

Zárójelentés a T 42799 számú OTKA-kutatásról

A Vértes és előtereinek szerkezetfejlődése és annak kapcsolata a kainozoos üledékképződéssel és ősföldrajzzal

2003–2007

Témavezető: dr. Fodor László Imre

Bevezetés

Kutatásaink kezdeti célja az volt, hogy képet nyerjünk a Vértes és előtereinek kainozoos szerkezetalakulásáról és annak az üledékképződéshez való kapcsolatáról. A megcélzott deformációs szakaszok és üledéksorozatok az eocén, késő-miocén, és kisebb mértékben az oligocén, kora-, középső-miocén és a negyedidőszak voltak. A deformáció elemzésének mintegy „mellékterméke”, hogy az eocénnél idősebb szerkezeti elemeket is sikerült feltárni. Elért eredményeinket e korok szerint tagolva adjuk meg. Hivatkozásként megadjuk azon munkáinkat, melyekre a megállapítások alapulnak; ezeket nem soroljuk fel az összefoglaló végén. Természetesen, kutatásunk nem állt egyedül, és mások korábbi eredményeit is figyelembe vettük. Ezen összefoglalóban azonban erre csak a legszükségesebb esetben utalunk.

Vizsgálataink során alkalmazott módszerek: földtani térképezés, szerkezetföldtani térképezés, terepi szerkezeti mérés, paleo-feszültségmező-számítás, földtani szelvényszerkesztés, terepi szedimentológiai vizsgálatok, karbonátos mikrofácies-elemzés, foraminifera-vizsgálatok, archív fúrási rétegsorok átértékelése és terepi tanulmányozása, geofizikai adatok, ezen belül szeizmikus reflexiós szelvények, gravitációs anomália-térkép, elektromos ellenállás-szelvények elemzése, geomorfológiai megfigyelés és elemzés, digitális terepmodell elemzése, termolumineszcens kormeghatározás, paleotalajok vizsgálata.

A kutatás megvalósításában az a 16 kutató vett részt, akik a szerződésben szerepeltek (Albert G., Báldiné Beke M., Benkő K., Bíró I., Budai T., Csillag G., Kercsmár Zs., Kollányi K., Maros Gy., Muráti J., Nagyné Pálfalvi S., Ozsvárt P., Selmeczi I., Sztanó O., Vértesy L.). Hozzájuk csatlakozott még két szakdolgozó is (Uhrin A., Mészáros J.). A kutatás kezdetében részt vevő Bíró I. később más munkahelyet kapott, míg Benkő K. szülési szabadágon volt. Eredményeik azonban beépültek kutatásunkba. A kutatás eredményességét befolyásolták az elvonások (illetve ÁFA változása), melyek csökkentették pl. a fúrásíráskorra, egyéb vizsgálatokra fordítható összeget. A költségtervtől annyiban tértünk el, hogy a tervezett software-eket más forrásból szereztük be, és így módunk volt a nagy létszámú kutatócsoport számítógépparkjának fejlesztésére.

Célkitűzéseinket nagyobb részt elértük. Az alábbi ismertetőben részletesen leírjuk, milyen szerkezeti fázisokat ismertünk fel, és az mennyiben kapcsolódik az üledékképződéshez. A tervhez képest elmaradást jelent, hogy a vízmélységbecslésben nem tudtunk minden üledékösszlet tekintetében előrelépni. A szinttérképek sem készültek el minden formációra. A halasztásnak köszönhetően, eredményeink beépültek a Vértes és környezetét ábrázoló földtani térképbe és magyarázóba, aminek készítése a pályázattal egy időben fejeződik be. Munkánk számos eredményének további publikálását tervezzük szakcikkben.

Kréta szerkezeti elemek

Részletesen elemeztük a Vértes egyik legfontosabb szerkezeti elemét, a Vértessomlói vonalat. A felszíni térkép mellett a fúrási adatok átértékelése alapján fedetlen földtani térképet készítettünk (Fodor et al. 2005c). Megállapítottuk, hogy a vonal rátolódásos vagy jobbos-rátolódásos kinematikájú (1. ábra). Mivel az eocén abráziós part a rátolódás frontját már mai alakjában fosszilizálta, a rátolódás eocén előtti (Fodor & Bíró 2004), tehát nem a miocénben, hanem a krétában jött létre (amint azt néhány korábbi tanulmány, pl. Császár 1995 javasolta).

