

**A Dunántúli-középhegység és környezetének mozgástörténete 160 és 50 millió év között: integrált paleomágneses, tektonikai, üledékképződési-és földrajzi kutatás**

Zárójelentés az OTKA K049616 sz. kutatásokról

Máton Emő, Haas János, Fodor László

Az alpi lemeztektonikai ciklus kezdetén, a késő-permben, a Dunántúli-középhegységi egység (DKH) az Afrikai lemez északi részén elhelyezkedő Adriai (Apuliai) lemezrészhez tartozott, amely a Paleotethys-óceán permének része volt. Az ősföldrajzi elemzések szerint a DKH a Déli-Alpok és a Felső Ausztroalpi takarórendszer régiói között helyezkedhetett el. Ez helyzet és következésképpen az ősföldrajzi kapcsolatok nem változtak lényegesen a triász idején sem, amikor a Neotethys felnyílása megindult. A jura idején az Atlanti-óceán középső medencéjének kialakulásával kapcsolatban megkezdődött a Pennini-óceánág felnyílása, ami a Déli-Alpok, a DKH és az Ausztroalpi szegmensek Európáról való leválását eredményezte, de e szegmensek egymáshoz viszonyított helyzete nem változott lényegesen. A Tethys óceán-rendszer bonyolult fejlődéstörténetének következményeként a kréta időszakban a Dunántúli-középhegységi egység szerkezetfejlődésében fontos változások mentek végbe. Ezek jól tükröződnek az üledékképződésben is, amelyeket részben korábbi, részben a jelen projekthez kapcsolódó vizsgálatokból az alábbiakban foglalhatunk össze.

A késő-jura végére a DKH DNy-i részén kialakult pelágikus mély medencében tipikus dél-alpi Biancone fáciesű rétegsorok keletkeztek (Bakonyi-medence), míg a DKH ÉK-i részén kondenzált, sekélyebb, de pelágikus rétegsorok jöttek létre. A DKH DNy-i és középső részén a helyzet lényegében a kora-krétában is változatlan maradt. ÉK-i részén azonban a Neotethys óceánág bezáródását követően, az óceáni aljzat obdukciója miatt lényeges változás állt be az üledékképződés jellegében: sziliciklasztos üledékképződés (a gerecei törmelékes összlet) indult el, amelyben az ofiolit eredetű törmelék aránya számottevő (Császár és Árgyelán, 1994).

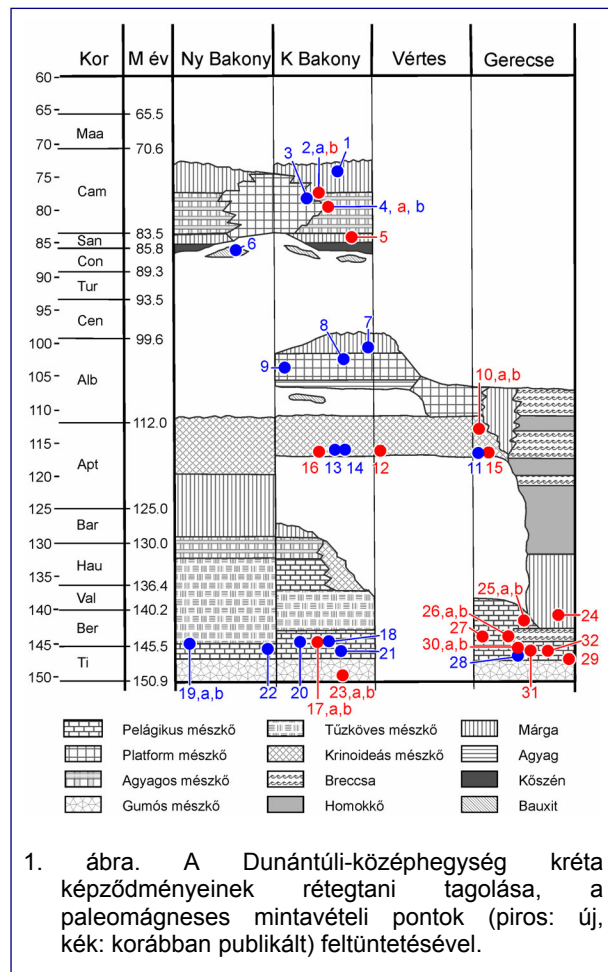
A barrémi idején a DKH DNy-i részén, a Bakonyi medencében is jelentőssé vált a sziliciklaszt felhalmozódás és folyamatos volt a tengeri üledékképződés legalább az apti végéig, sekélyesedő tendenciával. A késő-aptiban a DKH jelentős

részén krinoideás mészkő képződött, amely számos helyen jelentős mennyiségű triász-barrémi korú mészkő-extraklasztot is tartalmaz, intenzív tektonikai mozgásokat jelezve az üledékgyűjtőhöz közeli lepusztulási területen. Az apti krinoideás mészkő a Bakonyban együtt gyűrődött az alatta lévő jura–alsó-kréta rétegsorral.

A Gerecse Ny-i részén a tengeri üledékképződés az albaiig folyamatosnak tekinthető. A Gerecsei-medence és a DNy Bakonyi-medence között azonban a barrémiban a tengeri rétegsor megszakadt és a késő-aptiban a Tatai Mészkővel indult meg ismét jelentős eróziós diszkordanciával. A Nyugati-Gerecsében a Tatai Mészkőre lényegében folyamatosan települ a medence fáciesű albai rétegsor. Nyugat felé viszont üledékhézag van, a szárazra kerülés és szárazföldi lepusztulás egyértelmű nyomaival és bauxit-felhalmozódással. Az albai-cenomán idején transzgressziós–regressziós ciklus zajlott le, mélyülő és egyre pelagikusabbá váló tengeri környezetekben lerakódó üledékekkel, majd kiemelkedéssel (Császár, 2002).

