et al. 2002). A balos eltolódások még a Bohémiai-masszívum DK-i peremére is kiterjedtek (Diendorf-vető). A Pannon-medence extenziós deformációjának és a Kárpátok takarósodásának összefüggését jól mutatja, hogy a Bécsi-medencétől északra a pull-apart medence kinyílásával egyidőben a Washberg-Zdánice-zónában tovább folyik a takarók képződése, és a morávai előtéri medencében igen vastag kárpáti üledéksor rakódott le (Fodor et al. 1996). Ezen eltolódásos medencealakulást természetesen eltolódásos feszültségmező jellemezte, melynek kompressziós tengelye ÉÉNy–DDK vagy akár É–D-i irányú is lehetett (Decker et al. 1993, Fodor 1995, Nemes et al. 1995, Peresson & Decker 1997).

Nehezen megoldható kérdés a Rába-vonal kinematikája, valamint a Közép-magyarországi-zóna működésének kérdése. Egy homogén D9 feszültségmezőben a Rába-vonal balos eltolódás lenne, tiszta normálvetőként KDK–NyÉNy-i extenzió mellett működne. A vonal déli szakaszán van is eltolódásra utaló jel, hiszen a vető függőleges (Varga 1999). A megoldás szerintem a sokkal jelen-

tősebb laposszögű normálvetőkkel való kapcsolatában rejlik. A vetőgeometria alapján úgy tűnik, a Rába-vonal dél felé rákapcsolódik a Bajáni-lecsúszósíkra, míg északabbra a szeizmikus szelvények alapján a mélyben a Kőszegi-ablakról lejövő vetőzónára csatol rá (Tari et al. 1992). Valószínű ezért, hogy a Rába-vonal kinematikáját sokkal inkább a lecsúszó blokkok és lecsúszósíkok geometriája szabja meg, és nem a regionális feszültségmező. Feltételezhető, hogy lokális feszültségmező jellemző a vető mentén, bár ezt sajnos mérni nem tudjuk.

Hasonló geometriai irányítás léphet fel a Közép-magyarországi-zóna mentén. Úgy tűnik, a Pohorjét keletről határoló lecsúszósík és a Bajáni-lecsúszósík nem lépi át a Periadriai–Balaton-vonalat (Csontos 1995). Hasonló a helyzet Gödöllőnél, ahol a normálvetők nem metszik a Tóalmási-vonalat. Tari et al. (1992) ezért úgy vélte, a korábban (a D7 és D8 fázisban) létrejött eltolódások transzfer vetőként reaktiválódtak a riftesedés folyamán. Valószínű tehát, hogy lokális feszültségmező jellemezhette e zónákat, amire a vastag kárpáti rétegsort tartalmazó Haloze esetében van csak konkrét feszültségadat: itt közel É–D-i extenziót sikerült mérni, amely meghatározta a medencekinyílást és a peremvetők kinematikáját (Márton et al. 2002a). Sajnos, a többi vető kinematikája ily módon nem meghatározott.

A D9 fázisba sorolom — szerzőtársaim munkái alapján — a Közép-magyarországi-zónától délre található számos árkot (5. függelék). Ide tartozik a Száva- és Dráva-árok, a Mecsek környezetének szerkezetei (Benkovics 1997), és az Alföld pannóniai üledékei alatt fellépő medencék egy része (Csontos 1995). Fodor et al. (1999) munkájában ide sorolt árkok egy részéről, például a Hódi-árokról a kutatás megcáfolta a szintektonikus üledékek badeni korát (Szuromi-Korecz et al. 2004), így azok fiatalabbak. E medencék fázisbesorolása főleg közvetett, hiszen feszültségadat csak a Mecsekből és az Erdélyi-középhegységből ismert (Csontos & Bergerat 1992, Benkovics 1997, Györfi 1993, Györfi & Csontos 1994).

A fázis kormeghatározása főleg a szintektonikus üledékek korára és a paleomágneses adatokra alapszik. Utóbbiak alapján a D9b epizód két forgási esemény, R1 és R2 közé esik, vagyis 17 és 15 millió év közé. Ehhez a rövid időszakhoz hozzávehetjük az első forgás idejét is, így — az R1 forgással átfedve — 18,5–15 millió évben adhatjuk meg az epizód időtartamát. A D9a epizód esetében más a helyzet, hiszen az megelőzi az R1 forgást, és követi az eggenburgit. A szinszediment szerkezetek is a kora-ottnangi besorolást támasztják alá. A felső korhatár szempontjából kiemelendő, hogy a D9 fázis normálvetői érintik a kora-badeni vulkanitokat a Börzsönyben, a nagymarosi gát alapjánál, a Karancson, a Zagyva-árokban és a kora-badeni üledékeket a Darnó-zónában és Dél-Szlovákiában (Bencze et al. 1990, Benkovics 1991, Vass et al. 1993). Így a teljes D9 fázis az ottnangi–kora-badeni korszakokban ment végbe.

A D9 fázis fent megadott időtartama egybeesik a Kárpát-Pannon térség mészalkáli magmatizmusának jelentős szakaszával, az alsó és „középső-riolittufa" képződésével és a Börzsöny, Mátra, Körmöci-hegység kialakulásának kezdetével, a dél-bükki vulkanizmus nagy részével (Harangi 2001). Feltételezhető, hogy kapcsolat van a D9 fázis kéregmegnyúlása és a magma felszínre nyomulása, sőt, az olvadás létrejötte között is, de ennek belátásához a magmatizmus lemeztektonikai vonatkozásait is figyelembe kell venni, ami viszont máig vitatott. Konkrét adatom a Pohorjéből van, ahol az alsó riottufával nagyjából azonos korú granodiorit magmás telérei és képlékeny deformációja már extenziós feszültségmezőben zajlott le (Fodor et al. 2008), és köthető a D9 fázishoz.

A feszültségadatok és az R1 forgás összevetése

A D8, D9 és R1 forgásos fázisok szempontjából fontos probléma az „alsó-riolittufa" hovatartozásának kérdése (ezért ezt a képződményt külön ábrázoltam a 4. függelékeken). Medencefejlődés szempontjából ez a képződmény lezárja az üledékképződést az Észak-magyarországi Paleogén medencében, tehát tartozhatna e ciklushoz és a D8 fázishoz. Mivel „paleomágneses szempontból" a D9 fázis előttinek tűnik, ez szintén erre utalna. Másrészt, a magma kialakulása alapján nem kizárt, hogy már a következő, D9 extenziós fázisba soroljuk. A kérdésre a választ az e munkában felismert D9a epizód adja meg. Ez azt mutatja, hogy már az alsó-riolittufa kialakulása előtt extenziós feszültségmező lehetett jellemző a területen. Bár ez rövid ideig tarthatott, ebben a feszültségmezőben alakulhatott ki a riolitos magmatizmus, és ebben indult meg az R1 forgás is.

A D9a epizód fázis visszaállított maximális vízszintes feszültségtengelye nagyjából É-D-i irányba kerül (4.22. ábra). Hasonlót tapasztalunk, ha a D9b epizód feszültségtengelyeit a következő, R2 forgással korrigáljuk. Vagyis, a D9a és D9b epizódok valóban ugyanannak a D9 fázisnak a részei, csak az R1 forgás következében térnek el tengelyirányaikban. A forgás hatását mutathatja az is, hogy előfordulnak a D9a és D9b szélső tengelyértékei közötti feszültségadatok is. Ezek valószínűleg az R1 forgás közben létrejött deformációkat jellemezhetik (4.23b ábra, NHPB-04).

A D9a és b epizóziódok visszaállított tengelyiránya megegyezik a D8 és D6–7 fázisok visszaállított tengelyirányaival (4.22. ábra). Ez azt is jelenti, hogy a D8 és D9 fázisok között nem változott meg a maximális vízszintes feszültségtengely. Ugyanakkor, a feszültségmező típusában már tapasztalunk változást, a D8 eltolódásos-transzpressziós fázisa extenzióssá válik, megkezdődik a Pannon-medence kialakulása.

A kissé eltérő dunántúli és északi-középhegységi R1 forgás összhangban van a forgás előtti (D8, D9a) és forgás utáni (D9b) feszültségmezők tengelyei között fennálló különbséggel: Észak-Magyarországon a D8 és D9b fázis tengelyei közötti különbség 40°, míg a Dunántúlon ugyanez csak 25-30° (4.22. ábra).

Geodinamika

A D9 fázis a Pannon-medence kialakulásának korai szakaszát jellemzi. A korábbi munkák ezt tekintették a szinrift fázisnak, azonban a feszültségadatok és a fúrási, szeizmikus információk alapján a kép árnyaltabb. A Pannon-medencén belül ugyanis vannak olyan medencék, ahol a D9, máshol a D10 fázis a döntő a szerkezetalakulásban és medencesüllyedésben. Utóbbira példa a Zagyva-árok és a Kelet-szlovákai-medence, ahol a késő-badeni–szarmata rétegsor igen vastag. Mi több, helyenként a medencesüllyedés a késő-miocénre koncentrálódott, amint például azt a Vértes előtereiben, és a Hódi-árokban észleljük. Vagyis, a teljes medencére vonatkozó „szin-rfit", „poszt-rift" kategóriák talán leegyszerűsítésnek tűnnek. Nem kétséges azonban, hogy a D9 fázisban indult meg a kéregmegnyúlás, ami a teljes medence-területre hatással volt. A süllyedés mértéke és az aktív szerkezetek eloszlásának megérése, megmagyarázása még előttünk álló feladat.

Az alpi geológusok leegyszerűsítő modelljeiben a D9 és D10 fázis is az extrúzió (gravitációs lecsúszással kombinált kontinentális kiszökés) része. A Pannon-medencéből nézve ez nehezen elfogadható, hiszen a feszültségmezőben, és e miatt a vetők kinematikájában éles változás történt az eggenburgi–ottnangi határ közelében. Az AlCaPa, mint koherens blokk keleti irányú mozgása megváltozott, és a Pannon-medencében a korábbi D8 eltolódást a D9 extenzió váltotta fel. A váltás jele az R1 forgás, ami a feszültségadatok alapján inkább extenziós mezőben ment végbe. A Keleti-Alpokban is fellép egy kisebb változás, ugyanis az extrúzióhoz sorolt eltolódások menti kis medencékben csak legfeljebb a kárpátitól kezdődik az üledékképződés, bármilyen esetleges korábbi

mozgáshoz ilyen nem tartozott. Ugyanakkor, a feszültségmezőben nincs érdemi változás, nem is lehetett a feszültségadatokat a hazai fázisok szerint bontani, nem csoda, ha az alpi geológusok számára nincs különbség a D8 és D9 fázis között.

E jelenség magyarázata a lemeztektonikai mozgások mozgatórugóiban rejtőzhet. Bada (1999) számítógépes modellezéssel kimutatta, hogy a Pannon-medence kialakulását magyarázó extrúziós modell fizikailag nem magyarázza az extenziót. Ehhez a szubdukció felől ható húzóerőre, a szubdukciós zóna hátrálására vagy hátragördülésére is szükség volt (Royden 1993). Ez lehet az a tényező, amely megindítja, vagy megerősíti a Pannon-medence megnyúlását, az AlCaPa keleti részének forgását. Ez a hatás már gyenge az Alpokban, tehát ott nincs érdemi változás a korábbi „igazi" extrúzióhoz képest.

4.13. R2 forgás

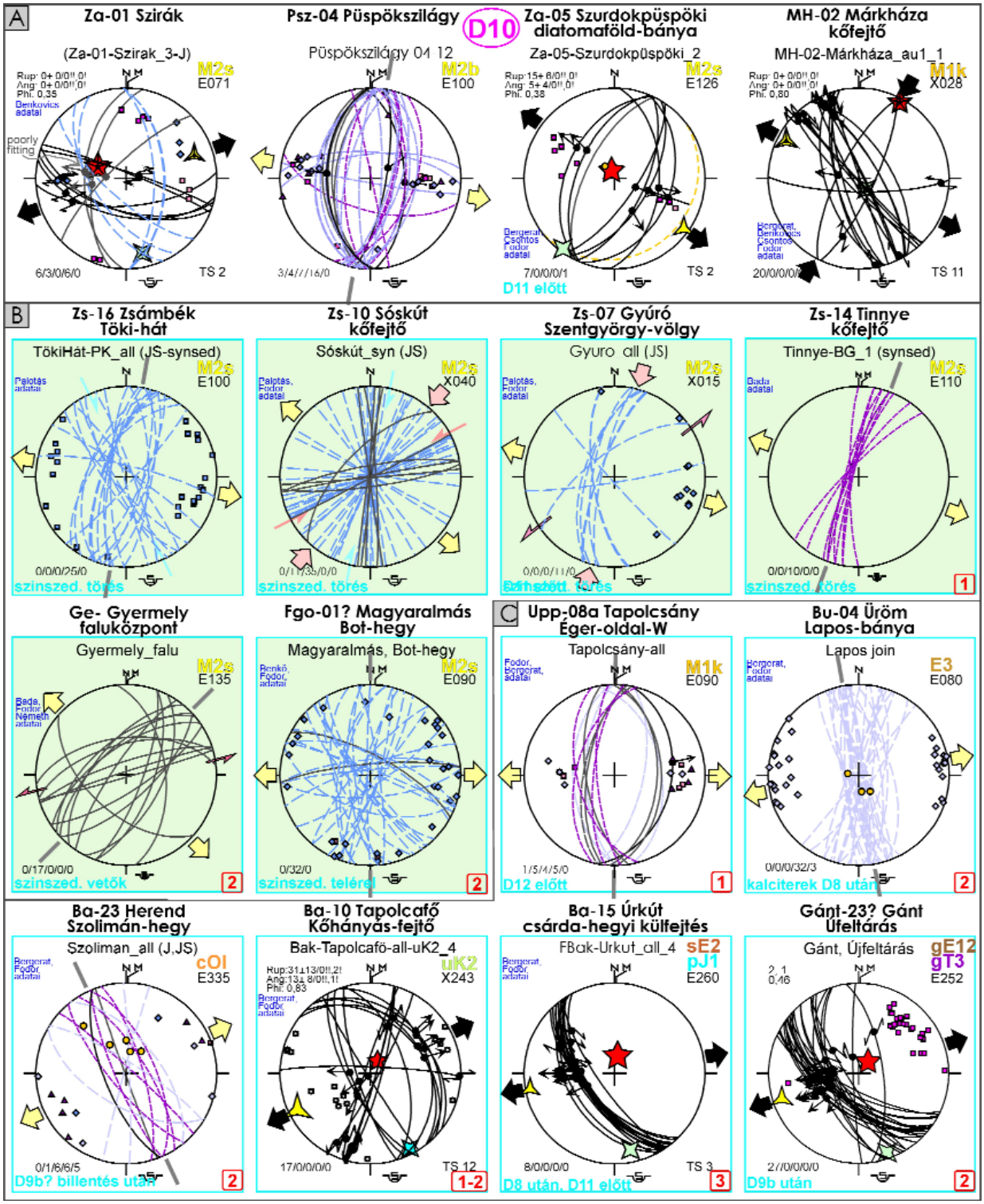
A paleomágneses adatok egyértelműen jelzik, hogy a badenin belül egy forgási esemény lépett fel. Ezt legjobban a dél-bükki riolittufa szintek közötti deklináció-különbség és a börzsönyi paleomágneses adatok jelzik. Előbbi esetben a „középső-riolittufa" 25-30°-os CCW forgása és a fedő „felső-riolittufa" forgást nem mutató volta biztosan rögzíti a deformációt, ami a rétegtani adatok és K/Ar mérések alapján 16 és 14 millió éve közé tehető (Radócz 2000, Márton & Márton 1996, Márton & Pécskay 1998). A Börzsönyben a vulkáni sorozat idősebb része 30°-os forgást mutat, míg felső részén ez nem jelentkezik. A nógrádi Karancs-Sátoros esetében is lehetséges egy kisebb, 20-25°-os CCW forgás, bár itt az adatok a mérés hibahatárának közelében vannak (Orlicky et al. 1995, Márton & Márton 1996). Ennek alapján a forgás idejét 15–14 millió év közé teszem. A Dunántúli-középhegységben az oligocén üledékek mintegy 15°-al jobban elfordultak, mint a pannóniaik: ezt az eseményt az R2 forgással azonosítjuk, még ha a forgás korának meghatározása nem is nagyon biztos (Márton & Fodor 2003).

4.14. D10 fázis

A riftesedés első szakaszához hasonló tágulásos deformáció a középső-miocén fiatalabb részében is tovább folytatódott. A megváltozott húzási irányok azonban egy önálló D10 fázis elkülönítését indokolják, amit „késő szin-rift fázisnak" nevezünk. A feszültségmezőt jelző szerkezetek alapján K–Ny-i széthúzás volt a jellemző, amely KÉK–NyDNy és KDK–NyÉNy között változott (4.26. ábra). Úgy tűnik, a maximális vízszintes feszültségtengely iránya regionálisan volt eltérő a Dunántúlon és az északi Pannon-medencében. Előbbi esetben inkább a KÉK–NyDNy-i széthúzás a jellemző, utóbbi területen viszont egy változatosabb széthúzás tűnik ki, melyek szélső irányai a K–Ny és KDK–NyÉNy-i között váltakoznak. Az északi Pannon-medencében előfordulnak eltolódásos feszültségtípusok is.

A kiegészítő normálvető-párok és ásványos erek csapása fokozatosan változik és a két szélső eset között szinte folyamatos átmenetet tudunk megfigyelni például a Cserhát és Püspökszilágy táján (4.26a ábra). Hogy nem csak egy adott fázis lokális feszültségmező inhomogenitását látjuk, azt a relatív kronológia mutatja. A vetőkarcok jól jelzik, hogy a korábban már létezett Mohr-párok ferdén, jobbos-normál kinematikával újultak fel a D10 fázis során. Ez a relatív sorrend mindig a tengelyek keleti (CW) változását jelzi, vagyis valóban a törésrendszer fejlődését követhetjük.

A D10 fázis feszültségmezője és vetőmintája hasonlított a D9, D11, és D12 fáziséhoz; a szerkezeti elemek leginkább korukban térnek el. A D10 és a D12 fázis elkülönítését a közbeiktatódó D11 transzpresszió helyenkénti jelenléte, a paleomágneses adatok és a pannon üledéksor talpán



4.26. ábra. A D10 fázis jellemző sztereogramjai. A) Az extenzió irányának változatossága, (B) szinszediment szarmata szerkezetek a Zsámbéki-medencében és környékén. C) egyéb D10 fázist mutató mérési helyek. A deformált kőzetek a C) ábrán balról jobbra haladva idősebbek.

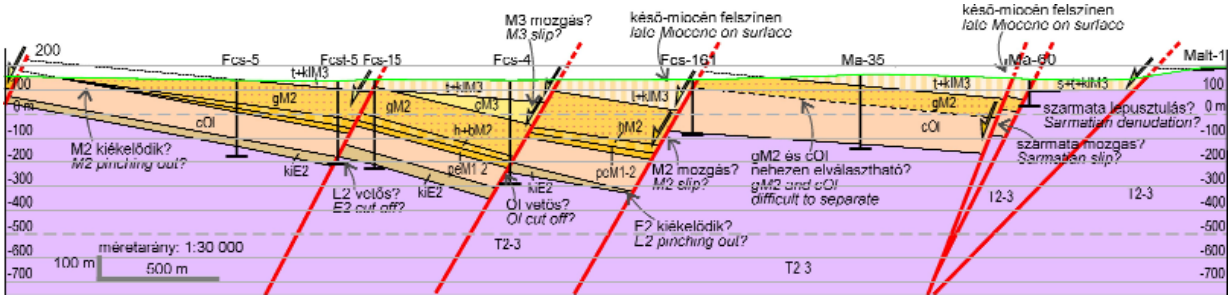
elvégződő szerkezetek léte indokolja. A Cserhátban például a D11 fázis ferdecsúszású vetői gyakran újítják fel az É–D-i vagy ÉÉK–DDNy-i csapású kiegészítő normálvetőket (3.13b ábra). Ha a D11 fázis valóban viszonylag rövid idejű volt, úgy a felújított vetők már korábban, a 10 fázisban léteztek.

A D10 és D12 fázisok hasonló feszültségtere, vetőmintája miatt alább csak azokra az elemekre térek ki, amelyek biztosan a D10 fázisba illeszthetők. Azoknál az elemeknél, ahol ez a pontos korolás nem volt lehetséges, illetve a fiatalabb aktivitás is igazolható, a szerkezet leírása a D12 fázishoz került.

A D9 és D10 feszültségmezők változását a Bécsi-medencében és környékén jól nyomon lehet követni. A D9 pull-apart medence ugyanis egy transztenziós medencévé fejlődik, ahol a nyugati oldalon igen nagy normálvetők (pl. a Steinberg-vető), a keleti oldalon normál-balos vetők uralkodtak (Fodor 1995). A váltás a badeniben ment végbe. Hasonló balos transztenziós kinyílást tételeztem föl több nyugat-kárpáti medencére, mint amilyen a Blatné-, Báni-, Felső-nyitrai-medencék (Fodor 1995, Hók et al. 1995).

A Pannon-medence délnyugati részén, a Mura-Zala medencében a D10 fázis alatt jóval kisebb süllyedés történt, mint korábban, sőt a szarmata gyakran alig igazolható. A szelvényeken felismerhető egy badenin belüli diszkordancia, amit a D9–D10 fázisok váltásával hozok összefüggésbe. A badeni-szarmata K/Ar kihűlési korok miatt a pohorje tektonikus kitakaródása tovább folyt, és hasonlót tételezek fel a Kőszegi-ablak esetében. A feszültségmező változása kismértékű volt, így a vetők kinematikájában sem volt lényeges változás a D9 fázishoz képest.

Ez utóbbi elmondható a bakonyi, balatonfelvidéki területre, ahol a feszültségadatokat leginkább a D9-től eltérő irány alapján soroltam a D10 fázisba. A területet jobbos eltolódások és ferdecsúszású vetők uralták. Biztosabb a fázisbesorolás akkor, amikor a D9 fázis vetőlapja ferdecsúszású vetőként újult fel. Erre adnak példát a gánti feltárások, ahol a dőlésirányú D9 normál mozgást követte a ferde jobbos-normál D10-es mozgásfázis (3.12. ábra). Biztosan a D10 fázisba sorolhatók a Móri-árok déli részének, a Sörédi-félároknak szerkezetei (3.17., 4.27. ábrák). Az árok keleti peremvetőjét É–D-i és ÉNy–DK-i irányú szegmensekből álló kanyargó vetőrendszer alkotja. A félárok legmélyebb pontján olyan badeni formációk fordulnak elő, melyek a szomszédos fúrásokban nem jelennek meg (Hidasi F., Badeni F., Perbáli F.). Más esetekben a talpi blokkról a középső-miocén üledék még a pannóniai üledék előtt lepusztult. A vető mozgása a szintektonikus üledékek pontos korától függően a középső(?)–késő-badeni vagy szarmata alatt folyt. A feszültségmező a környező szerkezetek, így például üledékes telérek alapján ~K–Ny-i húzásként értelmezhető (Benkő 2005, Fodor 2008).



4-D10.2. ábra. A D10 és fiatalabb deformációt mutató szerkezeti szelvény a Móri-árok déli részén, a Sörédi-félárkon keresztül. A Gyulafirátóti és Csatkai Formációk elkülönítése, a formációk korrelálása nem mindig oldható meg. Jelmagyarázat: t+klM3: Tihanyi és Kállai F., cM3: Csákvári F., gM2: Gyulafirátóti F., h+bM2: Hidasi és Badeni F., peM1–2: Perbáli F., cOl: Csatkai F., kiE2: Kincsesi F., T2–3: középső–felső-triász.

A Zsámbéki-medence és a Tétényi-plató számos feltárásában szinszediment telérek és kisebb szinszediment vetők jelennek meg (Fodor et al. 2000). Ezek hasonlók azokhoz a töréses elemekhez, melyeket Bergerat et al. (1983) és Palotás (1994) publikált a Tétényi-platón. Az üledékes telérek kitöltése mészíszap, mely a befogadó kőzet anyagához hasonló, de annál finomabb és a diagenezis során jobban cementálódott, mint a befogadó kőzet. Ezek az üledékes telérek, szinszediment vetők

a töréses deformáció korát pontosan rögzítik, de a feszültségtengelyek iránya csak becsülhető; a húzás K–Ny és KDK–NyDNy között volt (4.26b ábra). A feltárás-méretű töréses elemek, a mezoszerkezetek és az üledékképződési övek irányának hasonlósága (Jámbor 1969) az egész Zsámbéki-(Budajenői-) és valószínűleg az Adonyi-medence szintektonikus voltát igazolja. A Csákvári-medence peremvetői is e fázisban aktiválódtak, amint a medence legmélyebb helyzetű üledékei jelzik (3.14. ábra).

A Gödöllői-dombság alatt és a Zagyva-árokban a szeizmikus szelvények alapján kimutatható késő-badeni(?)–szarmata vetőmozgás (Benkovics 1991, 4.24a ábra). A feszültségmező a leképezett vetők térképi geometriájából becsülhető, és ez összhangban van a felszíni feszültségadatokkal, melyek K–Ny—KDK–NyÉNy-i extenziót mutatnak. Feltételezhető, hogy a Vatta-Maklári árok peremvetői is aktívak voltak, de itt a tágulás eltolódással is együttjárhatott (Tari 1988).

A D9 fázis alatti magmatizmus a legtöbb helyen tovább folytatódott, sőt területileg is kiterjedt. Ilyen terület a Börzsöny, Visegrádi-hegység, Mátra és a Felvidék középső részének vulkáni területe (Selmeci-hegység, Madaras, Jávoros, Polyána). Jórészt a D10 fázis alatt jött létre a Tokaj-eperjesi vulkáni lánc, a Nyírség és a Kelet-szlovákiai-medence számos eltemetett vulkánja. Bár a magmatizmus és a jelentős deformáció helyszínei egybeesnek, az ok-okozati kapcsolat mélyebb elemzést igényel. Ugyanakkor, egyes területeken a vulkánok között, a magmatektonikai szerkezetek (például telérek) mellett kibillentett blokkok (félárkok) is létrejöttek, üledékes kitöltéssel: ilyenek a Garamszemtkereszti- és Zólyomi-medencék (Nemčok & Lexa 1990).

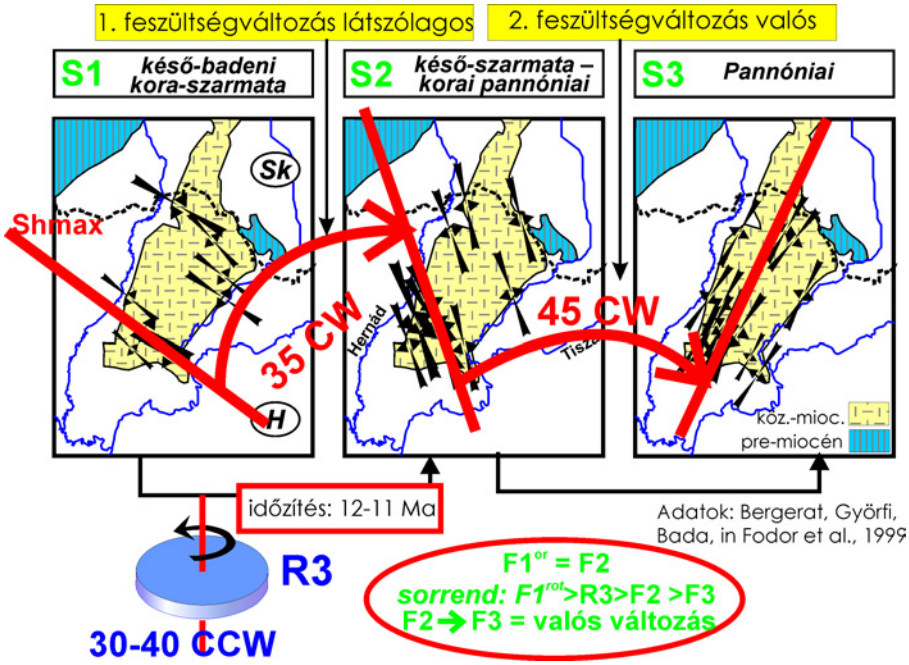
A feszültségadatok és az R2 forgás összevetése

A Dunántúli-középhegység adatai alapján valószínűen, a teljes Pannon-medence alapján biztosan azonosítható egy olyan kismértékű keleti forgás, ami a badenin belül ment végbe. Ez a 15°, illeve 30°-os R2 forgás érzékelhető mind a dunántúli, mind az északi feszültségadatokban, de eltérő módon (4-R1.1. ábra). A Dunántúlon az R2 forgás a D9 és D10 extenziós-transztenziós fázisok között lépett fel. A széthúzás irányában olyan kicsi a különbség, hogy ezt csak a paleomágneses és feszültségadatok együttes értelmezésével tudjuk valószínűsíteni. Az északi Pannon-medencében a D9 transztenziós fázis egy D10 extenziós fázisba vált át és a két fázis maximális vízszintes feszültségtengelyeinek eltérése a szélső esetekben már kissé nagyobb, mint a forgás szöge (4.22. ábra). Ekkor, a 3.15. ábra alapján, egy valódi feszültségmező-változást tételeztünk fel, a mellett, hogy a feszültségtengely-változás nagy részét valóban a forgásos deformáció okozza, és az jórészt látszólagos (Márton & Fodor 1995).

4.14.1. R3 helyi forgás a Pannon-medence ÉK-i részén

Az eddigiektől kissé eltérő a helyzet a Tokaji-hegységben és könyezezetében. A kis számú feszültségadat alapján tulajdonképpen két késő-miocén előtti feszültségmezőt lehetett nyomozni: egy (Ny)ÉNy–(K)DK-i és egy ÉÉNy–DDK-i maximális vízszintes feszültségtengellyel jellemzett, eltolódásos–széthúzásos feszültségmezőt (4.28. ábra) (Györfi in Fodor et al. 1999). Hasonló eredményt hoztak a szlovákiai mérések is (Kováč et al. 1995, Hók et al. 1995). Ez a „plusz” feszültségmező a paleomágneses adatok fényében értelmezhető, amennyiben azok jeleznek egy 30°-os CCW forgást a tokaji vulkanizmus alatt (4.20. ábra, Márton & Pécskay 1995, Orlicky 1995). Ez a szarmata vagy legkorábbi pannóniai forgás máshol nem jelent meg, és ez lokális blokk-rotációt igazol. Ez a helyi forgás magyarázhatja a máshol meg nem jelenő ÉNy–DK-i maximális vízszintes feszültségtengelyű feszültségmezőt, illetve az első és második esemény közötti látszólag feszültségtengely-

változást (4.28. ábra). A két feszültségmező valamelyike okozhatta a Hernád-árok és a Kelet-szlovákai-medence süllyedését, amely a késő-badeni–szarmatában volt a leggyorsabb, bár a konkrét vetők helyzete és kinematikája a fentebb említett komplikációk miatt bizonytalan.



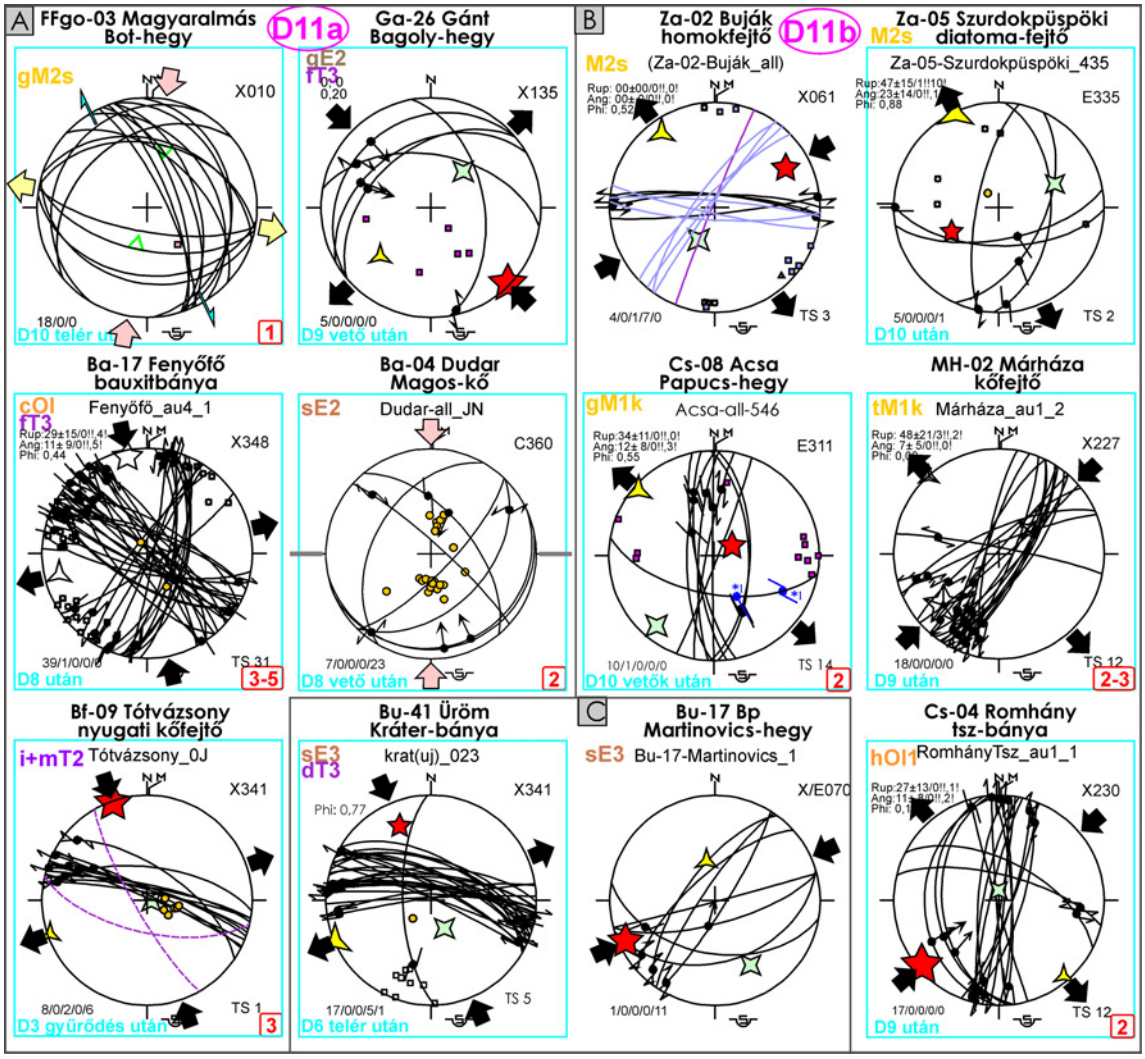
4-R3-1. ábra. A helyi forgás és a feszültségmező fejlődésének értelmezése a Tokaji-hegységben (Bada, Györfi in Fodor et al. 1999 után).

4.15. D11 fázis

A Pannon-medence jelentős részén a miocén tágulásos deformációt egy eltolódásos-transzpressziós jellegű töréses fázis szakította meg. Úgy tűnik, ez is eltérően jelentkezik a Dunántúlon és az északi Pannon-medencében. A fázis kiterjedése, a feszültségtengelyek iránya és időzítése még vitatott és lehet, hogy az alább ismertetendő szerkezetek nem is egy időben alakultak ki. A széthúzásostól eltérő feszültségmezőjük, és a középső-miocén végére vagy korai pannóniaira eső korolásuk alapján tárgyalom egybe ezeket.

Feltárás-méretben ÉNy-DK-i jobbos és ÉÉK–DDNy-i balos eltolódások, illetve KÉK–NyDNy-i csapású rátolódások jellemzik a vetőgeometriát (4.29. ábra). A NyÉNy–KDK-i, és K–Ny-i csapású vetőknek jobbos és rátolódásos mozgásösszetevője egyaránt volt. A balos eltolódásoknak is lehet rátolódásos összetevője, mint például a fenyőfői külszíni fejtés, ahol a bauxitra és a Csatkai Formációra triász dolomit tolódott. Helyenként kisebb redők társulhatnak törésekhez, amint azt a dudari Magoskő bányájában és Cseszneken is észleltem. A felszíni feltárásokból számolt feszültségmező jellege részben eltolódásos, helyenként kifejezetten összenyomásos volt. Ezeket a töréseket és a feszültségmezőt D11a epizódként fogom hivatkozni.

Az északi Pannon-medencében ez a fázis másképp jelentkezik. Először is, a jobbos eltolódások É–D vagy ÉÉK–DDNy-i, a balosok K–Ny vagy KDK–NyÉNy-i csapásúak. Gyakran jelentkeznek normálvetők, leginkább olyanok, melyek ferdecsúszásúak és korábbi töréslap felújulásával jöttek létre. A rátolódások igen ritkák, de például Nógrádszakál badeni feltárásában fellépnek. A számolható feszültségmező eltolódásos vagy ritkábban normál típusú, és a maximális vízszintes feszült-



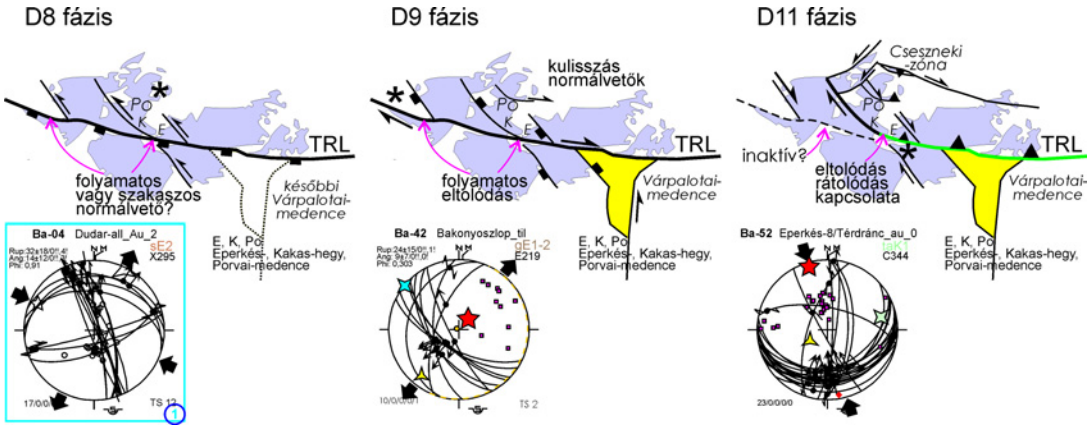
4.29. A D11 fázis sztereogramjai. A), B) A D11a és D11b fázisok jellemző törésmintái, feszültségtere. C) A Budai-hegységben előforduló D11a és D11b feszültségadatok.

ségtengely EK–DNy és KEK–NyDNy-i irányban áll. Ez utóbbi irány nem keverhető össze a D2c, D5 feszültségmezőkkel, mivel azok a Dunántúlon miocén üledékeken nem jelentkeznek. Ezt a feszültségmezőt D11b epizódként fogom hivatkozni.

A jobbos transzpresszió a Dunántúli-középhegység középső és déli területein jól ismert jelenség. Legmarkánsabb példája a Telegdi Roth-vonal, amely mentén több mozgásfázis léphetett fel. Ennek egyik eleme a vonal várpalotai szakaszán (Balla & Dudko 1989 Bántai-vonala mentén) történt mozgás, amelynek során a triász a felső-badeni fölé került (Kókay 1976, 1985). Bár közvetlen kinematikai adat ott nincsen, de a rátolódásos jelleg miatt e deformációt a D11a fázisba sorolom.

Érdemes itt néhány szót ejtenem a Telegdi-Roth-vonal geometriájának és kinematikájának fejlődésére. A korábbi fejezetekben ismertetett feszültségmezőkben a Telegdi-Roth-vonal a következőképpen mozoghatott: a D8 fázisban normálvető, a D9 fázisban jobbos-normál vető vagy tisztán jobbos eltolódás lehetett (4.30. ábra). A D9 fázsiban jöhetett létre a Várpalotai-medence ottnangi(?)–kárpáti–kora-badeni üledékes kitöltése, ami szintektonikus volt. E két fázisban a vonal nyugat felé valóban metszhette a teljes Bakonyt. Úgy vélem azonban, a D11 fázis alatt vonal nem folytatódott nyugat felé, hanem a zirci Eperkés-hegy–Kakas-hegy környékén a Porvai-medence felé kanyarodott. E szakaszon több feltárásban tudtuk mérni a jobbos mozgást, sőt az Eperkés-hegyen

déli vergenciájú kisebb redőket azonosítottunk (Kiss et al. 2001, Kiss 2009). A Várpalotai-medencében bizonyított rátolódás mintegy ennek a jobbos mozgásnak a feloldását jelenti. Hasonló kinematikai kapcsolatot a térség több eleménél, így pl. a Cseszneki-zónánál is megismertünk. Geometriai szempontból tehát nincs szükség a Telegdi-Roth-vonal nyugati folytatására, habár a mozgást ott nem tudom kizárni. A központi-keleti szakasz rátolódásos mozgása a badeni után, a szarmatában és esetleg kismértékben a kora-pannonban mehetett végbe, amit a fúrásokból szerkesztett szelvények igazolnak (Kókay 1985, 1996).



4.30. ábra. A Telegdi Roth-vonal kinematikai-geomeriai fejlődésének vázlata az Észak-Bakonyban. A lila foltok a pre-tercier kibukkanásokat jelzik. A sztereogramok a jellemző vetőmintát és a feszültségtengelyeket mutatják.