Jelentős kréta gyűrődést és rátolódást ismertünk fel a csákberényi Bucka hegyen (Budai et al. 2005). A triász rétegsor flexúrát alkot, és a nem kompetens kőzetek erősen gyűrtek, helyenként átbuktatottak. A gyűrődés egy ÉNy-i vergenciájú rátolódáshoz kapcsolódik, mely a felszín alatt egy „krokodil-szerkezeten” keresztül kapcsolódhat a Bakonyból áthúzódó Bakonykúti-rátolódáshoz (Budai et al. 2008).

Késő-kréta–középső-eocén

A Vértesben sok, jórészt ÉNy–DK-i irányú vörös kalcittelér metszi a mezozoos rétegeket. A szakításos eredetű szerkezetek ÉK–DNy-i tenziós térben keletkezettek. A kalcitok egyik része viszont ÉK–DNy-i, amit Kerésmár (2004) egy rátolódás miatti helyi felrepedezés eredményének tart. Elemzéseink ugyanakkor nem támasztották alá, hogy a kápolnapusztai Köves-völgyben korábban késő-krétának(?) leírt forrásmész-kő korát. A földtani adatok arra utalnak, hogy a forrásmész-kő-testek negyedidőszakiak (Fodor et al. 2008).

Eocén

A Vértes környezetében talán az eocén korról nyertük a legrészletesebb üledékföldtani, ösföldrajzi, szerkezeti képet, mivel az eocén képződmények sok helyen a felszínen is megjelennek, és fúrásokban is részletesen vizsgáltuk. A vizsgálat kezdeteként, korábbi adatokra és új nannoplankton- és foraminifera-elemzésekre alapozva megállapítottuk, hogy a Vértes eocén rétegsora nagyrészt középső-eocén korú, de a délnyugati részen (Antal-hegy) a késő-eocén legalja is igazolható (Báldi-Beke 2003, Pálfalvi 2005), csakúgy, mint a közeli úrhidai területen (Less et al. 2008a, b).

Elkészítettük a területen megjelenő eocén formációk listáját, és elemeztük azok ösföldrajzi kapcsolatait (Budai et al. 2008). A medenceperemeken és a kiemelt hátakon a Szöci Formáció, a medence belsejében a Dorogi, Csernyei, Csolnoki Formációk, illetve a Gánti, Fornai, Kincsesi Formációk rakódtak le a Vértesi-háttól ÉNy-ra, illetve DK-re. A Tatabányai- és Nagygyeházi-medencékben megjelenik a Tokodi Formáció is. A karbonátos képződmények a fekü széntelepes ill. csökkentsósvízi-tengeri pelites rétegsorokon túlterjedően jelennek meg, ami fokozódó tengerelöntést és/vagy süllyedést jelez. A peremi karbonátok a medence felé agyagos-márgás üledékekkel fogazódnak össze. A szelvények alapján a karbonátos testek enyhe (1–5°), eredeti üledékes dőléssel rendelkeztek.

A Vértes környékén két fő üledékképződési terület különíthető el, amelyet az újonnan definiált Környe-Zsámbék vonal oszt két részre (2. ábra) (Pálfalvi et al. 2006, Budai et al. 2008). A vonaltól északra, a Tatabányai és Nagygyeházi-medencékben transzteniós medencealakulás történt a déli fő eltolódáshoz kapcsolódva. A vonaltól délre megkülönböztettük a Vértesi-hát és a Dadi-hát területét, ahol vékonyabb és karbonátosabb üledékképződés ment végbe. A hátak között, az Oroszlány-pusztavámi-medencében és a Vértesi-háttól délre a Csákberényi- és Gánti-medencerészekben jórészt pelites üledékek rakódtak le. Mindezen területek ÉK–DNy-i csapásúak voltak, és közel merőlegesen helyezkedtek el a medencesüllyedést jellemző ÉNy–DK-i összennyomás irányára. A

kompressziós deformációnak megfelelően a Vértesi-hát antiformnak tekinthető, mely alatt olyan vak rátolódások lehetnek, amelyet Tari et al. (1993) illetve Fodor et al. (1992) modelljei feltételeztek. A hátat merőlegesen vagy ferdén kis írkok, illetve eltolódásos szerkezetek tagolták, így a teljes szerkezeti kép transzpresszióra utal.