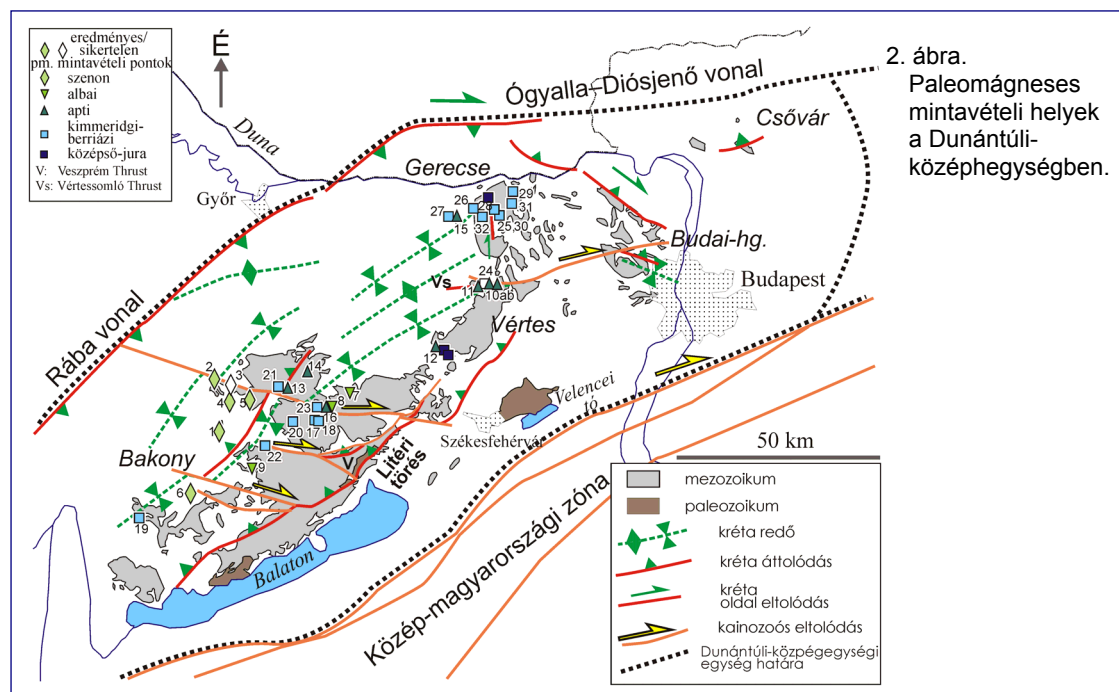
Az albai és a santoni közötti szárazulati szakaszban intenzív lepusztulás folyt. A tektonikusan meghatározott lepusztulás során tagolt morfológia alakult ki, kiemelt háta, közöttük mélyebb övezetek keletkeztek. A senon ciklus üledékképződése elég pontosan kirajzolja az egykori morfológiai viszonyokat, hiszen a santoni folyóvízi, lápi fáciesek csak a mélyebb zónákban alakultak ki, míg a magaslatokon a szedimentáció rudistás platformkarbonáttal kezdődik. A Bakonyban a kiemelt háta és a köztük lévő depressziók csapása nagyjából párhuzamos a DKH szerkezeti csapásával, a központi szinlkinális tengelyével (Haas, 1979, 1999). Az albaihoz sok tekintetben hasonló senon üledékciklust is kiemelkedés, szárazra kerülés és lepusztulás zárta.

A fentiek alapján az a következtetés vonható le, hogy a DKH-nak a kora-kréta késői szakaszáig volt szoros kapcsolata a Déli-Alpok régiójával, azaz az Adriai lemeztöredékkel. Ez a kapcsolat a kora-albai tektonikai eseményt követően teljesen megszűnt. Míg a Déli-Alpok régiójában a kora-krétában végig mélytengeri pelágikus Biancone fáciesű üledékképződés folyt, amit a késő-krétában a Scaglia Rossa típusú ugyancsak mélytengeri pelágikus fácies képződése követett, addig a DKH területén a Biancone fáciesű üledékképződés csak a hauteriviig tartott, ezt sekélyesedés, tektonikai deformáció majd az albai kezdetén szárazra kerülés követte, tehát a szerkezetfejlődés és ezzel szoros összefüggésben az üledékképződés jellege alapvetően megváltozott.



A DKH egyes részeinek krétában eltérő fejlődés menetét az 1. ábra szemlélteti. Érdekes azonban arra is figyelniük, hogy egyes részterületeken belül is jelentős különbségek vannak. Ennek egyik, projektünk keretében részletesen vizsgált esete a Lókúti-dombon (2. ábra, 17. mintavételi hely) és Olaszfalu, Eperkés-hegyen (2. ábra, 23. mintavételi hely) feltárt felső-jura–alsó-kréta szelvények eltérő fejlődésmenete. Előbbiben paleontológiai és magnetosztratigráfiai módszerekkel is dokumentáltuk a folyamatosságot (Grabowski et al, benyújtva). Ezzel szemben a tőle néhány km-re található eperkés-

hegyi szelvényben paleomágneses módszerrel bizonyítottuk, hogy felső-triász és legalsó jurá kőzetek megabreccsaként fordulnak elő a legfelső jurá rétegekben (Convert et al. 2006). Bár a megabreccsa-képződés elvileg különböző szerkezeti modellekkel értelmezhető, a rendelkezésre álló egyéb adatok is tenziós tektonikai rezsimet valószínűsítene, nem kompressziózt, amint azt Palotai és szerzőtársai (2006) javasolták.



A DKH tithon-kréta korú kőzetein megfigyelt, a regionális tektonikai folyamatok szempontjából fontos paleomágneses mérések bemutatása előtt célszerűnek látszik azon vizsgálatssorozatok eredményeinek bemutatása, amelyeket az Adriai lemeztöredék (mikrolemez) két eltérő fáciesű területén e project keretében végeztünk (Isztria - karbonátplatform, Adige háromszög - pelágikus medence). Külföldi kutatókkal együttműködve (a mintavételt jórészt TÉT projektek finanszírozták) olyan látszólagos pólusvándorlási (APW) görbét határoztunk meg paleomágneses mérések segítségével, amelyek referenciaként szolgálnak a DKH lemeztektónikai léptékű mozgásainak helyes értelmezéséhez. Ilyen referenciagörbe korábban nem létezett, és a távolabbi referenciát jelentő Afrikai lemez mozgásait is csak szintetikus APW írta le (pl. legújabbán Besse and Courtillot, 2003, az összes kontinens adatait lemeztektónikai rekonstrukció után átlagolva és csúszó átlagot képezve 10 millió éves idő ablakokban, minden 5 millió évre számítottak paleomágneses pólusokat, többek között Afrikára is).