Egy másik hasonló közel K–Ny-i csapású szerkezet a Cseszneki-zóna (Kiss, Fodor 2007), amely esetében a jobbos transzpresszió az eocén rétegek átbuktatásához, illetve az oligocén képződmények triász alá tolódásához vezetett. A környezetben az eocén mészkő gyűrődését több helyen is észleltük. A Bakony déli részén, a Herendi-vető esetében a jobbos elmozdulás nem kérdéses, de a D10, vagy D11 besorolás már az. Még délebbre, kisebb eltolódások a városlődi Csolános-völgyben jelennek meg, amit Mészáros (1968) és magam is térképeztünk.

A D11 fázishoz vehető másik elem a Padragi-eltolódás, amit Mészáros (1982, 1983) több munkában leírt és jól azonosítható a Bakony 1:50000-es térképén (Gyalog & Császár 1982). Az eltolódás eléri, majd deformálja a Litéri-rátolódást (Budai et al. 1999a, Dudko 1991). Mészáros (1985) és Tari (1991) modelljében úgy vélte, a jobbos mozgás kompenzálása a Balaton-felvidék nagy rátolódásaiban lehetséges, (amennyiben a kréta szerkezetek felújultak), hiszen az eltolódásokat nem lehet a Balaton-partig követni. Fodor et al. (2005c) munkában úgy véltük, az egyik ilyen kompenzáló szerkezet a balatonalmádi Nagy-mező, amely alatt egy young-on-older rátolódást értelmeztünk. Ez a rátolódás oldhatja fel a Padragi-eltolódást. A jobbos elmozdulás, mint késői szerkezet, a már kibillent triász sorozatot, és vele együtt a Litéri-vonalat is metszi. Hasonló kompenzáló szerkezet más jobbos eltolódások mentén is lehetséges: így például a Herendi-eltolódás a Veszprémi-vonal reaktivációját okozhatja. A legdélebbi jobbos elem a Tari (1995) Nagylengyel mellett ábrázolt jobbos eltolódása lehet, bár itt közvetlen kinematikai adat nincs.

A Balaton-vonal táján rátolódásos deformációt mutatott ki Balla et al. (1987) és Csontos et al. (2005) szeizmikus szelvények segítségével. Bár a vetőrendszer kinematikája nem pontosan ismert, és pontos vetőmintája sem leképezetett, de koncepciózus alapon a D11 fázishoz sorolom ezeket. Erre az időzítés és a legalább részben összenyomásos deformáció típusa ad alapot.

Kisebb D11a transzpressziós elemeket sikerült kimutatni a Vértesben is. Ilyen a gánti bagolyhegyi bányában a korábbi D8 ferdecsúszású vetőt metsző kis rátolódás, illetve a magyaralmási Bot-

hegyen a triász dolomitnak a szarmata(?) üledékes telérekre való rátolódása (Fodor 2008). Északabbra, a transzpresszióra utaló nyomok csökkennek: talán ide sorolható a csordakúton talált rátolódás (Véghné et al. 1987), és az ürömi Kráter-bánya mentén fellépő jobbos eltolódás tartozhat ide. Ezzel szemben, a Zsámbéki-medencében látszólag folyamatos a transztenziós jellegű deformációs keretben végbemenő üledékképződés (Fodor et al. 2000). Ezért Fodor & Márton (2003) és Kiss & Fodor (2007) szerint az összenyomódás mértéke a Bakony felől É felé csökkenhet, és a Vértesben csak kisebb szerkezetek látszanak, majd észak felé eltűnik.

A Dunától keletre térképi szerkezetet nem sikerült igazolni, annak ellenére, hogy a Zagyva-árok és a Mátrahíd feltárásaiban sokszor megjelenik a D11b feszültségmező. Magyarázatként az szolgálhat, hogy a D11b fázis vetői korábbi fázisok töréseinek felújulásai, és az elmozdulás nem volt elég nagy, hogy jellegzetes térképi elvetési képet adjon.

Paks környékén Csontos et al. azonosított olyan összenyomásos szerkezeteket, melyek érintették, sőt részben kiemelték a „szinrift" üledékeket. Horváth (1995) összesítésében ezt az első inverziós eseménynek tekinti. Az összenyomás iránya csak gyengén ismert, de a vetőgeometriából nagyjából É–D-i irány sejthető.

A Keleti-Alpokban több olyan szerkezeti elemet ismertek fel, amelyet a D11 fázishoz kötök. Ilyen például a Trofaiachi-medence északi peremének erős kibillenése, amelyet gyűrődés vagy rátolódás váltott ki (Gruber et al. 2004). A Fohndorfi-medence teljes kitöltése is hasonló, K–Ny-i tengelyű enyhe szinklinálisba rendezett. Ide tartozik a medence nyugati oldalán, ÉNy–DK-i csapással fellépő jobbos eltolódás pozitív virágszerkezete, amiben a kárpáti–kora-badeni üledék alátolt helyzetbe került (Palten-Lieseng Fault). Lehetséges, hogy ekkor ment végbe az a lokális, keleti (CW) forgás, amit Márton et al. (2000) éppen ezekben az összenyomott medencékben mért. A süllyedés- és éréstörténeti modellezés alapján a kárpáti–kora-badeni rétegsor kiemelkedése a középső-miocén végén történhetett (Gruber et al. 2004) amit a D11 összenyomásos-transzpressziós deformációval azonosítok. A Lavanttal-Labot-eltolódás mentén a kisebb medencékben az üledékképződés a szarmatában is folytatódott, valószínűleg aktív jobbos mozgás mentén (Ratschbacher et al 1991). A Periadriai-vonal mentén is jól ismert a jobbos transzpresszió, amely azonban korát tekintve gyakran nem jól behatárolt. Azonban, a Klagenfurti-medence kitöltése jórészt szarmata, és süllyedését a Karavankák északi vergenciájú rátolódása váltotta ki (Nemes et al. 1997).

Érdemes megemlíteni, hogy a Bécsi-medence keleti peremén néhány feltárásban azonosítottam a D11b feszültségmezőre igen hasonló eseményt (Fodor 1995). Főleg az ÉK–DNy-i csapású korábbi normálvetők jobbos eltolódásként való újjáéledését tudtam mérni.

A fázis korolása a legtöbb helyen problematikus. A Telegdi Roth-vonal esetében a szarmata vagy esetleg késő-szarmata–kora-pannon mozgás igazolt, így a Dunántúli-középhegység egyéb szerkezeteire is ezt tartjuk lehetségesnek. A paksi inverzió a helyben megőrződött középső-miocén és pannóniai üledékek lerakódása között történt. A Keleti-Alpokban a deformált üledékek kárpáti–badeniek, a szintektonikus Klagenfurti-medence szarmata. Mindezek alapján a késő(?)-szarmata időszak tűnik valószínűnek, ami kitolódhat a pannóniai legelejére is.

A D11b fázis a Cserhátban, Zagyva-árokban a badenit érinti, sőt gyakran már kibillentett badeni kőzeteken lép fel. Néhány helyen a szarmata is deformált, pannóniain viszont nem észleltem e fázis vetőit. Ezért itt is a szarmata vagy késő-szarmata–kora-pannóniai időzítés a legvalószínűbb. Mivel a D11a és D11b epizódok kora igen hasonló rövid tartamban adható meg, ezért a kettő egykorúnak vehető. A jelentősen eltérő összenyomási irányok miatt azonban egyelőre megtartom a kettős jelölést.

A D10, D11a és D12b és D12 fázisok viszonya - diszkusszió

A D11 fázis alp-kárpáti keretben való elhelyezése előtt diszkutálni kell a D10, D11a és D11b feszültségmezők viszonyát. Vértesi adataink alapján a D10 feszültségmező már a késő-badeniben aktív volt, és így megelőzte a D11a fázist. Ugyanakkor, a Zsámbéki-medence a D10 feszültségmezőben történő deformációja párhuzamos, azaz időben átfed a Bakony jobbos eltolódásaival, a D11a epizóddal, vagyis a két feszültségmező részben szinkron. A Dunántúli-középhegységben a D10 és D11 feszültségmezők között nincs lényegi különbség a maximális vízszintes feszültségtengely irányában, a két fázis tengely-permutációval is átmehet egymásba. Ekkor a Dunántúli-középhegység déli részében a transzpressziós jelleg dominálna, míg északabbra a szarmata folyamán végig széthúzásos-tágulásos marad a deformáció jellege.

Az északi Pannon-medencében egy kicsit más a helyzet, ott ugyanis a D10 és D11b feszültségmezők tengelyei eltérnek egymástól, a D11b maximális vízszintes feszültségtengely iránya jóval keletebbre volt, mint a D10 esetében. A D10 szarmata vetők a D12 fázisban sok helyen felújulnak, vagyis a D11b epizód csak egy rövid idejű esemény lehetett az alapvetően extenziós történetben. Mi több, a helyi D10 és D12 feszültségmező között nem volt érzékelhető különbség, ez is a D11b rövid időtartamát igazolná.

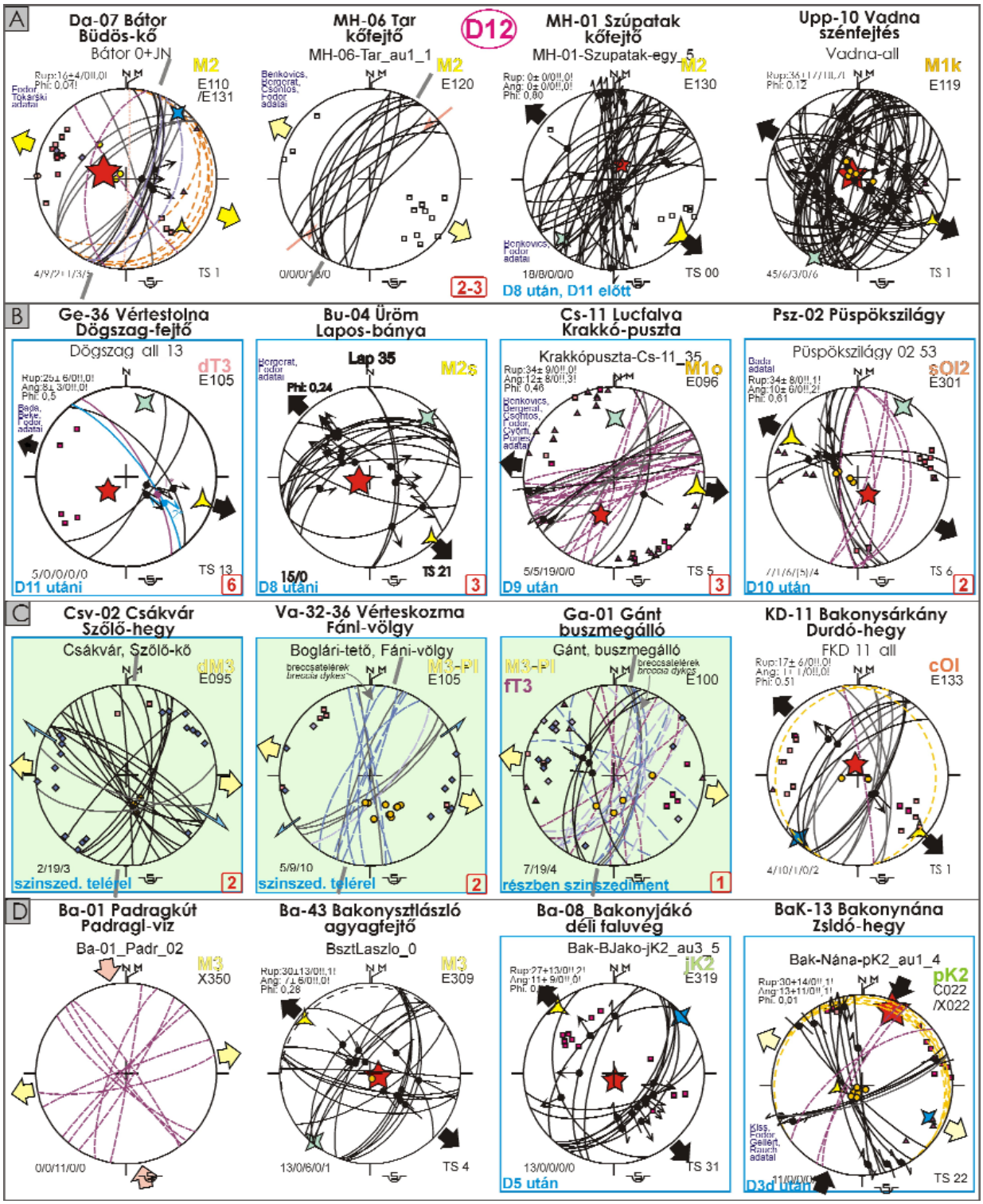
4.16. D12 fázis

A Pannon-medence középső-miocén utáni fejlődését hagyományosan poszt-rift fázisnak nevezik. Az egyszerű medencefejlődési modellekben e fázisban már nem történik jelentős töréses deformáció. Az utóbbi 2 évtized kutatása azonban azt mutatja, hogy a Pannon-medence bizonyos pontjain jelentős töréses deformáció ment végbe.

A szerkezeti mérések is számos pontban igazolták olyan feszültségmező jelenlétét, amely szarmata utáni deformációhoz köthető: ezt nevezem D12 fázisnak. A fázis feszültségtere alapvetően nem tér el a D10-es fázistól, egy K–Ny és DK–ÉNy közötti húzás állt fenn, amely lokálisan eltolódásos (transztenziós) is lehetett. Ez utóbbi esetben a maximális főfeszültségtengely nagyjából É–D-i irányú volt. Tisztán kompressziós feszültségtípus a hazai feltárásokban nem fordul elő, de a szlovéniai, horvátországi területen lehetséges. A feltárás-méretű fő szerkezeti elemek a normálvetők, húzásos vagy hibrid törések, ásványos erek, ritkábban telérek, melyek csapása a húzásnak megfelelően É–D és ÉK–DNy között változik (4.31. ábra). Ferdecsúszású vetők eléggé gyakoriak, valószínűleg azért, mert a feszültség már létező törésfelületet ért. Így az ÉK–DNy-i és főleg a KÉK–NyDNy-i csapású vetők várhatóan balos-normálvetők vagy normál-balos eltolódások, míg az ÉNy–DK-i csapásúk jobbos-normál vetők lehettek.

Bár a feszültségadatok a medence szinte minden területén előfordulnak, a kapcsolódó térképi szerkezetekben bizonyos területi egyenlőtlenséget látni (amelyek lehetnek a kutatás jelen állapota miatt is). A földtani térképezéssel részletesen dokumentáltuk azon D12 szerkezeti elemeket, amelyek igen jól látszanak a Vértes mindkét peremén és magában a hegységben is. A határoló vetők a morfológiában vetőletörésekként jelentkeznek, így felismerésük és leképezésük komplex geológiai-geomorfológiai módszerrel lehetséges (Fodor et al. 2005c). A látványos vetőletörések talpi blokkjában deformált, exhumált lepusztulási felszínek azonosíthatók. A vetőletöréseket meghatározó vetők számos több késő-miocén szinszediment medencét, és oligocénnel kitöltött posztszediment süllyedéket határolnak, amelyek a Bouguer-anomália térképen igen jól azonosíthatók (3.17. ábra). A Vértes ÉK-i, K-i, DK-i előterében ilyen szerkezet a Bodméri-árok, a Felcsúti-hát, a Csákvár-Zámolyi-medence, a Móri-árok részeként a Sörédi-árok, a Móri-medence, míg ÉNy-on az összekapcsolódó Pusztavámi- és Bokodi-árok, majd a Kecskédi- és Majki-árok tartozik ide, melyek a Dadi-ház közbeiktatásával a

Kisalföld fő medencéjéhez kapcsolódnak (3.17. ábra). A fúrások és szeizmikus szelvények alapján a keleti perem vetői szinszedimentek, és a késő-miocén alatt, majd a pannóniai–kora-pliocén(?) üledékek lerakódása után is működtek (3.14. ábra). A szinszediment mozgásra a terepi mérések is igazolták, mivel homokkő és breccsa-telérek lépnek fel több peremvető mentén (Fodor 2008). A térképezés azt is kimutatta, hogy a vetőletörések eróziója a pannóniai üledékképződéssel szinte egyidőben is zajlott (Csillag et al. 2004), és az erodált síkokon abráziós kavics jött létre.



4.31. ábra. A D12 fázis jellmező sztereogramjai.

A következő fontos szerkezei elemtípus az eltolódásos medence, melynek szép példája a Kápolnapusztai-süllyedék (Fodor et al. 2004). A süllyedék két párhuzamos, jobbos eltolódás között jött létre, amelyek elvetése fokozatosan jobbos-normál típusúra vált. A kelet-vértesi Csákvár-Zámolyi-medence peremvetői egy rombusz alakú medencét rajzolnak ki, amely a feszültségmező tengelyirányai alapján transztenziós deformáció hatására jöhetett létre. A medence DDK-i és É-i határa balos eltolódás vagy normál-balos ferdecsúszású vető lehetett, míg a nyugati és keleti peremvetője közel tisztán normál mozgástípusú volt (3.17. ábra).

A D12 fázisba sorolható deformáció a Bakony északi részén is általános. Itt az elvetett oligocén képződmények és a feszültségmező alapján igazolható a fázis jelenléte (Kiss et al. 2001). A Bakony keleti részén a pannóniaival kitöltött Bakonykúti-árok keleti peremvetője elmozdítja a Telegdi Roth vonalat (Kókay 1996). A Bakony középső részén az Ajkai-árok jelenik meg, mely a feszültségadatok alapján a D12 fázisban alakult ki.

A szeizmikus szelvények azt mutatják, hogy a Zalai-medencében és a Kisalföldön a pannóniai reflexiók csak kis mértékben deformáltak, a vetők a szarmatában vagy a pannóniai alján elhalnak. Kivételt képez a Kilimáni-magaslat, ahol a késő-miocén elvetés valószínű (Skorday 2010). Mivel itt a feszültségmező nem ismert, a vetőkinematika megadásánál a D9 fázishoz hasonló problémával találkozunk.

A Soproni-és Bécsi-medencék peremvetői aktívak voltak a késő-miocénben: erre a terepi törésadatok mellett a szeizmikus szelvények és üledékföldtani adatok is mutatnak (Fodor et tal. 1989, Rosta 1993). Az elmozdított középső-miocén vulkanitok azt mutatják, hogy a Közép-szlovákiai vulkáni területen kibillent blokkok kialakulása a D12 fázisban is tartott (Nemcok 1990), ilyenek a Túrócszentmártoni, Garamszentkereszti-, Felső-nyitrai-félárkok. A Selmeci-hegységben magmás tevékenység is csatlakozott a törésekhez.

A Zsámbéki-medence peremvetője egyértelműen deformálja a késő-miocén üledéket, csakúgy, mint a Budai-hegység keleti peremvetője. A Gödöllői-dombságban a D9-D10 fázisok vetői a pannóniai elején is felújultak, amint azt a 4.24. ábra mutatja (Németh 1999). A Zagyva-árok D12 szerkezeteit már a korábbi térképek (Noszky 1942) és az újabb szerkezeti adatok is igazolják. A Vatta-Maklári-árok késő-miocén mozgása régóta ismert (Tari 1988), a peremvető kinematikája balos eltolódással kombinált normál mozgás lehetett. A Gömör-Aggtelek-Rudabánya területen számos olyan apró süllyedék jött létre, aminek előzménye a korábbi fázisban nem volt. A K–Ny-i irányú vetők balos eltolódások lehettek.

A Közép-magyarországi-zóna vetői számos helyen mutatnak aktivitást. Az egyik legjobban dokumentált Tóalmási-vető a kora-pannóniaiban transztenziós jellegű volt (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2007, Palotai & Csontos in press). Hasonló kinematika valószínű a többi elem mentén, amit pull-apart jellegű medencék is igazolnak. E rendszer része a Derecskei-medence (Windhoffer et al. 2005) és a Dragos Voda vető (Tischler et al. 2007). A Közép-magyarországi-zóna délebbi szakaszán szintén eltolódásos deformáció nyomozható (Csontos et al. 2005, Bada et al. 2007).

A fázis időzítése általában megoldott, hiszen számos esetben szinszediment mozgással van dolgunk. Azonban, az egyes felszíni törések esetében a helyzet nem ilyen egyszerű, itt megint csak a feszültségmező alapján dönthetünk a fiatal (D12) kor mellett. Problémásabb a D12 fázis végének kijelölése. Úgy tűnik, ez időben nem egyszerre ment végbe a Pannon-medencében, és fokozatosan, már a késő-miocén alatt egy eltolódásos vagy összenyomásos feszültségmezőbe váltott át. Ezt a vértesi munkámban D13 fázisnak neveztem. Ez tulajdonképpen a neotektonikus fázis, amelyről igen kevés terepi adattal rendelkezem, ezért a feszültségmezők között nem tárgyalom.

5. Fejlődéstörténeti, geodinamikai megfontolások, lemeztektonikai rekonstrukciók

Ebben a fejezetben röviden összefoglalom a feszültségmező-meghatározások, a törés-elemzések eredményeinek összevetését és az Alp-kárpáti-dinári rendszerbe való beillesztését. Természetesen, a bemutatott lemeztektonikai rekonstrukciók alapjait nem én vetettem meg, hanem az Balla Z., Csontos L., Horváth F., Tari G. számos munkájában található meg. Hozzájárulásom annyiban releváns, hogy a konkrét terepi adatokat veti össze a modellekkel, így azokat részben megerősíti, részben módosítja, esetleg új utakat is nyit.

Az egyes események alapján szerkezeti fejlődéstörténetet vázolok, amelyet egy ábrasoron keresztül teszek meg. Ebben az eocéntől mutatom be a tanulmányozott terület eredeti helyzetét, amely a paleomágneses adatok és létező modellek alapján természetesen csak hozzávetőleges: a deformáció pontos kiegyenlítését (balanszírozását) nem végeztem el. Az ábrasoron a feszültségtrajektóriák és a legfontosabb szerkezetek megjelenítése a fontos. A fejlődéstörténeti vázlatban sematikusan jelzem az AlCaPa és Tisza-Dácia egységeket, bár szerintem ezek leginkább a késő-oligocén–kora-miocén intervallumban lehettek valóban önálló szerkezeti egységek. Azonban határvonaluk megjelenítése teszi követhetővé a változásokat, még ha az adott fázisban nagyobb egységek részei voltak, vagy részekre tagolódtak is.

D6-Eocén

A D6 fázis alatt a paleomágneses adatokkal rekonstruált feszültségtrajektóriák a Pannon-medence területén közel É–D-i irányúak voltak (6. függelék, Fodor et al. 1999). Ez jó összhangban van a Keleti-Alpok összenyomásos deformációjával (Decker et al. 1993, Linzer et al. 1995), és a Tisza-Dacia egység adataival (Györfi & Csontos 1994). Az összenyomás kissé ferde az egység nyugati részének határaihoz képest, ezért főleg az Északi Mészkő-Alpokban, de kisebb mértékben a hazai paleogén medencékben is, transzpressziós jelleg is megjelenik, sőt dominál, ahol jobbos transzfervetők jelentős szerephez jutnak. Az egységes Alpi-kárpáti-pannóniai blokkban a Nyugati-Kárpátok központi részén, (Central Carpathian Paleogene Basin) extenziós feszültség uralkodhatott, mivel itt egy ív előtti medence jöhetett létre a kárpáti szubdukció hatására.

Alpi szempontból ez a kollízió ideje, amit az összenyomásos feszültségmező jól kifejez. A Periadriai-vonal mentén, a fázis végén nyomul be a Bergell intrúzió (34Ma) és a vonal mentén déli vergenciájú rátolódás alakul ki (Schmid et al. 1996).

A visszafogatott Tisza-Dacia egységben szintén É–D-i kompresszió jellemző: ez határozza meg az Erdélyi paleogén medence kezdeti fejlődését (Györfi et al. 1999). Míg a Dinári-flismedence kialakulását a Dinaridák takarós áttolódásai határozzák meg, addig a Szolnoki-flisöv geodinamikai helyzete problémásabb: Tari et al. (1995) a Dinaridákhoz kötődő háttér-medencének tartja.

D7 fázis

A D7 fázis szerkezeteinek alpi kapcsolata igen fontos. A rekonstruált feszültségtrajektóriák nagyjából É–D-i maximális vízszintes feszültségtengelyt mutatnak, ami alátámasztja az alpi orogenezissel való szoros kapcsolatot. Mindenek előtt a Közép-magyarországi-zóna északi vetőinek és a Periadriai-vonalnak a kapcsolatát kell kiemelni. A geometriai kapcsolatot számos tanulmány elemezte, és térkép mutatja be (Kázmér & Kovács 1985, Balla & Dudko 1989, Tari 1994, Fodor et al. 1998, Haas et al. 2010) magyarországi geometriájára a 4.19. ábra ad modellt. A fázis szempontjából fontos, hogy ekkor a vonalrendszer még egyenes, így a jobbos mozgásnak nincs akadálya. Mint ele-

meztem, szerintem ekkor kezdődik meg az Észak-magyarországi és Észak-szlovéniai paleogén medencerészek szétválása. Folytatódott a központi Nyugati-Kárpátok előtéri medencéjének feltételezhetően extenziós kialakulása és a Szolnoki Flisöv kompressziós medencefejlődése. Mivel északon szubdukció, délen pedig jobbos eltolódás megy végbe a Kelet-Alpok–Nyugati-Kárpátok viszonylatában, lehetséges, hogy torzulás-megoszlás lépett fel a blokk környezetében.

A D7 fázis tárgyalásánál a működés kezdetének kora érdekes. Ezt szerintem a Periadriai-vonal menti magmatitok, nevezetesen a legtöbb tonalit-intrúzió 30-31 millió éves kora és azok deformációja adja meg, beleértve a dél-zalai előfordulást is. Az alpi szerkezetelemzések igazolják, hogy egyrészt a tonalitok benyomulása eltolódásos deformáció mellett történt, másrészt azt is, hogy az eltolódás jobbos kinematikájú volt (Schmid et al. 1989). Az is jól dokumentált, hogy a Periadriai-vonal inszubriai szakasza mentén a déli vergenciájú rátolódás jobbos kinematikára vált a Bergell intrúzió 34 millió éves benyomulása után (Schmid et al. 1989). A Központi-Alpok ezen részén keleti vergenciájú lecsúszósík is aktivizálódhatott (Forcola Fault, Schmid et al. 1996). A kiemelkedő orogén lepusztulása a Dél-alpi paleogén medencét látta el törmelékkel. Mindezek alapján feltételezhető, hogy az alpi szakaszon a Periadriai-vonal jobbos működése 31-30 millió évvel ezelőtt indult. A hazai feszültség- és szerkezeti adatok alapján ezt a felgyorsult késő-kiscelli medencealakulással és a magmatizmussal hozom kapcsolatba, mivel az időzítés, és a deformáció stílusa jó összhangban van.

D8 fázis

A rekonstruált feszültségtrajektóriák a D8 fázis alatt közel É–D-i irányba kerülnek, így az extrúzió feszültségmezője továbbra is egységes az Alp-kárpáti-Pannon térségben. Ugyanakkor, a déli és északi peremen a kompresszió kissé ferde a blokk határaihoz képest, lehetővé téve a kiszökéses deformációt, amely jelentősen átrendezte a térség szerkezetét. A D8 fázis az, amikor a Keleti-Alpok keleti része, a Nyugati-Kárpátok és az Észak-Pannon egység koherensen, egybetartozó, viszonylag merev blokként mozoghatott relatíve K vagy KDK felé. Mint látni fogjuk, a későbbi események alatt a három terület koordinált, de nem azonos mozgást végzett. Ezért szerintem Az AlCaPa-egység a D8 fázis alatt létezett igazán, mivel szerkezeti határai megadhatók és más blokkokhoz képest önálló mozgást végzett.

A kiszökéses modell alapjai Kázmér (1984), Kázmér & Kovács (1985) munkájában fogalmazódtak meg, amelyet Balla (1984) helyezett reális szerkezeti keretbe. Ezt terjesztette ki az Alpokra Ratschbacher et al (1989, 1991). ők helyesen mutattak rá, hogy a kontinentális kiszökés-kitolódás valójában extrúzió, ahol a laterális mozgás extenziós kivékonyodással és exhumációval jár együtt. A kitakaródó egységek a Tauern-ablak kőzetei, melyek idősebb kihűlési korai a D8 fázisra esnek (Staufenberg 1987, Dunkl et al. 2003). Ennek keleti peremén található egy képlékeny, majd később töréses deformációt mutató nyírózóna, mely tulajdonképpen az AlCaPa blokk nyugati határzónája. A blokk alpi részének vetőmintája összhangban van a kitolódással (Ratschbacher et al. 1991, Frisch et al. 1998, 2000, Linzer et al. 2002). A blokk keleti részén valószínűleg rátolódik a Tisza-Dacia egységre és ez a mozgás meghatározza az Erdélyi-medence kora-miocén fejlődését (Györfi et al. 1999, Tischler et al. 2007). Ebből az következik, hogy a blokk ezen részén a feszültségtrajektóriák a peremére közel merőlegesek lehettek.

Az R1 forgás értelmezése és következményei

Amint azt az előző bekezdéseknél láttuk, a visszaforgatott D6–D8 fázisok maximális vízszintes feszültségtengelyei jól értelmezhetőek az alpi-kárpáti lemeztektonikai-geodinamikai modellekben,

hiszen így az AlCaPa egység szervesen illeszkedik az alpi kompressziós folyamatokba. Végbemehetett a Periadriai–Balaton-vonal menti jobbos mozgás a D7-D8, az extrúzió a D8 fázisban. A forgás nagyságában területileg megjelenő különbséget a Márton & Fodor (2003) munkában úgy értelmeztük, hogy az AlCaPa az R1 forgás alatt szétesett, és kisebb blokkokra tagolódott. Nevezéktani kérdés, megtartható-e az AlCaPa név, vagy az egyes területeknek önálló név adandó.

A differenciális forgást a Keleti-Alpok és a nyugati Pannon-medence között kellett valamilyen szerkezetnek kompenzálnia. Ez a Pohorjétől a Bécsi-medencéig tartó széles zónában történhetett. Ez a szerkezet csírája megjelenik Balla (1984, 1988) elemzéseiben, mint eltolódásos diffúz határ. A szerkezeti elemzések azonban ilyet nem mutatnak. E helyett, extenziós deformáció igazolható, olyannyira, hogy a zónában metamorf kőzetek tektonikusan kitakaródtak (exhumálódtak) a Pohorjében és a Kőszegi-ablakban (Tari 1996a, b, Fodor et al. 2002, 2008). A szelvények alapján a kéregmegnyúlás igen nagy lehetett (Tari 1994), de Kőszegtől északra, a Soproni- és Bécsi-medencékben sokkal kisebb volt. Ebből az következhet, hogy a levetett nyugat-pannóniai blokk egyben forgást is végzett (Fodor et al. 1998). Ez a „forgásos-extenziós" modell magyarázná az alpi és pannon területek eltérő R1 forgását, a tektonikus exhumáció felléptének okát, az extenziós zóna geometriáját, a Periadriai–Balaton-vonal jobbos mozgásának megakadását. Ugyanakkor, arra is rámutat, hogy tulajdonképpen a forgás a Pannon-medence kialakulásának első (kéregszerkezeti) lépése és alapvetően extenziós szerkezetek mentén ment végbe.

A D9a epizód alapján úgy tűnik, az extenziós fázis kezdete kissé megelőzte a forgást. Ebből az adódik, hogy a forgás maga is az extenziós folyamatok része. Az elérhető kronológiai adatok fényében úgy tűnik, hogy egy rövid, forgás előtti extenziót, nagyjából fél millió évet követ a forgás maga. Vagyis, a meginduló kéregvékonyodás, és az AlCaPa blokk keleties irányú, tágulásos jellegű mozgása szükséges volt a forgás kialakulásához; talán ekkor ért az AlCaPa olyan helyzetbe, ahonnan indulva a kárpáti öböl felé a forgásos deformáció lehetséges volt.

További következmény, hogy az alsó-riolittufa extenziós feszültségmezőben jött a felszínre, nagyon röviddel a forgás megkezdése előtt. Valószínű, hogy a forgást magát is segíthette a kéregbeli olvadás. Az bonyolultabb kérdés, hogy a magmatizmust kissé megelőző extenzió mennyiben volt felelős magáért a magmatizmusért: a kéregextenzió az olvadást is kiválthatta.

Az R1 forgással egyidőben a Közép-magyarországi-zónától délre levő Tisza-Dácia egység az óramutató járásával ellentétesen fordult. Ennek következtében a két egység közötti terület, a Középdunántúli-egység erős deformációt szenvedett. Tulajdonképpen ez tűnik fel Mészáros (1984) „ollós bezáródási övében", illetve minden más későbbi modellben (Balla 1984, 1988, Csontos 1995, Fodor et al. 1999).

R2 forgás és a D10 fázis

Az R1 forgás és D9 extenziós fázis után egy újabb forgási esemény, az R2 forgás következett be. A jelen ismeretek alapján ez érintette mind a korábbi AlCaPa egység kelet-alpi, mind dunántúli és északi-középhegységi részét. A forgás azonban ebben az esetben is eltérő nagyságú volt az egyes részterületeken, a Pannon-medence északkeleti részén a legnagyobb, 30°, a Dunántúlon csak 15°, a Keleti-Alpokban 25-45°. Valószínű, hogy a DK-i egységek keleties (CW) forgása tovább folytatódott (6. függelék). Ebből adódik, hogy az eltérően forgó területek között olyan szerkezeteknek kellett kialakulni, amely a forgáskülönbségből adódó elmozdulás-különbséget felvette. Ez extenziós szerkezetekben ölthetett testet, amelyeket alapvetően a D10 fázisra jellemző feszültségmező jellemezhetett (6. függelék, g,h ábra). Ezek a Pannon-medence közepének szerkezetei, a Csákvári-, Zsámbéki-, Adonyi- medencék és a Zagyva-árok.

Az extenzió irányát alapvetően a kárpáti takarófronton történő események határozhatták meg. Ennek legfőbb jellemzője, hogy a takarós áttolódás a front mentén fokozatosan befejeződött (Jiříček 1979). Ebből adódóan, a húzófeszültség iránya fokozatosan változhatott, és egyre inkább a még aktív front irányába, DK–ÉNy felé állt be. Ennek köszönhetően markáns változást tapasztalunk a széthúzás irányában a Bécsi-medence, a Felvidék, és az északi Pannon-medence területén (5.1h ábra), ha összevetjük a D9 és a D10 széthúzási irányait. Ez a változás részben a közbeiktatódó R2 forgásból adódik, de részben valós feszültségtengely-változásról van szó. A D9/D10 tengelyváltozás nem olyan éles a Dunántúlon, ami a kisebb forgásból is következik, valamint abból, hogy a távoli takarófront geometriájának változása itt már jóval kisebb (alig felbontható) tengelyirány-változást indukált. Még nyugatabbra, a Keleti-Alpok keleti részén nem észlelhető érdemi változás a korábbi extrúziós (eltolódásos) jellegű deformációban. A legjelentősebb süllyedés kétségtelenül az aktív takarófront hátterében, a Hernád-árok–Kelet-szlovékiai-medence–Kárpátalja–Nyírség területén tapasztalható. Ez várhatóan a közeli szubdukció hátrálásából eredő széthúzó hatásnak tulajdonítható, de közrejátszhat ebben a magmatizmus litoszférát érintő hatása is. Az extenzió iránya a medence más részeihez képest erősen megváltozik, és a takarófrontra merőleges lesz (5.1h ábra). A helyi aktív deformáció része lehet az a lokális forgás, ami a D10 fázis végén mehetett végbe, és az Északkeleti-Kárpátok takarófrontjának végleges deformációját tükrözheti.

A D10 fázissal lehet részben egyidős a D11 feszültségmezővel jellemezhető transzpresszió, ami a Dunántúli-középhegység középső és dél részén, valamint a tágabb értelemben vett Balaton-vonal mentén léphetett fel.

D11 fázis

Fodor et al. (1999) munkánkban a D11b epizódot már elkülönítettük, és mostanra megérett a helyzet a dunántúli D11a epizód elkülönítésére is. A feszültségtrajektóriákra vonatkozó akkori elképzelésünk viszont helyesnek tűnik a Pannon-medencére vonatkoztatva. Délen nagyjából É-D-i összenyomás sejthető, míg a trajektóriák szétseprűződnek a medencén belül: ÉÉNy felé fordulnak a medence nyugati, ÉK, sőt KÉK felé a medence keleti felében (5.1i ábra). Ez egyértelműen transzpressziós deformációt váltott ki a Dunántúli-középhegység területén és a Balaton-vonal menti széles sávban (Balla et al. 1987, Csontos et al. 2005). A kis Várpalotai-medence és a Keleti-Alpok több medencéje erősen deformálódott, meggyűrődött, míg a Karavankák előterében a rövidülés új medence (Klagenfurt) létrejöttéhez vezetett el (Nemes et al. 1997). Nem lehetetlen, hogy ez a feszültségmező felelős a Pannon-medencében gyakran (de nem kizárólagosan) megfigyelt, szarmata üledékhiányért, illetve a pannóniai talpon megjelenő diszkordanciáért. Ennek igazolása vagy módosítása még hosszú kutatást igényel.

Peresson & Decker (1997) olyan modellt publikált, mely a D11b feszültségmezőhöz hasonlót tételezett fel a teljes Alp-kárpáti-pannon térségben. Ezt a kárpáti szubdukció megállása váltotta volna ki a középső-miocén végén vagy a késő-miocén legelején. A dunántúli adataink ezt egyértelműen cáfolják, ott ugyanis nem jelenik meg a D11b-re jellemző feszültségmező (5.1i ábra). Szerintem ugyanis nem csak a kárpáti szubdukció geometriája szabta meg a Pannon-térség feszültségmezőjét. A D11 fázis esetében az Alpok-Dinaridák északias mozgása szintén fontos, ami a szarmata végén valóban kombinálódhatott a szubdukció egyfajta lassulásával vagy megszűntével. Ekkor az Északkeleti-Kárpátok frontja mentén zárul le a szubdukció, így a Pannon-medence É-i fele kompressziós feszültségmező hatása alá kerülhetett. A kompressziós mező trajektóriája a két ható között ívesen feszülhetett. Ugyanakkor, a déli egység relatíve önálló keleties mozgását megtarthatta, ami a Közép-magyarországi-zóna táján balos elmozdulást vagy akár extenziót is kiválthatott.

Ilyen összefüggésben értelmezhetők a D11b fázis cserháti, zagyvai ÉÉNy–DDK-i széthúzás irányai. Könnyen lehet, hogy a széthúzás iránya az északkeleti Pannon-medencében ismét változott, és ott helyileg még érvényesülhetett a szubdukció közvetlen szívóhatása: a Kelet-szlovákiai-, Kárpátaljai- és Nyírségi-medencék süllyedése tovább folyt. Erre utalnak a tokaji adatok, melyek a takarófrontra merőleges extenziót mutatnak. Ugyancsak extenzióra utalhat a helyi blokkrotáció fellépése is, ami egy plusz feszültségmező fellépését eredményezte, bár ez az esemény a D10 fázishoz is köthető (4-R-3. ábra).

D12 fázis

A D11 fázist követően ismét extenziós feszültségmező uralkodott a Pannon-medencében. A széthúzás eredményeképpen több korábbi normálvető felújult. Ilyen terület a Bécsi-medence, a Felvidék nyugati része, a Bakony, Vértes előterei, Zagyva-árok. Sőt, egyes területeken új vetők jöttek létre, mint a Bakonykúti-árok peremén, a Vértes előtereiben, a gömöri térségben. Az új rétegtan adatok alapján valószínű, hogy a Hódmezővásárhelyi-árokban is aktív késő-miocén tágulásos deformációval kell számolnunk.

A széthúzásos deformáció folytatódásáért valószínűleg a Keleti-Kárpátokban tovább folyó szubdukció szívóhatása lehet a felelős. Úgy tűnik, a minimális feszültségtengely trajektóriái e front felé tartanak. A folyamatosan rövidülő áttolódási front másik következménye, hogy az északnyugati egység mozgástere beszűkül, rögzül az Európai-táblához. Csak a délkeleti egységnek van keleti irányban további elmozdulásra lehetősége. Ennek lehet a következménye, hogy a Közép-magyarországi-vonal mentén számos vetőszegmens balos eltolódásként felújul. Erre a gödöllői Tóalmási-vonaltól kezdve (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2007, Palotai & Csontos in press) a Duna-Tisza közi eltolódáson keresztül (Pogácsás et al. 1989) a Derecskei-árokig (Windhofer et al. 2005) és a Dragos Voda vonalig (Tischler et al. 2007) több példa adható. A balos mozgás gyakran transztenziós, de pl. a Vatta-Maklári-árok esetében akár transzpressziós is lehetett. Az elmozdulások a szénhidrogének számára csapda-szerkezeteket is létrehoztak (Pogácsás et al. 1994).

A helyi vetődésekre egy általános süllyedés is rakódik, amit klasszikusan a termális poszt-rift süllyedésnek tekintettek (Royden et al. 1983). A feltárás-szintű vetők, a feszültségmező és szeizmikusan térképezhető nagy vetők alapján azonban ezt a jövőben újra kell értékelnünk: az aktív kéregmegnyúlásra a pannóniai elején több helyen bizonyítékaink vannak.