Az üledékképződésre kisebb szerkezeti elemek, főleg a „harántszerkezetek” gyakoroltak hatást, melyek elvetése néhányszor tíz méter lehetett (2. ábra). Legjobban a Tatabányai-medence peremén dokumentálhattunk szinszediment vetőkapcsolt redőket, eltolódásokat és normálvetőket (Kercsmár 2005a,b, Kercsmár & Fodor 2006, Budai et al. 2008) de ilyen valószínű a csákberényi medencerészben is (Pálfalvi et al. 2006). Az aktív vetők jellege jobbos eltolódás és normálmozgás volt a csapás függvényében. A szinszediment mozgások billentéssel jártak, ami üledékáthalmazást váltott ki (Kercsmár 2005a, b). A vetők topográfiai különbséget eredményeztek, amely eltérő vastagságú üledéksorok kialakulásához vezetett. A magasabb blokkokról lepusztult anyag a pár tíz méterrel mélyebb medencékbe sodródott. A részben lepusztított vetőletörésekhez breccsatestek támaszkodnak. A vetők felfelé harapódzása közben feltáruuló vetőlapokat fűrőszervezetek népesítették be.

A Vértes északnyugati oldalán egy lapos karbonátos rámpa mutatható ki, melyet változatos karbonátos mikrofáciesek jellemeznek (Pálfalvi 2004, 2007). A rétegsorok elemzése kimutatta, hogy a karbonátos rámpa fejlődésében két fő szakaszt tudunk megkülönböztetni, a kezdeti kis hajlásszögű, homoklinális rámpa fokozatosan növekvő hajlásszögű rámpává alakul (Pálfalvi 2007). E rámpa üledékeit Antalhegyi Tagozatként javasoltjuk elkülöníteni a Szőci Formáción belül (Gyalog, Budai 2004). A rámpa progradáló üledéktestek formájában jelenik meg a szublitorális medence üledékek között, illetve részben azok fölött, e progradációra a Vértesi-hát mindkét oldalán van példa (Pálfalvi 2005). Maga a progradáció felgyorsuló karbonáttermelést, üledékbehordódást és a kitölthető tér ehhez képest lassabb gyarapodását jelzi, de kapcsolódhat globális vízszintesítéshez is, mivel a mezozoos aljzatból származó klaszterek is megjelennek a mészkőnyelvek alján. Ugyanakkor, a karbonátos rámpa típusváltása kapcsolatban lehet a medencét ért enyhe összenyomással és a medenceperemek (antiform-szárnyak) meredekebbé válásával is. Ez a folyamat ugyan növelné az üledékekkel kitölthető tér nagyságát, de mértéke elmaradhatott a karbonáttermelésből és globális vízszintcsökkenésből származó ellentétes folyamatok hatásához képest.

A peremi karbonátos rámpák enyhe lejtőin, főleg a második fejlődési fázisban áthalmazással számolhatunk; ezt a móri Antal-hegyen, Szépvízér környékén figyeltük meg (Pálfalvi 2005, Pálfalvi et al. 2007). A Dad-1-es fúrás vastag részben áthalmazott karbonátos rétegsora lejtő környezetet jelöl. A Vértes nyugati peremén az eocén képződményekben nem csak szemcsénkénti áthalmazás, de gravitációs tömegmozgások is történtek. Szemcsefolyások, üledékcsuszamlásos redők, talpnyomok, bevágódó csatornák nagy sűrűségű üledékmozgáshoz köthetők. Lehetséges, hogy az északnyugati peremen ilyen eredetűek a Csolnoki Formáció tetején megjelenő „millecaputos mészkő” betelepülések, melyek a medence feltöltődésének első lépését jelezhetik.