Isztria karbonát platformjának késő-jura (tithon) – kréta fejlődés történetében három fontos eseményt kell megemlítenünk. Az első a platform szárazulattá válása a 120–105 millió év közötti időszakban, az üledékgyűjtő átmeneti mélyülése 93–91 millió év között és a terület kiemelkedése kb. 87 millió évvel ezelőtt. Utóbbinál fiatalabb kréta üledékes kőzetek nem ismertek Isztrián. Azok a paleomágneses minták, amelyeket horvát szedimentológus és paleontológus szakemberek közreműködésével gyűjtöttünk az elmúlt években, jól reprezentálják az Isztrián feltárt tithon–kréta sorozatot. A remanens mágnesezettség rendkívüli gyengesége (kisebb részben utólagos átmágneseződése) miatt azonban a 125 millió évvel ezelőtt (késő-apti) történt kiemelkedésnél idősebb sikeres mintavételi helyek kis száma miatt a tithon–kora-apti időszakra részletes APW-t nem lehetett meghatározni. Ennek ellenére a paleomágneses irányok egyértelműen mutatják, hogy Isztria karbonátplatformját a vizsgált időszakban éppen a 120–105 millió év között olyan tektonika hatás érte, amely a terület drámai sebességű kb. 30°-os óramutató járásával ellentétes elfordulását és egyúttal a terület időleges kiemelkedését eredményezte (Márton et al., 2008). A késő-albaiban azonban ismét víz alá került a platform. A kiemelkedést követő időszakra vonatkozólag nemcsak a stabil platformról, hanem annak deformált pereméről származó kőzeteken is végeztünk paleomágneses méréseket, amelyek eredményei tökéletesen illeszkednek Isztria hasonló korú paleomágneses irányaihoz (Márton and Moro, benyújtva).

Az Adige háromszög a Déli-Alpok gyengén deformált előterét képviseli, ahol a pelágikus üledékek sorozatában hiány jelentkezik, amely helyről-helyre különböző időtartamot képvisel. Maximális időtartama 118–108 millió év között 10, minimális időtartama 115-111 millió év között 4 millió év. Az üledékhiány tengeralatti erózióknak tulajdonítható. Az eróziós hiánynál idősebb és fiatalabb kőzetek deklinációjában szintén drámai a változás, amely a terület kb. 30°-os óramutató járásával ellentétes elfordulását jelzi az üledékhiánnyal jellemzett időszakban (Márton et al., előkészületben). Figyelemreméltó, hogy Isztria és az Adige háromszög hasonló korú kőzetein mért deklinációk között nincs különbség. Ez azt jelenti, hogy a két terület hasonló korú paleomágneses irányait kombinálva egy részletes APW-t határozhattunk meg az Adriai mikrolemezre (Márton et al., előkészületben), hiszen a paleomágneses eredmények azt mutatják, hogy a két terület a tithon óta merev kapcsolatban van. Az így definiált APW karakterében lényegesen különbözik a tithon–kréta időszakra számított szintetikus afrikai APW-től. Utóbbi, amelynek karakterében azonosnak kellene lennie az Adriai mikrolemez hasonló korú APW-jével, folyamatos rotációra enged következtetni, amely összességében kb. 30°-os óramutató járásával ellentétes rotációt eredményezett a kréta folyamán. Ezzel szemben az Adriai mikrolemezre a jelen project folyamán nyert paleomágneses meghatározásaink azt jelzik, hogy szinte a teljes rotáció lényegében egyetlen, viszonylag gyorsan végbement tektonikai eseményhez kapcsolható, amely a rétegoszlopokban hiatust idézett elő.

A DKH-ből korábbi vizsgálatok (Márton and Márton, 1983) eredményeként jó minőségű paleomágneses irányokkal rendelkezünk (1. ábra, késsel jelölt mintavételi helyek). Ezt az adatbázist a jelen project eredményeként jelentősen megnöveltük (1. ábra, piros pontok), ami különösen akkor szembetűnő, ha figyelembe vesszük azt, hogy a legtöbb helyen olyan szelvényeket vizsgáltunk, amelyek hosszabb időszakot képviselnek. Ilyenek azok a mintavételi helyek, amelyek száma mellett a és b szerepel. Ilyen esetekben a szelvény idősebb (pl. tithon) és fiatalabb (pl. berriasi) szakaszára külön-külön számítottunk paleomágneses középírányt. Összességében tehát 21 különböző korú új mintavételi helyet mintáztunk meg és 200-nál több, terepen függetlenül tájolt fúrómagon végeztünk laboratóriumi méréseket.

A késő-kréta képződményeket illetően a Tevel-hegyen, Döbrönte, Bakonyjákó és Tapolcafő környékén számos korábban létező feltárást próbáltunk megtalálni és elhagyott kőfejtőket kerestünk fel. A meglátogatott helyek egy részén megszűnt a

feltárás, másutt alkalmatlannak látszott az anyag paleomágneses irány meghatározására. Végül három helyen mintáztunk, amelyek közül mindössze Tapolcafő elhagyott kőfejtőjében találtunk néhány olyan réteget, amelyek eredményt adtak. Viszont Iharkúton, a bauxit fedőjében feltárt santoni korú aleurolit kitűnő paleomágneses irányt szolgáltatott. Ezzel és Tapolcafő új paleomágneses eredményével jelentősen megjavult a késő-krétában a DKH-et jellemző paleomágneses irány, és nemcsak statisztikus szempontból. Figyelemre méltó az a közettani változatosság, amelyre a korábbi és az új adatok támaszkodnak, nevezetesen szürke aleurolit (5 – Iharkút), bauxit és vörös fedő márgája (6 – Halimba), szürke márga (1 – Magyarpolány) és agyagos mészkő (2 – Tapolcafő, 4 – Bakonyjákó). A különböző kőzetek ugyanis egy esetleges átmágnesező hatásra nem egyformán reagálnának, így a mintavételi helyekre meghatározott paleomágneses irányok jelentősen különböznenek a rétegek vízszintesre álltása után. Ennek azonban éppen az ellenkezőjét látjuk, hiszen tektonikai korrekcióra javulnak a statisztikus paraméterek (1. táblázat).