A Pannon-medence déli részén a pannóniai alatt azonban inverzió kezdődik (Rumpler & Horváth 1988, Jósvai 1996). Ennek pontos korára kevés adatunk van, de a Zalai-medencében a Budafai-boltozat. Uhrin et al. (2009) alapján már 8 millió év környékén emelkedni kezdett, azaz az inverzió megindult. A gyűrődés a korábbi szin-rift árkok peremvetőinek invertálódásával ment végbe (Horváth & Rumpler 1984). A Budafai-boltozat csak egy azok közül, melyek Kelet-Szlovéniában és Nyugat-Horvátországban fellépnek, és amelyek a „Száva-redőket” alkotják; ezek fiatal összenyomásos-transzpressziós eredetét több tanulmány igazolta (Tomljenović & Csontos 2001, Fodor et al. 1998, Vrabec & Fodor 2006). Hasonló váltás és időzítés gyanítható a Mecseket övező vetők és a Babócsai-hát esetében, amelyek már a miocén végén, 7-8(?) millió éve transzpressziósan működhettek (Benkovics 1997, Csontos et al. 2002). Ez az inverzió már átvezet a legutolsó fázis, a neotektonikus inverzió fázisához.

Köszönetnyilvánítás

Még a legelszigeteltebben működő kutató esetében is vannak tanárok, példaképek, kollégák, akiktől — tudatosan, vagy nem emlékezve — átvesz elképzeléseket, kidolgozott ötleteket, felhasznált nem idézett munkákat, modelleket. Nyilván így volt ez velem is, és a hivatkozás mellett, a köszönetnyilvánításnak e dolgozatban is helye van. Különösképpen, mert a szerző szerencsésnek mondhatja magát, mivel számos, és e helyen biztosan csak töredékesen számba vett tanártól, kollégától, tanítványtól kapott nehezen meghálálható segítséget, impulzust, útravezető gondolatot.

Szerkezetföldtanos voltomat Balla Zoltánnak köszönhetem, aki néhány esős bükki és mátrai terepbejáráson, és lenyűgöző logikával írt munkái révén erre a tudományterületre terelt.

Egykori tanáraim, Csontos László és Françoise Bergerat, Jacques Angelier jelentős érdemeket szereztek oktatásomban, a franciaországi tanulmányaim létrejöttében és kezdeti szárnypróbálgatásaim segítésében, és nem egyszer mostani kutatásaimban. Horváth Ferenc e feladatok mellett azóta is állandó "konzulensem", akivel korábban mindig megoszthattam kételyeim, ötleteim és mostanában (talán kölcsönösen) tudományos véleményünk.

Je voudrais ici remercier l'aide de Françoise Bergerat et Jacques Angelier, qui m'ont introduisés dans l'analyse des fractures, de champs de contrainte, de l'échelle de l'affleurement aux chaines montangeuses. Leurs role était indispensable dans l'évolution de ma connessance sur la déformation cassante, et également de la culture française.

Sztanó Orsolyával a tudományos munka minden örömét megoszthattam, egy új cikk felfedezésétől, egy kósza ötlet felbukkanásától kezdve, a terepi bejárásokon, és a terepgyakorlati oktatáson keresztül sok kisebb és néhány nagyobb munka születésével bezárva. Támogatására a nehéz időkben is számíthatok.

Az Eötvös L. Tudományegyetemen számos más munkatársam segítette kutatásaimat. Mindenekelőtt Mindszenty Andrea, akivel a tanszéki mindennapok gondjai mellett több remek külföldi utat töltöttem együtt. Horváth Erzsébet jelentős szerepet töltött be negyedidőszakkal kapcsolatos ismereteim kialakulásában. Kázmér Miklós szerepe különösen azért volt fontos, mert egy nevenincs mogorva hallgatóban élesztgette a tudás megismerésének útját. Székely Balázs és Timár Gábor kollégimmal a terepgyakorlatok ötletelése, kivitelezése jutott: a kölcsösnös tisztelet alapján talán megtaláltuk a féllábú földtani és geofizikai óriások másik testrészét. Bár nem olvadtam be, de hálásan gondolok a kőzettanos kollégákra, akiktől sokat (de nem eleget) tanultam a magmatizmusról.

Munkatársaim közül ki kell emelnem Márton Emőt, aki számos közös kutatásunknak vetette meg alapját, akivel sok jó cikket írtunk, és akitől sokat tanultam e műfajban, mert nagyon gyors, mindig nagyon kritikus, kíméletlenül pontos és csak az adat értékéig értékel - ahogy egy tudósnak tenni kell.

Az utóbbi években munkámat a Magyar Állami Földtani Intézet kollégái, jelen és egykori főnökei is segítették. Külön kiemelem Albert Gáspárt, Babinszki és Bozsó Editeket, Budai Tamást, Császár Gézát, Csillag Gábort, Kercsmár Zsoltot, Koroknai Balázst, Lantos Zoltánt, Selmeczi Ildikót, akikkel több projektet csináltunk végig - remélem maradandó tudományos eredményekkel.

Külön köszönet Piros Olgának és Simonyi Dezsőnek, akik számos cikkem szerkesztésében működtek közre, tették szövegemet helyesebbé és ábráimat szebbé.

A MOL Rt. és elődjei számos kutatója támogatta munkámat, akár konzultációval, akár közös munkába való bevonással. Nagyon köszönöm ezen egyedülálló adatrendszerbe való betekintés pillanatait.

Az egyetemi oktató legszebb szellemi gyermekei TDK-zó, szakdolgozó hallgatói. Szerencsére nekem sok jutott ilyenből, felemelő volt látni, ahogy tudásuk kibontakozik. Számosan közülük ma már kollégáim, és mindig tanultam tőlük és a velük töltött muka révén. Álljon itt nevük: Almási

István, Benkő Krisztina, Beke Barbara, Benkovics László, Bíró István, Gellért Balázs, Gerner Péter, Horváth Balázs, Jósvai József, Kercsmár Zsolt, Kiss Ada, Kóta Emőd, Lantos Zoltán, Kun-Jáger Emese, Magyari Árpád, Muráti Judit, Németh László, Palotás Klára, Rosta Éva, Skorday Eszter, Varga Borbála, Visnovitz Ferenc.
Különösen is kiemelem három doktoranduszomat, Bada Gábort, Kövér Szilviát, Ruszkiczay-Rüdiger Zsófiát, akik nem mindig a legtöbb munkát adták, de a legnagyobb örömet szerezték, amikor egy hullámhosszon tudtunk tudományos kérdésekről eszmét cserélni és sok közös munkát készíteni, és jó úton vannak, hogy a fejem fölé nőjenek - ha már meg nem tették.
Sok külföldi kolléga támogatta és segített munkámat, a lehető legváltozatosabb módon. A sok esetben kölcsönös szimpátia talán abban is kifejeződik, hogy számos sörözői szalvéta őrzi ötleteinket, melyek közül néhány tudományos teóriává nőtte ki magát.
From early in my scientific carrier, I had the honour to work with several of my colleagues originated from countries around Hungary. We shared exciting field work, pleasant evenings in downtown pubs or remote mountain huts, and painful reduction of quite a numerous papers. Their generosity demonstrates that sciences is over political and social divisions. Michal Kováč was the first to introduce me in geological problems of the Western Carpathians (and Bratislava pubs). We shared field measurements with Frantisek Marko and Dušan Plašienka, whose structural geological approach always compelled me. Martin Danišík kindly, correctly and fastly helped me in dating those damned zircon and apatite grains.
Bogomir Jelen was the first and decisive in helping me to work in Slovenia, and guided me on several of our common projects. Mirijam and Marko Vrabec shared me some fantastic field works, excellent publications, and the admiration of the beauty of Slovenian mountains and landscape - and good jokes.
Working in Ausztia in 1988 would not have been possible without the help of Gottfried Wessely (who even made repaired my bicycle). Kurt Decker, Franz Neubauer, reinhard Sachsenhofer, Ralph Schuster, Cestmir Tomek, Michael Wagreich contributed to my understanding of the geology of the Eastern Alps.
In the last years I enjoyed the hospitality of my Polish colleagues, namely Antek Tokarski, and Ania Swierczewska, who make me understand the importance of thin sections in deformation analyses. I hope that our initial results will grow in future years.
A great numner of colleagues from other countries, Czehc Republic, Romania, Turkey, Libya, Nigeria and Oman kindly and effectively helped me in the scientific research and survival tasks.
Végül, de nem utolsó sorban köszönöm Családomnak, feleségemnek, lányomnak, hogy elviselték és támogatták a tudós nem könnyen elviselhető és támogatható életmódját, kiszámíthatlan progamját, beszámítathatlan részvételét a családi feladatokban.
Köszönet illeti Tornabarakony és környéke lakosságát, akik befogadtak, mint távolról jött "lakót".

A lista nem teljes, de mindenkinek ezúton is itt mondok köszönetet.

Hivatkozások

Ádám, A. 2001: Relation of the graphite and fluid bearing conducting dikes to the tectonics and seismicity (Review on the Transdanubian crustal conductivity anomaly). — *Earth Planets and Space*, 53, 9, 903–918.

Ádám L. (2006): A Sajó menti kőszéntelepes összlet szekvencia sztratigráfiai vizsgálata, kora, ősföldrajzi viszonyai. – Ph. D. értekezés, ELTE Földrajz- Földtudományi Intézet.

Albert, G. 2000**:** Az Északi-Bakony gyűrődései. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 89 p.

Albert, G., El Mehdi, B. O., Csillag, G., Fodor, L., Kalmár, J. & Gulácsi, Z. (in press): Explanatory Booklet. Geological map of Libya 1:250,000. Sheet: East Irq Al Idrisi NF 35-13. — Industrial Research Centre, Tripoli, Libya, 113 p.

Albu, I., Braun, L. & Szalay, I. 1985: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység geofizikai előkutatása. — Ann. Report Eötvös L. Geophys. Inst. 1984, 29-33.

Almási, I. 1993: A Gánt környéki bauxitterület szerkezetföldtani vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 94 pp.

Allmendinger, R.W., Marrett, R.A., Cladouhos, T., 1994. Faultkin 3.8a. A program for analyzing fault slip data for the Macintosh computer. 7 Absoft Corp., 1988±1994.

Anderson, E. M. 1951: The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. — Oliver & Boyd, Edinborough, 2nd edition, 206 pp.

Angelier, J. 1975: Sur une apport l'informatique ŕ l'analyse structurale; exemple de la tectonique cassante. — *Revue Géographie Physique Géologie Dynamique* 17, 2, 137–146.

Angelier, J. 1979a: Néotectonique de l'arc égéen. — *Soc. géol. du Nord*, Publ. 3, 418 pp.

Angelier, J. 1979b : Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. — *Tectonophysics* 56, 17–26.

Angelier, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. — *J. Geophysical Research* 89, B7, 5835–5848.

Angelier, J. 1989: Tectonique cassante et néotectonique. — *Ann. Soc. Geol. Belgique* 112, 283–307.

Angelier, J. 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. — *Geophys. J. International* 103, 363–373.

Angelier, J. & Bergerat, F. 1983: Systemes de contrainte et extension intracontinentale. — *Bulletin Centres Rech.* Exploration-Production Elf-Aquitaine 7/1, 137–147.

Angelier, J. & Manoussis, S. 1980: Classification automatique et distinction des phases superposée en tectonique de failles. — *C. R. Acad. Sci. Paris* 290, série D, 651–654.

Angelier, J. & Mechler, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dičdres droits. — *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 19, 6, 1309–1318.

Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. & Manoussis, S. 1982: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. Single phase fault populations: a new method of computin the stress tensor. — *Geophys J. R. astr. Soc*. 69, 607–621.

Armijo, R., Carey, E., Cisternas, A. 1982: The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. — Tectonophysics 82, 145–160.

Bada, G. 1994: A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. — Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 147 p.

Bada, G. 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian basin and surrounding orogens: inferences from kinematic indicators and finite element modelling. — Ph.D. Thesis, Vrije University Amsterdam, 204 p.

Bada, G., Fodor, L., Székely, B. & Timár, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mts. N. Hungary. — *Tectonophysics,* 255, 269–290.

Bada, G., Horváth F., Cloetingh S., Coblentz D.D. & Tóth, T. 2001: Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion. The case study of the Pannonian basin. — *Tectonics* 20, 343–363.

Bada G., Grenerczy Gy, Tóth L., Horváth F., Stein S., Cloething S., Windhoffer G., Fodor L., Pinter N., Fejes I. (2007): Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian Basin: Seismicity, GPS velocities and stress transfer. — *Geological Society of America Special Paper* 425, doi: 10.1130/2007.2423(16).

Báldi T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.

Báldi T. & Nagymarosy A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* 106, 3, 257–275.

Balla Z. 1981: Magyarország kréta-paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése. — *Általános Földtani Szemle* 16, 89–143.

Balla, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* 30/4,

313–353.
Balla, Z. 1985: Szerkezeti formaelemek. — In: Kleb B. (ed.): Gyakorlati szerkezetföldtani továbbképző. Magyarhoni Földtani Társulat Kiadványa, 3–29.
Balla, Z. 1988: A Kárpát-Pannon régió nagyszerkezeti képe a felsőeocénben és e kép hatása a mezozoós Tethys-rekonsrukciókra. — *Földtani Közlöny* 118, 11–26.
Balla, Z. 1993: A kisalföldi gyengén metamorf képződmények tektonikai minősitéséről. — *Földtani Közlöny* 123, 4, 465–500.
Balla, Z. 1999a: On the tectonic subdivisions of Hungary. — MÁFI Évi Jelentése 1992–93/II, 9–14.
Balla, Z. 1999b: Lineaments of Hungary. — MÁFI Évi Jelentése 1992–93/II, 15–20.
Balla, Z. & Dudko, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* 35, 3–64.
Balla, Z. & Dudko, A. 1990: Gyűrt paleogén rétegek a Gellérthegyen. — Földtani Közlöny 120, 181–191.
Balla, Z., Dudko, A. & Redler-Tátrai, M. 1987: A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. — MÁELGI Évi Jelentése 1986-ról, 74–94.
Balla, Z., Dudko, A. & Fodor, L. 1993: Geological problems of the East Alpine - West Carpathian - Pannonian junction area. Guide to the workshop. — Manuscript, Geological Institute of Hungary 84. pp.
Bechtel, A., Hámor-Vidó, M., Sachsenhofer, R. F., Reischenbacher, D., Gratzer, R., Püttmann, R. W. 2007: The middle Eocene Márkushegy subbituminous coal (Hungary): paleoenvironmental implications from petrographical and geochemical studies. — International Journal of Coal Geology, doi: 10.1016/j.coal.2006.12.008.
Beke B. 2010: Eocén korú töréses deformációk vizsgálata a Gerecsében. — Szakdolgozat, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 115 p.
Bencze, G., Császár, G., Darida-Tichy, M., Dudko, A., Gálos, M., Gangl, G., Kertész, P., Korpás, L. & Zier, C. 1991: Geologische und ingenieurgeologische Beschreibung der Donaustufe Nagymaros. — In: Lobitzer, H., Császár, G. (editors), Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn 1, 385–400.
Benedek, K. 2002: Paleogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic-Balaton Lineament. — *Acta Geol. Hungarica* 45, 359-371.
Benkovics, L. 1991: Neogene tectonical development of the Zagyva half graben (NE Hungary). — 1st International Meeting of Young Geologists, Budapest, Abstracts, p. 69.
Benkovics, L. 1997: Étude structurale et géodinamique des Monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). — PhD. Thesis, University Lille, France.
Benkő K. 2005: A Móri-árok DK–i részének harmadkori szerkezetföldtani és paleomágneses vizsgálata. – Abstract-kötet, XXXVI. Ifjú Szakemberek Ankétja, MGE–MFT, 27–28.
Benkő K. & Fodor L. 2002: Csővár környékének szerkezetföldtana. — *Földtani Közlöny,* 132, 223–246.
Bergerat, F. 1987: Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia Collision. — Tectonophysics. 6, 2, 99–132.
Bergerat, F. 1989: From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* 157, 271–280.
Bergerat, F. & Csontos, L. 1987: Présence de microfailles hydroplastiques de compaction dans les lignites miocénes et pliocénes des massifs de Mátra et du Bükk (Hongrie): Interprétation dans le contexte extensif du Bassin Pannonien. — *C. R. Acad. Sci. Paris* 305, 791–796.
Bergerat, F., Geyssant, J. & Kázmér, M. 1983: Une tectonique synsedimentaire originale du Miocene moyen des environs de Budapest, marqueur de l'extension du Bassin Pannonien. — C. R. Acad. Sci. Paris 296, 1275–1278.
Bergerat, F., Geyssant, J. & Lepvrier, C. 1984a: Neotectonic outline of the Intra-Carpathian basins in Hungary.—*Acta Geologica Hungarica*. 27, 237–251.
Bergerat, F., Geyssant, J. & Lepvrier, C. 1984b: Etude de la fracturation dans le bassin pannonien: Méchanismes et étapes de sa création. — Ann. Soc. Géol. Nord 103, 265–272.
Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. 1985: Glossary — Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. — In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. (eds:) Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37, 375–385, Tulsa, USA.
Bíró I. 2003: A Vértessomlói-törésvonal szerkezeti vizsgálata a vértesi Mária-szurdok környékén. — *Szakdolgozat*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 73 p.
Bott, M. H. P. 1959: The mechanism of oblique slip faulting. — *Geol. Magazine* 96, 109–117.
Böckh, J. 1874: A Bakony D-i részének földtani viszonyai. — *MÁFI Évkönyve*, 2, 31–166.
Braun, L., Petrovics I. & Szalay I. 1988: A Bükk hegység földtani előkutatási program egyes részeredményei (A Szuha völgye és a Darnó öv reflexiós szerkezetkutatása). — *MÁELGI Évi Jel. az 1987. évről*, 39–41.
Budai, T. 1988: A Balatonfelvidék földtani viszonyai Dörgicse és Balatonudvari között. — Doktori értekezés, ELTE

Földtani Tanszék.
Budai, T. & Vörös, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica,* 35, 237–250.
Budai T., Császár G., Csillag G. Dudko A., Koloszár L. & Majoros Gy. 1999a: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50. 000. — MÁFI.
Budai, T., Csillag, G., Dudko, A. & Koloszár, L., 1999b: A Balaton-felvidék földtani térképe, 1:50.000. — *Magyar Állami Földtani Intézet*.
Budai T., Fodor L., Csillag G. & Piros O. 2005: A Vértes délkeleti részének rétegtani és szerkezeti viszonyai. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2004*, 189–203.
Butler, R. W. H. 1982: The terminology of structures in thrust belts. — *J. Struct. Geol.4,* 239–245.
Carey-Gaillardis, E. & Vergely, P. 1992. Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in terms of stress; the right-dihedra method, use and pitfalls. Annales Tectonicae 6, 3–9.
Carey, E. & Brunier, B. 1974: Analyse théorique et numérique d'un modčle mécanique élémantaire appliqué ŕ l'étude d'une population de failles. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 279, 891–894.
Császár G. 1986: Dunántúli-középhegységi középső-kréta képződmények rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — *Geologica Hungarica series Geologica* 23, 295 p.
Császár G. 1995: A gerecsei és vértes-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. (An overview of the Cretaceous research in the Gerecse and the Vértes Foreland.) — *Általános Földtani Szemle* 27, pp. 133–152.
Császár G. 2002: Urgon formations in Hungary. — Geologica Hungarica ser. Geologica 25, 209 p.
Császár, G., & Bagoly-Árgyelán, G. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research* 15, 417–434.
Császár G. & Peregi Zs. 2001: Középső-jura korszakbeli mega-hasadékkitöltés a Vértes DNy-i peremén. — Földtani Közlöny 131, 3-4, 581–584.
Császár, G., Haas, J. & Jocháné-Edelényi, E. 1978: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe, 1:100 000. — Magyar Állami Földtani Intézet.
Császár G., Haas J., Halmai J., Hámor G. & Korpás L. 1982: A közép és fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarország tektonikai fejlődésmenetében. — *MÁFI Évi jelentése 1980-ról*, 509–516.
Császár G., Galácz A. & Vörös A. (1998): A gerecsei jura – fácieskérdések, alpi analógiák (Jurassic of the Gerecse Mountains, Hungary: facies and Alpine analogies). — *Földtani Közlöny* 128, 2-3, 397–435.
Csillag, G., Fodor, L., Peregi, Zs., Roth, L. & Selmeczi, I. 2002: Pliocene-Quaternary landscape evolution and deformation in the eastern Vértes Hills, (Hungary): the heritage and reactivation of Miocene fault pattern. — *Geologica Carpathica* 53, spec. issue, 206–208.
Csillag, G., Fodor, L., Müller, P. & Benkő, K. 2004: Denudation surfaces, development of Pannonian formations and facies distribution indicate late Miocene to Quaternary deformation of the Transdanubian Range. — *Geolines* 17, pp. 26–27.
Csillag, G. Fodor, L. & Jordán, Gy. 2009: Morphotectonic characterisation of planation surfaces: a digital terrain analysis approach (Vértes Hills, Hungary). — Ancient Landscapes – Modern Perspectives, 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG) Melbourne, Australia, 6–11th July 2009, CD.
Csontos, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra- Carpathian area: a review. —*Acta Vulcanologica* 7, 1–13.
Csontos, L. 1998: Szerkezeti földtan. — Egyetemi Jegyzet, ELTE, 208 p.
Csontos, L. & Bergerat, F. 1992: Reevaluation of the Neogene brittle tectonics of the Mecsek-Villány area (SW Hungary).— *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae*, Sect. Geol. 29, 3–12.
Csontos, L. & Nagymarosy, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion.—*Tectonophysics*, 297, 51–72.
Csontos, L. & Vörös, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 210, 1–56.
Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L. 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. — *Tectonophysics* 199, 73–91.
Csontos, L., Nagymarosy A., Horváth F. & Kováč, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics*, 208, 221–241.
Csontos, L., Benkovics, L., Bergerat, F., Mansy, J-L., Wórum, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic sections study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek-Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* 357, 81–102.
Csontos, L., Magyari, Á., VanVliet-Lanoë, B., Musitz, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (part II): evidence from seismic sections. — Tectonophysics, 410.
Danisík M., Kohút, M., Dunkl, I,. Frisch W. 2008: Thermal evolution of the Ziar Mountains basement (Inner Western

Carpathians, Slovakia) constrained by fission track data. — Geolgocia Carpathica 59, 19-30.
Dank V., Fülöp J., Ádám O., Balla Z., Barabás A., Bardócz B., Bérczi I., Brezsnyánszky K., Császár G., Haas J., Hámor G., Horváth F., Jámbor Á., Kassai M., Nagy E., Pogácsás Gy., Ráner G., Rumpler J., Síkhegyi F., Szederkényi T., Völgyi L. & Zelenka T. 1990: Magyarország szerkezetföldtani térképe, 1:500.000. — MÁFI Budapest.
Decker, K., Merschede, M. & Ring, U. 1993: Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). —*Tectonophysics* 223, 291–312.
Decker, K., Peresson, H. & Faupl, P. 1994: Die miocäne Tektonic der östlichen Kalkaplen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion" der Zentralalpen. —*Jahrbuch Geologischen Bundesanstalt* 137, 5–18.
Decker, K., Peresson, H., Hinsch, R., 2005: Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin transform fault. — Quaternary Science Reviews 24, 307–322.
Demény, A., Gatter, I. & Kázmér, M. 1997: The genesis of Mesosoic red calcite dikes of the Transdanubian Range (Hungary): Fluid inclusion thermometry and stable izotope composition. — *Geologica Carpatica* 48, 5, 315–323.
Dudko A. 1990: A Balaton-felvidék földtani térképe. Fedetlen változat, 1:50.000. — Kézirat, MÁFI.
Dudko A. 1991: A Balaton-felvidék szerkezeti elemei. — Kirándulásvezető, MÁFI, 60 pp.
Dudko A., Darida-Tichy M., Majkuth T. & Stomfai R. 1989: A Kelet-velencei paleovulkán szerkezete. — *Általános Földtani Szemle*, 24, Budapest, 135–148.
Dudko A., Bence G. & Selmeci I. 1992: Miocén medencék kialakulása a Dunántúli-középhegység DNY-i részén. — *MÁFI Évi Jelentése 1990-ről*, 107–124.
Dunkl I. 1990: A középhegységi eocén fedős bauxitok törmelékes cirkonkristályainak fission track kora: A korai eocén vulkanizmus bizonyítéka. — *Általános Földtani Szemle* 25, 163–177.
Dunkl, I. & Demény, A. 1997: Exhumation of the Rechnitz Window at the border of Eastern Alps and Pannonian basin during Neogene extension. — *Tectonophysics* 272, 197–211.
Dunkl I., Frisch W. & Grundmann, G. 2003: Zircon fission track thermochronology of the southeastern part of the Tauern Window and adjacent Austroalpine margin, Eastern Alps. — Eclogae Geologica Helvetica 96, 209–217.
Durney, D. W. & Ramsay, J. G. 1973: Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. — In: De Jong, K. A. & Scholten, R. (editors): Gravity and Tectonics. Wiley, New York, 67–96.
Dżułyński, S. & Kotlarczyk, J. 1965: Tectoglyphs on slickensided surfaces. — *Bull. Acad. Polonaise Sci. Sér. Geol. Géogr*. XIII, 2, 149–154.
Etchecopar, et Arthaud, F. 1988: Méthodes dynamic d'analyse des populations de failles. — *Bull. Soc. géol. France* 8, IV, 2, 289–302.
Etchecopar, A., Vasseur, G., & Daigničres M. 1981: An inverse problem in microtectonics for the determinatio of stress tensors from fault striatiion analysis. — *J. Struct. Geol.* 3, 1, 51–55.
Ferencz Gy. 2004: A Móri nagyvető menti középső-jura óriáshasadék kitöltésének vizsgálata és értelmezése. — *Szakdolgozat*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 88 p.
Fodor L. 1989: Mikrotektonikai vizsgálati és paleofeszültség-számítási módszerek és azok magyarországi tercier képződményeken való alkalmazásának kritikai áttekintése. — *Kézirat*, MOL Rt. és ELTE Ált. Tört. Földtani Tanszék, 60 p.
Fodor L. 1992: A Pannon-medence kainozoós tektonikai modelljének továbbfejlesztése, a tektonikai események hatása az üledékfáciesekre mikrotektonikai és paleofeszültség mérések alapján. — *Kézirat*, MOL Rt. és ELTE Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszéke, 130 p.
Fodor L. 1993: A Vasi-hegyhát project tektonikai vizsgálatának eredményei: A feszültségtér változásának tükröződése a terület szerkezetfejlődésében. – Kézirat, MOL. Rt., 9 p.
Fodor, L. 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the Eastern Alpine-Western Carpathian junction. — *Tectonophysics* 242, 151–182.
Fodor L. 1997: Szerkezetföldtani vizsgálatok a bakonyi szeizmikus szelvény mentén. — Kézirat, MOL Rt., 113 p., 26 melléklet.
Fodor L., 1998. Late Mesozoic and early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. Abstracts of XIVth CBGA Congress, Vienna, Austria, p. 165.
Fodor L. 2003: Az ürömi Csókavári-kőfejtő körzetének földtani térképei és képződményei. Előzetes jelentés a terepi vizsgálatok eredményéről. – Kézirat, Hydrosys Kft. Budapest, 31 p.
Fodor, L. I. 2007: Segment linkage and stress field in transtensional strike-slip fault array: Field examples from the Pannonian Basin. — In: Cunningham, D., Mann, P. (eds): Tectonics of Strike-slip Restraining and Releasing Bends. Geological Society Special Publications 290, 417–431.
Fodor L. 2008: Szerkezetföldtan. In: Budai T., Fodor L. (szerk.): A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes

hegység földtani térképéhez, 1:50000. — Magyar Állami Földtani Intézet, 145–202, 282–300.
Fodor L. & Bíró I. 2004: Eocén sziklás tengerpart a Vértessomlói kréta rátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértes). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2002, 153–162.
Fodor, L. & Kázmér M. 1989: Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike-slip basin at Budapest. – In: Császár, G. (editor): Xth IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, 227–259, Magyar Állami Földtani Intézet.
Fodor, L. & Kercsmár, Zs. (1995): Excursion to Transdanubian Central Range: Description of stops, Stop 15: Tatabánya, Keselő Hill. — In: Árgyelán, G. & Fogarasi, A. (eds): *Upper Cretaceous and Paleogene of the Transdanubian Central Range. Excursion Guide*, MÁFI, Budapest, 71–74.
Fodor, L. & Koroknai, B. 2000: Tectonic position of the Transdanubian Range unit: A review and some new data. — *Vijesti Hrvatskoga geološkog društva* 37, 38–40.
Fodor L. & Magyari Á. 2002: Későeocén-miocén szerkezetalakulás és üledékképződés a Sas-hegyen. — *Földtani Közlöny* 132, 247–264.
Fodor., L. & Márton, E. 1999: Combination of paleomagnetic and paleostress data in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. – In: Székely, B., Frisch, W., Kuhlemann, J.& Dunkl, I. (eds.): 4th Workshop on Alpine Geological Studies, *Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten*, 52, 52–53.
Fodor L. & Márton E. 2003: The role of rotation in the Tertiary structural and stress field evolution of the Pannonian–Carpathian–East Alpine–north Dinaridic domain. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae* 35, 94–95.
Fodor L., Benkovics L., Gerner P., Magyari A., Palotás K. & Rosta É. (1989): A Sopron-Kismartoni medence neogén szerkezetföldtana. – *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése*, Sopron, Absztrakt-kötet, p. 43.
Fodor, L., Magyari, Á., Kázmér, M., Fogarasi, A. 1992a: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony Unit. — Geologische Rundschau 81 (3), pp. 695–716.
Fodor L., Sztanó O., Csontos L., Józsa S., Nagymarosy A. 1992b: A Darnó-övezet tektonikai és szedimentológiai kutatása a Darnó-hegy és az Upponyi hegység környékén. — Kézirat, MÁFI és ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani, Általános és Történeti Földtani Tanszékei, 52 p.
Fodor L., Magyari Á., Fogarasi A., Palotás K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — Földtani Közlöny 124, pp. 129–305.
Fodor, L., Franců, J., Krejčí, O. & Stráník, Z. 1996: Paleogeographic and tectonic evolution of the Carpathian Flysch belt of the Southern Moravia. — *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment* III, 45–47.
Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Skaberne, D., Čar, J. & Vrabec, M. 1998: Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic Line and surrounding area – implication for Alpine-Carpathian extrusion models. — *Tectonics* 17, 690–709.
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 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., Lelkes Gy., Müller P. és Palotás K. 2000: Előzetes jelentés a Budai-hg. – Gerecse-hg. – Vértes-hg. közötti terület bádeni és szarmata ősföldrajzi, szin- és poszttektonikai viszonyairól. — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 19 p., Tekt. 757.
Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Rifelj, H., Kraljić, M., Kevrić, R., Márton, P., Koroknai, B. & Báldi-Beke, M. 2002: Miocene to Quaternary deformation, stratigraphy and paleogeography in Northeastern Slovenia and Southwestern Hungary. — *Geologija* 45, 103–114.
Fodor, L. Balogh, K., Dunkl, I. Pécskay, Z. Koroknai, B. Trajanova, M. Vrabec, M. Vrabec, M. Horváth, P., Janák, M. Lupták, B., Frisch W., Jelen, B., & Rifelj, H. 2003a: Structural evolution and exhumation of the Pohorje-Kozjak Mts., Slovenia. – Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, 35, 118–119.
Fodor L., Koroknai B., Balogh K., Dunkl I. and Horváth P., 2003b. Nappe position of the Transdanubian Range Unit ('Bakony') based on new structural and geochronological data from NE Slovenia. Földtani Közlöny, 133: 535-546.
Fodor L., Csillag G., Peregi Zs. 2004: A kápolnapusztai késő-neogén–negyedidőszaki(?) pull-apart „medence" rekonstruálása komplex eredetű lepusztulási felszínek alapján. — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002, 283–294.
Fodor, L., Bada, G., Csillag, G., Horváth, E., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. Palotás, K., Síkhegyi, F., Timár, G., Cloetingh, S., Horváth, F. 2005a: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — Tectonophysics 410, 15–41.
Fodor, L., Bíró, I., Albert, G. & Lantos, Z. 2005b: New structural observations along the Vértessomló Line and implications for structural evolution of the Trasndanubian Range (western Hungary). – Geolines 19, 38–40.

Fodor L., Csillag G., Németh K., Budai T., Martin, U., Cserny T., Brezsnyánszky K., and Dewey, J.F. 2005c: Tectonic development, morphotectonics and volcanism of the Transdanubian Range: a field guide. – In: Fodor, L., Brezsnyánszky, K. (eds.): Proceedings of the workshop on „Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment". Magyar Állami Földtani Intézet 204. Alkalmi Kiadványa 59–86.

Fodor, L., Radócz, Gy., Sztanó, O., Koroknai, B., Csontos, L., Harangi, Sz. 2005d: Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. — Geolines 19, 142–162.

Fodor L., Turki, S. M., Dalob H., Al-Gerbi A. 2005e: Fault-related folds and along-dip segmentation of breaching faults: syn-diagenetic deformation in the south-western Sirt basin, Libya. — Terra Nova 17, 2, 121–128.

Fodor, L., Csillag, G., Lantos, Z., Kiszely, M., Tokarsky, A. 2007: Late Miocene to Quaternary deformation and landscape evolution in the Vértes and forelands: inferences from geological mapping. — Abstracts of the Annual Meeting of the Hungarian Geological Society, HUNTEK Workshop, Sopron, Hungary, 20–22/09/2007, pp. 37–38.

Fodor L., Csillag G., Lantos Z., Budai T., Kercsmár Zs., Selmeczi I. 2008a: A Vértes hegység földtani térképe, 1:50000. — Magyar Állami Földtani Intézet.

Fodor L., Kercsmár Zs., Sásdi L., Harangi Sz. 2008b: Földtani érvek a vértesi Köves-völgy karbonátos forráskúpjainak késő-kréta(?) kora ellen. — Földtani Közlöny 138 (2), 181–188.

Fogarasi A. 1995: Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeralatti lejtőn a Gerecse hegységben – munkahipotézis. — *Általános Földtani Szemle*, 27, 15–41.

Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I. & Brügel, A. 1998: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary extrusion. — *Tectonophysics* 297, 1–15.

Frisch, W., Dunkl, I. & Kuhlemann, J. 2000: Postcollisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. — *Tectonophysics* 327, 239–265.

Fülöp J. & Dank V. (szerk.) 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, 1:500000. — Magyar Állami Földtani Intézet.

Gál B., Poros Zs. & Molnár F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez. — *Földtani Közlöny*, 138/1, 49–60.

Galácz, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica*, 31, 313–328.

Galácz, A. 1995: Revision of the Middle Jurassic ammonite fauna from Csóka-hegy, Vértes Hills (Transdanubian Range). — *Hantkeniana* 1, 119–129.

Galácz, A. & Vörös, A. 1972: A Bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján (Jurassic history of the Bakony Mts. and interpretation of principal lithological phenomena) (in Hungarian). — *Földtani Közlöny* 102, 122–135.

Gamond, J. F. 1983: Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models. — *J. Struct. Geol*. 5, 33–45.

Gamond, J. F. 1987: Bridge structures as sense of displacement. Criteria in brittle fault zones. —*J. Struct. Geol.* 9, 5-6, 609–620.

Gapais, D., Fiquet, G. & Cobbold, P.R., 1991. Slip system domains, 3. New insights in fault kinematics from plane-strain sandbox ex-periments. — *Tectonophysics* 188, 143–157.

Gapais, D., Cobbold, P. R., Bourgeois, O., Rouby, D. & Urreiztieta, M.: 2000. Tectonic signi®cance of fault-slip data. — *J. Struc. Geology* 22 881–888.

Gerner P. 1990: Szerkezetföldtani ábrázolások és szerkesztések a számítógépen. — Ált. Földt. Szemle, 25, 193–213.

Géczy, B. 1973: Plate tectonics and paleogeography in the East- Mediterranean Mesozoic. —*Acta Geologica Hungarica,* 17, 421–428.

Görög Á. 1995: A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminifera vizsgálata és sztratigráfiai értékelése. — *Általános Földtani Szemle*, 27, 85–94.

Gruber W., Sachsenhofer R.F., Kofler N., Decker K. 2004: The architecture of the intramontane Trofaiach pull - apart basin inferred from geophysical and structural studies. — *Geologica Carpathica* 55, 281–298.

Gyalog L. 1992: Adatok Várgesztes környékének szerkezeti viszonyairól. — *MÁFI Évi Jelentése 1990-ről*, 69–74.

Gyalog L. 1996: A Földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *MÁFI Alkalmi Kiadványai*, 187, 171 pp.

Gyalog L. & Császár G. (szerkesztők) 1982: A Bakony hegység fedetlen földtani térképe, 1:50000. — Magyar Állami Földtani Intézet.

Gyalog L. & Horváth I. (szerkesztők) 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. — Magyar Állami Földtani Intézet, 316 p.

Györfi, I. 1992: The simple shear extensional model of the Pannonian basin. — *Terra Nova,* 4, Abstr. Suppl. 2, p. 26.

Györfi, I. 1993: DK-Magyarország és az Erdélyi-Középhegység neogén medencéinek szerkezetfejlődése. — *Szakdolgozat*, ELTE Budapest, 77 p.

Györfi, I. & Csontos, L. 1994: Structural evolution of SE Hungary and Neogene basins of the Apuseni Mountains (Romania). — *Rom. Journal of Tectonics and Regional Geology* 75, suppl. 1, 19–20.

Györfi, I., Csontos, L. & Nagymarosy, A. 1999: Early Tertiary structural evolution of the border zone between the Pannonian and Transylvanian basins. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (Editors), *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. – *Geological Society Special Publications* 156, 251–267.

Haas J. 1979: A felsőkréta Ugodi Mészkő Formáció a Bakonyban. — *MÁFI Évkönyv*, 61, 1–171.

Haas, J., 1999. Genesis of Late Cretaceous toe-of-slope breccies in the Bakony Mts. Hungary. — *Sed. Geology* 128, 51–66.

Haas J. & Jocháné Edelényi E. 1980: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe. Felsőkréta bauxitszint (M: 1:200 000). — MÁFI.

Haas, J., Jocháné-Edelényi, E., Gidai, L., Kaiser, M., Kretzoi, M. & Oravecz, J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 20, 353 p.

Haas J., Jocháné Edelényi E., Császár G. & Partényi Z. 1986: A bakonyi szenon kőszénösszlet képződései körülményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984. évről* 344 –354.

Haas, J., Kovács, S., Krystyn, L. & Lein, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. — *Tectonophysics*, 242, 19–40.

Haas, J., Tardi-Filácz, E., Oravecz-Scheffer, A. & Góczán, F. 1997: Cretaceous insertions in Triassic (?) dolomites at Csővár, North Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 40, 179–196.

Haas J., Korpás L., Török Á., Dosztály L., Góczán F., Hámorné Vidó M., Oraveczné Scheffer A. & Tardiné Filácz E. 2000a: Felső-triász medece- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. — *Földtani Közlöny* 130, 371–421.

Haas, J., Mioč, P., Pamić, J., Tomljenović, B., Árkai, P., Bérczi-Makk, A., Koroknai, B., Kovács, S. & Rálisch-Felgenhauer, E. 2000b: Continuation of the Periadriatic lineament, Alpine and NW Dinaridic units into the Pannonian basin. — Int. J. Earth Sciences 89, 377–389.

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L. & Konrád Gy. 2010: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500000. — Magyar Állami Földtan Intézet.

Hámor, G. 1985: A nógrád-cserháti terület kutatási eredményei. — *Geologica Hungarica*, *ser. geologica* 22, 234 pp.

Hámor G., Pogácsás Gy. & Jámbor Á. 2001: Palaeogeographic/structural evolutionary stages and the related volcanism of the Carpathian-Pannonian region. — *Acta Geol. Hung.*, 44, 193–222.

Hancock, P.L. 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. — *J. Struct. Geol.* 7, 437–457.

Harangi, Sz. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region - a review. — *Acta Geologica Hungarica*, 44/2-3, 223-258.

Harding, T. P. 1974: Petroleum traps associated with wrench faults. — *Bull. Am. Ass. Petr. Geol*. 58, 1290–1304.

Hibsch, C., Kandel, D. & Montenat, Ch. 1992: Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (Massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. — *Bull. Soc. géol. France* 163, 147–158.

Hók, J., Simon, L., Kováč, P., Elecko, M., Vass, D., Halmo, J. & Verbich, F. 1995: Tectonics of the Hornonitrianskka Kotlina depression in the Neogene. — *Geologica Carpathica* 46, 191–196.

Horányi A., Takács Á., Fodor L. 2010: Üledékföldtani és szerkezetföldtani megfigyelések a Gorba-hát keleti lejtőjén („Gyökér-völgy", Nyugati-Gerecse). — *Földtani Közlöny* 140, 3.

Horváth, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* 225, 333–358.

Horváth, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* 12, 837–844.

Horváth, F. & Cloething, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* 266, 287–300.

Horváth, F. & Royden, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: a Review. — *Earth Evolution Sciences* 3-4, 307–316.