Az egykori vértesi morfológiai hát megjelenése számos tényezőben tükröződik. Ezek kapcsolatban lehettek a hát éghajlatot lokálisan módosító szerepével, de tükrözik a deformáció jellegének kismértékű változását, és a behordódásból adódó különbségeket is. Így bauxit csak a háttól DK-re jelenik meg. Vastagabb széntelepek csak ÉNy-on lépnek fel, mert DK-n valószínűleg a nagyobb terrigén behordódás gátolta a telepek kialakulását. A DK-i oldalon a rétegvastagság jelentősebb, (100–200m) ÉNy-on kisebb (~50m). A különbséget egyértelműen eltérő süllyedéssel magyarázhatjuk, amelynek oka a Vértesi-hátnak megfelelő antiform enyhe DK-i vergenciája lehet. A DK-i nagyobb rétegvastagság kisebb vízmélységgel van kapcsolatban, amelyet egyrészt a nagyobb terrigén behordás, másrészt az magyarázhat, hogy a DK-i oldal süllyedése nem tudta kompenzálni a terrigén anyag behordását. A Vértesi-

hát ÉNy-i oldalán a tengerpart igen gyakran sziklás volt, amit a széles elterjedése igazol (Kercsmár 2005a, b, Kercsmár & Fodor 2006, Fodor, Bíró 2004). A délkeleti oldalon viszont nincs ilyen part, várhatóan a kedvezőtlen áramlási, és szélviszonyok miatt.

Az eltérő üledékképződési környezet tükröződik a fauna összetételében. Csákberény környékén pl. a rétegsor alsó részét kis diverzitású, imperforált mészvázú bentosz foraminiferák uralják, melyek változó sótartalmú, eutróf vízben élhettek (Ozsvárt 2003). A geokémiai paraméterek (C és O izotópok) változásai tükröződnek a bentosz foraminiferák összetételének a változásában, ahogy azt néhány középső eocénre néhány fúrásban vizsgáltuk (Vető et al. 2007). Bizonyítottuk, hogy a szervesanyag-fluxus változása befolyásolja a tengervíz oxigéntartalmát, amit a bentosz foraminifera közösségek összetételében való változás pontosan rögzít.

Oligocén

Kutatásainkkal sikerült igazolni, hogy a Csatkai Formáció képződése a kiscelliben kezdődött, és ez egyidős lehetett a Kiscelli Agyag Formáció lerakódásának kezdetével. A kapcsolódó földtani térképezési munka során sikerült olyan flórát találni, mely egyértelműen a kiscelli korszakban élt (Selmeczi, Hably 2007). Másrészt, az Ad-3 fúrást újravizsgáltuk, és abban a korábban Báldi (1983) által a Hárshegyi Formációba sorolt, mintegy 100 méteres betelepülést a Csatkai Formációhoz kapcsoltuk (Budai et al. 2008). Ez az üledéksor a Tardi Agyag felett, a tipikus Kiscelli Formáció alatt található, és felfelé finomodó törmelékes üledéksorból áll. Ezen belül több néhány méteres finomodó kisciklust is megfigyeltünk, melyek tetején a legfinomabb kőzetlisztes-agyagos rétegek gyakran tarkák, széncsíkokat, talajosodásra utaló nyomokat tartalmaznak. Összességében egy self jellegű területen, annak szárazulattá válásával kialakult bevágódó mederrendszer elemeit ismertük fel. Ez a Kiscelli Agyag képződését lehetővé tevő transzgresszót megelőző jelentősebb — a Tardi Agyag hullámbázisát mélységében meghaladó — relatív vízszintesés bizonyítéka.

Oligocén deformációra két adat mutat. Egyrészt, az orondpusztai kőfejtőben olyan normálvetők metszik a triász dolomitot, melyek levetett oldalán oligocén üledékek maradtak meg (3.ábra) (Benkő 2005). Az oligocén rétegsor dőlése felfelé fokozatosan csökken, másrészt egyes vetők csak a rétegsor alját (az Óbaroki Formációt és a Szápári Tagozat üledékeit) metszik, felfelé elhalnak. A kisebb vetők metszik de feljebb nem követhetők (3. ábra). Ráadásul, az Óbaroki F. bauxitja a vetőtől távolodva vékonyodik, majd kiékelődik, és Szápári Tagozat rétegei is vékonyodnak. Így a vetők olyan félárkokat határolnak, amelyek az üledékképződés alatt jöttek létre. Ezek a jegyek azt mutatják, hogy a vetődés az üledékképződés alatt történt (Budai et al. 2008). Paleomágneses mérések arra utalnak, hogy a feltárás is a területre jellemző 30-40°-os óramutató járásával ellentétes forgást szenvedett a miocén–pliocénben (Benkő 2005, Benkő et al. 2005).