	N	D°	I°	k	$\alpha_{95}^{\circ}$	D <sub>C</sub> °	I <sub>C</sub> °	k	$\alpha_{95}^{\circ}$
Bakony <i>titon–berriázi</i>	10	278	+38	3	36	270	+41	40	8
Gerecse <i>titon–berriázi</i>	3	277	+45	8	46	272	+46	147	10
Gerecse * <i>titon–berriázi</i>	6	300	+57	199	5	321	+54	65	8
Gerecse ** <i>titon–berriázi</i>	3	333	+62	331	7	348	+49	323	7
Dunántúli-khg. <i>apti</i>	5	279	+38	50	11	279	+46	105	7
Dunántúli-khg. <i>albai</i>	3	296	+44	17	30	300	+38	71	15
Bakony <i>felső-kréta</i>	6	315	+60	41	11	312	+54	66	8
Dunántúli-khg. <i>albai – felső-kréta</i>	9	307	+55	23	11	307	+49	40	8

1. táblázat. Paleomágneses középirányok korcsoportonként a Dunántúli-középhegységre.

Jelmagyarázat: N: mintavételi helyek száma; D°, I° / D<sub>C</sub>°, I<sub>C</sub>°: deklináció és inklináció földrajzi / sztratigráfiai rendszerben; k: pontossági paraméter;  $\alpha_{95}^{\circ}$ : konfidencia kör sugara (Fisher, 1953); \* idősebb, \*\* fiatalabb utólagos mágnesezettség.

Megfelelő új feltárások hiánya miatt az albai adatbázis továbbra is három elemből áll. Szerencsére az albai emeletre számított paleomágneses középirány

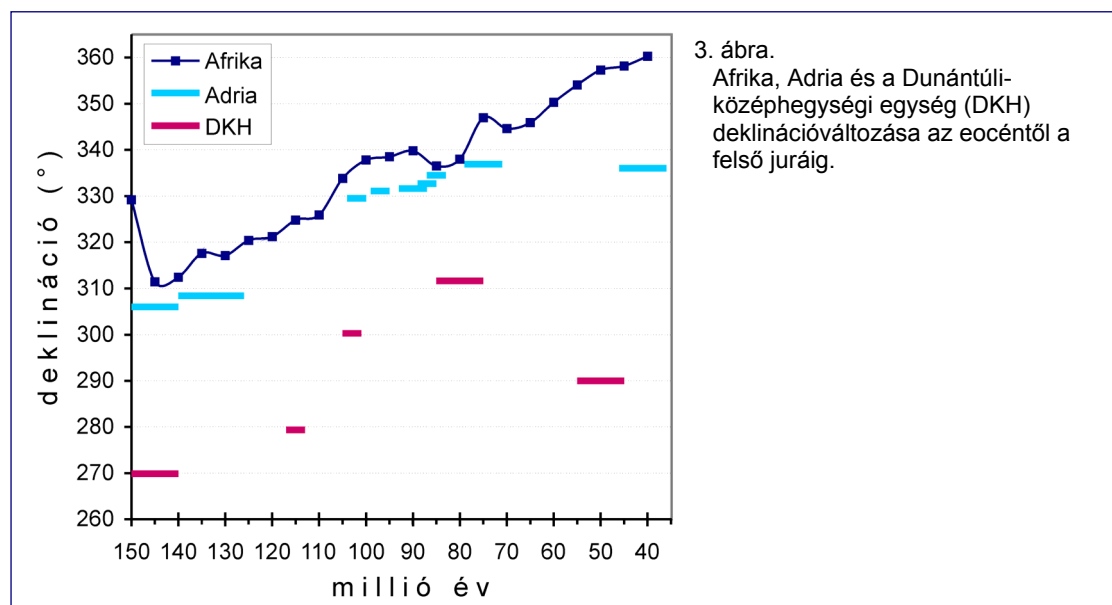
statisztikus paraméterei, a késő-kréta csoportéhoz hasonlóan, lényegesen javulnak tektonikai korrekcióra (1. táblázat), így a mágnesezettség korát egyidősnek tekinthetjük a sztratigráfiai korral.

Jelentősen javultak viszont az apti emeletre vonatkozó paleomágneses ismereteink, mert a korábbi három sikeres mintavételi helyhez újabb öt csatlakozik. Apti adataink a K-i Bakonyt, a Vértest és a Gerecsét képviselik (1. ábra). Ezek közül öt (11-14 és 16) lényegesen nagyobb nyugati rotációt jeleznek (ezek mágnesezettsége gyűrődésnél idősebb, 1. táblázat), mint a maradék három. Ennek az eltérésnek valószínűleg helyi tektonikai magyarázata van (ld. alább, a tektonikai eredmények tárgyalásánál).

Legidősebb mintáink súlypontilag a tithon–berriasi (kb. 151 és 140 millió év között) időszakot képviselik, úgy, hogy a mintavételi helyek közül tíz a Bakonyban nyolc a Gerecsében található. A korábbi adatokban ez az arány 6:1 volt. A most rendelkezésre álló nagyszámú független paleomágneses irány lehetővé és indokoltá teszi azt, hogy a Bakony és a Gerecse adatait külön-külön értékeljük ki. A Bakony tithon–berriasi paleomágneses irányainak csoportosulása szignifikánsan javul a rétegek vízszintesre állítása után, így azok mágnesezettségének felvétele a sztratigráfiai korhoz köthető. A Gerecsében más a helyzet. Itt három olyan paleomágneses iránycsoportot különböztethetünk meg, amelyek közül az elsőbe három mintacsoport tartozik (28 – Tardos, Szél-hegy É, 29 – Tölgyhíti kőfejtő, 32 – Agostyán, Gorba). Erre a csoportra jellemző az irányszórás lényeges javulása tektonikai korrekcióra és a Bakony tithon–berriasi irányával szinte tökéletes egybeesés (1. táblázat). A másik két csoport mágnesezettsége a gyűrődésnél fiatalabb. Ezek a csoportok egykomponensű utólagos mágnesezettségként megjelenő (teljes átmágneseződés) adatok mellett „overprint” mágnesezettségeket (viszonylag lágy vagy kis blokkolási hőmérsékletű komponens) is tartalmaznak, amelyek egy lemágnesezésnek jobban ellenálló remanens mágnesezettségtől világosan elkülönülnek. Figyelemreméltó, hogy az utólagos mágnesezettségek mindkét csoportja nyugati rotációt jelez, tehát a DKH kora-pannonnál biztosan fiatalabb utolsó rotációját (Márton és Fodor, 2003) megelőzően keletkezett.