Horváth, F. & Rumpler, J. 1984: The Pannonian basement: extension and subsidence of an alpine orogene. — *Acta Geologica Hungarica* 27, 229–235.

Horváth, F., Ádám, A., & Stanley, W.D. 1986: New Geophysical data: Evidence for the Allochthony of the Trandanubian Central Range. — *Rend. Soc. Geol. It.* 9, 123–130.

Jámbor Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata — *MÁFI Évi Jelentése 1967-ről*,

135–142.
Janočko, J. 2002: Terrestrial and shallow-marine deposits of Central-Carpathian Paleogene Basin: Example from Eastern Slovakia. — *Geologica Carpathica*.
Jaskó S. 1946: A Darnó-vonal. — Beszámoló a MÁFI Vitaüléseiről, 7: 63–77.
Jaskó S. 1952: Ózd környékének földtani leírása. — MÁFI Évi Jelentése 1948. évről, 143–147.
Jiříček, R. 1979: Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. — In: Mahel, M. (ed): Tectonic profiles through the West Carpathians. — Geol. Ústav D. Stúra, Bratislava, 205–214.
Jordán, Gy., Kovács, R. & Szűcs, A. 1992: *Terepgyakorlati jelentés*. — Kézirat, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék 22 p.
Jósvai J. 1996: A Budafa-Oltárc- Magyarszentmiklósi boltozat Ch-földtani perspektívái, kutatási lehetőségei — *Szakdolgozat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék 77 p.
Kaiser, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Z. Geomorph. N. F.* 110, 1–14.
Kaliszky S. & Szilágyi Gy. 1982: *Mechanika. Általános szilárdságtan*. — Egyetemi jegyzet, Budapesti Műszaki Egyetem, Tankönykiadó, 223 p.
Kázmér, M. 1984: A Bakony horizontális elmozdulása a paleocénben. — *Általános Földtani Szemle*, 20, 53–101.
Kázmér, M. 1987: Lower cretaceous facies zones in the Bakony unit of Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarium Budapestiensis de Rolando Eötvös nominatae*, sectio geologica 28, 162–168.
Kázmér, M. & Kovács, S. 1985: Permian-Paleogene Paleogeography along the Eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica,* 28 71–84.
Kázmér, M., Fodor, L., Józsa, S., Jelen, B., Herlec, U. & Kuhlemann, J. 1996: Late Miocene paleography of Slovenia and the Southern Alps: a palinspastic approach. — 6th Symposium on Tektonik Strukturgeologie-Kristallingeologie, Univ. of Salzburg, Austria, 212–214.
Kázmér M., Dunkl I., Frisch W., Kuhlemann J. & Ozsvárt P. 2003: The Palaeogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. — *Journal of the Geological Society London* 160, 413–428.
Kercsmár, Zs. 1995: A Tatabányai medence keleti peremének őskörnyezeti rekonstrukciója és tektonoszedimentológiai vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE Őslénytani Tanszék, 120 p.
Kercsmár Zs. 2004: A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani jelentősége, Keselő-hegy. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 163–174.
Kercsmár Zs. 2005: A Tatabányai-medence földtani felépítésének és fejlődéstörténetének újabb kutatási eredményei tektono-szedimentológiai és üledékföldtani vizsgálatok alapján. — *PhD értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék, 175 p.
Kercsmár Zs., Fodor L. & Pálfalvi S. 2006: Tectonic control and basin evolution of the Northern Transdanubian Eocene Basins (Vértes Hills, Central Hungary). – *Geolines* 20, 64–66.
Kiss A. 2009: Az Északi-Bakony szerkezetalakulása. — *PhD Doktori értekezés*, kézirat, ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 120 p.
Kiss, A. & Fodor, L. I. 2007: The Csesznek Zone in the northern Bakony Mts: a newly recognised transpressional element in dextral faults of the Transdanubian Range, western Hungary. — *Geologica Carpathica* 58, 5, 465–475.
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, 183–190.
Knauer, J., Maros, Gy. & Bodnár, E. 1993: Geological structure of Szár-hegy and Durrogós-tető (Ugod, Veszprém county). — MÁFI Évi Jelentés 199 évről, 27-47.
Kókay J. 1966: A Herendi-medence földtana. — *Geologica Hungarica*, ser. geol.
Kókay, J. 1976: Geomechanical investigation of the southeastern margin of the Bakony Mts. and the age of the Litér fault line. — *Acta Geologica Hungarica,* 20, 245–257
Kókay J. 1985: Tektonikai, geomechanikai vizsgálatok a Bántapusztai-medence területén (Várpalota). — *MÁFI Évi Jelentése 1983-ról*, 43–50.
Kókay J. 1989: A Mány-zsámbéki terület bádeni és szarmata képződményei. — Kézirat, ELTE, Budapest.
Kókay J. 1996: Tectonic review of the Neogene Várpalota Basin. — *Földtani Közlöny* 126, 417–446.
Korpás L., Fodor L., Magyari Á., Dénes Gy. & Oravecz J. 2002: Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* 1998-1999/I-II., 57–93.
Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. & Túnyi, I. 1989: Basin opening in the lower Miocene strike slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geologica Zbornik–Geologica Carpatica, 40, 37–62.*
Kováč, M., Král', J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P. 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians:

geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. — *Geologica Carpathica,* 45, 83–96.
Kováč, M., Kováč, P., Marko, F., Karoli, S. & Janočko, J. 1995: The East Slovakian Basin - A complex back-arc basin. — *Tectonophysics*, 252, 453–466.
Kováč, M., Baráth, I., Harzhausler, M., Hlavatý I. & Hudáčková, N. 2004: Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Bienna Basin. — *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* 246, 187–212.
Kovács, I., Csontos, L:, Szabó, Cs., Bali, E., Falus, Gy., Benedek, K., Zajácz, N. 2007: Paleogene–early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach. — *Geological Society of America Special Paper* 418, 93–111.
Kőrössy, L. 1988: Hydrocarbon geology of the Zala Basin in Hungary. — *Általános Földtani Szemle* 23, 3–162.
Kun-Jáger, E., Csányi, V. & Varga, B. 1994: A Bakonybéltől DNy-ra lévő durvatörmelékes összlet ősföldrajzi rekonstrukciója. — *Tudományos Diákköri Dolgozat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 28 p.
Kun-Jáger, E., Varga, B. & Bajnóczi, B. 1996: A Héreg-Tarjáni-medence szerkezete. — *Tudományos Diákköri dolgozat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 120 p.
Lantos, Z. 1997: Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse). — *Földtani Közlöny* 127, 3-4, 291–320.
Lelkes, Gy. 1990: Microfacies of the Tata Limestone Formation (Aptian) in the northern Bakony Mountains, Hungary. — *Cretaceous Research* 11, 3, 273–287.
Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, R. & Frank, W. 2002: Tertiary S-C mylonites from the Bajánsenye-B-M-I borehole, Western Hungary. — Acta Geol. Hung. 45, 29–44.
Less, Gy., Grill, J., Róth, L., Szentpétery, I. & Gyuricza Gy. 1988: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani térképe, 1:25 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
Less Gy. (editor in chief): Explanatory Booklet. Geological map of Libya 1:250,000, Sheet: Waw al Kabir NG 33-12. — Industrial Research Centre, Tripoli, 295 p.
Less, Gy., Báldi-Beke, M., Pálfalvi, S., Földessy, J. & Kertész, B. 2008: New data on the age of the Recsk volcanics and adjacent sedimentary rocks. — Geosciences Publ. Univ. Miskolc, Series A, Mining, Volume 73, 57–84.
Linzer, H. G., Ratschbacher, L. & Frisch, W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. — *Tectonophysics,* 242, 41–62.
Linzer, H. G., Decker, K. Peresson, H., Mour,R. D. & Frisch, W. 2002: — Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. — Tectonophysics, 354, 211–237.
Lóczy, L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – In: Lóczy L. (szerk): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, Magyar Királyi Földtani Intézet I/I, 617 p.
Magyari Á. 1994a: Késő-eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén. — *Földtani Közlöny* 124, 1, 89–107.
Magyari Á. 1994b: Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi hegyekben. — *Földtani Közlöny*, 124, 155–173.
Magyari Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásai a Budai-hegységben. — *PhD Doktori dolgozat*, ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 289 pp.
Makay Á. 2010: Prepannóniai kainozoos képződmények vizsgálata a Balaton-vonal környezetében: mészvázú nannoplankton vizsgálatok és szeizmikus szelvények értelmezése. — Szakdolgozat, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék 78 p.
Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Šútovská, K. 1990: Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). — *Mineralia slovaca* 22, 399–410.
Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské pohorie Mts. (Western Carpathians). – *Mineralia slovaca* 23, 189–200. Košice-Bratislava.
Maros, Gy. 1988: A Vértes hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *MÁFI Évi Jelentése 1986-ról*, 295–310.
Maros Gy. 1989: A Gerecse-előtér tektonikai viszonyai. – In: Végh S-né: A Gerecse-előtér földtani kutatása az új eredmények tükrében. — Kézirat, KFH, ELTE ALkalmazott és Műszaki Földtani Tanszéke.
Márton, E. 1981: Tectonic implications of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region. — *Earth Evolution Sciences*, 4, 257–264.
Márton, E. 2001: Tectonic implications of Tertiary paleomagnetic results from the PANCARDI area (Hungarian contribution). — *Acta Geologica Hungarica* 44, 135–144.
Márton, E. & Fodor, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. — *Tectonophysics,* 242, 99–114.
Márton, E. & Fodor, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary); sign for rotational disintegration of the Alcapa unit. *Tectonophysics* 363, 201–224.
Márton, E. & Márton, P. 1996: Large scale rotation in North Hungary during the Neogene as indicated by palaeomag-

netic data. — In: Morris, A., Tarling, D. H. (editors). *Paleomagnetism and Tectonics of the Pre Mediterranean Region*, Geol. Soc. London, Special Publications 105, 153–173.

Márton, E. & Márton, P. 1999: Tectonic aspects of a paleomagnetic study in the Neogene of the Mecsek Mts. — *Geophysical Transactions*.

Márton, E. & Pécskay, Z. 1995: The Tokay-Vihorlát-Oas-Ignis Triangle: Complex Evaluation of Paleomagnetic and Isotope Age Data from Neogene Volcanics. — Proceedings XVth C.B.G.A. Congress, Geol. Soc. Greece Special Publications 30.

Márton, E. & Pécskay, Z. 1998: Correlation and dating of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk foreland, Hungary: complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data. — *Acta Geologica Hungarica* 41, 467–476.

Márton, E., Vass, D. & Túnyi, I. 1996: Rotation of the South Slovak Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. — *Geologica Carpathica*, 47, 31–42.

Márton, E., Mastella, L., Tokarski A. K., 1999. Large counterclockwise rotation of the Inner West Carpathian Paleogene Flysch – evidence from paleomagnetic investigation of the Podhale Flysch (Poland). — *Physics and Chemistry of the Earth* (A) 24 (8), 645-649.

Márton, E., Kuhlemann, J., Frisch, W. & Dunkl. I. 2000: Miocene rotations in the Eastern Alps - Paleomagnetic results from intramontane basin sediments. — *Tectonophysics* 323, 163-182.

Márton, E., Fodor, L., Jelen, B., Márton, P., Rifelj, H. & Kevrić, R. 2002a: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. — *J. Geodynamics* 34, 627–651.

Márton, E., Pavelić, D., Tomljenović, B., Avanić, R., Pamić, J. & Márton, P. 2002b: In the wake of a counterclockwise rotating Adriatic microplate: Neogene paleomagnetic results from Northern Croatia. — *International Journal of Earth Sciences* 91, 514–523.

Márton, E., Vass., D., Túnyi, I., Márton, P. & Zelenka, T. 2007a: Paleomagnetic properties of the ignimbrites from the famous fossil footprints site, Ipolytarnóc (close to the Hungarian Slovak frontier) and their age assignment. — Geol. Carpathica 58, 6, 531–540.

Márton, E., Zelenka, T. & Márton, P. 2007b: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the BükkMts and their forelands. — Central Euroepan Geology 50, 47–57.

Márton, E., Haas, J. & Fodor, L. 2009: Outline of the tectonic history of the Transdanubian Range between 150 and 50 Ma based on paleomagnetic observations. — Proceedings of the 7th Meeting of the CETeG, Pécs, Hungary, p. 52.

Mauritsch, H.J. & Becke, M. 1987: Paleomagnetic investigation in the Eastern Alps and the southern border zone. — In: Flügel, W. & Faupl, P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna, 282–308.

Means, W. D. 1987: A newly recognized type of slickenside striation. — J. Struct. Geol. 9, 585–590.

Mészáros, J. 1968: Városlőd-Herend-Szentgál-Úrkút környékének földtani vizsgálata. — *MÁFI Évi Jelentése 1966-ról*, 53–72.

Mészáros, J. 1969: A Bakony-hegység földtani térképe, 1:20 000, Szentgál. — Magyar Állami Földtani Intézet.

Mészáros, J. 1982: Nagyméretű vízszintes eltolódás a Bakony nyugati részén és szerepe a nyersanyagkutatásban. — *MÁFI Évi Jelentése 1980-ról*, 517–536.

Mészáros, J. 1983: A Bakonyi vízszintes eltoládások szerkezeti és gazdasági jelentősége. — *MÁFI Évi Jelentése 1981–ről*, 485–502.

Mészáros, J. 1984: A Kárpát-medence ollós bezáródási öve. — *MÁFI Évi Jel*. 1982-ről, 491–499.

Mészáros, J. 1985: Módszertani útmutató a vízszintes elmozdulások szerkesztésében. Bakony hegység, neogén oldaleltolódások — In: Kleb B. (szerk.) Gyakorlati szerkezetföldtani továbbképző, Magyarhoni Földtani Társulat, 59–88.

Mindszenty A. & Fodor L. 2002: A Gánti Bauxit felhalmozódásának tektonszedimentológiai értelmezése. — Hegységek és előtereik földtani kutatása, *MFT Vándorgyűlés*, Bodajk, Előadáskivonatok, p.23.

Montenat, Ch., D'Estevou, P. O. & Masse, P. 1987: Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE-Spain). — *Bull. Centres Res. Explor. Prod. Elf–Aquitaine* 11, 1–22.

Morley, C.K. 1988: Variable extension in Lake Tanganyika. — *Tectonics*, 7, 785–801.

M.-Tóth, T., Schuber, F. & Zachar, J. 2000: Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom Dome Pannonian Basin, E. Hungary — *Geological Journal* 35, 265–284.

Nádor A. & Sásdi L. 1991: A budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. — Karszt és Barlang I-II, 3–10.

Nagy G. 1969: A dorogi medence földtani térképe, 1:10 000-es sorozat, Kesztölc. — MÁFI.

Nemčok, M. & Lexa, J. 1990: Evolution of the basin and range structure around Ziar mountain range. — *Geol. Zbornik-Geologica Carpathica*, 41, 229–258.

Nemčok, M. & Lisle, R.J., 1995. A stress inversion procedure for polyphase fault-slip data sets. Journal of Structural Geology 17, 1445–1453.

Nemčok, M. Pogácsás, Gy. & Pospisil, L. 2007: Activity otiming of the Main Tectonic Systems in the Carpathian-

Pannonian Region in Relation to the Rollback Destruction o fhte Lithosphere. – In: Golonka, J. & Picha F. J. (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. – *AAPG Memoir* 84, 743–766.

Nemes, F., Pavlik, W. & Moser, M. 1995: Geologie und Tektonik im Salztal (Steiermark) -Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungs-systems in den Nördlichen Kalkalpen. — *Jahrb. Geol. Bundesanstalt* 138, 349–367.

Nemes F., Neubauer F., Cloetinghh S. & Genser J. 1997: The Klagenfurt Basin in the Eastern Alps: an intra-orogenic decoupled flexural basin? — *Tectonophysics* 282, 189–203.

Némedi Varga Z. 1977: A Kapos-vonal. — *Földtani Közlöny,* 107, 313–328.

Németh L. 1999: Süllyedés és kiemelkedés története, térbeli eloszlása a Gödöllői-dombság területén. — *Szakdolgozat*, ELTE TTK 98 p.

Neubauer, F. & Genser, J. 1990: Architectur und kinematik der östlichen Zentralalpen – eine übersicht. — *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark* 120, 203–219, 1990.

Nievoll, J. 1985: Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (Östliche Zentralalpen, Österreich). — *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt* 127, 643–671.

Orife T. & Lisle R. J. 2006: Assessing the statistical significance of palaeostress estimates: simulations using random fault-slips. *J. Struc. Geology* 28, 952–956.

Orlicky, O. 1995: Paleomagnetism of neovolcanics of the East- Slovak Lowlands and Zemplínske vrchy Mts.: A study of the tectonics applying the paleomagnetic data (Western Carpathians). — *Geologica Carpathica*, 47, 13–20.

Orlicky, O., Túnyi, I. & Vass, D. 1995: Paleomagnetic properties of the Siator andesites and the sandstones. — *Mineralia Slovaca*, 27, 243–250.

Pálfalvi S. 2007: A Vértes eocén üledékképződési környezeteinek rekonstrukciója mikrofáciesvizsgálatok alapján. — Kézirat, PhD értekezés, ELTE Őslénytani tanszék, 150 p.

Pálfy J., Mundil R., Renne P. R. Bernor R. L., Kordos L. & Gasparik M. 2007: U-Pb and Ar-40/Ar-39 dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnoc (Hungary) and its implications. — *Earth and Planetary Science Letters* 258, 1-2, 160–174.

Palotai M. & Csontos L. (in press): Strike-slip reactivation of a Palaeogene to Miocene fold and thrust belt along the central part of the Mid-Hungarian Shear Zone. — *Geologica Carpathica*

Palotai M., Csontos L. & Dövényi P. 2006: A kesztölci mezozoos (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata. — *Földtani Közlöny*, 136, 3, 347–368.

Palotás K. 1994: Synsedimentary Sarmatian fractures in the Tétény plateau. — *Földtani Közlöny*, 124, 207–210.

Pantó G. 1954. Le levé des gites métalliques dans la montagne de Uppony. — *Ann. Report Geol. Inst. Hungary 1952*, 91–111.

Peresson, H. & Decker, K., 1997. Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpatians: E–W compression and inversion of structures in the Alpine–Carpatian–Pannonian region. — *Tectonics* 16, 1, 38–56.

Plašienka, D. 1997: Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians, Slovakia. — *Geologica Carpathica* 48, 99–111.

Pocsai, T. & Csontos L. 2006: Late Aptian–early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). — *Geol. Carpathica* 57, 15–27.

Pogácsás, Gy., Vakarcs, G., Barvitz, A. & Lakatos, L. 1989: Postrift strike-slip faults in the Pannonian Basin and their role in the hydrocarbon accumulation. — Abstracts and Papers of the Technical Program—34th International Geophysical Symposium, 34, 601–611.

Pogácsás, Gy., Mattick, R.E., Tari, G. & Várnai, P. 1994: Structural Control on Hydrocarbon accumulation in the Pannonian Basin, Hungary. — In: Teleki P. et al. (editors): Basin Analysis in Petroleum Exploration. Kluwer Academic Publishers, Netherland, 221–235.

Pollard, D.D. 2000: Strain and stress. Discussion. — *J. Struc. Geology* 22, 1359-1367.

Pollard, D.D., Saltzer, S.D. & Rubin, A.M., 1993. Stress inversion methods—are they based on faulty assumptions. — *Journal of Structural Geology* 15, 1045–1054.

Radócz, Gy. 1966: Geological map of Helvetian formations around the Bükk Mts. 1:100 000. —MÁFI.

Radócz Gy. 2000: A Nyugat-borsodi alsó-badeni összlet és benne a „középső riolittufa“ újabb vizsgálati eredményei. — *Földtani Közlöny* 134, 131–134.

Rákóczy I. 1988: Jelentés az ELGI 1987-es Mór környéki reflexiós méréseiről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 816, 4 p.

Ramsay, J. G. & Hubert, M. I. 1987: *The Techniques of Modern Structural Geology*. – Volume 2. *Folds and Fractures*. — Academic Press, London, 309–700p.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S. & Neugebauer, J. 1989: Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. — *Geology* 17, 404–407.

Ratschbacher, L., Behrmann, J. & Pahr, A. 1990: Penninic windows at the end of the Alps and their relation to the intra Carpathian basins. — *Tectonophysics* 172, 91–105.
Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., & Merle, O. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2.: structural analysis. — *Tectonics* 10, 257–271.
Reches, Z. 1978: Analysis of fault in three-dimensional strain field. — *Tectonophysis* 47, 109 –129.
Reches, Z. 1983: Faulting of rocks in three-dimentional strain fields II. Theoretical analysis. — *Teconophysics* 95, 133–156.
Reches, Z. & Dietrich, J. H. 1983: Faulting of rocks in three-dimensional train fields I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. — *Tectonophysics* 95, 111–132.
Réti Zs., Trish Khaled B., Kalmár J., Fodor L., Lantos Z., Albert G., Csillag G., Loránt M., Csontos P.(in press 2010) Explanatory booklet for the Geological map of Libya 1:250 000 Sheet: Jabal al Sharif. - Industrial Research Centre, Tripoli. pp. 173.
Ron, H., Freund, R. & Garfunkel, Z. 1984: Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence. — J. *Geoph. Res*. 89, B7, 6256–6270.
Royden, L. H. 1985: The Vienna Basin: a thin-skinned pull-apart basin. — Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. (eds:) 1985: Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37, 319–338, Tulsa, USA.
Royden, L. H. 1993: The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. —*Tectonics* 12. 303–325.
Royden, L. H. & Horváth, F. (Editors), 1988: The Pannonian basin. A Study in Basin Evolution. — *Am. Assoc. Pet. Geol.* Memoir 45.
Royden, L. H., Horváth, F., Nagymarosy, A. & Stegena, F., 1983: Evolution of the Pannnian Basin System. 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* 2, 1, 91–137.
Rumpler, J. & Horváth, F. 1988: Representative Seismic Reflection Lines and Their Structural Intrpretations. — In: Royden, L. H. & Horváth, F. (editors), *The Pannonian Basin*. AAPG Memoir, 45, 153–170.
Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Fodor, L. I. & Horváth, E. 2007: Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin, Hungary. — *Global and Planetary Change* 58 (1–4), 181–196.
Ruszkiczay, Zs., Fodor, L. I., Horváth, E. & Telbisz, T. 2009: Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. — *Geomorphology* 104, 203–217. DOI:10.1016 /j.geomorph.2008.08.014.
Sachsenhofer R.F., Bechtel A., Reischenbacher D. & Weiss A. 2003: Evolution of lacustrine systems along the Miocene Mur-Mürz fault system (Eastern Alps) and implications on source rocks in pull-apart basins. — *Marine and Petroleum Geology* 20, 83-110.
Salánki Z. 1996: A Pilis-törés szerkezetföldtani vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE Általános Földtani valamint Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszékei.
Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D. 1984: Transpression. — *J. Structural Geol.* 6, 5, 449–458.
Sasvári Á. 2008a: A Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készültpublikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlön*y 138, 147–164.
Sasvári Á. 2008b: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Gerecse területén. — *Földtani Közlöny* 138, 385–402.
Sasvári Á. 2009a: Egy „különleges kőzetmozgási alakulat" értelmezése — nyíráshoz kapcsolható szerkezetek a gerecsei Ördöggáti-kőfejtőben (Explanation of an 'extraodinary rock defromation' — sheared structures in the Ördöggát Quarry of the Transdanubian Range, Hungary). — *Földtani Közlöny*, 139, 3-4, 341–352.
Sasvári Á. 2009b: Középső-kréta rövidüléses deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén. — *PhD Doktori értekezés*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 164 p.
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.
Schmid, S.M., Aebli, H.R., Heller, F. and Zingg, A. 1989: The role of the Periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps. – in: Coward, M.P., Dietrich, D., & Park, R.G. (eds.), *Alpine Tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.* London, 45, 153–171.
Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling, E. 1996: Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. — *Tectonics,* 15, 1036–1064.
Schréter, Z. 1942: Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. — *MÁFI Évi Jelentés 1936-38-ról*, II: 831–857.
Sengör A.M.C., Görür N. & Saroglu F. 1985: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. – In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. (eds), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 37 (in honor of J.C. Crowell), pp. 227–64.
Siklósy Z., Demény A., Szabó Cs., Korpás L., Gálné Solymos K. 2006: A vértesi felső-kréta (?) édesvízi mészkő és

vöröskalcit előfordulások petrográfiai és geokémiai vizsgálata. — *Földtani Közlöny* 136, 3, 369–398.
Sperner B., Ratschbacher L, Ott R. 1993: Fault-striae analysis – a Turbo-Pascal program package fo graphical presentation and reduced stress tensor calculation. — *Computer & Geoscience* 19, 9, 1361–1388.
Staufenberg, H. 1987: Apatite fission track evidence for postmetamorphic uplift and cooling history of the Eastern Tauern Window and surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). — *Jahrb. Geol. Bundesanst*, 130, 571–586.
Strauss P.H., Wagreich M., Decker K., Sachsenhofer R.F. 2001: Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin (Miocene, Austria): From a pull-apart basin to a half-graben. — *Int. J. Earth Sciences* 90, 549–559.
Steininger, F., Müller, C. & Rögl, F. 1988: Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys, and Mediterranean Neogene stages.- In: Royden, L.H. and Horváth, F. (eds.): *The Pannonian Basin*. AAPG Mem., 45, 79–87.
Strachan, L.J. & Alsop, G.I. 2006: Slump folds as estimators of palaeoslope: A case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland. — *Basin Research*, 18, 451–470.
Strausz L. 1949: A Dunántúl DNy-i részének kavicsképződményei (Gravels of SW Transdanubia, in Hungarian with English abstract) . — *Földtani Közlöny,* 79, 8-64.
Sylvester, A. G.1988: Strike-slip faults. — *Geol. Soc. Am. Bull*. 100, pp. 1666–1703.
Szabó Z. 1979: A mangánérc távlati terv végrehajtása, a mélyfúrásos és a bányabeli kutatás adatainak egybevetése. — *Földtani Közlöny*, 109, 459–468.
Szabó Z. 1985: Gyürt- és tört szerkezetek szerkesztési és értelmezési problémái az úrkuti mangán-érces terület példáján. – In: Kleb B. (editor). *Gyakorlati szerkezetföldtani továbbképző*, Magyarhoni Földtani Társulat, 31–58.
Szentes F. 1951: Fedémes környékének szerkezeti viszonyai. — MÁFi Évi jelentése, 1945-47/II: 157–161.
Szentpétery I. 1988: A Rudabányai-hegység és környezetének oligocén, alsó-miocén képződményei. — MÁFI Évi Jelentése 1986-ról, 121–128.
Szentpétery I. & Less Gy. 2006: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Magyarország tájegységi térképsorozata. — MÁFI Kiadvány, 92 p.
Szives, O. 1999. Ammonite biostratigraphy of the Tata Limestone Formation (Aptian - Lower Albian), Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 42, 2, 401–411.
Sztanó O. 1990: Durvatörmelékes üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csatornakitöltő konglomerátum példáján. — Általános Földtani Szemle 25, 337–360.
Sztanó, O. 1994: The tide-influenced Pétervására Sandstone, early Miocene, northern Hungary: Sedimentology, paleogeography and basin development. — Geol. Ultraiectina, 120, 1–155.
Sztanó O. & Fodor L. 1997: Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesújfalu, Sánc Hill, Hungary). — *Földtani Közlöny* 127, 267 –290.
Sztanó, O. & Józsa, S. 1996: Interaction of basin-margin faults and tidal currents on nearshore sedimentary architecture and composition: a case study from the Early Miocene of northern Hungary. — *Tectonophysics*, 266, 319–341.
Sztanó, O. & Tari, G. 1993: Early Miocene basin evolution in Northern Hungary: Tectonics and Eustacy. — *Tectonophysics*, 226, 485–502.
Sztanó, O., Magyari, Á., Nagymarosy, A. 1998: Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata: II. Oligocén szekvenciák és értemezésük. — Földtani Közlöny, 128, 455–486.
Sztanó O., Szafián P., Bada G. & Horváth A. 2009. Aggradational to progradational sequences of the slope and sand delivery to basin center in the Makó trough: integration of 3D seismic volumes and well-logs. — Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Pécs, Abstracts.
Szuromi-Korecz A., Sütő-Szentai M., Magyar I. 2004: Biostratigraphic revision of the HOD-I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the Upper Miocene Pannonian Stage. — Geologica Carpathica 55, 6, 475–485.
Tari, G. 1988: Strike-slip origin of the Vatta-Maklár trough, northeastern Hungary. — *Acta Geol. Hungarica* 31, 101–109.
Tari, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* 199, 93–103.
Tari, G. 1992: Tectonic significance of the Senonian basin in the Transdanubian Central Range, Hungary. — ALCAPA Meeting, Terra Nova, vol 4, Abstracts supplement 2, p. 66.
Tari, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian basin. — PhD. Thesis, Rice University, Texas, USA. 501 pp.
Tari, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. — In: Horváth, F., Tari, G. & Bokor, Cs. (editors) 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. 1996a: Neoalpine tectonics of the Danube Basin (NW Pannonian Basin, Hungary). — In: Ziegler, P. A. & Horváth, F. (editors), Peri-Tethys Memoir 2: Sturcture and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mém. Mus.

Hist. Nat. 170, 439–454.
Tari, G. 1996b: Extreme crustal extension in the Rába river extensional coridor (Austria/Hungary). —*Mitt. Gesell. Geol.* Bergbaustud. Österreich, 41, 1–18.
Tari, G., Horváth, F., & Rumpler, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* 208, 203–219.
Tari, G., Báldi, T. & Báldi-Beke, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamical model. — *Tectonophysics*, 226, 433–455.
Tari, G., Horváth, F. & Weir, G. 1995: Palinspastic reconstruction of the Alpine/Carpathian/Pannonian system. — 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, 119–132.
Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P., Tóth, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and gepthermal data. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (Editors), The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. — *Geological Society Special Publications* 156, 215–250.
Telegdi Roth K. 1951. Enseignements Geologiques de la prospection et de la productions du pétrole a Bükkszék. — MÁFi Évkönyve 40, 2, 1–21.
Tischler, M., Gröger, H.R., Fügenschuh, B. & Schmid, S.M. 2007: Miocene tectonics of the Maramures area (Northern Romania): implications for the Mid-Hungarian fault zone. — International Journal of Earth Sciences.
Tomek, C., Ibrmajer, I., Korab, T., Biely, A., Dvorakova, L., Lexa, J. & Zboril, A. 1989: Crustal Structures of the West Carpathians on deep reflection seismic line 2T. — *Mineralia slovaca*, 21, 3–26.
Tomljenović, B. & Csontos, L. 2001: Neogene-Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian basin (Hrvatsko zagorje and Karlovac basin, Croatia). — *International Journal of Earth Sciences* 90, 560–578.
Tóth T. (2003): Folyóvizi szeizmikus mérések. — PhD dolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék.
Twiss, R. & Moore, E. M. 1992: *Structural Geology*. — W.H. Freeman and Company, New York, 532 pp.
Twiss, R.J. & Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? — *J. Geophysical Research* 103, 12205–12222.
Uhrin, A., Magyar, I., Sztanó, O. & Fodor, L. 2009: Shelf-margin progradation in Lake Pannon as a tool for reconstructing Late Miocene tectonic evolution of the Pannonian Basin. — Proceedings of the 7th Meeting of the CETeG, Pécs, Hungary, p. 33.
Varga B. 1999: Érés- és hőtörténeti modellezés egy Délnyugat-magyarországi szelvény mentén. — Szakdolgozat, ELTE Alklamazott és Környezetföldtani Tanszék.
Vass D., 2002: Unique Cenozoic lithofacies in the northern part of the Darnó Fault Belt and its surroundings: an overview. Acta Geologica Hungarica, 45: 79-99.
Vass, D., Konecny, V. & Sefara, J. 1979: Geologická stavba Ipel'skej kotliny a Krupinskej planiny. — *Geol. Ústav Dionyza Stúra, Bratislava,* 227. pp.
Vass, D., Hók, J., Kováč, P. & Elecko, M. 1993: The Paleogene and Neogene tectonic events of the Southern Slovakia depression in the light of the stress-field analysis (in Slovak with English summary). — *Mineralia slovaca,* 25, 79–92.
Végh S.-né (szerkesztő) 1989: A Gerecse-előtér földtani kutatása az új eredmények tükrében. – KFH, ELTE Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszéke, Kézirat.
Végh S-né, Kovács J., Mensáros P. 1987: Rátolódás a Csordakút–II. bauxitlencse területén. — *Földtani Közlöny* 117, 93–99.
Vörös, A. 1991: Hierlatzkalk - a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. — In: Lobitzer, H., Császár, G. (editors): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, I. teil, 145–154.
Vörös, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. — *Palaeogeographica, Palaeoclimatologica, Palaeoecologia* 100, 125–145.
Vörös, A. & Galácz, A. 1988: Jurassic paleogeograhy of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia* 104, 1, 69–84.
Vörös, A., Budai, T., Lelkes, Gy., Monostori, M. & Pálfy, J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoökológiai vizsgálatok alapján. — *Föltani Közlöny* 127, 1-2, 145–177.
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. (eds): *The Adria microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards. NATO Science Series* IV, 61, 151–168.
Wallace, R. E. 1951: Geometry of shearing stress and relation to faulting. — *J. Geol*. 59, 118–130.
Wein Gy. 1977: *A Budai-hegység tektonikája*. — A MÁFI alkalmi kiadványa, 55 p.

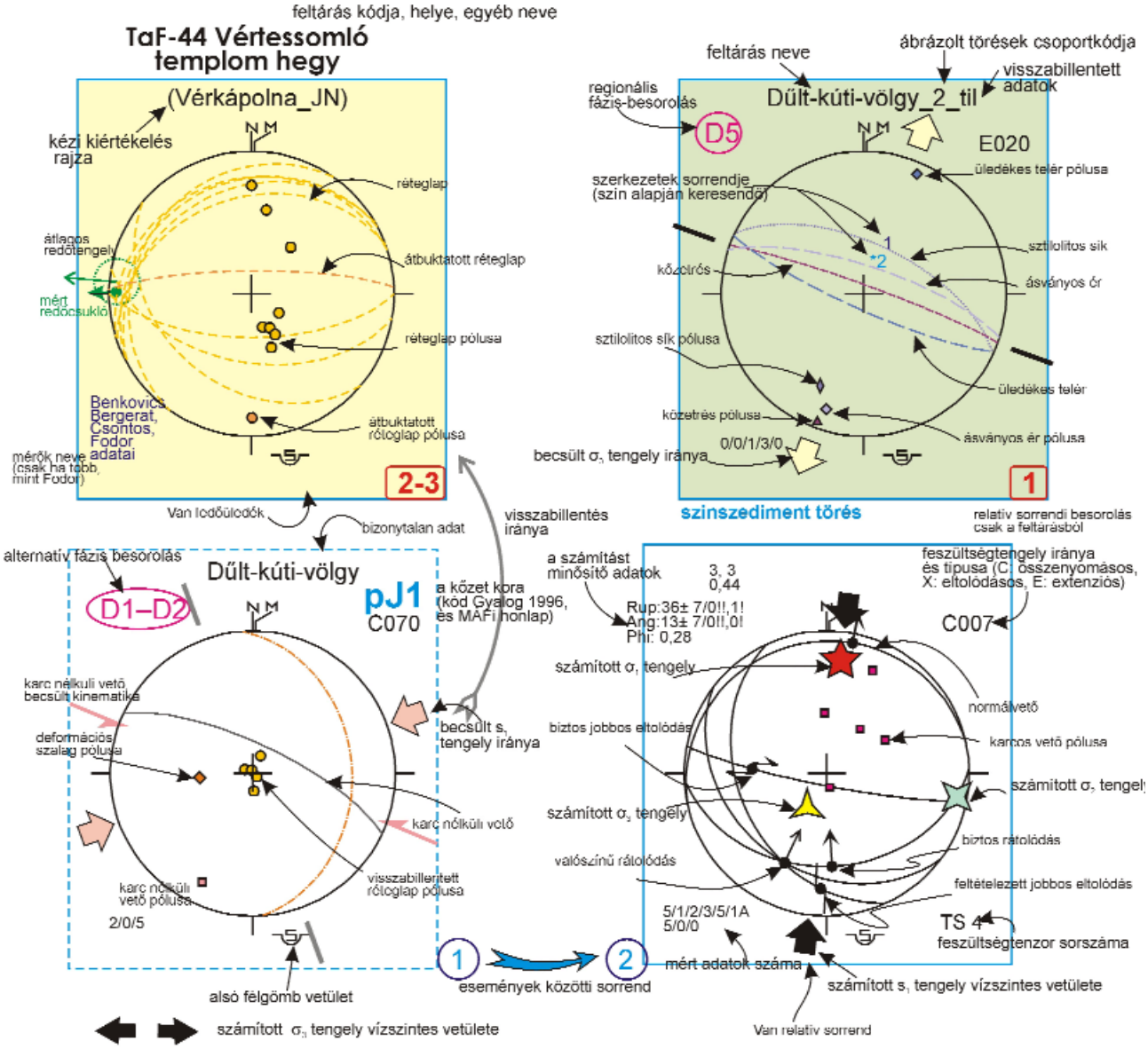
Wilcox, R. E., Harding, T. P. & Seely, D. R. 1973: Basic Wrench Tectonics. — *Am. Ass. Petr. Geol. Bull*., 57, 74–96.
Windhoffer, G., Bada, G., Nieuwland, D., Wórum, G., Horváth, F. & Cloetingh, S. 2005: On the mechanics of basin formation in the Pannonian basin: Inferences from analogue and numerical modelling. — *Tectonophysics* 410, 1-4, 389–415.
Winterer, E.L., Metzler, C.V. & Sarti, M. 1991: Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. — *Sedimentology* 38, 381–404.
Woodckock, N.H. & Fischer, M. 1986: Strike-slip duplexes. — *J. Struct. Geol.* 8, 725–735.
Yamaji A 2000: The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. — *J. Struc. Geology* 22, 4, 441–452.
Yamaji A. 2003: Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. — *J. Struc. Geology* 25, 2, 241–252.
Zalohar J, & Vrabec M. 2008: Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: The Multiple-slip method. — *J. Struc. Geology* 30, 12, 1603–1613.
Zelenka, T., Balsa, Cs., Balla, Z., Földessy, J. & Földessy-Járányi K. 1983: The role of the Darnó Line in the basement structure of Northeast Hungary. — *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 34, 53–69.

Magyarázat a függelékekhez

A 3-4. Függelékek földtani alapját Magyarország 1:500.000-es földtani térképe képezte (ref!). Az ott ábrázolt képződményekből térinformatikai összevonásokkal készült az alaptérkép (Vikor Zsuzsa munkáját dicsérve). Az összevont képződmények kora jórészt megfelel az elkülönített deformációs fázisok korának, bár a térkép korbeosztásai és a deformációs fázisok időhatárai között nincs mindig pontos megfelelés.
Az index-térképen a mérési pontok a név bal alsó leszúrásánál találhatók. A sűrűn mért területeken nem minden pont neve olvasható, ezt pótolja a mérési pontok koordináta-táblázata. E térkép jelkulcsa a 4. függelékével azonos.
A 4. függelék minden fázis feszültségadatait mutatja be, a szokásos módon, a maximális vízszintes főfeszültségtengely ábrázolásával. A színes a feszültségállapot típusát, a jel nagysága annak súlyozását mutatja.
Az 5. függelékek a fázisok szerkezeti mintázatát, és egyes esetekben a kapcsolódó medencéket és magmás testeket mutatja. Háttérként a pre-kainozoos képződmények kibukkanása látható Mahel' et al. (1968) térképe alapján. Ehhez számos más munkát is használtam, amelyeket a szövegben részletes is hivatkozom. A főbb munkákat alább is listázom:
Bada (1999), Bada et al. (1996), Balla (1999a,b), Balla & Dudko (1989), Budai et al. (1999b), Császár et al. (1978), Csontos (1995), Csontos & Nagymarosy (1998), Csontos et al. (1991, 1992), Decker et al. (1993), Dudko (1991), Fodor (1995), Fodor et al. (1994, 1998, 1999, 2008), Haas et al (2010), Fülöp & Dank (1987), Gyalog L. & Császár G. (szerkesztők, 1982), Györfi et al. (1999), Hámor et al. (2001), Hók et al. (1995), Kiss (2009), Kiss et al. (2001), Kováč et al. (1995), Linzer et al. (2000), Mészáros (1983), Nemčok et al. (2007), Nemes et al. (1995), Ratschbacher et al. (1991), Royden & Horváth (1988), Sztanó & Tari (1993) Tari (1988, 1994, 1995, 1996b), Tari et al. (1992, 1993, 1995), Vass (2000), Vass et al. (1993).

A 6. függelék a lemeztektonikai rekonstrukciókat mutatja, a kainozoos fázisok sorrendjében. Itt több ábra is tartozhat egy fázishoz, és bemutatom az 5. függeléken nem ábrázolt forgási események rekonstrukcióit is.