Az orondpusztai kisebb vetők kapcsolatban lehetnek a közeli Móri-peremvető mozgásával. Erre az ELGI által mért reflexiós szeizmikus szelvények elemzése valószínűsít. A szelvényen jól azonosítható a Móri-peremvető, amelynek levetett oldalán a pre-oligocén aljzat a mintegy 800 m mélyen lehet, amely a felszínen már lepusztult rétegekkel együtt akár 1000–1200 m üledékvastagságot is jelenthet a Móri-árok legmélyebb pontján. Mivel nem valószínű, hogy ilyen vastagságú rétegsor a Vértest is befedte, így a nagy üledékvastagságot a Móri-peremvető mentén történt szinszediment süllyedés hozta létre (Budai et al. 2008). A két szerkezet alapján az oligocént is nagyjából ÉNy–DK-i összennyomás és merőleges széthúzás jellemezte.

Kora- és középső-miocén

A miocén korai szakaszára az eltolódások jellemzők a Vértes területén. A legnagyobb eltolódást, a Gesztesvári-eltolódást már Gyalog (1992) is felismerte, munkánk csak pontosította megfigyeléseit. Ugyanakkor, több új eltolódást sikerült igazolnunk. Ezek közül a Zámolybükki-eltolódás több km-en keresztül követhető Mindszentpuszta környékén (4. ábra). Az eltolódás szerkezeti jellemvonása, hogy vetőkapcsolt redők is megjelennek a törés közelében, amelyekben az eocén akár 45-50°-os dőlést is elér lokálisan. E vonaltól északra a Csáki-várnál is azonosítottunk egy eltolódást.

Geofizikai módszerek (multielektrodás elektromos szondázás) révén egy további eltolódás Csákberénytől északra mintegy 1,5 km-re halad, az általunk „Békás-tónak” nevezett egykori agyagfejtő mellett. A peremvetők csapásmentén dőlést váltanak, és a rombusz alakú geometriával együtt ez eltolódásra (pull-apart medencére) utal.

Az eltolódások iránya jórészt K–Ny-i, kinematikájuk jobbos. A jellemző feszültségmezőt (Ny)ÉNy–(K)DK-i összenyomás és merőleges széthúzás jellemezte. Az eltolódások ÉNy–DK-i csapású kiegészítő balos párját a gánti bauxitfejtésekben lehetett felismerni (Fodor 2007), de feltárás-méretben számos más helyen is fellép. Az eltolódások átlépő szegmensekből tevődnek össze, és a közöttük levő váltórámpákban a feszültségmező eltér az átlagostól. Az átlépések geometriája a Vértesben különleges, mivel itt nem a „klasszikus” normálvetős vagy eltolódásos váltórámpák, hanem transzzenziós váltórámpák jöttek létre, melyek eltérnek a két szélső típustól (Fodor 2007). Az eltolódások valószínűleg a Közép-magyarországi-zóna mozgásaival lehetnek kapcsolatban. Időben a kora-miocénben, az eggenburgival bezárólag keletkeztek.

Az eltolódásos deformációt a Pannon-medence riftesedéséhez köthető tágulások deformáció követte, amelyben főleg normálvetők jöttek létre (Tari 1994; Fodor et al. 2004). A tágulások mozgást több fázisra bonthatjuk, melyekben a normálvetők iránya kissé eltér. A széthúzás irányának változása óramutató járásával egyirányú volt a területen, amely valószínűleg csak a kőzetblokkok függőleges tengelyű ellentétes forgásával magyarázható (Márton, Fodor 2003). A forgó feszültségmezőben a vetők kinematikája fokozatosan változott és ívelt vagy egymást metsző vetőkarcok jelentek meg a vetőlapokon (Márton, Fodor 2003).

A tágulások deformáció első fázisa az ottngi–középső-bádeniben, második szakasza a késő-bádeni–szarmatában mehetett végbe. Az első fázishoz nem kapcsolódott üledékképződés, de a második fázishoz már igen. Egyrészt, a Móri-árok déli részén közel É–D-i irányú normálvető ismerhető fel (Benkő 2005). Ennek levett szárnyában tengeri badeni agyag és szén is megjelenik, teresztrikus agyagok között. A második fázisra legjellemzőbb a szarmata üledékek megjelenése, főleg a Csákvári-medencében. Az üledékképződés alatti deformációt a felszínen üledékes hasadékkitöltések jelzik, míg a felszín alatt az általunk elemzett szeizmikus reflexió szelvények és fúrási adatok mutatják.