Fenti eredmények arra engednek következtetni, hogy a DKH a kréta folyamán jelentős óramutató járásával ellentétes rotációt szenvedett. A rotáció azonban nem volt olyan egyenletes, ahogyan az Afrikára meghatározott szintetikus APW-ből következne, hanem nagyrészt 110 millió év körül (kora-albai) ment végbe. Ez az

esemény világosan látszik Isztria és az Adige háromszög paleomágneses deklinációjában is (3. ábra). Ráadásul az üledékképződés jellege éppen a koraibaiban változott meg a DKH-ben olyan drámai módon, hogy ezt az eseményt az Adriai mikrolemeztől történt elszakadásként lehetett értelmezni (lásd korábban). A paleomágneses deklinációk menete azonban inkább arra utal, hogy átrendeződés történt ugyan, de a DKH még a coniaci–campani folyamán is együtt (vagy legalább koordináltan) mozgott az Adriai mikrolemezzel. Utána viszont önálló életet kezdett, mert a maastrichti–kora-eocén intervallumban kb.  $40^\circ$ -ot kellett óramutató járásával egyirányban elfordulnia (ez a középső-eocén paleomágneses deklinációknak a coniaci–campani deklinációknál nagyobb nyugati eltéréséből (Márton és Fodor, 2003) következik. A középső-eocén után a DKH óramutató járásával ellentétesen rotált, több fázisban (Márton és Fodor, 2003). Ezen rotációk összesen  $70^\circ$  nyugati deklináció eltérést okoztak a campaninál fiatalabb és késő-eocénnél idősebb képződményeken. Ennek a hatása jelentkezik abban, hogy a DKH tithon–campani deklinációi rendre nagyobb nyugati elfordulást jeleznek, mint az Adriai-lemez deklinációi (3. ábra).



A DKH campani és késő-eocén között végbement óramutató járásával egy irányú forgásával kapcsolatban érdemes megemlíteni, hogy hasonló rotáció nem látszik az Adriai mikrolemez paleomágneses képében (3. ábra). Ugyanakkor méréseink szerint a Közép-magyarországi zónához tartozó Medvednica késő-krétája kb.  $110^\circ$ -os, ugyancsak óramutató járásával egy irányú elfordulást jelez (Tomljenović et al., 2008).



A paleomágneses mérések mellett új terepi szerkezetföldtani méréseket végeztünk. Az új mérések mellett kiértékeljük korábbi, saját mérési adatokat valamint Kiss A., Bergerat, F., Bada G. és az ELTE földtani térképezési gyakorlatán 1992-1995 között részt vevő hallgatók méréseit. Néhány pontban publikált adatokat is felhasználtunk.

A szerkezetelemzés legfontosabb módszere a feszültségmező számítása volt. Ennek módszereit korábban kidolgoztuk és több tanulmányban felhasználtuk (pl. Fodor et al. 1999). A szerkezetelemzésben fontos támasz volt az, hogy a kutatásunkkal párhuzamosan a Vértesben földtani térképezés is folyt és ennek eredményei (Budai et al. 2008) beépülhettek szerkezeti elemzésünkbe. Ez azért fontos, mert a feltárás-méretű szerkezetek olyan deformációt is jelezhetnek, melynek nincs térképi méretű megjelenése, illetve a térképi méretű szerkezetekhez feszültségmező becsülhető, még ha vetőkarcot keveset is tudunk megfigyelni. A térképezett szerkezetek tehát a feltárás-méretű szerkezeti mérések „ellenőrzésére”, „igazolására” és kiegészítésére is szolgálnak.

Korábbi kutatásaink tapasztalataira alapozva a paleomágneses és szerkezeti adatok kombinációjára törekedtünk. Ennek lényegét korábbi munkáinkban (Márton és Fodor, 1995, 2003) fektettük le: a függőleges tengelyű forgásoknak látszódnuk kell a feszültségmezőben, vagyis a kőzetblokkok forgása a feszültségtengelyek látszólagos forgását okozza.

A paleomágneses és szerkezeti adatok összevetését két szinten valósítottuk meg. Egyrészt, törekedtünk arra, hogy a paleomágneses mérések helyein szerkezeti méréseket is végezzünk. Másrészt, éppen korábbi tapasztalataink alapján tudjuk, hogy egy kisebb terület (pl. Bakony, Vértes) szerkezetfejlődése általában hasonló, így a helyi szerkezeti és paleomágneses adatok átlagai (középértékei) is összevethetők.

Amint erre számítani lehetett, a feltárás-szintű összevetést nem tudtuk maradéktalanul megvalósítani, mert nem minden korábban paleomágnesesen mért feltárásba tudunk visszatérni és nem minden szerkezetileg ígéretes feltárás volt alkalmas paleomágneses vizsgálatra. A helyi szintű összevetés is bonyolultabb volt a kainozoós eseményeknél tapasztaltakhoz képest. Ennek okai a következők: 1) a feltárások száma egyes esetekben erősen korlátozott (pl. albai); 2) a kréta szerkezetalakulás bonyolult, és a feszültségmező nem volt homogén: az egyes területrészek között eltérő feszültségtengelyeket állapítottunk meg; 3) a mezozoós feszültségmező egyes esetekben hasonló volt a kainozoóshoz és több esetben nem

tudtuk eldönteni, a megfigyelt vetők milyen korúk; 4) az egyes feszültségmezők között nem mindig sikerült egyértelműen megállapítani a relatív sorrendet; 5) egyes feszültségmezők „abszolút korának” megadása is nehezebbnek bizonyult, mint a kainozoós fázisoknál.