1. függelék. A sztereogramokon alkalmazott jelek magyarázata



a számítást minősítő
új és régi adatok

Rup:36± 7/0!!,1! Ang:13± 7/0!!,0! Phi: 0,28	RUP, ANG kritériumok átlaga és (±) szórása / nagyobb (45°, 75) kisebb (22,5 °, 50) eltérések száma Φ érték
3, 3 0,44	RUP, ANG kritériumok eltérések száma Φ érték

mért adatok száma kifejtve / összevontan

5/1/2/3/5/1A	karcos vetők/ karc nélküli vetők(F) / közetrések/ ásványos erek (JX), üledékes telérek (JS) / dőlés (JN) / egyéb, redőcsukló (A), sztilolit (LP)
5/0/0	karcos vetők/ karc nélküli vetők(F)+ közetrések/ ásványos erek (JX), üledékes telérek (JS) / dőlés (JN) + egyéb, redőcsukló (A), sztilolit (LP)

Egyes szereogramokon a jelek nem színesek, hanem fekete-fehérek

2. függelék,
1.oldal

SÜMEG (SÜM- 05) SÜMEG, Sintérlapi quarry

Aptian crinoidal limestone, Senonian limestone, calcite veins

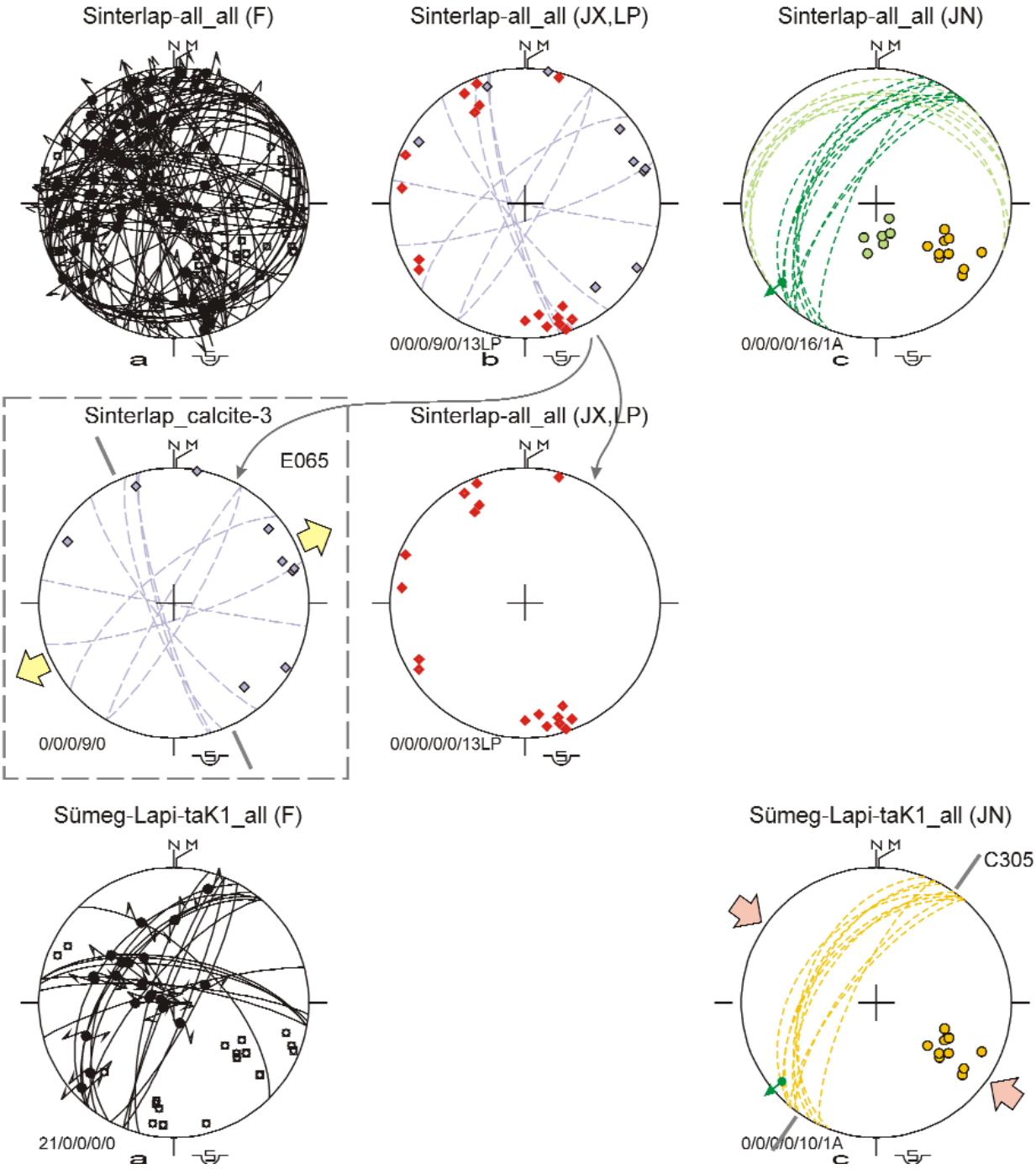
data of László Fodor (1993. 06. 07.)

127 data

76/8/0/9/16/17/1
CPS/F/J/JX/JN/LP/A

DSinter

All data are grouped as faults, joints and veins, bedding data.
Calcite veins indicate NE-SW extension. Stylolitic peaks may belong to two phases.
Senonian and Aptian host rocks were separated in sites Sinter and Lapi, respectively. All data from the latter are shown in last row.



2. függelék,
2.oldal

SÜMEG (SÜM- 05) SÜMEG, Sintérlapi quarry

Aptian crinoidal limestone, calcite veins

data of László Fodor (1993. 06. 07.)

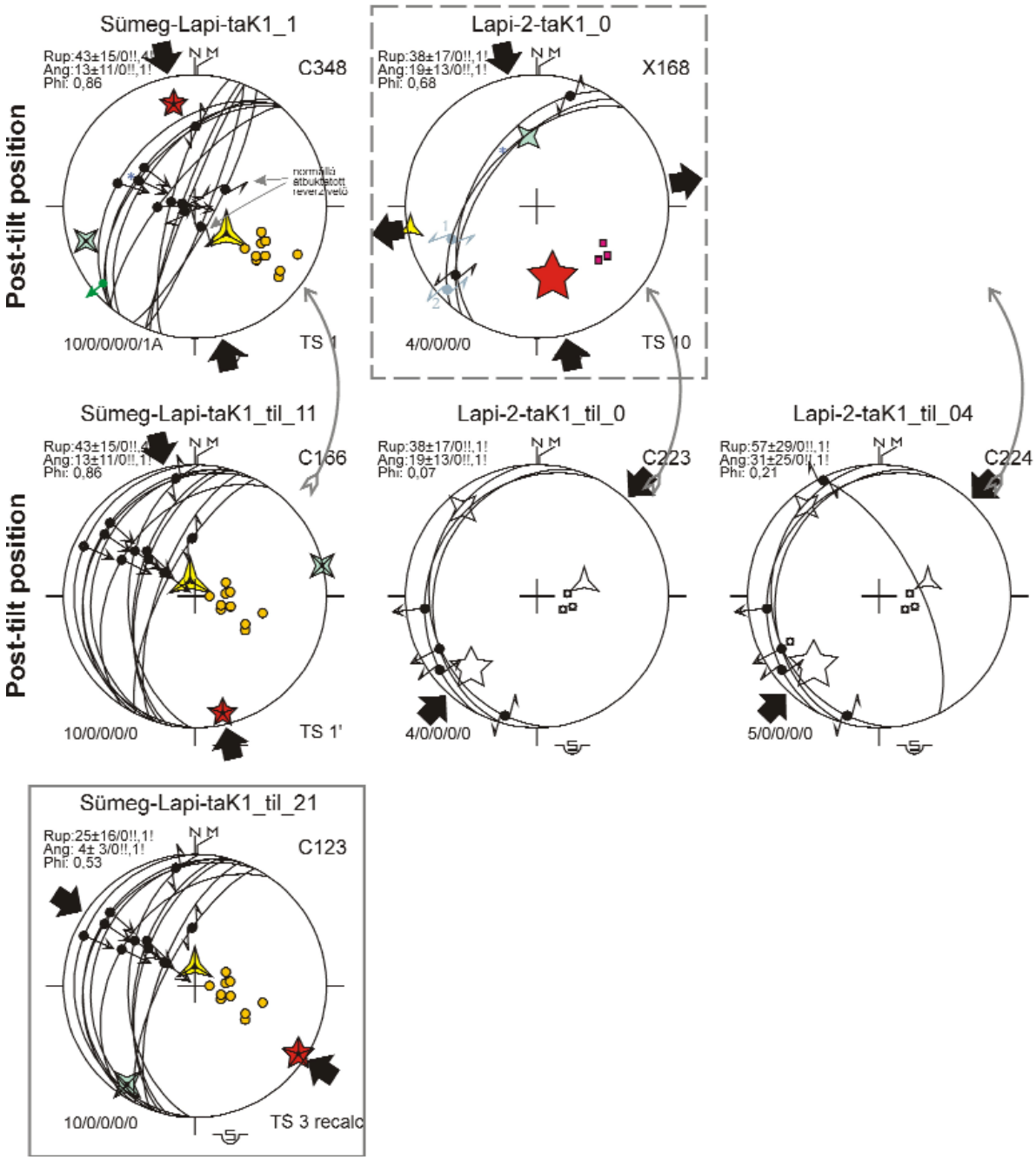
40 data

21/0/0/9/10
CPS/F/J/JX/JN

Tilt test of faults

DSinter2, DLapTiRe

Separation and tilt test suggest that the sinistral faults were formed after the tilt. The baketilting resulted in mixed low-angle normal and reverse faults. Adding datum gr. 4 decreases the fit, so it does not belong to gr. 0.



2. függelék,
3.oldal

SÜMEG (SÜM- 05) SÜMEG, Sintérlapi quarry

Aptian crinoidal limestone, calcite veins

data of László Fodor (1993. 06. 07.)

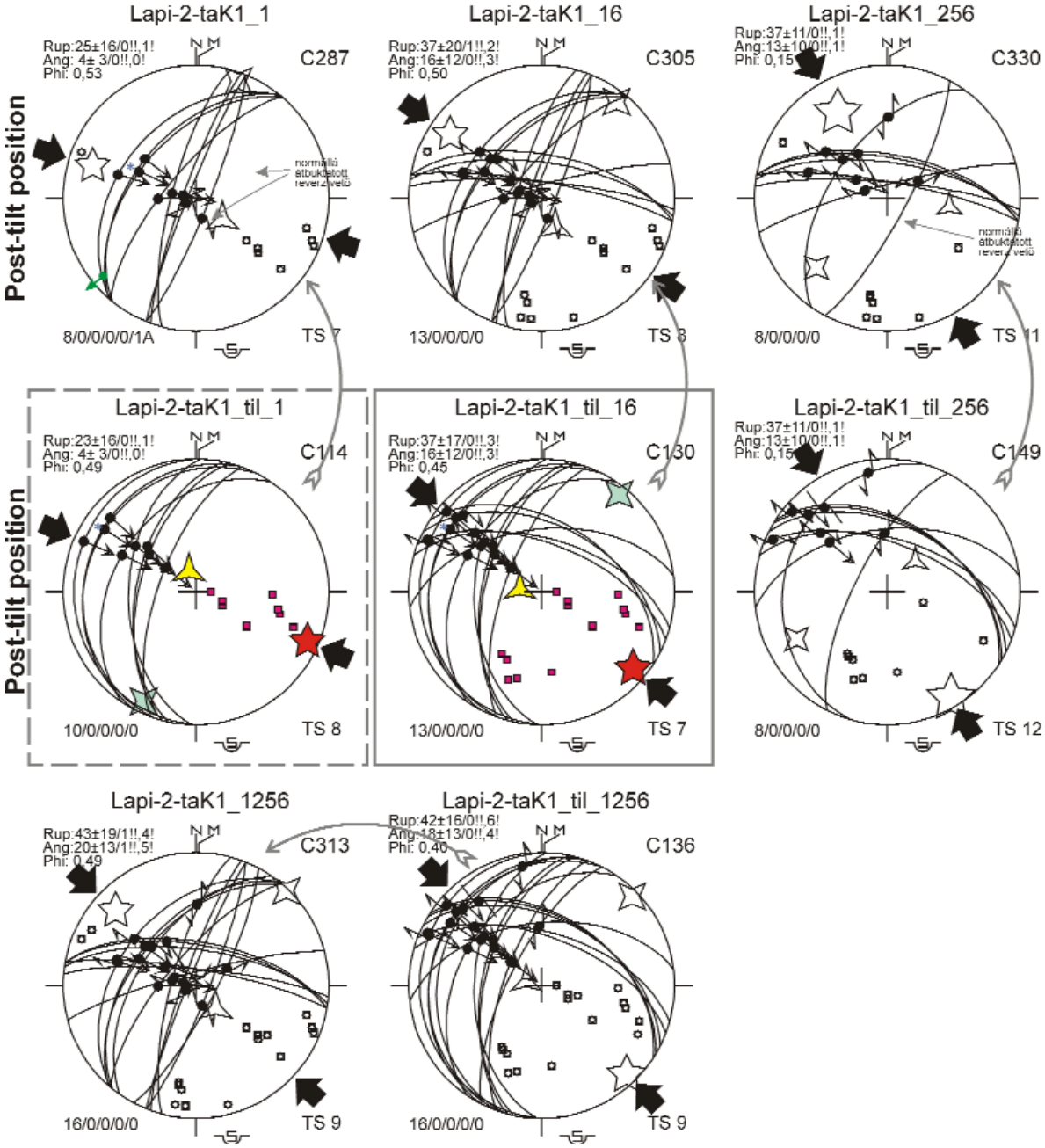
40 data

21/0/0/9/10
CPS/F/J/JX/JN

Tilt test of faults

DSinter2, DI apTiRe

Ia, II. Separation and tilt test suggest that the reverse faults and some dextral transfer faults were formed together. Groups 1+2+5+6 also can belong together, but the fit decreases with respect to gr. 1+6. Tilt test is conclusive for reverse faults, not clear for the transfer faults. However, becasue of connected nature, pre-tilt gr. 1+6 is accepted as final result.



2. függelék,
4.oldal

SÜMEG (SÜM- 05) SÜMEG, Sintérlapi quarry

Senonian limestone

data of László Fodor (1993. 06. 07.)

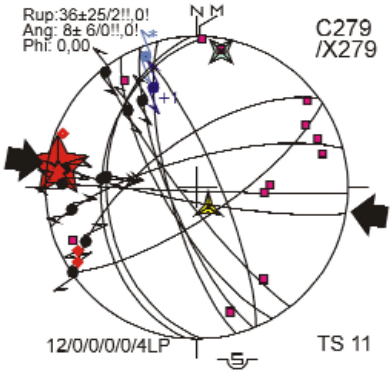
87 data

55/8/0/0/6/17/1
CPS/F/J/JX/JN/LP/A

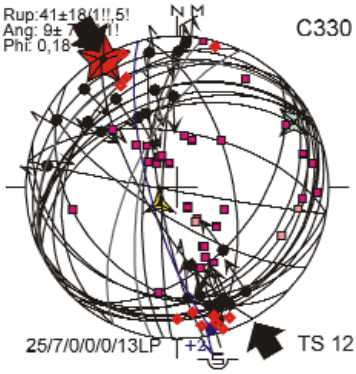
DSinter, DSintA2, TSümeg-Sintérlap-K2

IB. Automatic phase separation in Senonian give very good result and fit to TS11 (gr.2), TS12 (gr.4), and TS 13 (gr. 5) tensors. The remaining gr. 7 data was treated manually, the resulting tensor may be accepted (TS 14, gr. 7) although its classification to phases is difficult.

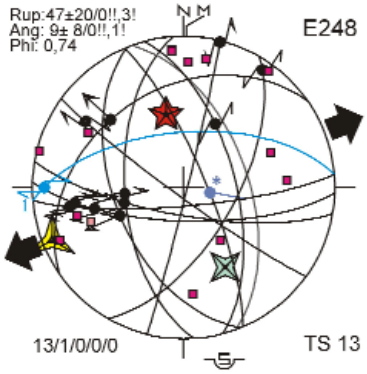
Sinter-K2_au_2



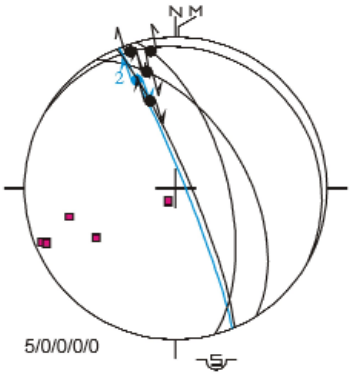
Sinter-K2_au_4



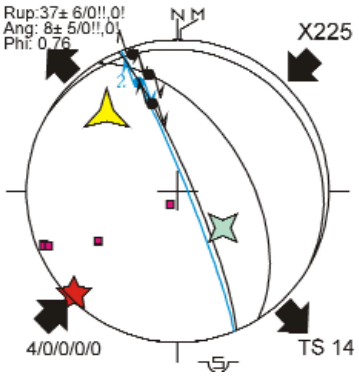
Sinter-K2_au_5



Sinter-K2_au_7



Sinter-K2_au_7-TS



2. függelék,
5.oldal

SÜMEG (SÜM- 05) SÜMEG, Sintérlapi quarry

Aptian crinoidal limestone, Senonian limestone, calcite veins

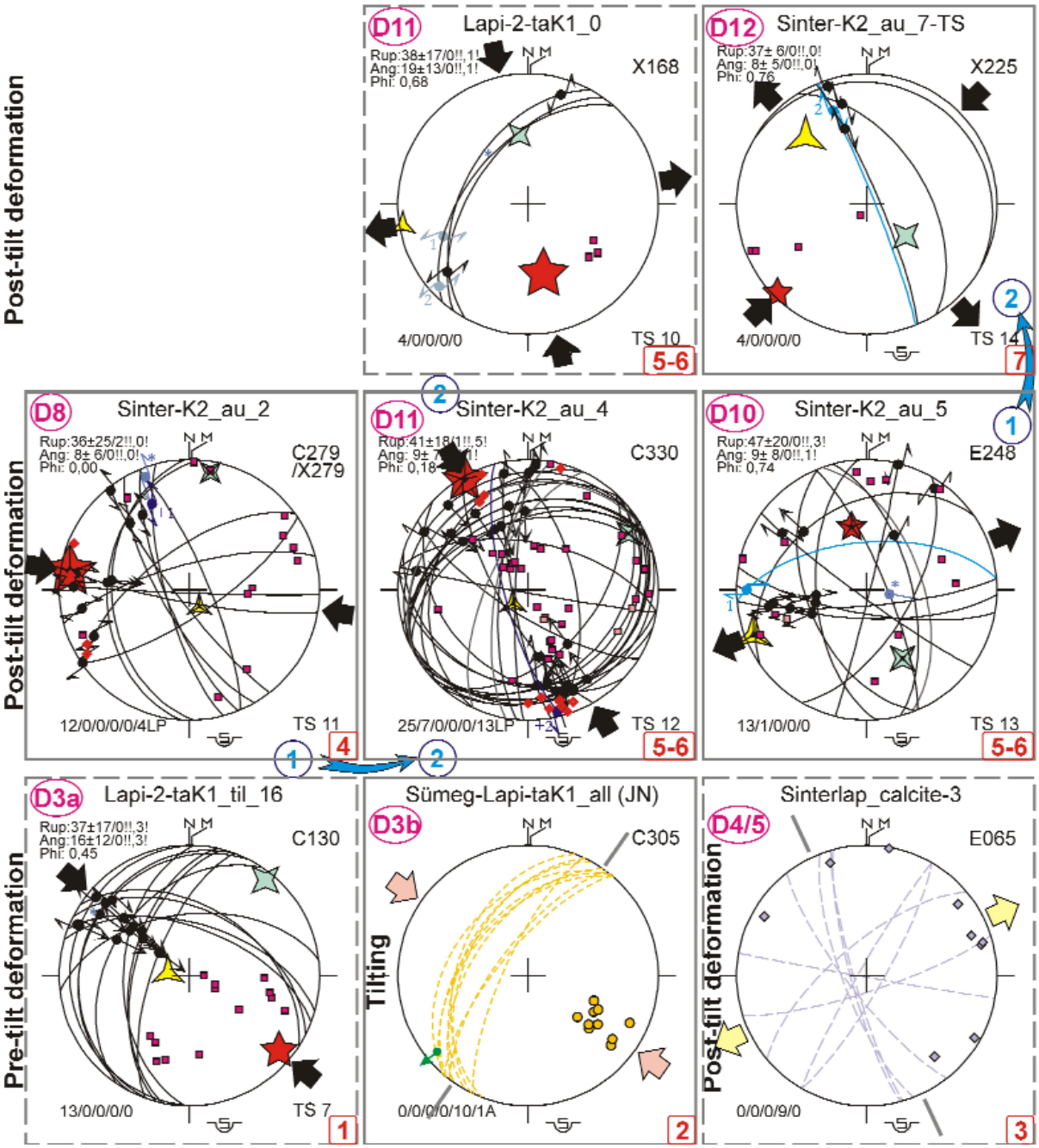
data of László Fodor (1993. 06. 07.)

127 data

76/8/0/9/16/17/1
CPS/F/J/JX/JN/LP/A

DSinter

The deformation history started with pre-tilt reverse and transfer faults (D3a). In the same stress field, they were tilted, before the Senonian (D3b). Calcite dykes penetrated the Aptian, after tilting, and before Senonian, within D4 phase. E-W compression affected the Senonian, probably during D8 phase. Weak relative chronology suggests that it was followed by ENE-WSW extension of D10 phase. Its relation to NNW-SSE compression of D11 episode is not clear. This stress field post-dates the tilt of Aptian, and reactivated tilted reverse faults as sinsitral ones. Finally, NE-SW compression is the last phase but the direction is poorly constrained. Weak relative chronology suggests formation after the ENE-WSW extension and not during D5 phase.



dc_63_10

1	Site-FL	X-EOV	Y-EOV
8	Ag-01	769890	355484
9	Ag-02	780501	361224
11	Ag-03	763420	345765
12	Ag-04	761254	350350
15	Ag-05	769276	344974
13	PerkHB_20	767452	345402
2	Sze-01	778700	346300
17	Ba-01	537235	191099
19	Ba-02	539000	194500
21	Ba-03	520373	184950
22	Ba-04	566894	220328
25	Ba-05	562394	223561
27	Ba-06	544944	201666
28	Ba-07	530002	205191
30	Ba-08	540118	209739
33	Ba-09	539500	210600
34	Ba-10	535500	216500
38	Ba-12	551001	210342
40	Ba-13	570051	214334
43	Ba-14	575000	201500
46	Ba-15	543979	194376
51	Ba-16	552104	221487
53	Ba-17	555789	225930
58	Ba-20	522321	183355
59	Ba-21	548209	200039
62	Ba-22	549493	196908
63	Ba-23	551306	200689
64	Ba-24	538953	200383
67	Ba-31	535312	200967
68	Ba-32	536759	203870
69	Ba-33	534970	204152
70	Ba-34	536957	214081
71	Ba-35	535274	213569
72	Ba-40	534556	184533
73	Ba-41	534479	189935
74	Ba-42	566373	221653
75	Ba-43	557314	229400
77	Ba-44	561668	212527
80	Ba-45	561935	211137
84	BaK-46	542955	216906
89	BaK-47	542301	217576
91	BaK-48	542016	217459
93	Ba-50	563451	210936
97	BaK-51	563620	210870
100	BaK-52	563531	210390
102	BaK-54	563418	210647
103	BaK-55	563334	210777
106	BaK-56	539323	215042
107	BaK-57	537231	215811
109	BaV-60	578536	206185
111	BaV-61	581257	205611
114	BaK-63	556113	215255
115	Ba-64	573739	214657
118	BaK-66	559729	214433
119	BaK-67	558940	214913
120	BaK-68	558647	215687
123	BaK-69	558702	216872
124	BaK-70	557585	217167
125	BaK-71	559203	218016
127	BaK-72	555109	215725
128	BaK-73	554266	218586
129	BaK-74	555226	221122
130	BaK-75	552027	217156
131	BaK-76	552091	214352
135	BaK-77	550835	218957
137	BaK-79	572135	214787
140	Ba-80	536477	210683
140b	BaCs-01	561454	223373
140c	BaCs-02	561152	223508
140e	BaCs-03	562371	222020
140g	BaCs-04	562600	223260
140i	Bacs-05	561339	223796
140j	BaCs-06	561672	223673
140k	Bacs-07	561857	223669
140l	Bacs-08	562065	223663
140n	Bacs-09	562268	223588
142	BaU-3	546475	191057
143	BaU-4	545771	191820
145	Bat-8	544072	197562
147	Bat-11	543964	197617
148	Bat-33	544517	197347
150	Bat-35	544406	197177
151	Bat-41	544537	196745
152	Bat-42	544337	197035
154	Bat-51	543571	196950
155	Bat-60	544116	197453
158	Bat-68	545343	196187
159	Bat-85	544220	198138
160	Bat-96	541974	199508
165	Bat-107	543328	198671
168	Batt-01	638200	215800
171	BF-02	556821	176022
172	BF-04	554781	178674
174	BF-06	552032	180972
175	BF-07	563877	185539
178	BF-08	553752	188754
183	BF-09	551677	185176
186	BF-10	549282	186224
191	BF-11	548597	189249
194	BF-12	570138	185225
196	BF-13	563047	180611
202	BF-17	577221	188590
203	BF-18	521638	172961
204	BF-19	574309	194136
207	BFD-08	555315	174787
209	BFD-15	556329	187458
212	BFD-18	558509	183799
214	BFB-01	558581	180175
218	BFD-11	549904	181729
223	Bö-02	640073	271897
225	Bö-03	636000	279000
227	Bö-04	639500	279500
229	Bö-05	644800	300000
235	BS-02	576800	166000
236	BS-03	564950	170600
237	BS-04	563800	169200
238	BS-05	572200	153700
239	BS-06	562900	163200
240	BS-07	561100	166500
242	BS-09	558200	161200
243	BS-10	558500	158600
244	BS-11	553800	161200
245	BS-12	543900	160400
246	BS-13	516800	149150
247	BS-14	571449	161069
249	Bu-01	649150	249700
252	Bu-01b	649150	249700
255	Bu-02	642800	242900
257	Bu-03	649100	249100
261	Bu-04	648300	250300
267	Bu-06	645600	250500
269	Bu-07	641300	235500
272	Bu-09	643900	241000
273	Bu-10	645400	237400
277	Bu-11	642600	236000
278	Bu-12	642200	235900
279	Bu-13	641550	236800
280	Bu-14	639808	237073
283	Bu-15	643100	235600
285	Bu-17	647300	240000
287	Bu-18	647800	243500
290	Bu-19	645700	243900
291	Bu-20	645750	244400
293	Bu-21	648000	243400
294	Bu-22	639900	236800
296	Bu-23	648800	237900
298	Bu-24	649200	238100
299	Bu-25	648300	242700
300	Bu-27	644000	242150
303	Bu-28	643000	244500
306	Bu-29	641700	245500

307	Bu-30	641200	246000
310	Bu-31	645100	249300
312	Bu-32	644800	252100
315	Bu-33	644200	251300
316	Bu-35	647995	237510
321	Bu-36	650272	237941
327	Bu-38	649000	239600
328	Bu-39	646800	242700
329	Bu-40	648200	242300
331	Bu-41	647869	249563
335	Bu-42	648171	249703
338	Bu-43	648322	249692
341	Bü-01	773650	296300
344	Bü-03	770800	294050
346	Bü-04	768750	293750
347	Bü-05	768200	289400
349	Bü-06	751300	283150
351	Bü-07	751650	281700
352	Bü-08	767000	291500
354	Bü-09	759650	287850
356	Bü-10	760400	285300
357	Bü-11	755450	290950
359	Bü-12	756400	281800
361	Bü-14	759250	287600
362	Bü-15	751450	286600
378	Cs-01	662980	283597
382	Cs-03	666550	281100
385	Cs-02	664700	286700
387	Cs-04	665800	284900
389	Cs-05	668100	291250
392	Cs-06	672350	295400
396	Cs-07	676300	279850
398	Cs-08	675900	273500
403	Cs-10	690650	297800
405	Cs-11	700800	299200
409	Cs-12	699300	304050
412	Cs-13	697900	306000
414	Cs-14	701000	306600
417	Cs-15	686000	316000
419	Cs-16	695450	321500
421	Cs-17	693550	317500
423	Cs-18	704300	315900
426	Cs-20	704157	304835
428	Cs-21	707790	314756
429	Cs-22	656249	276841
431a	CsVa-90	666899	277569
431c	CsV-01	669551	275294
431f	CsV-02	669404	275033
431g	CsV-03	669549	275114
431h	CsV-112	666696	277726
431k	CsV-64	668768	276481

dc 63 10

431l	CsV-04	669032	275748
431m	CsV-05	668568	276080
431n	CsV-71	667896	276464
431o	CsV-113	670947	273602
431q	CsV-105	666778	278157
434	Da-01	731100	297700
436	Da-02	732000	289500
438	Da-03	731250	287750
442	Da-04	735200	286800
443	Da-05	735950	288700
444	Da-06	736650	288850
446	Da-07	739009	293100
447	Da-08	731903	291298
450	Ge-03	625750	254500
451	Ge-05	605153	261306
453	Ge-06	614000	264300
457	Ge-07	613201	262521
458	Ge-08	612700	256800
460	Ge-09	626000	261500
461	Ge-10	625000	262000
464	Ge-12	619755	249566
465	Ge-13	617500	250500
467	Ge-14	612000	255200
469	Ge-15	608137	260915
471	Ge-16	611000	264000
478	Ge-17	611000	264000
480	Ge-18	610119	264428
481	Ge-19	609347	264742
483	Ge-20	609874	264488
485	Ge-21	608424	262189
487	Ge-22	608291	261867
490	Ge-23	620000	258000
491	Ge-53	621000	258000
492	DSZM-BB-100	605063	261621
497	Ge-34	621969	250382
501	Ge-26	610500	251500
505	TARD-01	606902	257474
516	Ge-80	605810	260297
522	Ge-105	605593	259083
523	Ge-118	605146	259257
524	Ge-116	605186	259518
525	Ge-127	604862	259918
526	Ge-132	604596	259799
527	Ge-194	605800	259700
528	Ge-28	595000	256000
532	Ge-29	605250	246325
535	Ge-30	605128	245409
536	Ge-31	605100	245151
541	Ge-32	602000	249500
544	Ge-33	620000	263000

547	Ge-35	606336	253574
551	Ge-36	607198	252998
558	Ge-38	613096	241621
560	Ge-59	610254	241950
561	Ge-68	614979	242795
564	Ge-69	612882	242971
565	Ge-70	616554	243646
567	Ge-73	614263	239928
570	Ge-83	604253	257603
571	Ge-84	604519	261947
572	Ge-401	604879	260204
574	Ge-360	604124	260920
575	Ge-180	604056	260146
577	Ge-150	604745	261325
578	TARJ-01	612352	254918
582	TARJ-02	612041	255393
588	NYER-01	611667	268580
591	Ke-01	518600	167300
592	Ma-01	728087	284386
594	Me-1	572000	96000
595	Me-10	572000	88500
596	Me-11	600000	92000
597	Me-12	601000	90000
598	Me-13	606000	98000
599	Me-2	592000	86000
601	Me-3	594000	90000
604	Me-4	609000	92000
606	Me-5	597000	101500
608	Me-6	593000	103000
609	Me-7	592000	92000
611	Me-8	593000	98000
612	Me-9	593000	98000
614	MH-01	704000	296300
616	MH-02	700800	297300
619	MH-03	700000	294800
622	MH-04	702600	291600
625	MH-05	703300	291000
628	MH-06	703200	290000
631	MH-07	706800	293300
635	NHPB-01	710600	312500
636	NHPB-02	711600	300800
637	NHPB-03	710850	295200
638	NHPB-04	707200	294950
639	NHPB-05	710600	297000
641	NHPB-06	711700	299000
642	NHPB-07	712750	301500
644	NHPB-08	713550	301650
646	NHPB-09	714600	296700
648	NHPB-10	717800	300100
650	NHPB-11	724700	305300
651	NHPB-12	740801	317706

dc_63_10

653	NHPB-14	732196	308499
654	NHPB-15	733366	320078
655	NHPB-16	742874	318096
656	NHPB-17	724157	300209
659	Psz-01	668675	265713
662	Psz-02	670621	265241
666	Psz-03	669876	266832
667	Psz-04	670927	266399
670	Psz-05	674833	261528
671	Psz-09	667330	265311
672	Psz-12	667905	267211
676	Psz-15	671846	264140
679	Psz-17	670214	268624
680	Dkeszi	655467	256178
694	Perk-23	772009	348556
683	Ru-01	767855	340216
684	Ru-02	776009	354170
687	Ru-03	773406	351247
689	Ru-04	768020	339626
690	To-01	782968	359608
693	To-08	782265	357146
698	To-4	777861	354209
699	Tor-01	780994	351461
701	S-01	458000	262300
703	S-02	456986	260214
705	S-03	462800	262000
706	S-04	469800	262000
707	S-05	468662	267988
708	S-06	469800	267500
709	S-07	466856	264269
710	S-08	468150	269000
712	S-09	467992	270512
713	S-10	467147	263121
714	S-11	474000	257200
715	S-12	473043	257518
716	S-15	466400	264000
717	S-16	464700	261000
718	S-17	470980	258204
719	S-18	470186	268403
720	S-19	469723	267981
722	S-20	468644	259621
724	S-21	468598	259435
725	S-22	466258	259935
726	S-45	467391	264279
727	S-46	468688	268206
729	Kö-01	456660	220414
731	Sü-01	515815	184594
732	Sü-02	516339	184019
736	Sü-03	515907	184499
739	Sü-04	516330	181479
740	Sü-10	516330	181479

741	Sü-05	515922	181726
747	Sü-06	517344	182791
750	Sü-07	515817	183439
751	Sü-08	517907	179892
754	Sü-09	516387	181117
758	Tok-01	822000	359500
759	Tok-10	814000	323500
761	Tok-11	814000	320500
762	Tok-12	815000	323000
763	Tok-13	820000	316000
766	Tok-14	835000	332000
769	Tok-15	822000	311000
770	Tok-16	835000	338000
771	Tok-17	838000	354000
772	Tok-18	830000	351000
773	Tok-19	832000	348000
775	Tok-02	821000	358000
776	Tok-03	817000	352000
778	Tok-04	805500	329000
781	Tok-05	806000	321000
783	Tok-06	809000	324000
785	Tok-07	812300	330500
787	Tok-08	810000	318000
789	Tok-09	813000	325000
792	Up-01	749800	310200
793	Up-02	748200	308700
794	Up-03	747700	312300
795	Up-04	750350	314300
797	Up-05	750550	315800
799	Up-06	751850	314750
800	Up-07	755900	317400
802	Up-08a	754400	315750
804	Up-08b	754400	315750
805	Up-09	758950	323100
806	Up-10	761500	326100
807	Up-11	756100	318700
808	Up-12	751100	314000
813	Up-13	749950	312800
816	Vill-1	599500	56500
817	Vill-2	591700	60000
818	Vill-3	588300	60000
819	Vill-4	602000	57200
821	Vis-01	646000	271000
823	Vis-02	645000	259000
824	Vis-03	641000	262000
825	Vis-04	637000	264000
827	Vis-05	638000	262000
828	Vis-06	640000	261000
830	Vis-07	638000	259000
833	Vis-08	637000	259000
834	Vis-09	640000	258000

835	Vis-10	630000	255500
838	Vis-11	646000	258000
840	Vis-12	644000	254000
841	Vis-13	628000	265000
843	Vis-14	630000	274000
845	Vis-16	632000	258000
846	Vis-17	634000	265000
849	Vis-18	645000	255000
852	Za-01	683400	278600
854	Za-02	687000	283000
855	Za-03	691400	288800
861	Za-04	698200	291000
865	Za-05	700500	278000
867	Za-06	698400	276800
870	Za-08	699600	270800
873	Za-09	699300	267100
875	Zs-01	632920	233067
877	Zs-02	633627	234072
878	Zs-03	635250	235228
879	Zs-04	643957	228537
880	Zs-05	640810	228182
882	Zs-06	626247	233220
883	Zs-07	624946	228674
886	Zs-08	635927	243980
889	Zs-09	635375	242801
890	Zs-10	634217	230198
893	Zs-11	633344	229938
894	Zs-12	622385	247858
895	Zs-13	649103	231900
896	Zs-14	628744	252027
899	Zs-16	625831	248257
901	Zs-17	622648	245022
903	Zs-18	623708	245504
905	Zs-19	625041	246444
906	SLO-192	451143	138896
908	Csb-32	594071	224102
918	Csb-60	594823	224523
922	Csb-79	597492	222035
926	Csb-82	597656	222796
928	Csb-83	597840	222776
932	Csb-84	597789	222914
937	Csb-92	597325	222598
944	Cskö-04	590130	225282
950	Cskö-07	590429	225058
952	Cskö-10	590281	225147
953	Cskö-16	590883	224744
958	Cskö-26	591716	224365
961	Cskö-27	591856	224498
964	Cskö-29	591939	224329
968	Cskö-30	591935	224263
975	Cskö-33	589800	225390

980	Cskö-34	592431	221654
985	Dad-01	587466	241219
987	Fe-01	609349	235046
988	Fgo-01	593462	218077
990	Fgo-02	595315	218789
991	Fgo-03	594271	219240
993	KöF-04	599151	241380
994	KöF-05	598919	241281
995	OrF-01	594900	231972
999	OrF-03	593868	232866
1001	OrF-16	596937	231913
1007	OrF-20c	597951	232152
1008	OrF-22	597751	232080
1011	OrF-24	597804	231961
1013	OrF-37	597773	233442
1015	OrF-50	598430	233921
1017	OrF-60	598908	233901
1019	OrF-77	597362	232336
1021	TaF-003	606792	241789
1023	TaF-008	605285	241416
1025	TaB-02	605611	241418
1026	TaF-013	598788	241871
1029	TaF-014	605473	241494
1197	TaB-01	606944	241252
1200	TaB-04	604527	241643
1205	TaB-05	607600	241800
1030	TaF-028	604044	241398
1031	TaF-030	603601	241066
1032	TaF-044	599406	240660
1037	TaF-047	599617	240793
1039	TaF-049	600079	240121
1043	TaF-052	601525	240277
1046	TaF-121	605837	241041
1048	TaF-141	606561	242741
1052	TaF-158	608571	243311
1055	TaF-160	608436	242918
1057	TaF-161	602466	241367
1058	TaF-167	602048	241275
1060	TaF-169	601921	241071
1063	TaF-173	602692	240621
1064	TaF-174	601723	241737
1065	TaF-176	601516	241415
1066	TaF-180	601764	240548
1067	TaF-182	601710	240519
1069	TaF-183	601675	240561
1070	TaF-185	601637	240695
1072	TaF-187	601835	240532
1073	TaF-188	602013	240290
1074	TaF-194	601691	240417
1075	TaF-196	601892	240156
1076	TaF-209	601235	241252