A tágulások deformációt a szarmata végén egy transzpressziós szakasz szakítja meg. Ez legszebben a Bakony legészakabbi részén, a Cseszneki-zónában jelenik meg (Kiss and Fodor 2007), de tovább követhető a Vértes legdélebbi részéig, a magyaralmási rög tájékaig, ahol triász dolomit toldott rá egy törmelékes telérkitöltése, melyet a szarmatába soroltunk.

Késő-miocén

Kutatásaink egyik váratlan eredménye az volt, hogy a Vértest és előterét a késő-miocénben létrejött normálvetők uralják. Ezt mind a térképezés, mind a fúrási adatokra szerkesztett szelvények, mind a szeizmikus reflexiós szelvények igazolják. A meglepetés abból adódik, hogy ezt az időszakot a klasszikus tanulmányok (e.g. Royden & Horváth 1988) az úgynevezett poszt-rift fázisba sorolják, és annak idején lényeges deformációval nem számolnak. A vetők részletes geometriáját és a későbbi neotektonikai fázisban betöltött

szerepét több tanulmányban foglaltuk össze (Csillag et al. 2004; Fodor et al. 2005a, b, d). Az É–D és ÉK–DNy-i csapások között váltakozó normál vagy ferdecsúszású vetők alkotják a Vértes K-i peremét (5. ábra), a Gánti- és Vérteskozmai-süllyedék peremét, a Móri-árok déli süllyedékének peremét. A Csákvári-medence déli és északi oldalán normál-eltolódásos vetők lehetnek. Ilyenformán a medence közel áll a pull-apart típusúhoz. A Vértes nyugati előterében is ÉÉK- irányú normálvetők lépnek fel, habár itt a mozgás időzítése lehet korábbi is.

A vetők mozgása egyrészt összefüggött a késő-miocén („pannon”) üledékképződéssel, másrészt a felszínfejlődéssel. A vetők fennmaradt szárnyán megfigyelhetjük a korábbi lepusztulási felszínnek kitakaródását, lefedődését, majd újbóli exhumálását (Csillag et al. 2006b), amely az egész Dunántúli-középhegységre jellemzőnek tűnik (Csillag et al. 2006a). A Vértesben a vetők az üledékképződés alatt erodálódtak és vetőletörésekké (fault scarp) alakultak, amelyet abráziós konglomerátum, illetve breccsa fedett be. A letörések menti deformációra üledékes telérek is utalnak. A levetett oldalon vastagabb rétegsorok jellemzők, különösen jelentős a Csákvári F. vetők menti vastagodása (5. ábra). A talpi blokkban helyenként a pannon alsó rétegei is felszínre kerülnek (Sütőné et al. 2004, Selmeczi et al. 2005).

A fúrás dokumentációk paleontológiai adatai alapján valószínű, hogy a Vértes keleti előterében a Pannon-tó legidősebb szervesvázú mikroplankton zónájában (ultima zóna) már megindult a Csákvári Agyagmárga képződése (SÜTŐNÉ SZENTAI 1991). A pannon ösföldrajz szempontjából jelentős, hogy a Vértes magasabb részein is megtaláltuk a pannon tavi üledéksor igen apró foszlányait (Budai et al. 2008). Ez azt jelenti, hogy a pannon üledékképződés egyes fázisaiban a Vértes teljesen víz alatt volt. Ebből az is következik, hogy a Vértes két oldalán levő pannon formációk egykor az eltemetett Vértes felett egymással összekapcsolódtak. Az előntés valószínűleg a — munkánkban összekapcsolt — Kállai és Kisbéri Formáció képződésének idején történt (Budai et al. 2008). Ezután a Kisalföldet feltöltő, ÉNy felől érkező delták, ha vékonyan is, de Somló–Tihanyi Formáció rétegeinek lerakódásával átvonulnak a relatíve sekélyen levő aljzat felett.