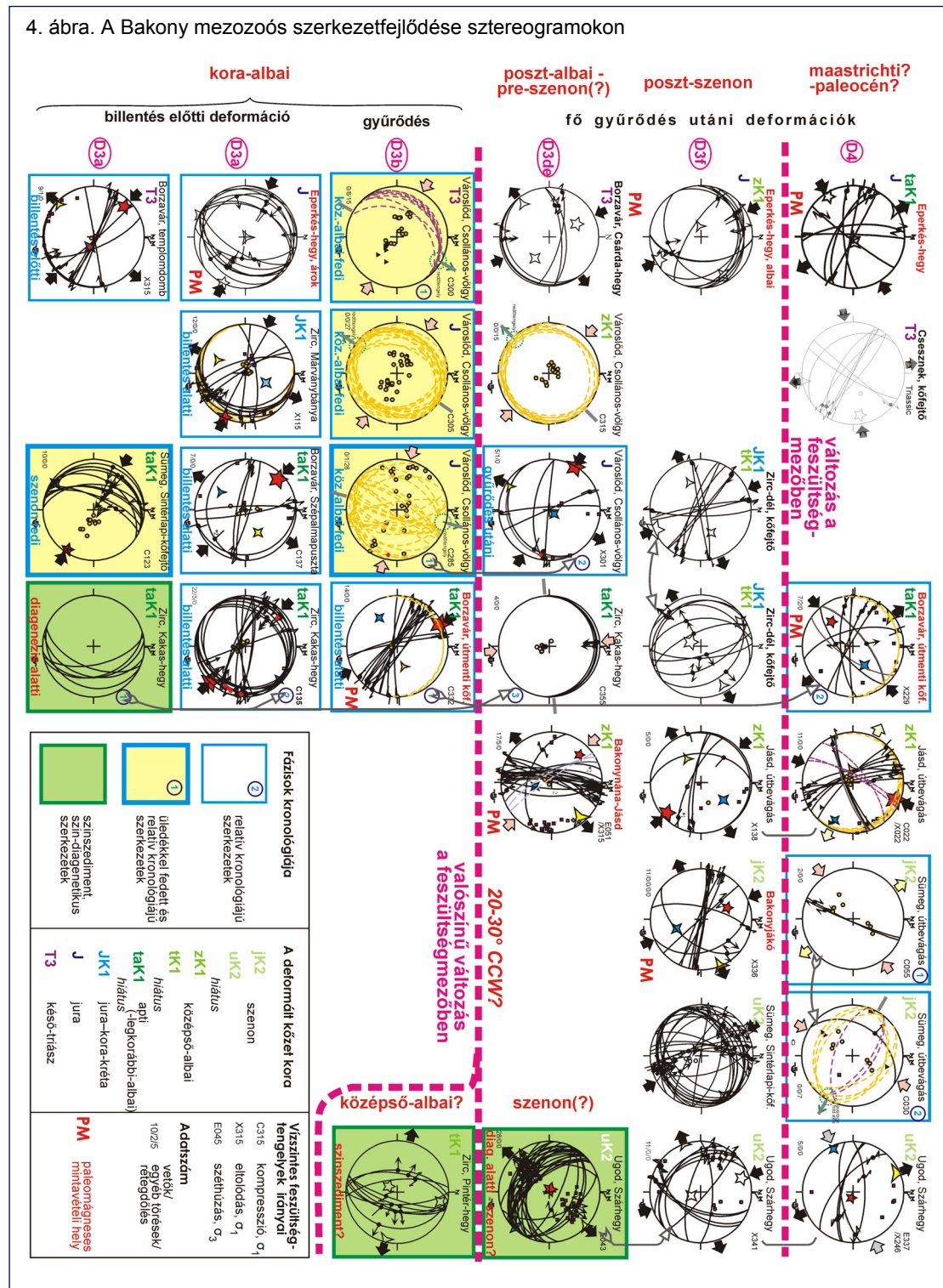
A DKH egészére vonatkoztatva a paleomágneses irányokban két olyan esemény jelentkezik, amelyeknek a feszültségtengelyek meghatározási pontosságát figyelembe véve látszódnia kellene a feszültségmező irányának változásában. Ezek a kb. 20°-os óramutató járásával ellentétes rotáció 110 millió év körül és a maastrichti–kora-eocén kb. 30°-os óramutató járásával egyirányú forgás.

Az első esemény felderítését nehezíti, hogy biztosan tithon-berriasi korú törésekről szinte semmi információnk nincs. Többet tudunk az apti(?)–kora-albai deformációs események feszültségtengelyeiről, ami szerencsés, hiszen a fent említett jelentős óramutató járásával ellentétes forgás éppen a kora-albaiban történt.

A Bakonyban az aptiig bezárólag ismerünk olyan töréses és gyűrődéses szerkezeteket, amelyek a rétegeket meg vízszintes helyzetükben érték. Ebben a fázisban a számított vagy becsült kompressziós feszültségtengely NyÉNy-KDK-i volt, bár helyileg (pl. Zirc, Kakashegy, Borzavár, Templom-domb) ÉNy-DK-i irány is megfigyelhető (4. ábra). A kora-albai üledékhézag után lerakódott kőzetekben kissé eltérő irányú szerkezeteket figyelhetünk meg. A kompresszió iránya 10-40°-al tér el, óramutató járásával egy irányban az előző fázisától. Ez nagyságrendileg megegyezik a paleomágnesesen igazolt forgás által megkívánt látszólagos feszültségmező irányváltozással. Hozzá kell azonban tennünk, hogy a feszültségmező adatokban tendencia igazolható, de teljes szabályosság nem.