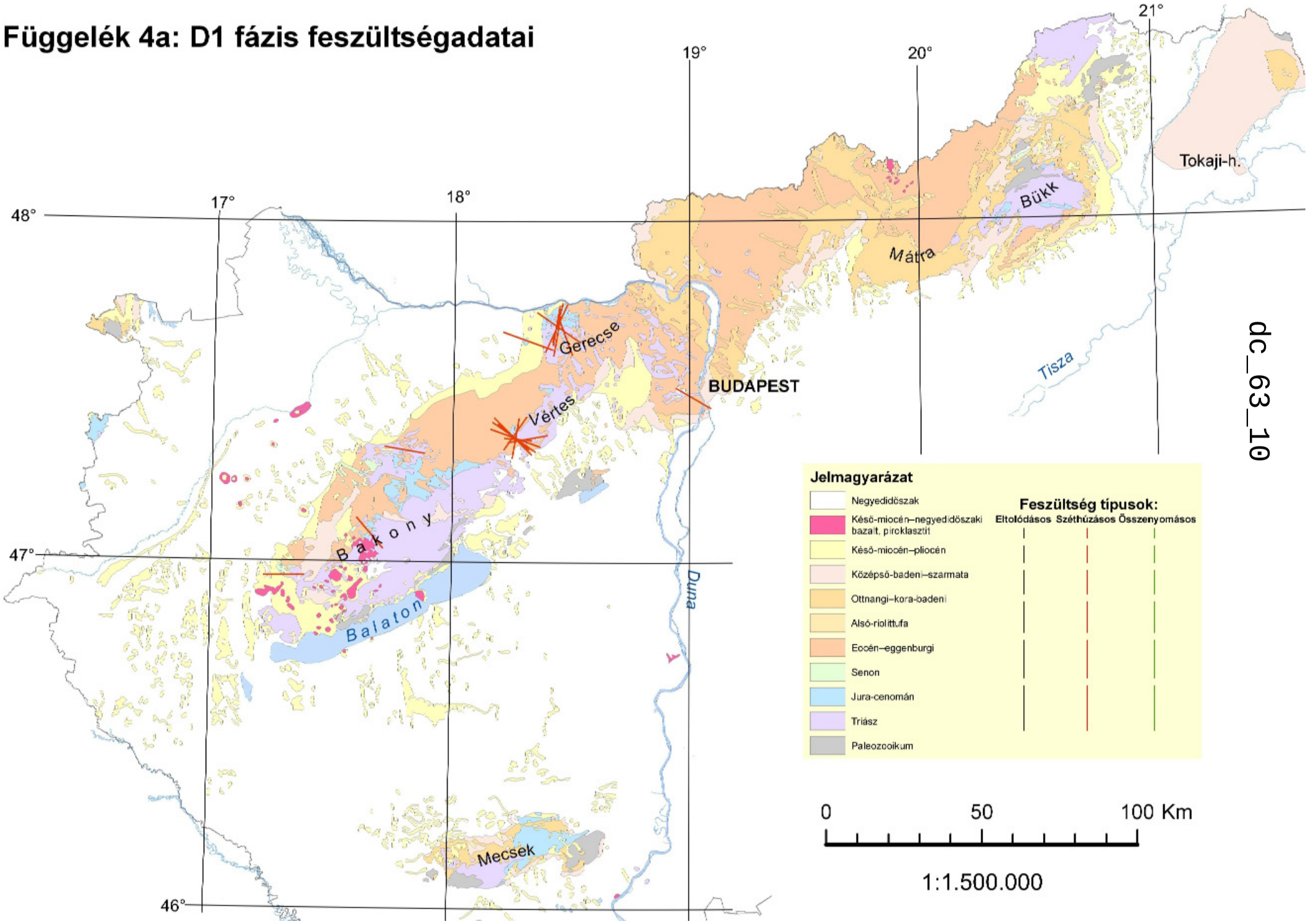
dc_63_10

1077	TaF-210	601006	241262
1078	TaF-214	601089	241399
1080	TaF-218	600503	241469
1081	TaF-222	600295	240927
1082	TaF-225	600228	241131
1083	TaF-235	602082	241820
1084	TaF-238	599253	241204
1085	TaF-241	599527	241906
1086	TaF-246	599323	241969
1087	TaF-54	605820	242624
1088	Ga-25	599931	225598
1090	Ga-26	600147	225635
1094	Ga-02	601003	224347
1097	Ga-01	600028	227005
1098	Ga-03	599798	224792
1100	Ga-27	601503	226790
1101	Ga-04	600142	225901
1104	Ga-05	599931	225007
1106	Ga-30	600752	227106
1112	Káp-54	596619	229343
1115	Káp-65	596760	229041
1116	KD-11	578112	236159
1118	MorKE-1	589217	226393
1121	SzépKE-1	589834	226192
1126	Szép-01	593669	228803
1127	Szép-05	589846	228290
1128	Szép-06	589772	228599
1129	Szép-07	590809	226376
1130	Szép-08	591024	226423
1131	Szép-09	590910	226568
1133	Szép-28	592605	230172
1134	Szép-40	590852	227973
1137	Szép-47	593376	229836
1138	Va-01	599287	236050
1139	Va-09	599961	236223
1140	Va-15	599985	237020
1142	Va-16	599934	237201
1144	Va-17	600164	237340
1145	Va-19	600445	237610
1146	Va-22	601198	237610
1147	Va-29	603064	235811
1148	Va-31	604399	235551
1149	Va-32	604701	235175
1151	Va-34	605073	235561
1152	Va-36	605812	235417
1154	Va-41	608154	239403
1155	Va-45	606565	238785
1156	Va-49	606513	238312
1157	Va-50	607224	237257
1159	Va-56	607238	236904
1160	Vacs-05	614115	226993

1161	Vacs-06	614044	230665
1162	Vért-3	607224	237777
1165a	B-01	463232	254160
1165	B-02	462985	253145
1166	B-03	461345	253855
1166b	B-04	459500	253421
1167	B-05	459342	252524
1168	B-06	457575	252072
1169	B-07	453250	251529
1170	B-08	448556	254542
1171	B-09	451309	262187
1172	B-11	451058	265576
1175	B-12b	448072	265931
1174	B-13	446033	265897
1176	B-14	454439	268442
1178	B-15	453696	264870
1179	B-16	456218	264110
1177	B-17	453976	262793
1181	B-18	457186	267567
1182	B-19	454467	281781
1182b	B-20	451167	275400
1182c	B-22	455655	287466
1183b	B-23	491682	284046
1183c	B-24a	478834	294166
1183d	B-24b	478698	294931
1183e	B-25	476521	292584
1183f	B-26	473747	289675
1184	B-27	462747	287291
1184b	B-28	454416	287955
1185	B-29	453875	286715
1186	B-30	466837	293794
1185	B-31	468011	294328
1185b	B-32	468426	296379
1185c	BNö-29	471521	295760
1186	B-33	462404	288646
1186b	B-34	456735	288593
1187	B-35	456006	282517
1187b	B-36	457469	281185
1188	B-37	462414	282452
1190	B-38	462082	282446
1190a	B-38F	469864	286479
1189	B-39	469179	276014
1191	B-40	469491	278393
1191b	B-40b	469427	277977
1192	B-41	455975	277808
1192a	B-42	455987	284705
1192c	B-43	458653	280473
1192e	B-44	459186	281075
1192f	B-45	460538	283271
1193	B-21	468770	271532
1193b	B-46	464400	282500

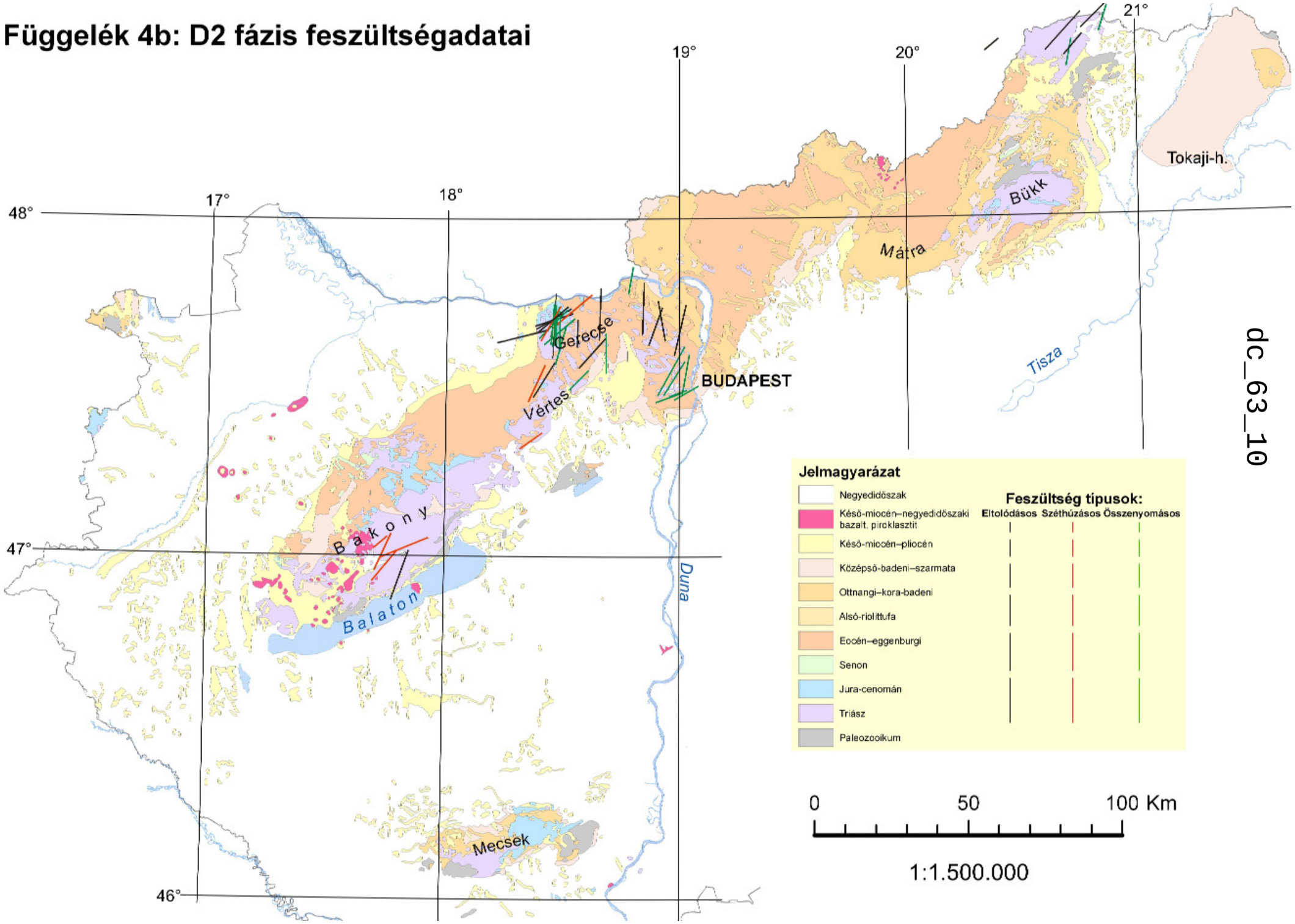
1207	Sk-100	698000	322000
1209	Sk-101	704000	320000
1212	Sk-103	714000	315000
1213	Sk-104	717000	314000
1214	Sk-107	668000	321000
1216	Sk-108	677000	317000
1217	Sk-109	683000	317000
1218	Sk-110	748000	348000
1220	Sk-111	747000	351000
1222	Sk-112	747000	343000
1223	Sk-114	726000	349000
1225	Sk-115	639000	310000
1227	Sk-116	671000	320000
1228	Sk-117	660000	313000
1229	Sk-118	663000	312000
1231	Sk-119	665000	307000

Függelék 4a: D1 fázis feszültségadatai



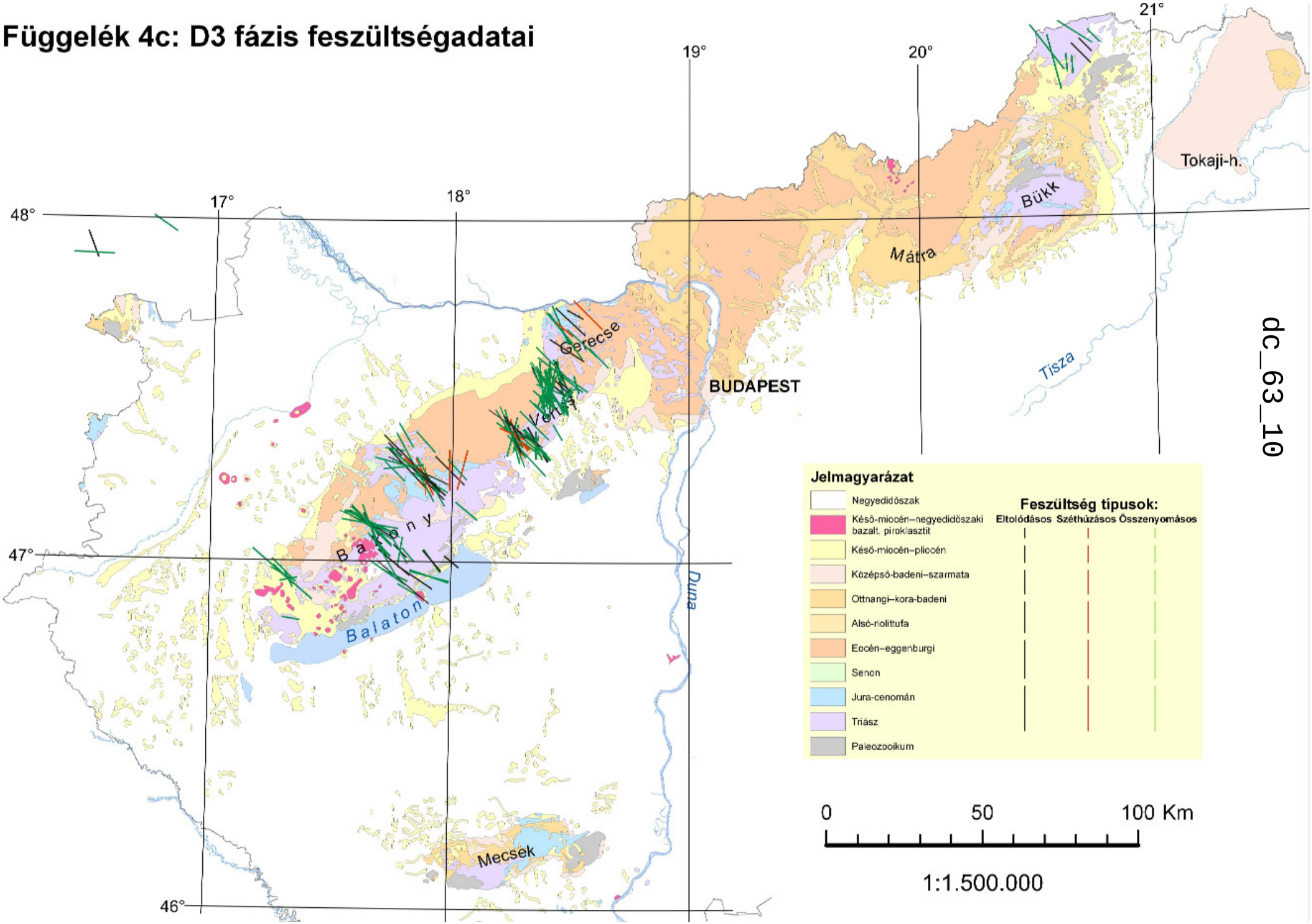
dc_63_10

Függelék 4b: D2 fázis feszültségadatai



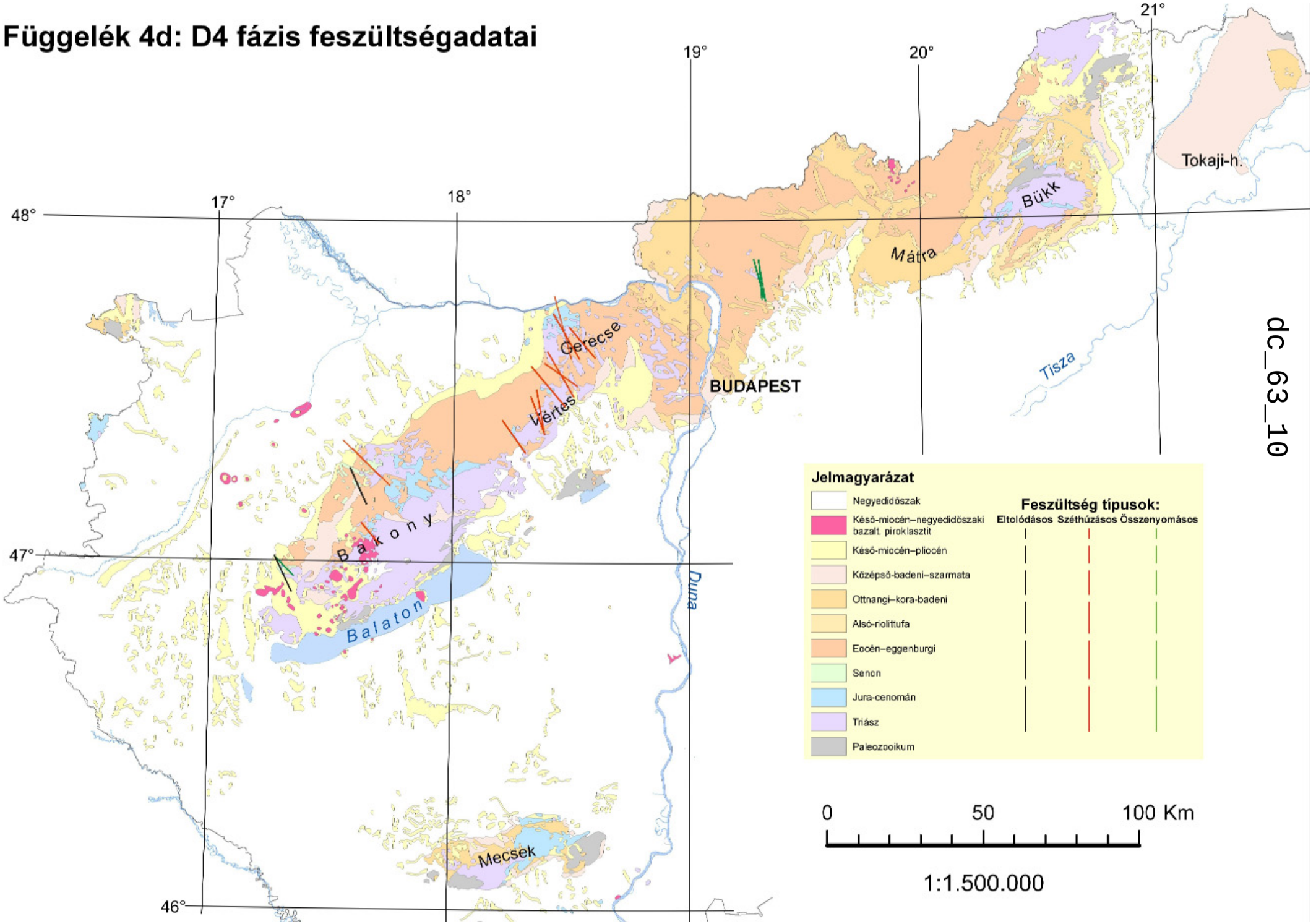
dc_63_10

Függelék 4c: D3 fázis feszültségadatai



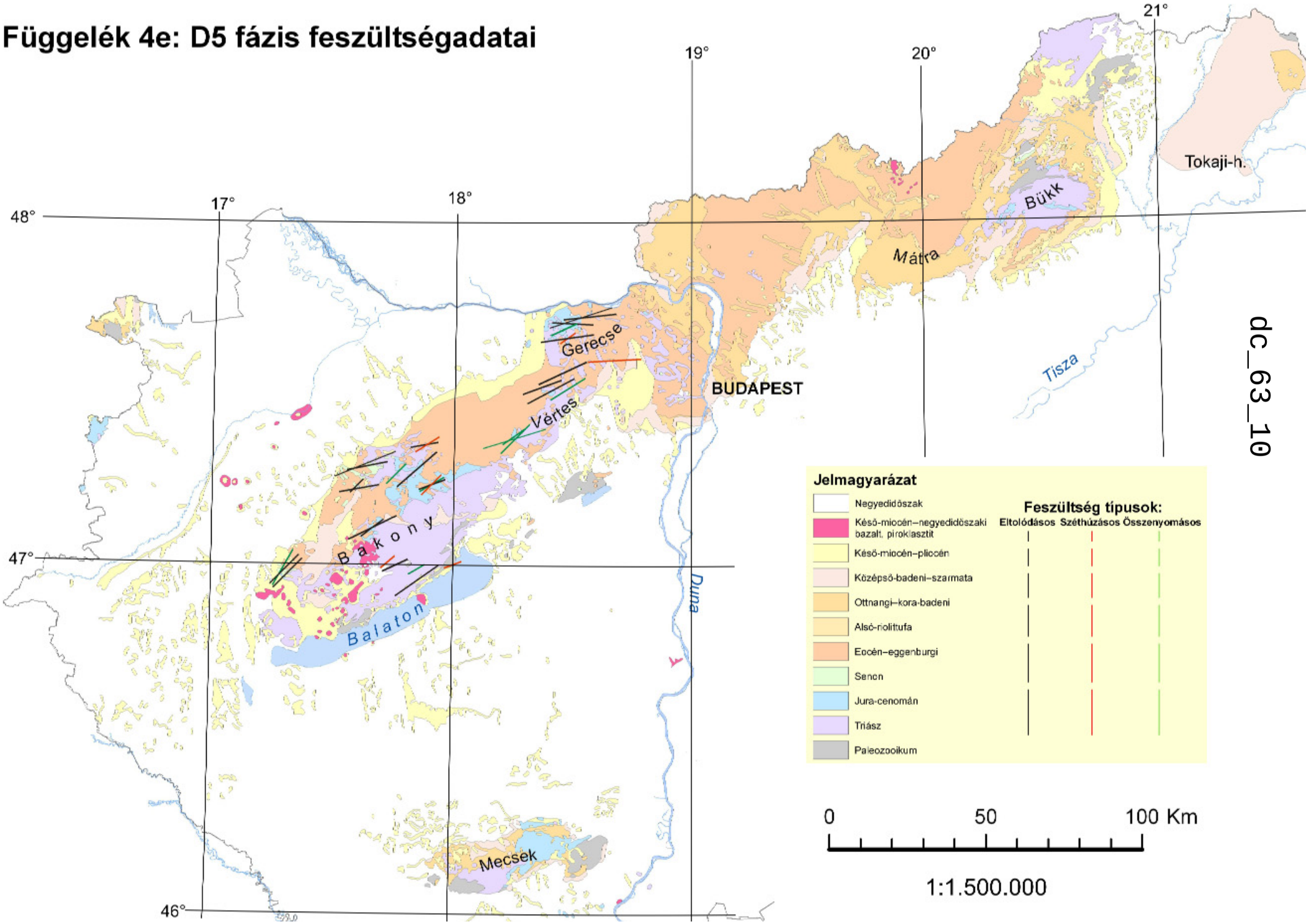
dc_63_10

Függelék 4d: D4 fázis feszültségadatai

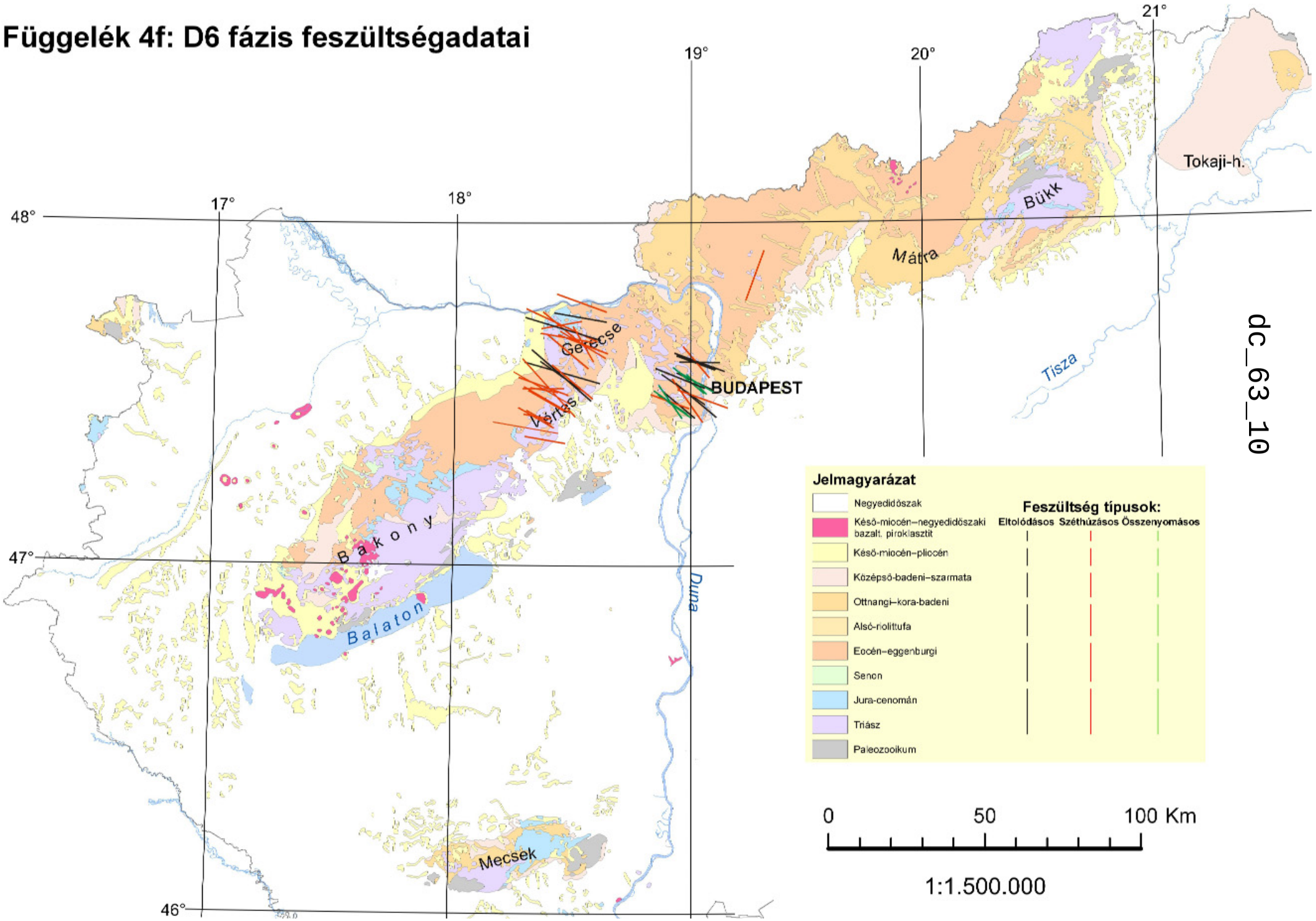


dc_63_10

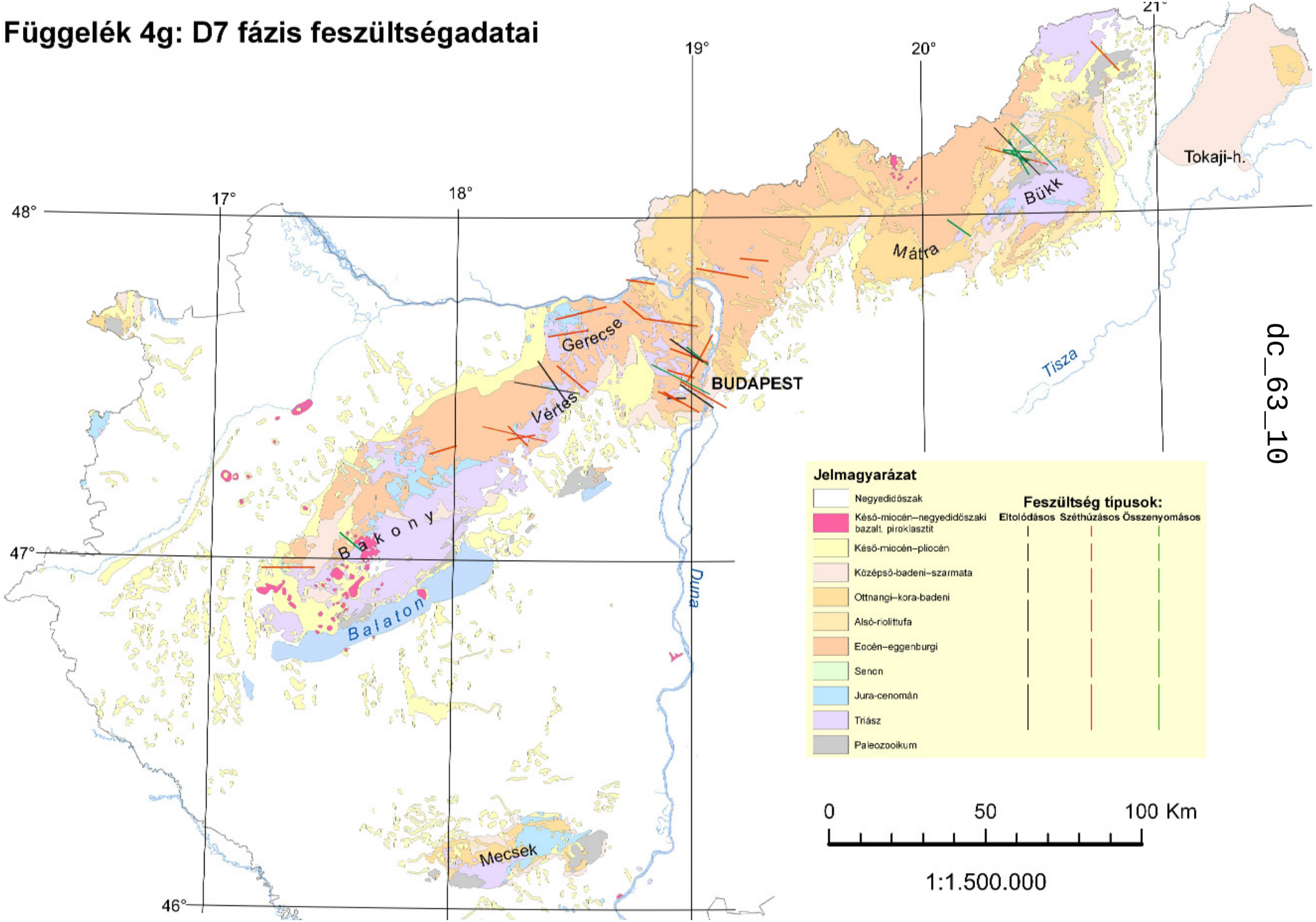
Függelék 4e: D5 fázis feszültségadatai



Függelék 4f: D6 fázis feszültségadatai

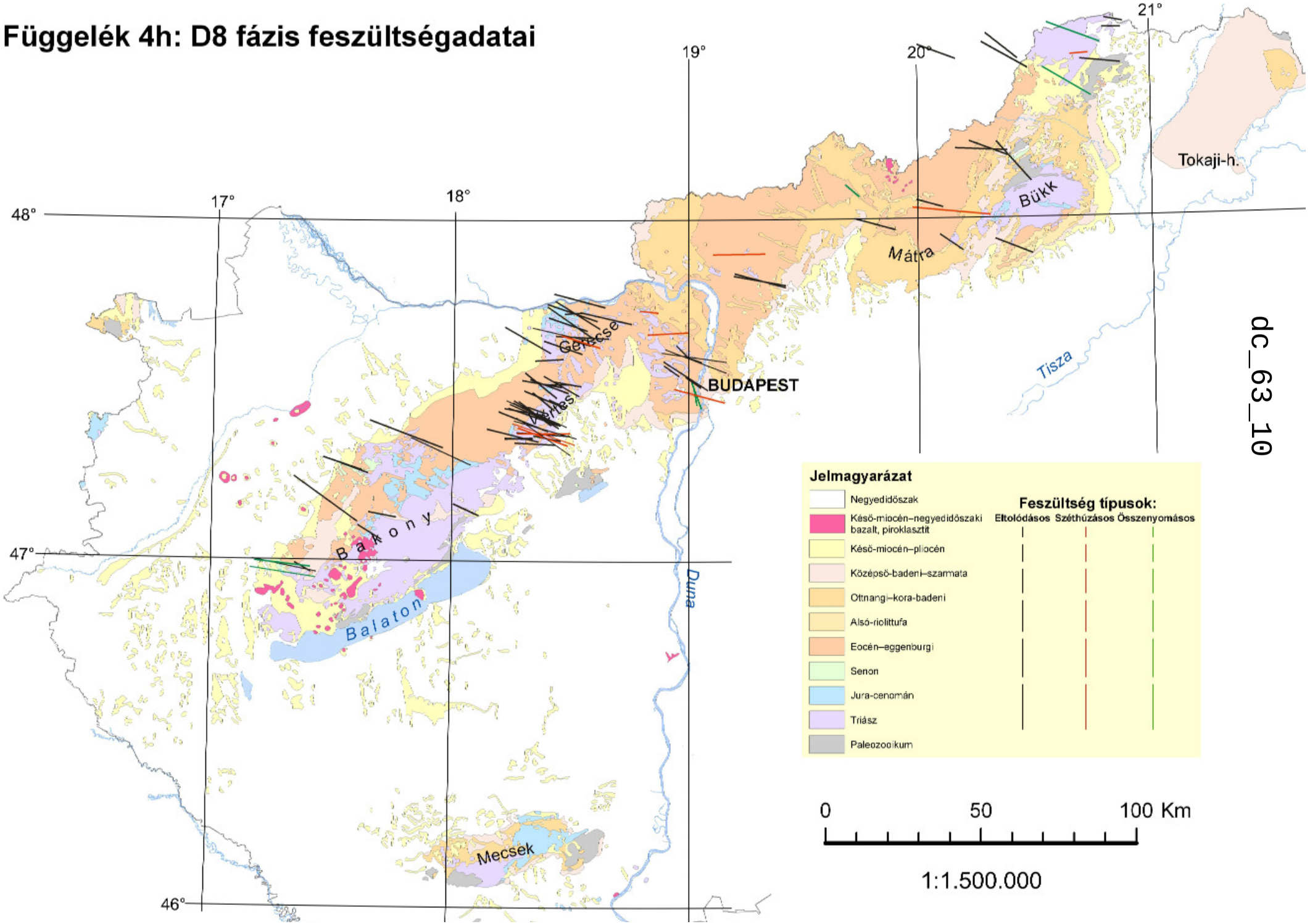


Függelék 4g: D7 fázis feszültségadatai



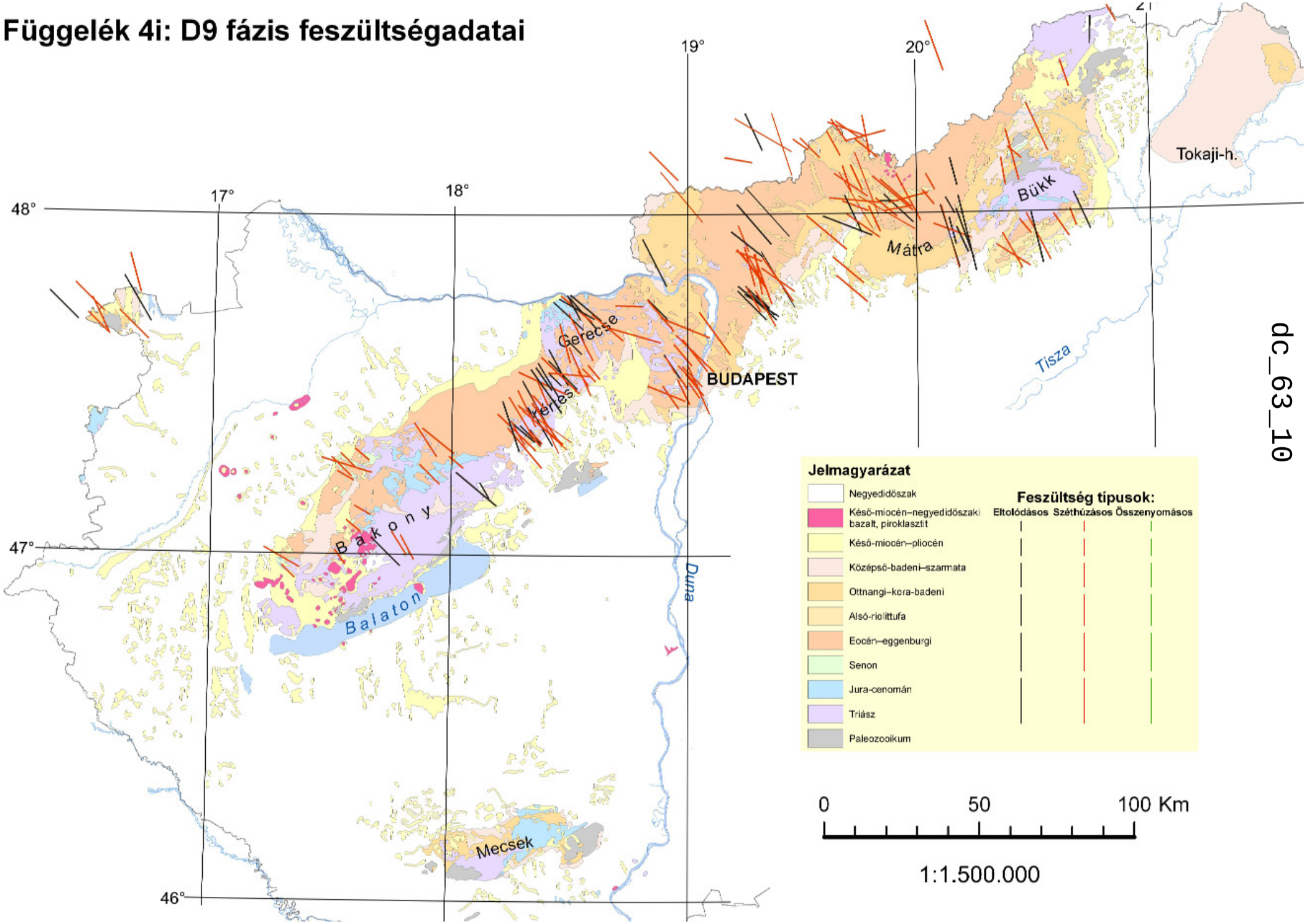
dc_63_10

Függelék 4h: D8 fázis feszültségadatai



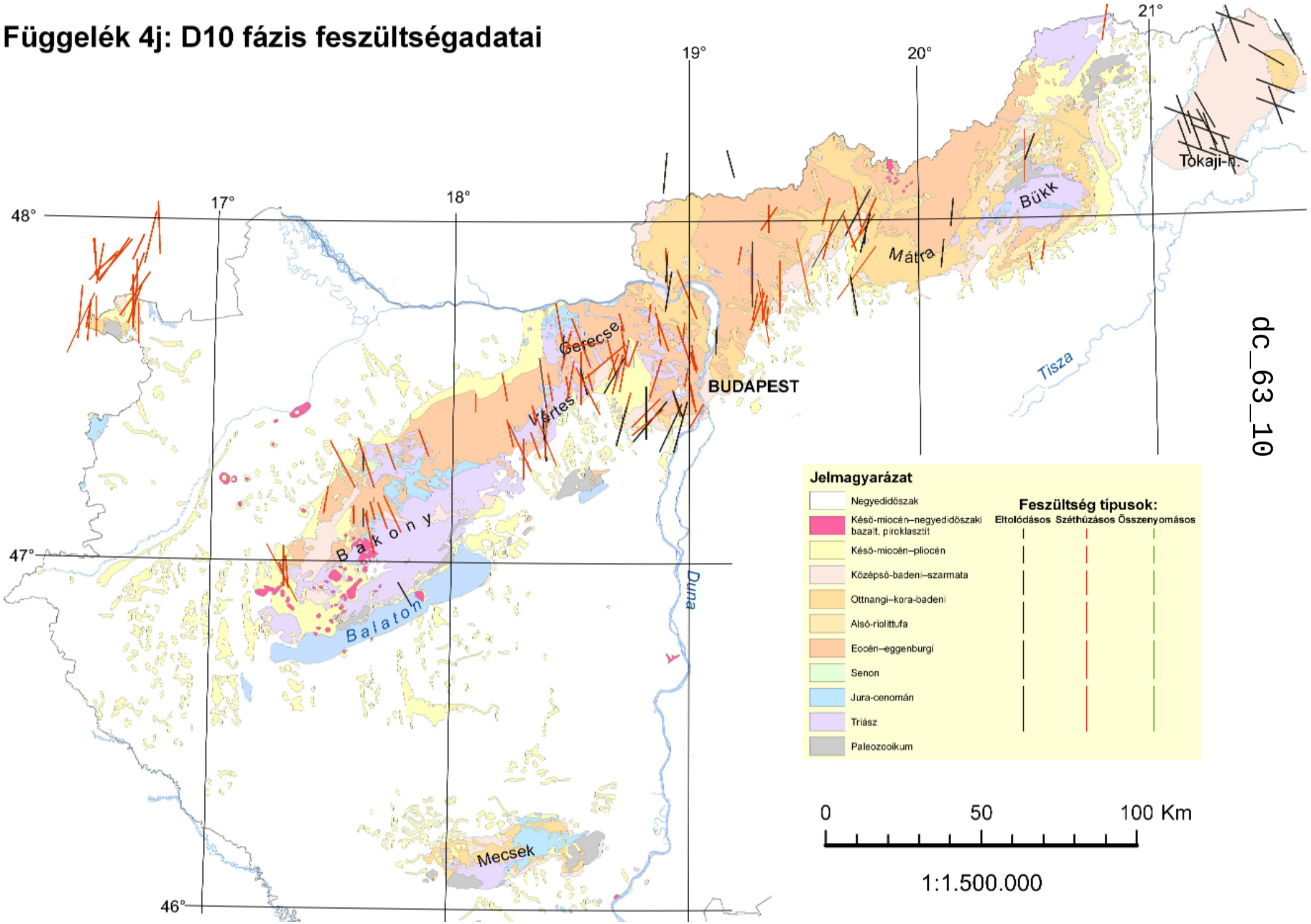
dc_63_10

Függelék 4i: D9 fázis feszültségadatai

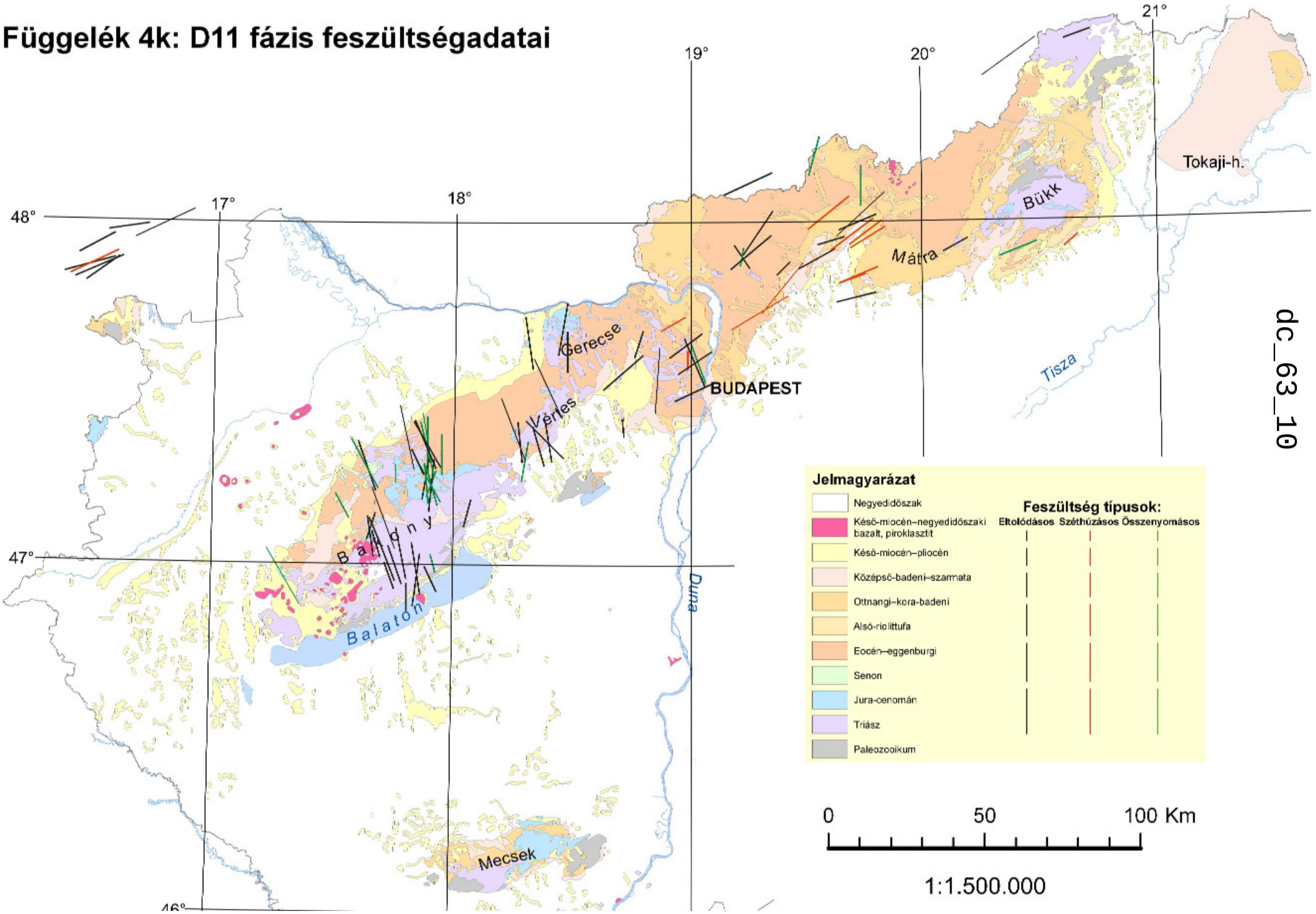


dc_63_10

Függelék 4j: D10 fázis feszültségadatai

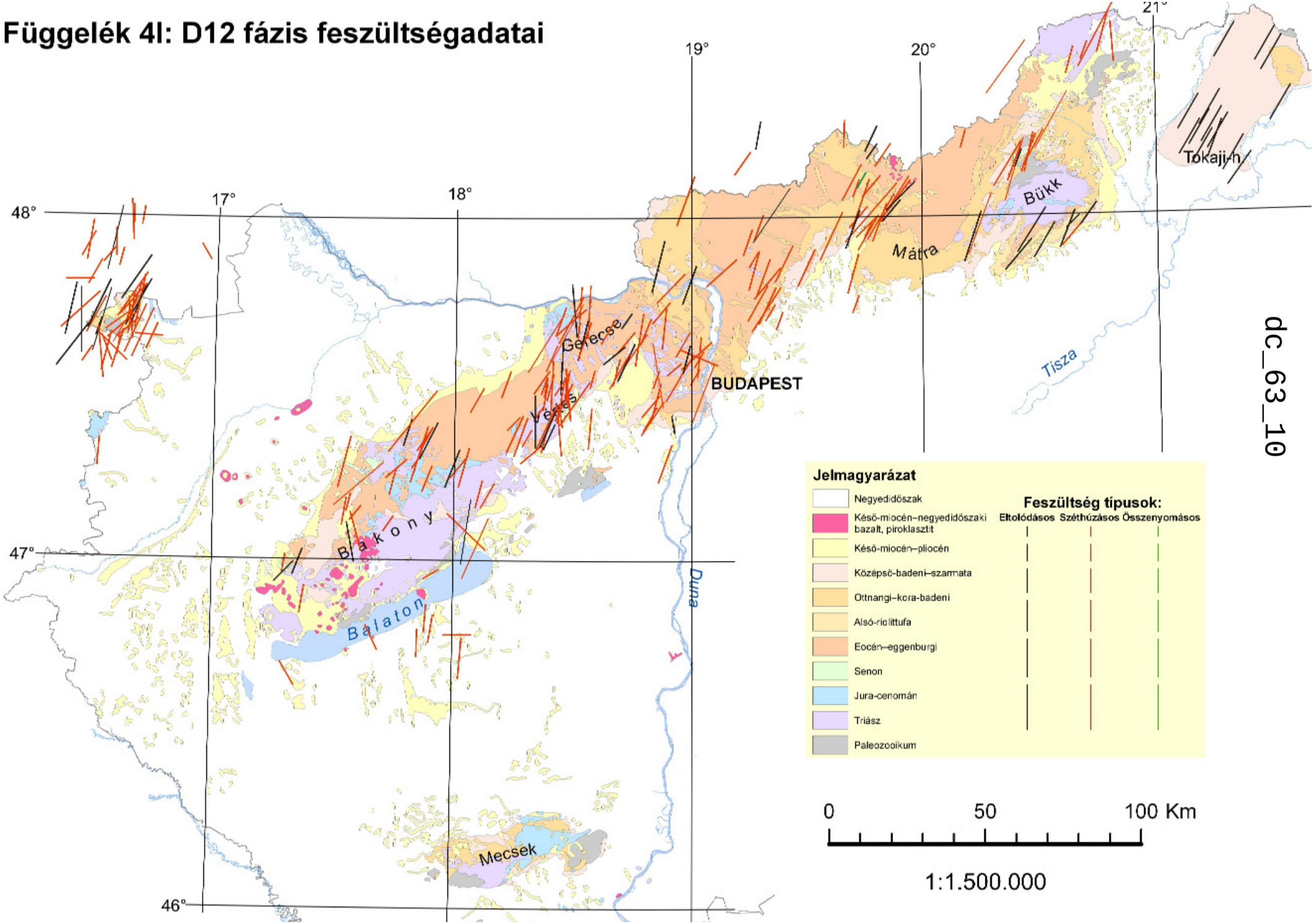


Függelék 4k: D11 fázis feszültségadatai



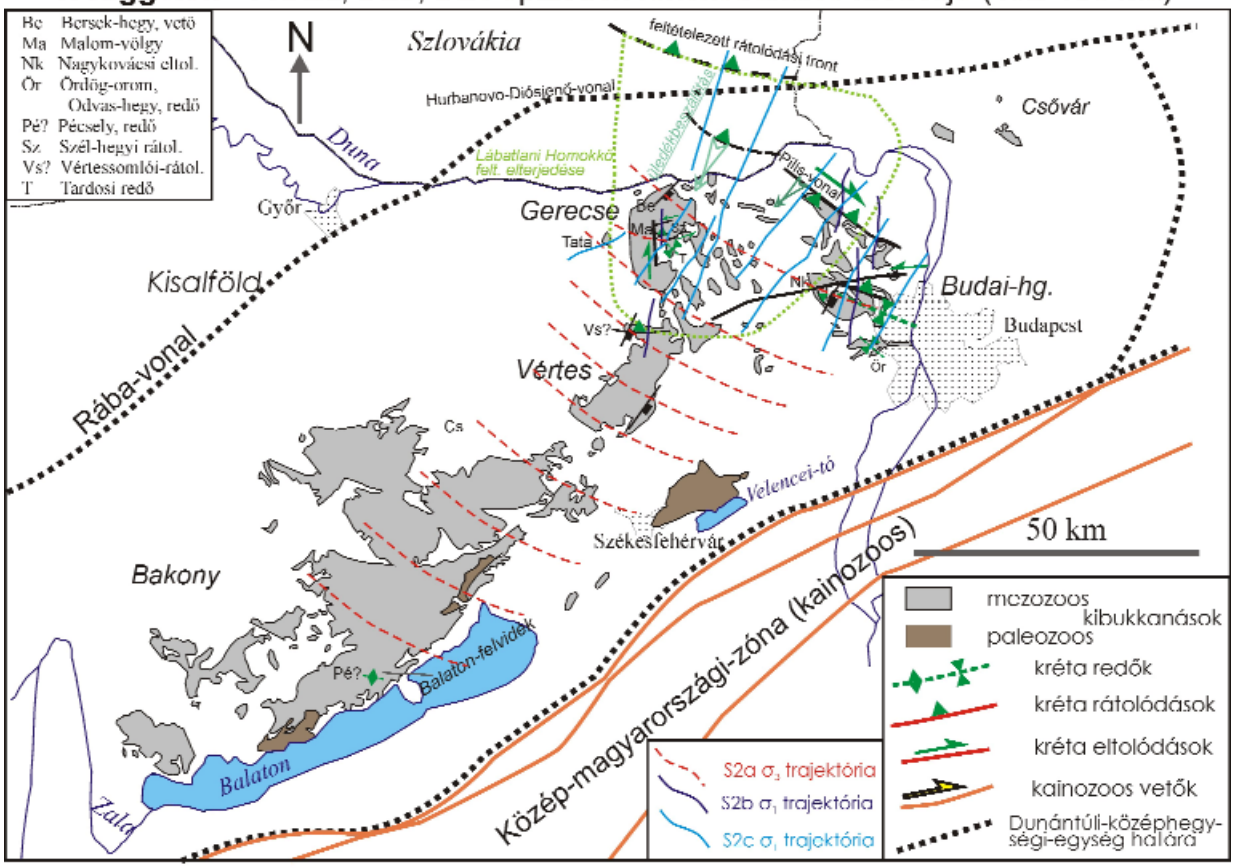
dc_63_10

Függelék 4l: D12 fázis feszültségadatai

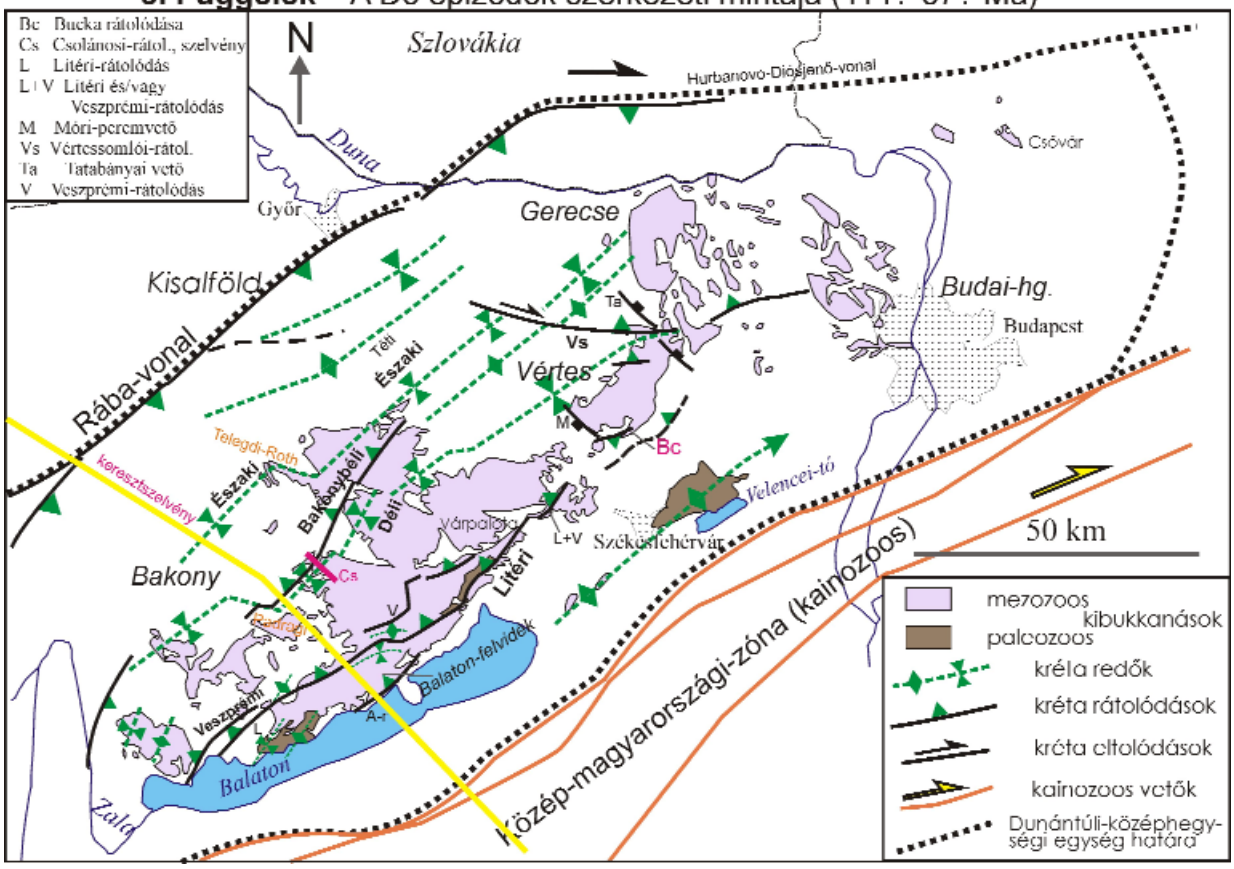


dc_63_10

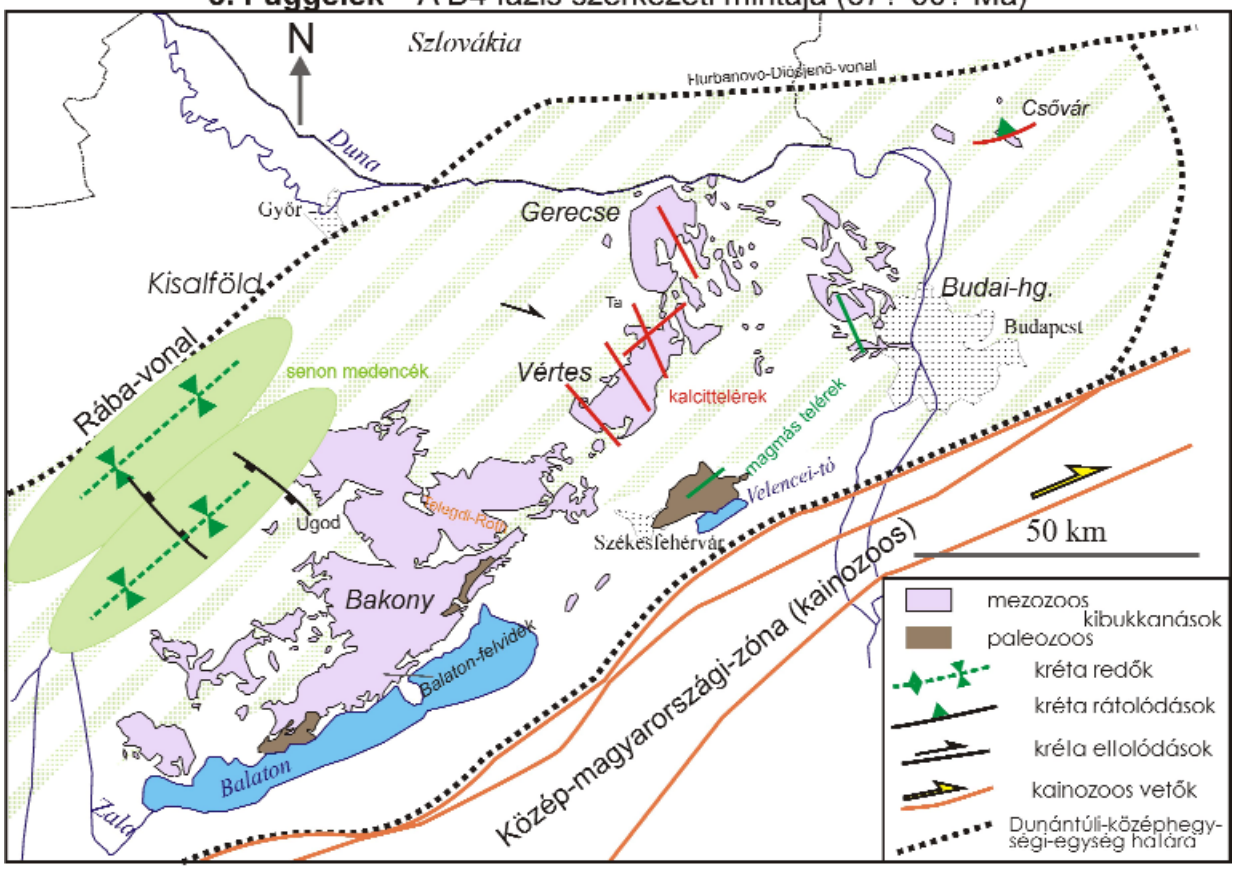
5. függelék A D2a, D2b, D2c epizódok rekonstrukciós modellje (132-108 Ma)



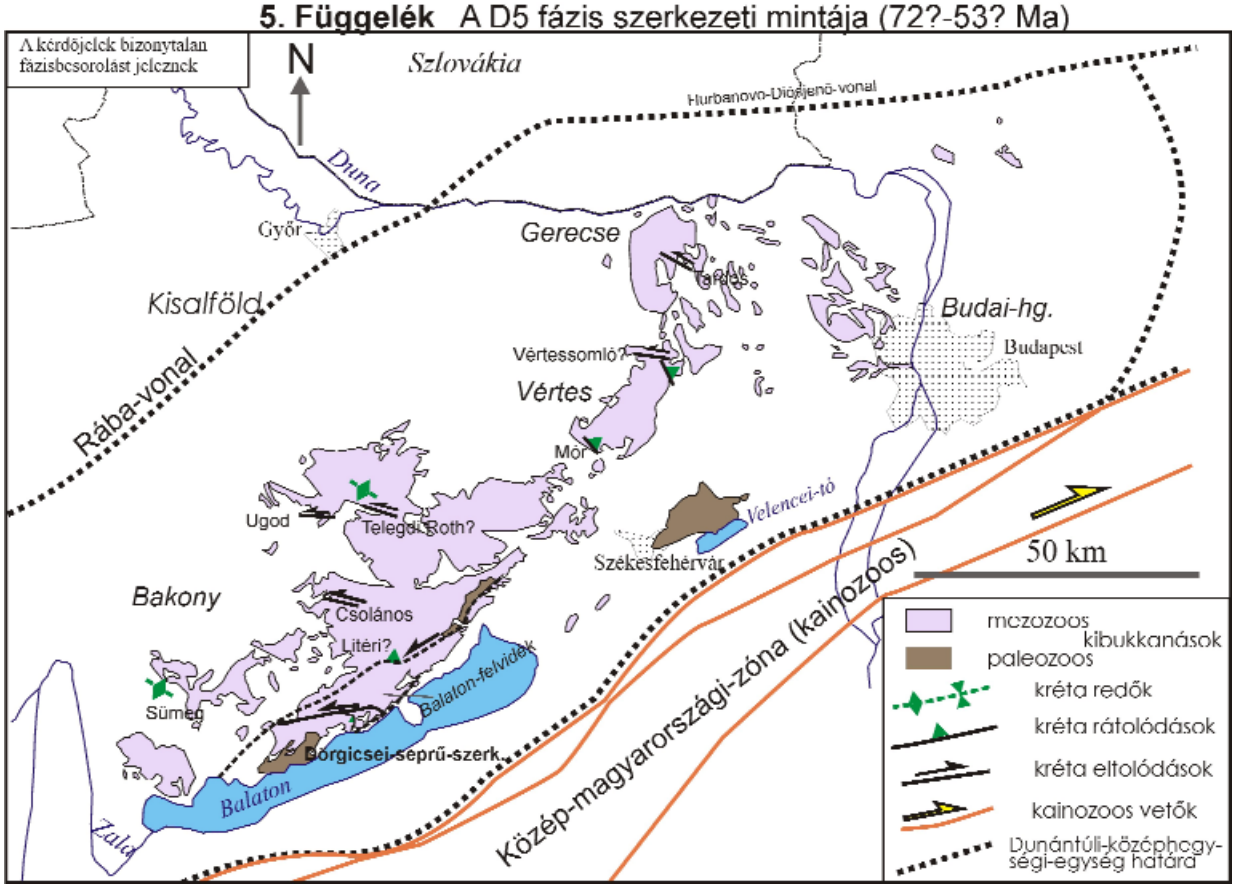
5. Függelék A D3 epizódok szerkezeti mintája (114?-87? Ma)



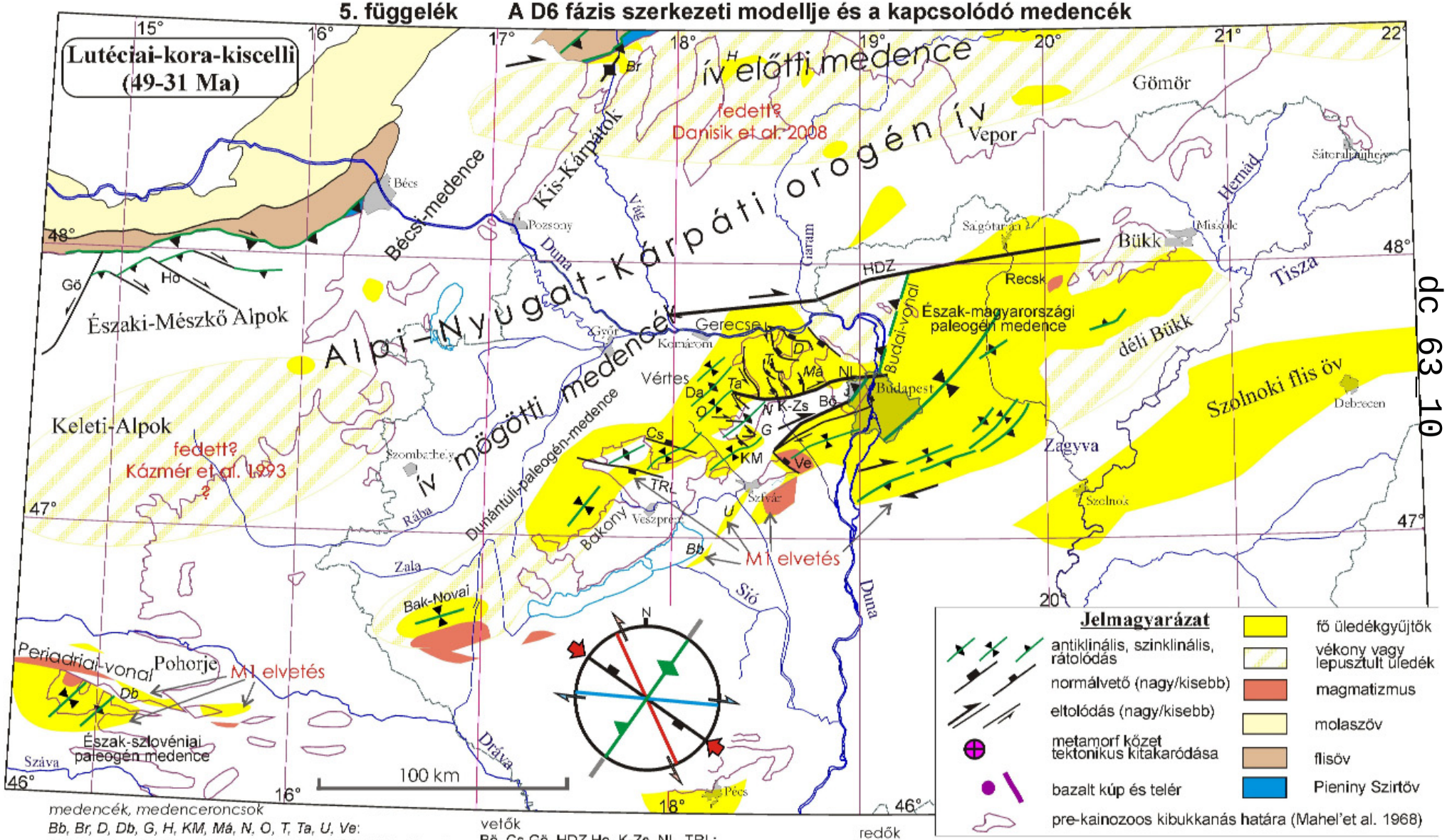
5. Függelék A D4 fázis szerkezeti mintája (87?-50? Ma)



5. Függelék A D5 fázis szerkezeti mintája (72?-53? Ma)



5. függelék A D6 fázis szerkezeti modellje és a kapcsolódó medencék



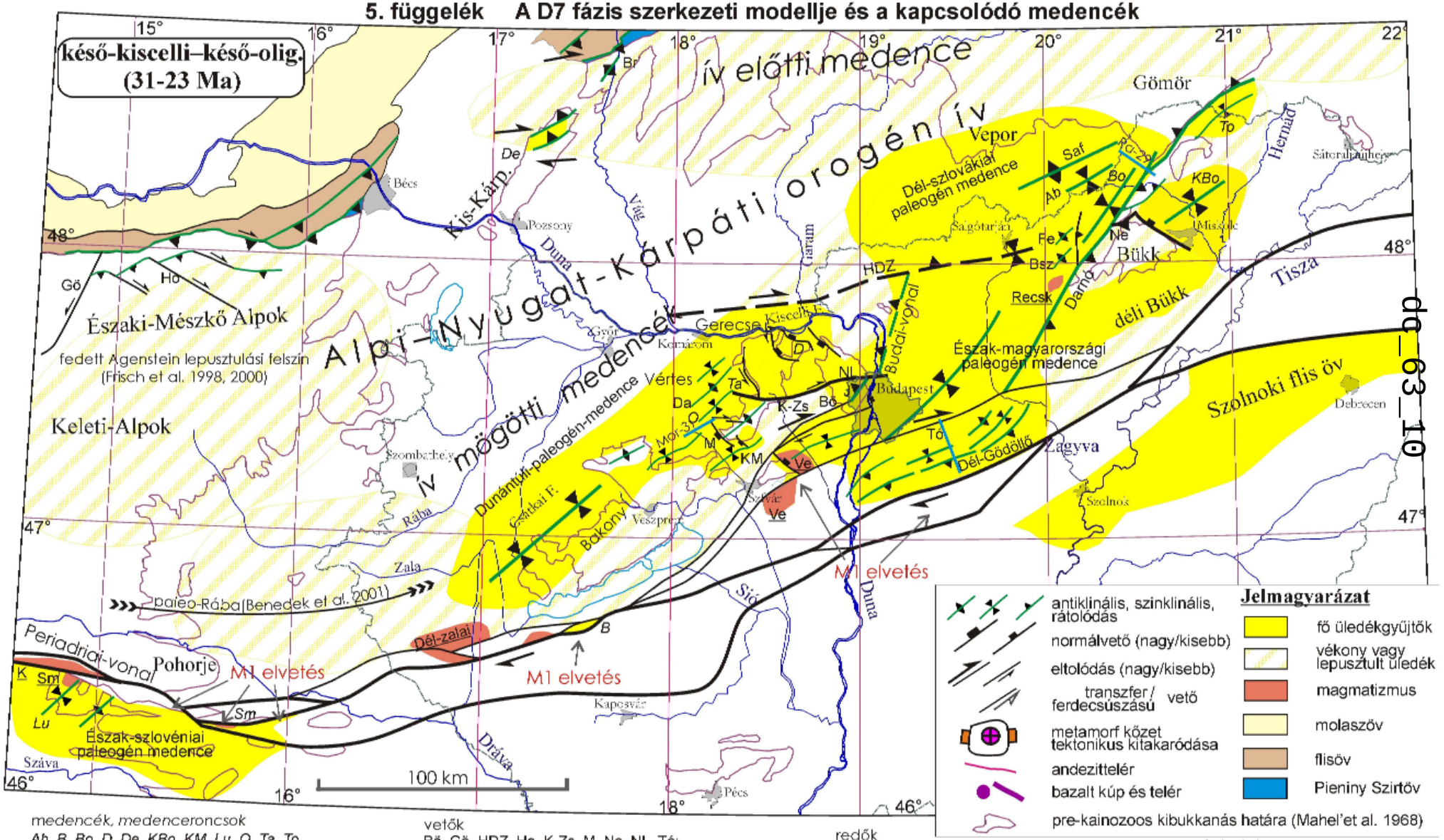
dc_63_10

medencék, medenceroncsok
Bb, Br, D, Db, G, H, KM, Má, N, O, T, Ta, U, Ve:
Balatonbozsoki, Brezovai, Dorogi, Dobmai, Gánti, Handlovai, Kincses-magyaralmási, Mányi, Nagyegyházi, Oroszlányi, Tarjáni, Tatabányai, Úrhidai, Velencei

vetők
Bö, Cs,Gö, HDZ,Ho, K-Zs, NL, TRL:
Budaörsi, Cseszneki, Gösling, Hurbanovo-Diósjenő, Hochwart, Környe-Zsámbék, Nagykovácsi, Telegdi-Roth

redők
Da, J
Dadi, János-hegyi

5. függelék A D7 fázis szerkezeti modellje és a kapcsolódó medencék



dg_63_10

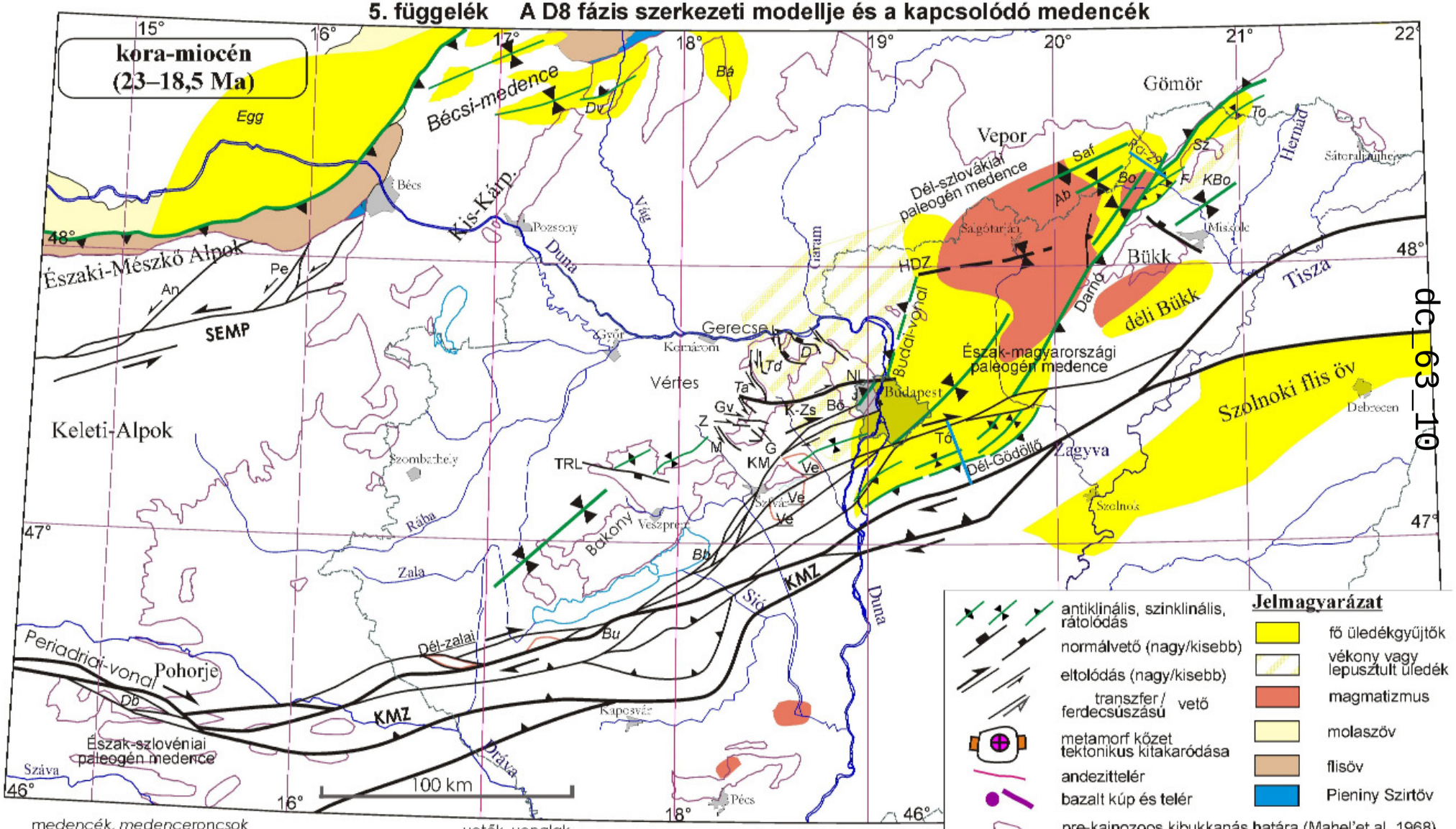
medencék, medenceroncsok
Ab, B, Bo, D, De, KBo, KM, Lu, O, Ta, To
Abovcei, Buzsáki, Borsodi, Dorogi, Detrekőváraljai, Kelet-Borsodi, Kincses-magyaralmási, Lučei, Oroszlányi, Tatabányai, Tornai

vetők
Bő, Gö, HDZ, Ho, K-Zs, M, Ne, NL, Tó:
Budaörsi, Cseszneki, Gösling, Hurbanovo-Diósjenő, Hochwart, Környe-Zsámbék, Móri, Nagykovácsi, Nekézsenyi, Tóalmási

redők
Br, Bsz, Da, Fe, J, Saf
Bezovai, Bükkszéki, Dadi, Fedémesi, János-hegy, Safarikovoi

magmás testek
K, Sm, Ve
Karavanka, Smrekoveci, Velencei

5. függelék A D8 fázis szerkezeti modellje és a kapcsolódó medencék



dc_63_10

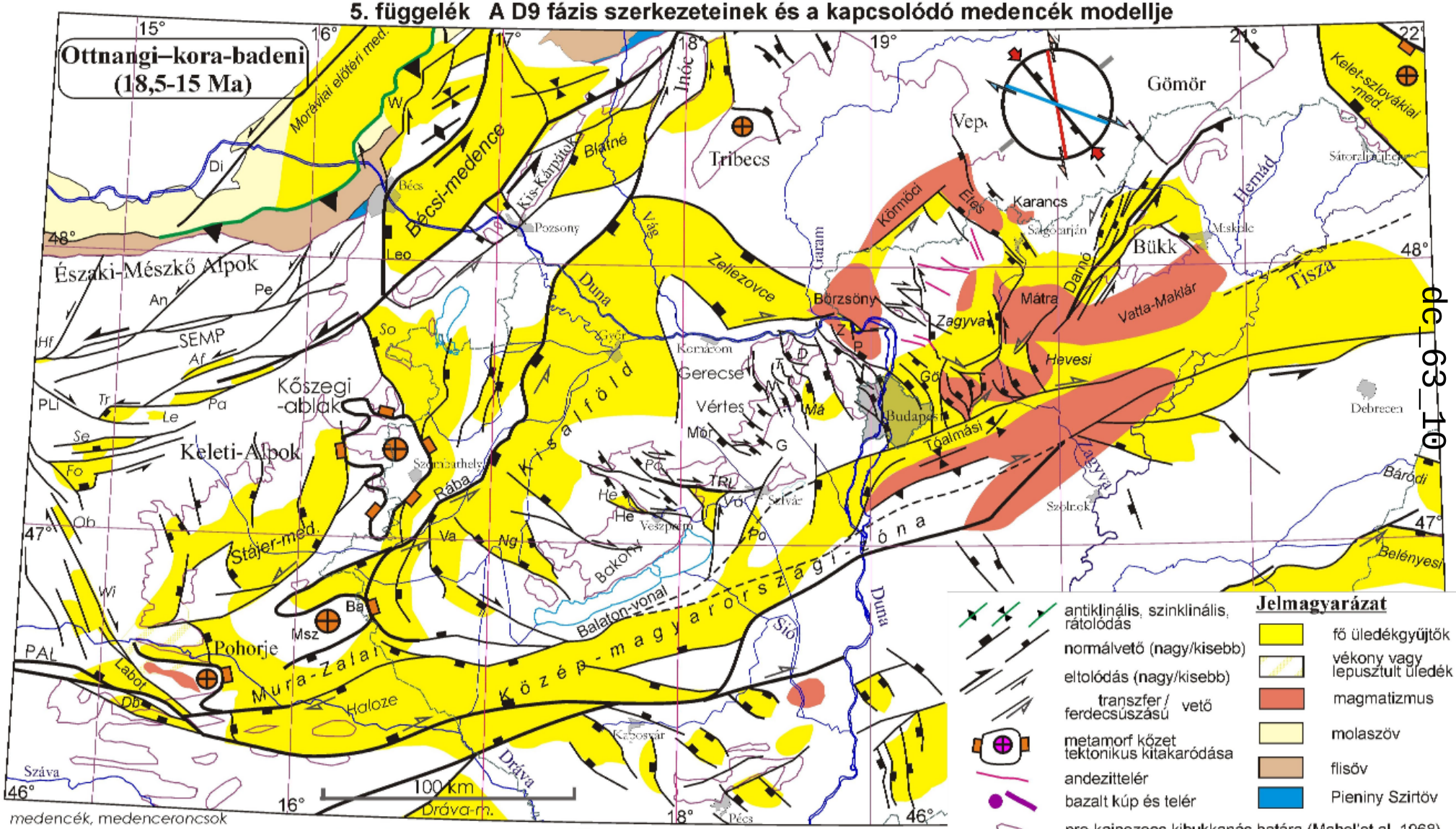
medencék, medenceroncsok
Ab, Bá, Bb, Bo, Bu, D, Db, Dv, Egg, F, KBo, Sz, Ta, Td, To
Abovcei, Bánovcei, Balatonbozsoki, Borsodi, Buzsáki, Dorogi, Dobrnai, Dobra Vodai, Eggenburgi, Felsőnyárádi, Kelet-Borsodi, Szuhogyi, Tatabányai, Tardosi, Tornai

vetők, vonalak
An, Bö, G, Gv, HDZ, KMZ, K-Zs, NL, Pe, Tó, TRL, Z:
Annabergi, Budaörsi, Gánti, Gesztesvári, Hurbanovo-Diósjenő, Közép-magyarországi-zóna, Környe-Zsámbék,Nagykovácsi, Pernitzi,Tóalmási, Telegdi Roth, Zámolybükkki

redők
J, Saf
János-hegy, Safarikovoi

magmás testek
Ve
Velencei

5. függelék A D9 fázis szerkezeteinek és a kapcsolódó medencék modellje



dc_63_10

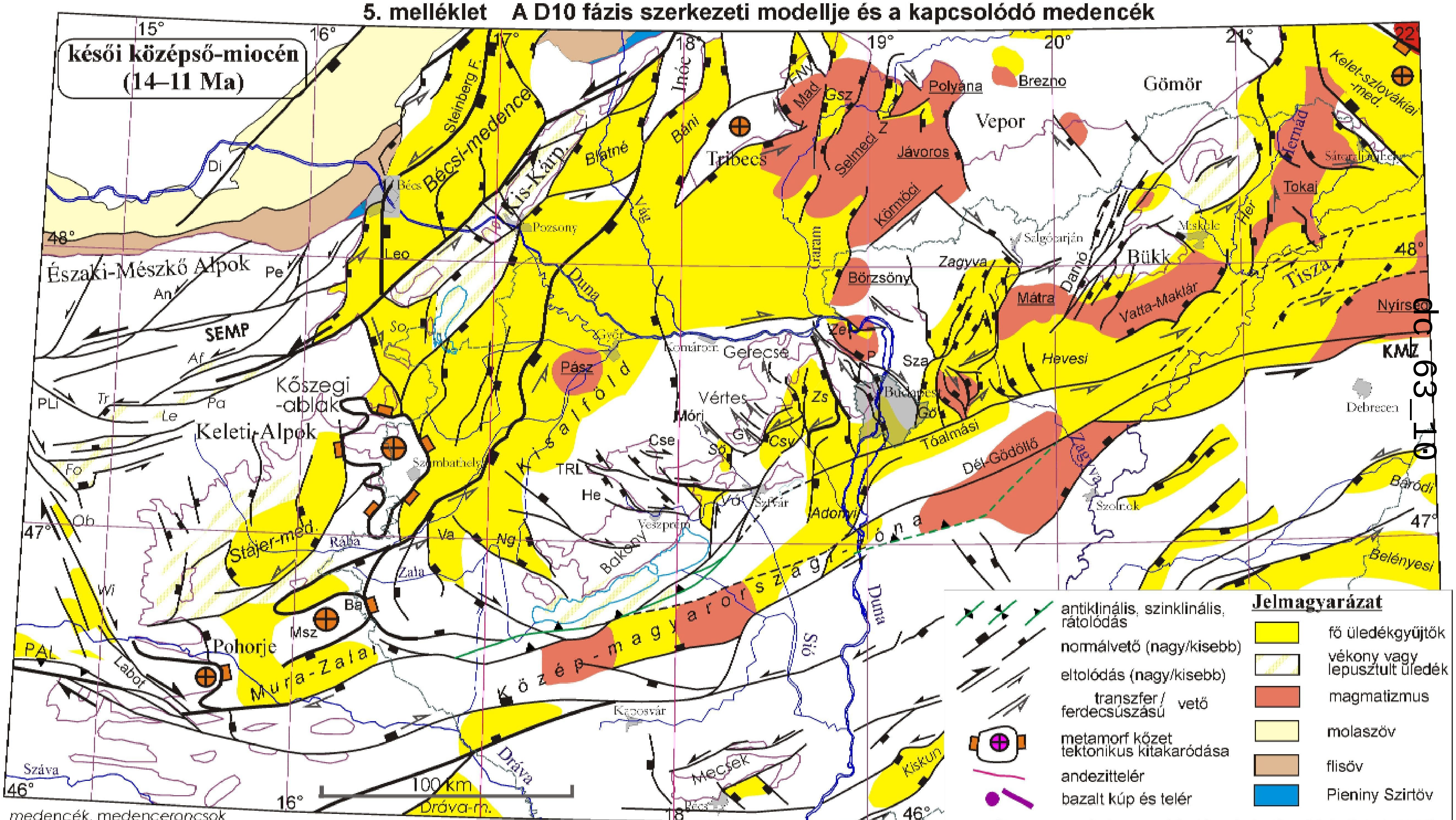
medencék, medenceroncsok

Af, D, Db, Fo, G, Gö, He, Hf, Le, Má, N, Ng, Ob, Pa,Po, Pol Se, So, T, Tr, Va,Vá,Wi, Z:
Aflenzi, Börgöndi, Dorogi, Dobmai, Gánti, Gödöllői, Herendi, Hieflaui, Leobeni, Mányi, Nagyegyházi, Nagygörbői, Obdachi, Parschlugi, Porvai, Polgárdi, Seckaui, Soproni, Tarjáni, Trofaiachi, Vasvári, Várpalotai, Wiesenaui, Zebegényi