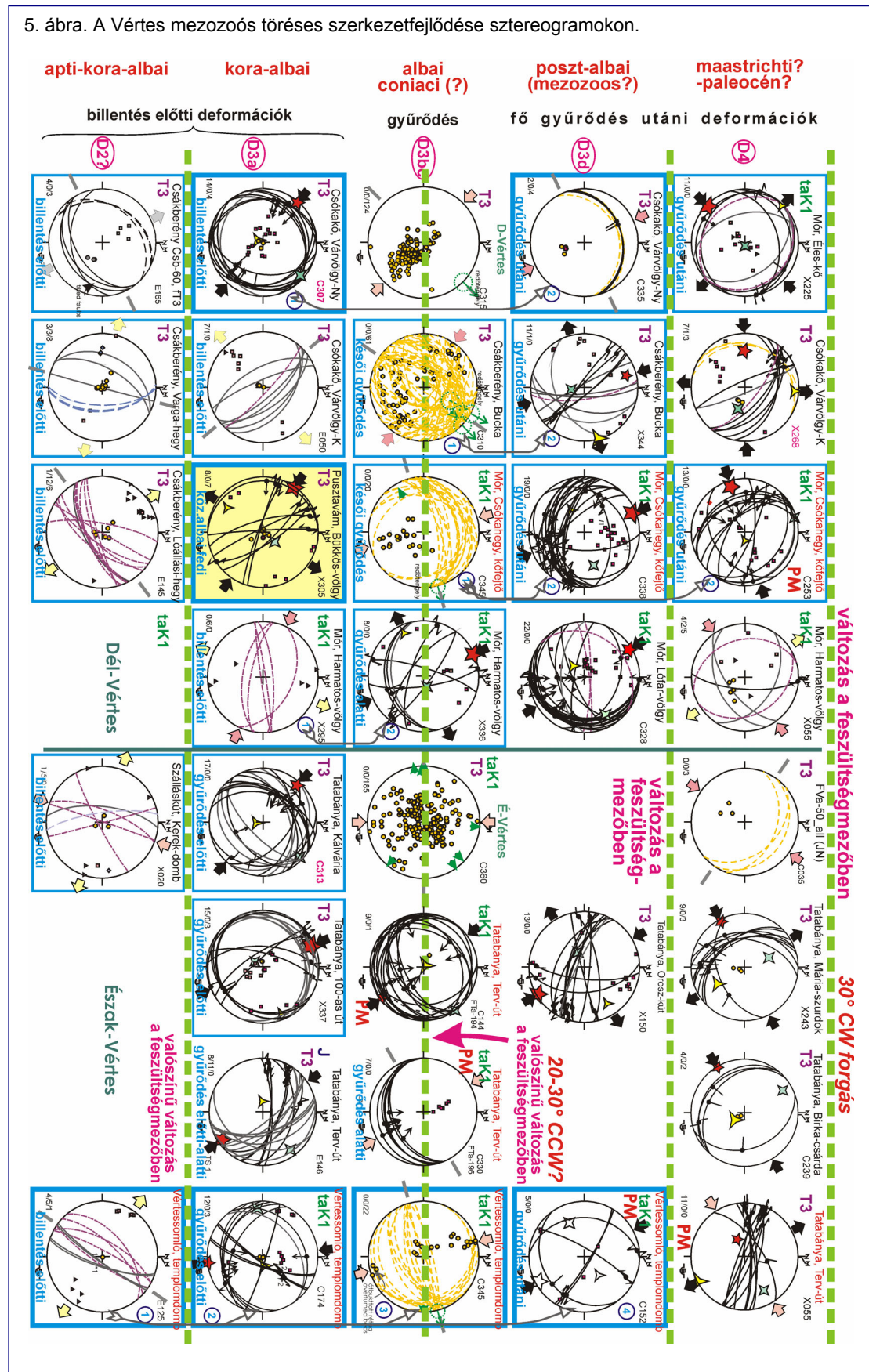
A feszültségmező irányának alakulása a campani után, illetve a késő-kréta és a középső-felső eocén paleomágneses deklinációk összehasonlításából becsülhető kb. 40°-os, óramutató járásával egy irányú forgás korrelációja nem kielégítő. Elképzelhető, de jelen ismereteink szerint nincs okunk feltételezni, hogy egy campani utáninak értelmezett deformációs fázis időzítése okozza a problémát, de megoldása további elemzést igényel.

A Vértes mikrotektonikai és paleomágneses vizsgálatának eredményeit publikáció formájában közzétettük (Fodor és Márton, 2008, Márton, 2008, in Budai et al., 2008). Vizsgálataink a Bakonyhoz hasonlóan arra az általános megállapításra vezettek, hogy a mezozoikumra vonatkozóan lényegesen nehezebb a főfeszültségtengelyek irányítottságának változása és a paleomágneses rotációk között olyan



szoros összefüggést kimutatni, mint az a harmadkorban lehetséges volt (Márton és Fodor, 1995, 2003). Ennek okai inhomogén feszültségmező vagy a kréta és fiatalabb deformációk elkülönítésének nehézségei lehetnek. Annak ellenére, hogy kizárólag szerkezeti elemzésre támaszkova nem lehetett egyértelműen állást foglalni a feszültségmező esetleges regionális változásának kérdésében, a paleomágneses adatok fényében lehetséges, hogy a feszültségmező főirányai a Vértesben is változtak a

kiemelt kora-albai periódusban (5. ábra). E szerint a paleomágnessen igazolt 30° körüli óramutató járásával ellentétes forgás legalább részben tükröződik a feszültségtengelyekben a kora-albai időszakra vonatkozóan.



Ezen eredmény mellett, a helyi paleomágneses anomáliák magyarázatában a szerkezeti elemzés alternatív értelmezést tett lehetővé. Erre jó példa a Vértessomlói-vonal. A vértesi apti kőzeteken mért paleomágneses adatok eltérő forgást mutatnak, nevezetesen a Vértessomlói-vonal mentén két mérési hely (10a és b) kisebb forgást mutat, mint másik két, a középhegységi átlaghoz igazodó mérési pont (11 – Vértessomló templomdomb és 12 – Mór Csóka-hegy). Egyik lehetséges értelmezés szerint a jelentős szerkezeti vonal mentén egy kisebb CW forgás történt, amit a vonal menti jelentős elmozdulás okozhatott. A feszültségmező-adatok nincsenek ezzel az értelmezéssel ellentmondásban, mivel a vonal mentén fellépnek olyan törések, melyek elforgatottaknak is tekinthetők. Mivel azonban deformáció története eléggé bonyolult a vonal mentén, egyértelmű bizonyíték a helyi CW forgásra nincsen. Ezért nem kizárt, hogy az apti kőzetek átmágneseződést szenvedtek a kora-albai deformáció után.