vetők
An, Ba, He, Leo, P, PAL, Pe, PLi, TRL, Tó: Annabergi, Bajáni-lecsúszósík, Herendi, Leopoldsdorfi, Pilis, Periadriai, Pernitzi, Palten-Liesing,Telegdi-Roth, Tóalmási

egyéb
Msz, W Muraszombati-hát, Washberg-zóna

5. melléklet A D10 fázis szerkezeti modellje és a kapcsolódó medencék



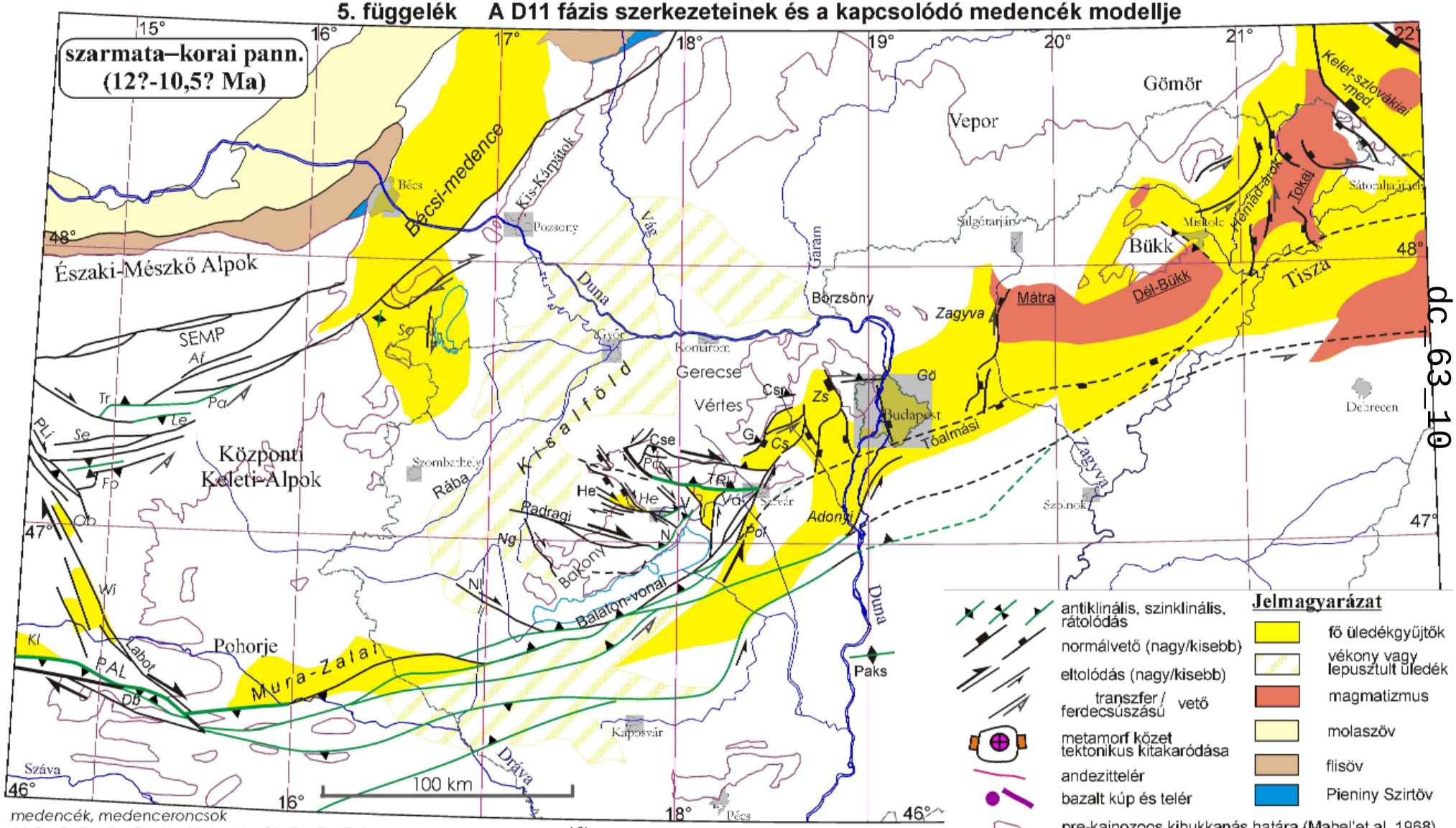
medencék, medenceroncsok
Af, Csv, FNy, Fo, Gö, Gsz, Her, Le, Ng, Ob, So, Sö, Tr, Va, Vá, Wi, Z, Ze, Zs:
Aflenzi, Csákvári, Felső-nyitrai, Fohnsdorfi, Gödöllői, Garamszentkereszti, Hernád-árok, Leobeni, Nagygörbői, Obdachi, Parschlugi, Soproni, Sörédi, Trofaiachi, Vasvári, Várpalotai, Wiesenaui, Zólyomi, Zebegényi, Zsámbéki

vetők
An, Ba, Cse, G, He, Leo, P, PAL, Pe, PLi, Sza, TRL:
Annabergi, Bajáni-lecsúszósík, Csesznek, Gánti, Herendi, Leopoldsdorfi, Pilis, Periadriai, Pernitzi, Palten-Liesing, Szadai, Telegdi-Roth

egyéb
Mad, Msz, Pász
Madaras, Muraszombati-hát, Pásztori vulkán

dc_63_10

5. függelék A D11 fázis szerkezeteinek és a kapcsolódó medencék modellje



dc_63_10

Jelmagyarázat

- antiklinális, szinklinális, rátolódás
- normálvető (nagy/kisebb)
- eltolódás (nagy/kisebb)
- transzfer / ferdecsúszású vető
- metamorf kőzet tektonikus kitakaródása
- andezittelér
- bazalt kúp és telér
- pre-kainozoos kibukkanás határa (Mahel'et al. 1968)
- fő üledékgyűjtők
- vékony vagy lepusztult üledék
- magmatizmus
- molaszöv
- flisöv
- Pieniny Szirtöv

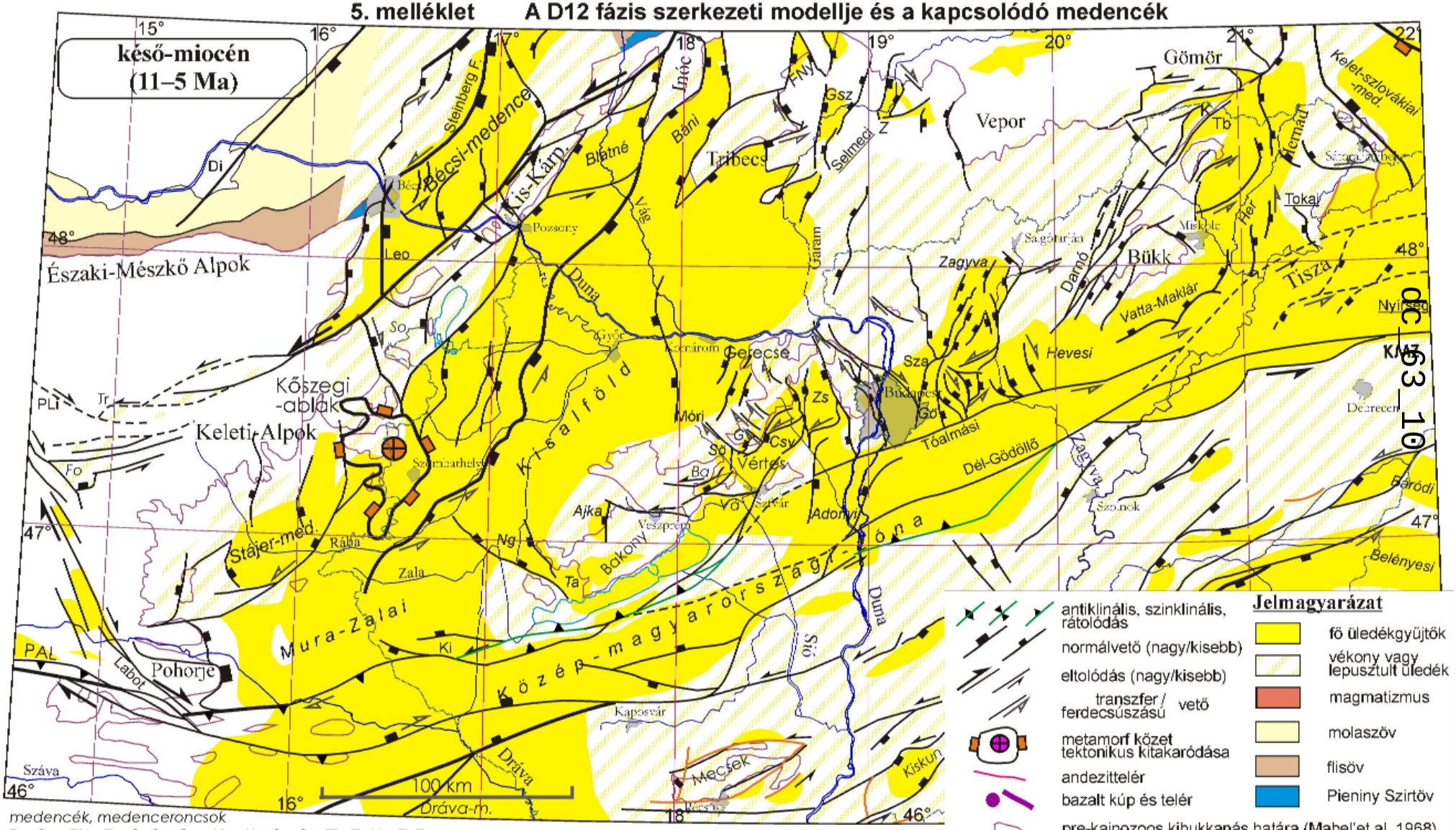
medencék, medenceroncsok

Af, Cs, D, Db, Fo, Gö, He, Kl, Le, Ng, Ob, Pa, Po, Pol
Se, So, Tr, Vá,Wi, Zs:
Aflenzi, Csákvári, Dorogi, Dobrnai, Fohnsdorfi, Gödöllői, Herendi, Klagenfurti, Leobeni, Nagygörbői, Obdachi, Parschlugi, Porvai, Polgárdi , Seckaui, Soproni, Trofaiachi, Várpalotai, Wiesenaui, Zsámbéki

vetők

An, Cse, Csr, He, N, PAL, Pe, PLi, TRL, V:
Annabergi, Csesznéki, Csordakúti, Herendi, Nagymezői-pikkely, Periadriai, Palten-Liesing, Telegdi-Roth, Veszprémi

5. melléklet A D12 fázis szerkezeti modellje és a kapcsolódó medencék



Jelmagyarázat

- antiklinális, szinklinális, rátolódás
- normálvető (nagy/kisebb)
- eltolódás (nagy/kisebb)
- transzfer / vető ferdecsúszású
- metamorf kőzet tektonikus kitakaródása
- andezittelér
- bazalt kúp és telér
- pre-kainozoos kibukkanás határa (Mahel'et al. 1968)
- fő üledékgyűjtők
- vékony vagy lepusztult üledék
- magmatizmus
- molaszöv
- flisöv
- Pieniny Szirtöv

medencék, medenceroncsok

Ba, Csv, FNy, Fo, G, Gö, Gsz, Her, Ng, So, Sö, Tb, Tr, Vá, Z, Zs:

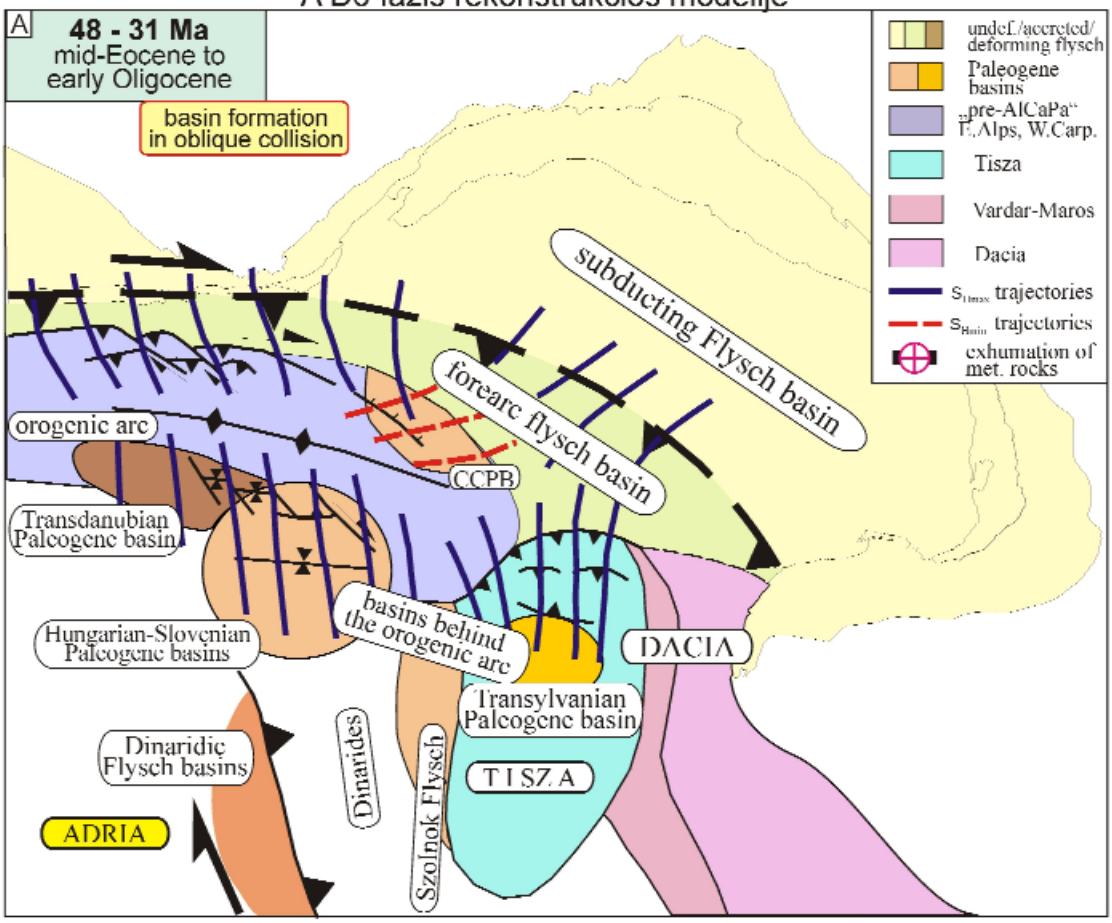
Bakonykúti, Csákvári, Felső-nyitrai, Fohnsdorfi, Gánti, Gödöllői, Garamszentkereszti, Hernád-árok, Komjáti, Nagygörbői, Soproni, Sörédi, Tornabarakonyi, Trofaiachi,Várpalotai, Zólyomi, Zsámbéki

vetők

Ki, Leo, P, PAL, Pe, PLi, Sza, Kilimáni-hát, Leopoldsdorfi, Pilis, Periadriai, Palten-Liesing,Szadai,

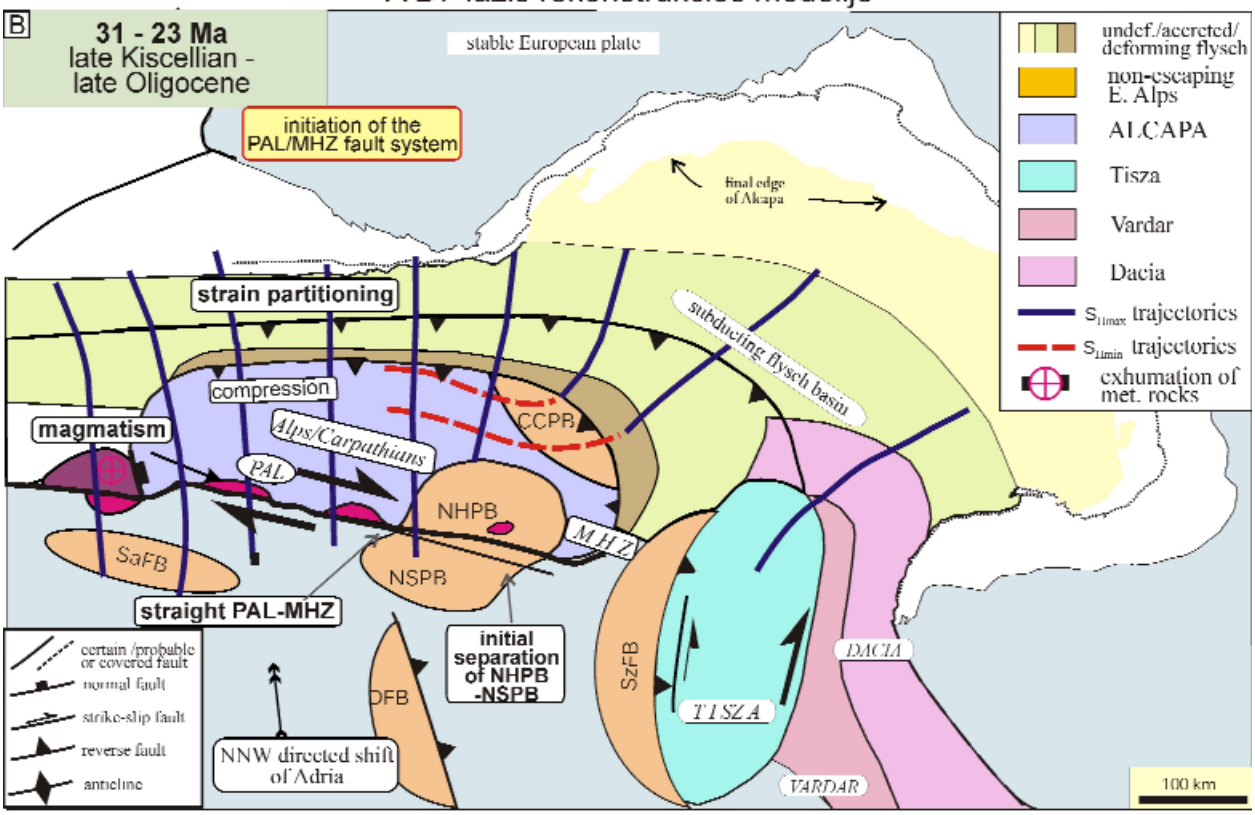
dc_63_10

A D6 fázis rekonstrukciós modellje



Basins: CCPB, NHPB, SzFB, NSPB, SaFB:
Central Carpathian Paleogene Basin, Dinaridic foreland Basin, North Hungarian Paleogene Basin, Szolnok Flysch Belt, North Slovenian Paleogene Basin, South Alpine Foreland Basin
Faults: MHZ, PAL, SEMP: Mid-Hungarian Shear Zone, Periadriatic Line, Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg fault system

A D7 fázis rekonstrukciós modellje

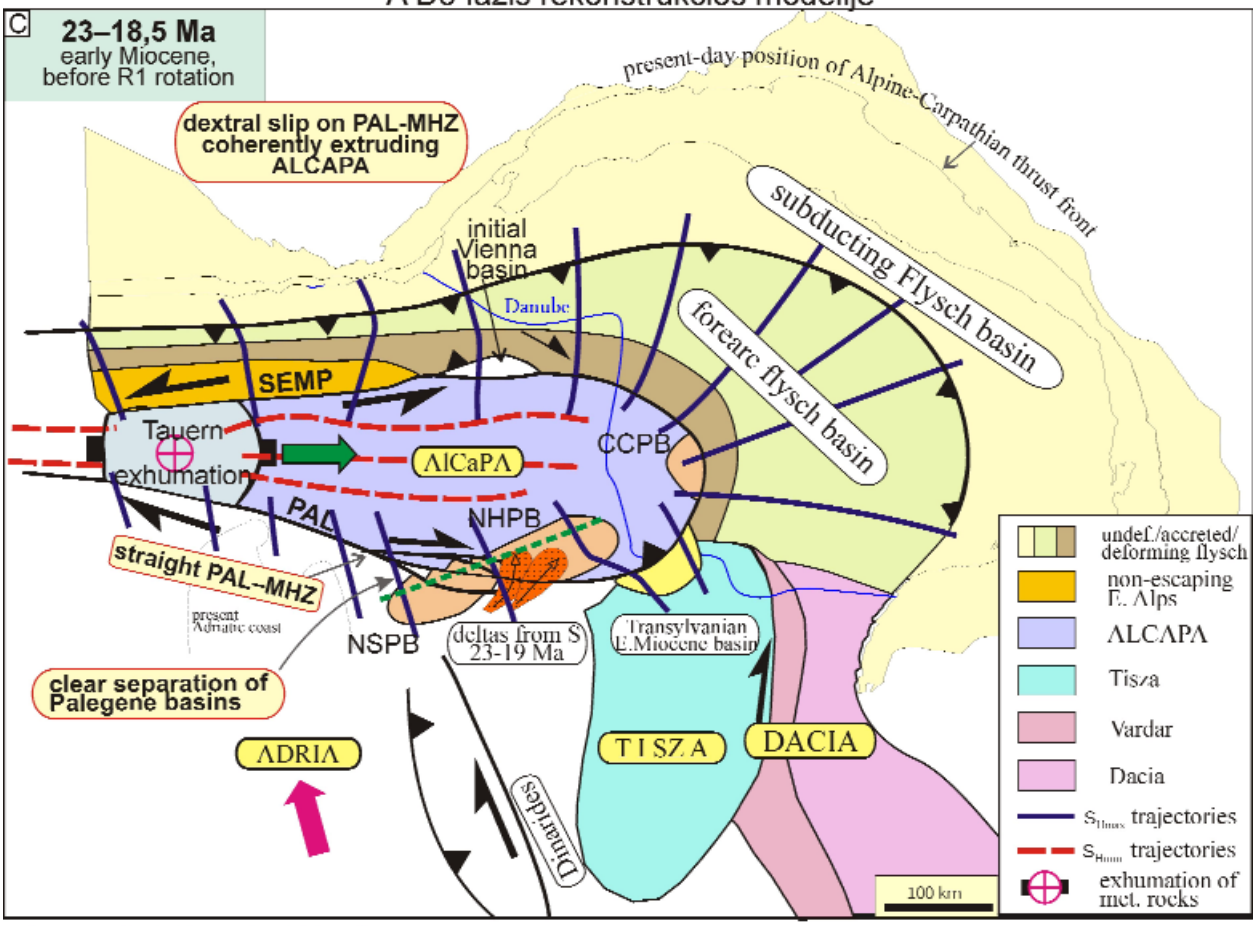


Basins: CCPB, NHPB, SzFB, NSPB, SaFB:
Central Carpathian Paleogene Basin, Dinaridic foreland Basin, North Hungarian Paleogene Basin, Szolnok Flysch Belt, North Slovenian Paleogene Basin, South Alpine Foreland Basin

6. függellék

dc_63_10

A D8 fázis rekonstrukciós modellje



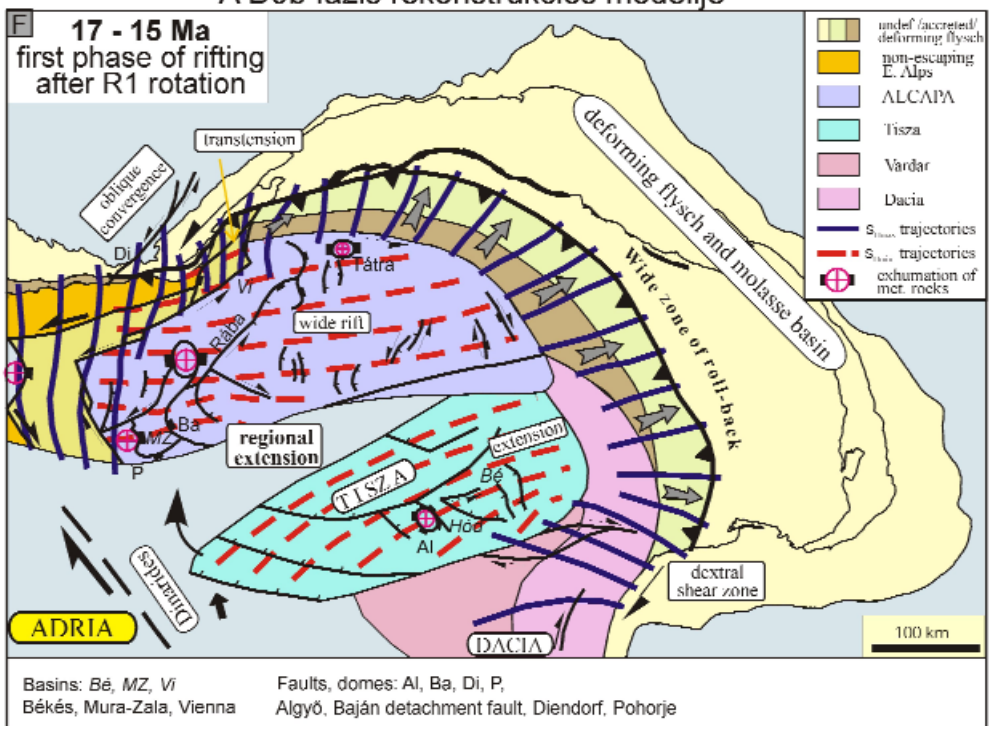
Basins: CCPB, NHPB, SzFB, NSPB, SaFB:

Central Carpathian Paleogene Basin, Dinaridic foreland Basin, North Hungarian Paleogene Basin, Szolnok Flysch Belt, North Slovenian Paleogene Basin, South Alpine Foreland Basin

Faults: MHZ, PAL, SEMP: Mid-Hungarian Shear Zone, Periadriatic Line, Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg fault system

6. függellék

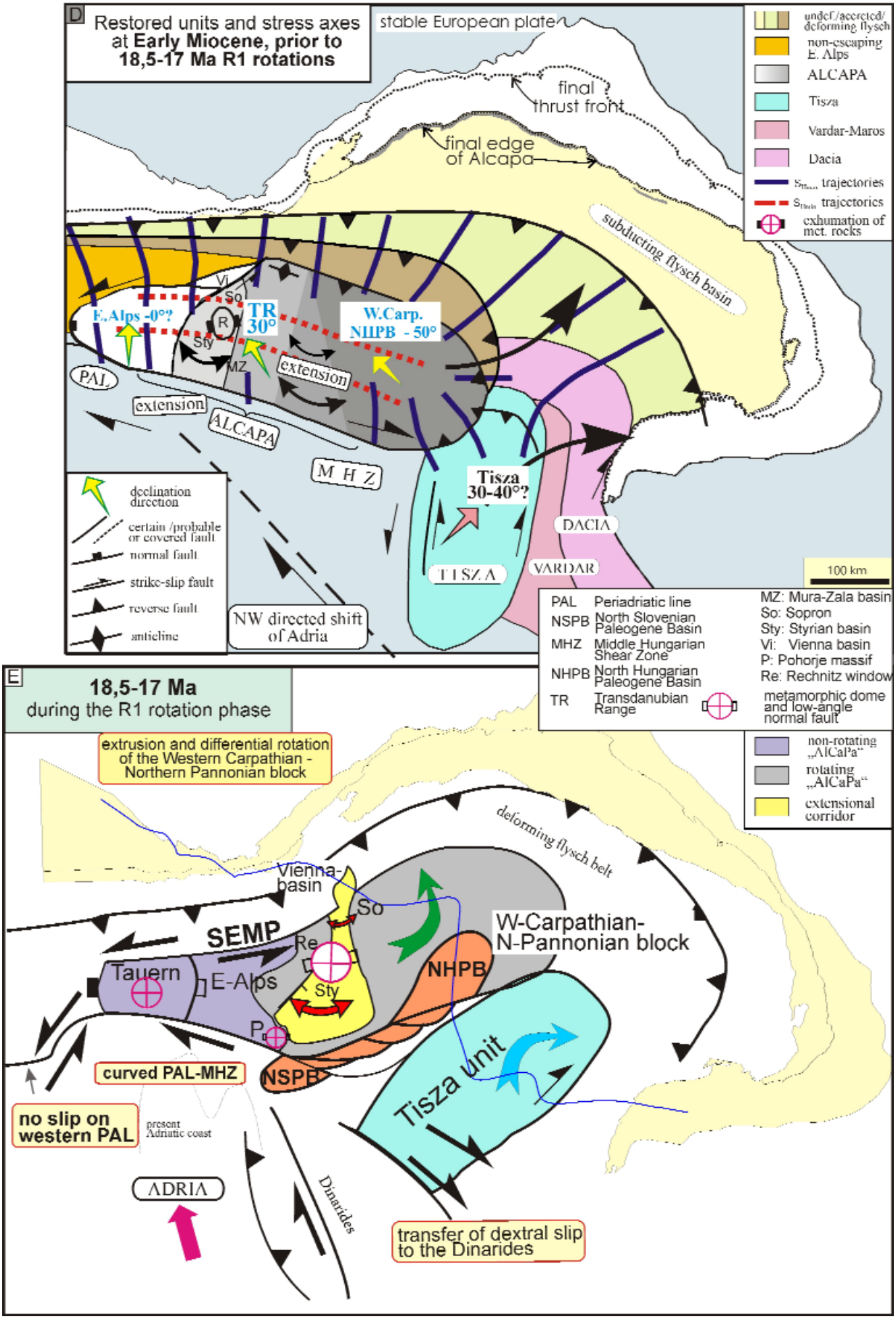
A D9b fázis rekonstrukciós modellje



Basins: *Bé, MZ, Vi*
Békés, Mura-Zala, Vienna

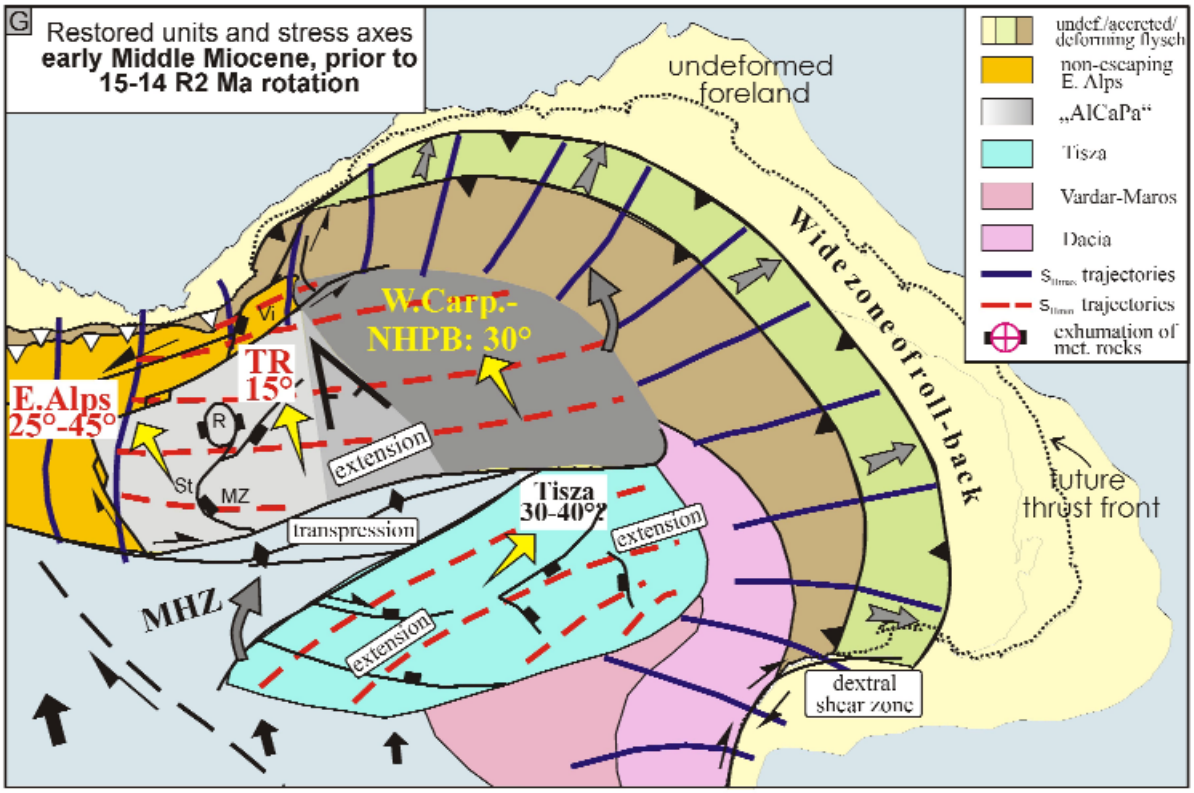
Faults, domes: Al, Ba, Di, P,
Algyő, Baján detachment fault, Diendorf, Pohorje

Az ORC fokozás rekonstrukciós modellje

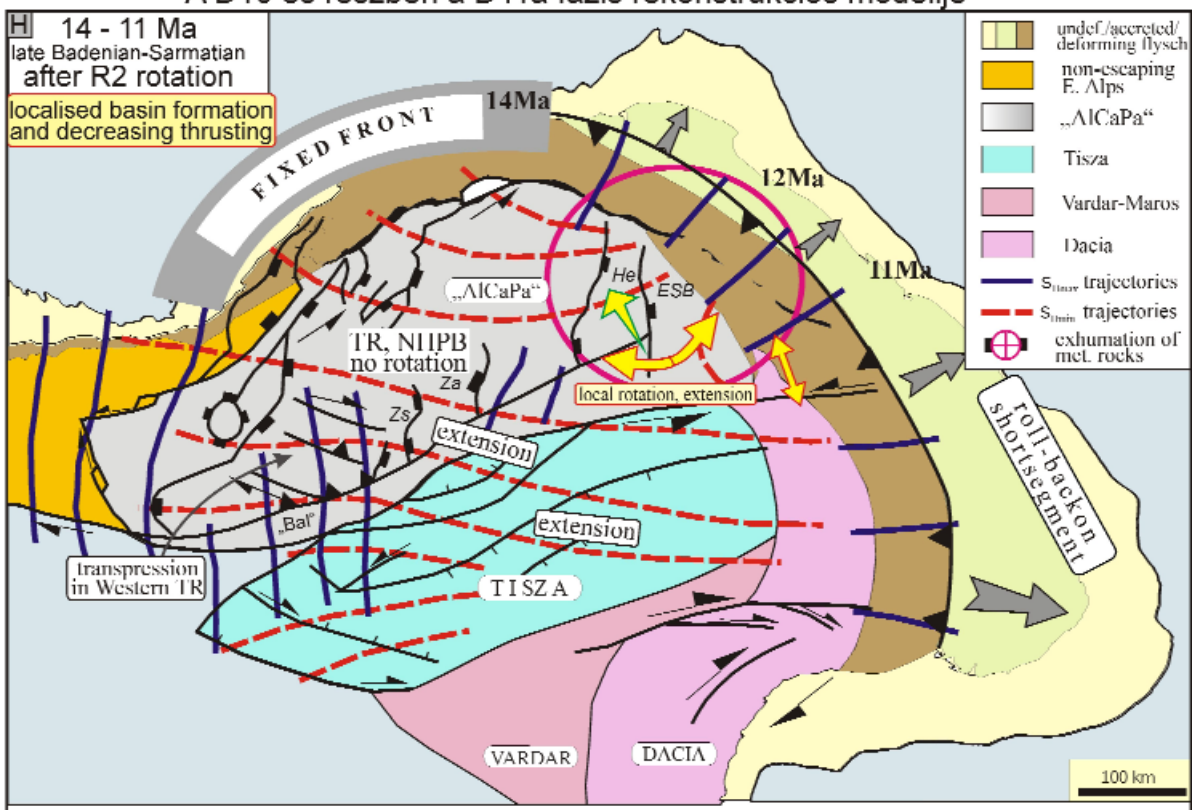


6. függelék

Az R2 forgás rekonstrukciós modellje



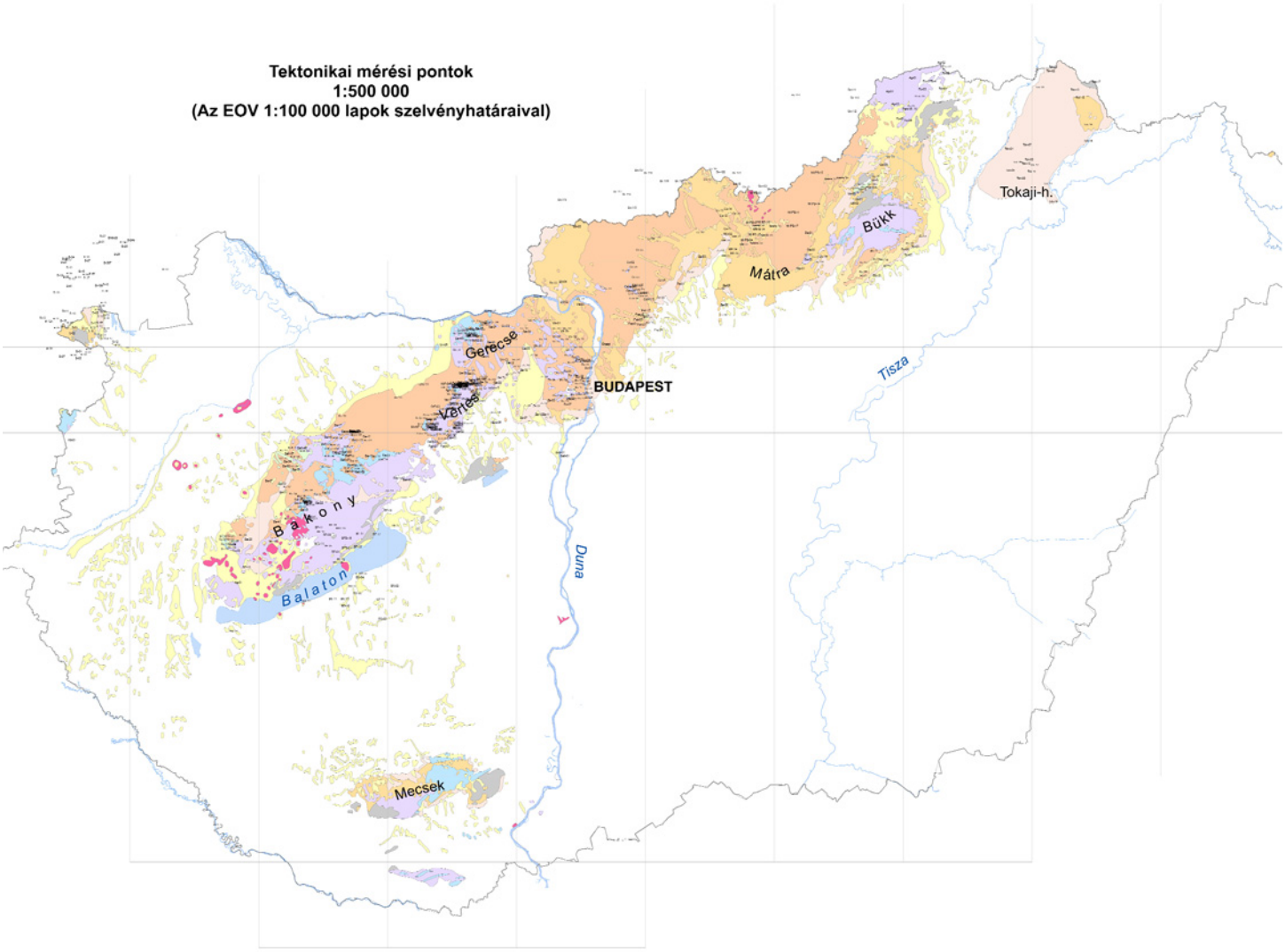
A D10 és részben a D11a fázis rekonstrukciós modellje



„Bal", *ESB, He, Za, Zs*

Balaton line and parallel lines (Balla 1999),
East Slovak Basin, Hernád trough, Zagyva trough, Zsámbék basin

dc_63_10


Tektonikai mérési pontok
1:500 000
(Az EOV 1:100 000 lapok szelvényhatáraival)
Tokaji-h.
Bükk
Mátra
Gerecse
Vértes
BUDAPEST
Tisza
Bakony
Balaton
Duna
Mecsek