A Gerecsében a feszültségmező fejlődése bonyolultabbnak tűnik, mint a DKH más részein, a Vértésben és Bakonyban. Sajnos azonban a kréta-paleocén fázisok sorrendjére sem kaptunk egyértelmű adatokat. A két terület fázisainak korrelációja sem teljesen megoldott, mivel a Gerecsében egyelőre hiányoznak a térképezésből származó részletes eredmények. Szórvány adataink vannak viszont a tithon–apti időszakra vonatkozóan, amely a DKH többi részétől eltérő, KDK–NyÉNy-i széthúzásos feszültségmezőt mutatnak. A Bakonyban és Vértésben nyomozható kora-albai feszültségtengely-változást a Gerecsében nem sikerült teljes mértékben igazolni. A paleomágneses adatok segítségével azonban kijelölhető egy munkahipotézis, mely szerint a feszültségtengelyek iránya óramutató járásával egyező irányban fordult volna, a paleomágnesesen igazolt nyugati forgásnak megfelelően. A tithon–apti feszültségtengelyekhez képest mintegy 30-40 fokkal keletre eső feszültségtengelyeket a Gerecse több pontjáról is meghatároztunk, (pl. Szélhegy É, Bersek-hegy) ilyen KÉK–NyDNy-i kompressziót mutatnak korábbi és friss publikációk is (Bada et al. 1996, Sasvári 2008). Ugyanakkor, a Gerecsében fellép egy É–D-i és egy ÉÉNy–DDK-i kompresszió is, amelyet jelenleg nem tudunk egyértelműen a deformáció-történetbe illeszteni, ezt csak további vizsgálatok tehetik majd meg.

## Hivatkozások

(jelen OTKA támogatásával készült)

- 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.
- Besse, J. & Courtillot, V. 2002: Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research* 107 B:10, EPM 6-1–6-31.
- Besse, J., Courtillot, V., 2003. Correction to “Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200Myr”. *Journal of Geophysical Research* 108 B10, EPM 3-1–3-2.
- Budai, T., Császár, G., Csillag, G., Fodor, L., Gál, N., Kericsmár, Zs., Kordos, L., Pálfalvi, S. Selmecei, I., közreműködők: Kiszely, M., Lantos, Z., Less, Gy., Magyar, I., Márton, E., Peregi, Zs., Sásdi, L., Sztanó, O., Thamóné Bozsó, E. 2008: *A Vértes-hegység földtana, Magyarország tájegységi térképsorozata. Magyarázó a Vértes-hegység földtani térképéhez 1:50 000*. Budai, T., Fodor, L. (szerk.) Magyar Állami Földtani Intézet. pp 368.
- Convert, P., Márton, E., Haas J. 2006: Palaeomagnetic evidence for megabreccia horizon in the Upper Jurassic sequence of Eperkés Hill, Transdanubian Range, Hungary. *Acta Geologica Hungarica – Central European Geology* 54/1, 43–56.
- Császár, G. 2002: Urgon formations in Hungary. *Geol. Hung. Ser. Geol.* 25. pp. 209 MÁFI, Budapest
- Császár G, Árgyelán, B. G. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous formations of the Gerecse Mts, Hungary and their paleogeographic implications. *Cretaceous Research* 15, 417–434.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. Lond., Ser. A.*, 217, 295-305.
- Fodor, L., Márton, E. 2008: Cretaceous tectonics and paleomagnetism of the Vértes Hills, central Transdanubian Range, Hungary: Local structures and far-field speculations. *SlovTec08 Proceedings and Excursion Guide*, 33-34.
- 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, 295–334.
- Grabowski, J., Haas, J., Márton, E., Pszczółkowski, A. benyújtva: Magneto- and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Geological Quarterly*.
- Haas J. 1979: A felsőkréta Ugodi Mészke Formáció a Bakonyban. The Ugod Limestone Formation (Senonian Rudist Limestone) in the Bakony Mountains. - *MÁFI Évkönyve* LXI., 11–149.

- Haas, J. 1999: Genesis of Late Cretaceous toe-of-slope breccias in the Bakony Mts, Hungary. *Sedimentary Geology*, 128, 51–66.
- Haas J. 2007: Geological garden in Tata, Transdanubian Range, Hungary. *Nova Acta Leopoldina* NF 94, 349, 237–251.
- Haas J, Márton E, Convert P. 2006: Paleomagnetic evidence for a megabreccia horizon in the Upper Jurassic sequence of Eperkés Hill, Transdanubian Range, Hungary. *Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*. Belgrade, Serbia, 205–207.
- Márton, E. 2008: Paleomágneses adatok. *A Vértes-hegység földtana, Magyarország tájegységi térképsorozata. Magyarázó a Vértes-hegység földtani térképéhez 1:50 000*. Budai, T., Fodor, L. (szerk.) Magyar Állami Földtani Intézet. 151–155.
- Márton, E., Fodor, L. 1995: Combination of palaeomagnetic 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. 1983: A refined apparent polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the Mediterranean tectonic history. *Tectonophysics* 98, 43-57.
- Márton, E., Moro, A. benyújtva: New paleomagnetic results from imbricated Adria: Ist Island and related areas. *Geologica Croatica*.
- Márton, E., Čosović, V., Moro, A., Zvovak, S. 2008: The motion of Adria during the Late Jurassic and Cretaceous: New paleomagnetic results from stable Istria. *Tectonophysics* 454, 44–53.
- Márton, E., Fodor, L., Haas, J. előkészületben: New paleomagnetic results from the Tithonian–Earliest Cretaceous from the Gerecse Mts, Hungary. *Central European Geology*.
- Márton, E., Zampieri, D., Grandesso, P., Čosović, V., Moro, A. előkészületben: A refined APW path (150-70Ma) for Adriatic microplate from the combination of new (stable foreland of the Southern Alps) and published (stable Istria) paleomagnetic results (munkacím). *Tectonophysics*.
- Palotai, M., Csontos, L., Dövényi, L., Galács, A. 2006: Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmazott tömbjei. *Földtani Közlöny* 136/3, 325–346.
- Savári, Á. 2008: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Gerecse területén. *Földtani Közlöny* 138/4, 383–400.
- Tomljenović, B., Csontos, L., Márton, E., Márton, P. 2008: Tectonic evolution of the northwestern Internal Dinarides as constrained by structures and rotation of Medvednica Mountains, North Croatia. From: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (eds), *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*. Geological Society, London, Special Publication 298, 145–167.