Amíg a Vértestől nyugatra nem maradtak meg a delta elvonulását követő folyóvízi sorozatok, addig a keleti előtérben, — Tóth (1971) korábbi adataira támaszkodva — vastag folyóvízi-ártéri-szárazföldi rétegsort azonosítottunk (Csillag et al. 2003, Uhrin 2006). Ez a Vértesacsai Formáció az egykori paleotopográfia függvényében nagy laterális változékonyságot mutat. Vértesacska környékének részletes szedimentológiai tanulmánya alapján a csönget-völgyi homoktest egy stabil helyzetű, vertikálisan gyarapodó meder üledéke, míg az agyagos-völgyi egy folyókanyarulat fejlődését és az ezzel járó oldalirányú övzátony-gyarapodást tükrözi (Uhrin 2006). Ezen a területen az alluviális síkságot kis kanyargósságú, kis esésű, 5-7 m mély medrű, ágazatos morfológiájú folyók építhették. A mért ÉNy–DK-i és ÉK–DNy-i szállítási irányok alátámasztják, hogy a Pannon-medence eme részére valószínűleg a Nyugati-Kárpátokból érkeztek a folyók. A formáció kora bizonytalan, egyelőre késő-miocén–kora-pliocén besorolást javasolunk.

Bizonyos normálvetők e képződményt is elvetik, így a tágulós deformáció a pliocénig biztosan felnyúlik (5. ábra). Ezen üledékképződéshez is kapcsolható másik fontos felfedezésünk, a Vértes belsejében fellépő kisméretű eltolódásos süllyedékek létezése. Némelyek ezen közül igazi klasszikus pull-apart medencék, mint pl. a Kápolnapusztai-süllyedék (Fodor et al. 2004), míg mások inkább transzteniós süllyedékek. A süllyedékek fiatal volta miatt a csapásmenti elvetés jól közelíthető, valószínűleg 200m alatti.

Neotektonika és felszínfejlődés

A tágulós késő-miocén–pliocén deformáció kis változással lép át a neotektonikai deformációkba. Ennek általános jellemvonása, hogy a tágulást rövidülés váltja fel (Horváth

1995; Gerner et al. 1999; Fodor et al. 2005), habár tágulós deformációs stílus a Pannonmedence egyes térségeiben fennmaradt. Valószínűleg ilyen lehetett a Vértes környezete is, ahol a 'poszt-rift' és a 'neotektonikus' deformáció között gyakran nehéz éles határt húzni. A fiatal deformációk nyilván még csak kezdeti állapotban vannak, felismerésük komplex módszertant igényel (Fodor et al. 2005b). Ennek egyik fontos része a felszínfejlődés rekonstruálása, hiszen a neotektonikus szerkezetek gyakran felszínformákat, pl. lepusztulási felszíneket deformálnak (Csillag et al. 2004, 2005, 2006a,b; Fodor et al. 2005b). A fentiek miatt az igazi neotektonikus (késő-pliocén–negyedidőszaki) deformációkat nehéz egyértelműen bizonyítani, de munkánk alapján több ilyen szerkezet létezését valószínűsítjük.

A Vértes késő-kainozoos felszínfejlődésének fontos állomása, amikor a pliocénben(?) meginduló kitakaródás során enyhén ÉNy-ra és DK-re lejtő lepusztulási felszínek jöttek létre valószínűleg több egymáshoz időben közeli fázisban (6. ábra). Ezek a kitakaródó vértesi triász és eocén kőzetekből származó törmelékek szállítottak a hegylábak felé. Ezen felszínmaradványok roncsai a Bársonyos legtetőjén, illetve a DK-i oldalon a Nyárjas-hegy tetején őrződtek meg.

Az ÉNy-i előtér következő fontos eseménye az Ős-Által-ér kialakulása, amit korábbi szerzők alapján (Pécsi 1959) délről (Bakonyból) északi irányban tételezünk fel (6. ábra)(Fodor et al. 2007). Az Ős-Által-ér több széles teraszt is kialakíthatott a mai igen széles völgyön belül. Lehetséges, hogy ez az új vízfolyás azért jött létre, mert a Móri-peremvető ágai reaktiválódtak, és a régebbi lepusztulási felszíneket visszabillentették a Vértes felé. A bevágódó Által-ér a korábbi felszínroncsokat elszigetelte a vértesi forrásterülettől, így azok inaktívvá váltak (6. ábra). Talán ezen eseménysorral egyidőben, a Nyárjas kissé északnyugat felé billent és balos-rátolódásos vető mentén felemelkedett (Fodor et al. 2005a, b). Ez a mozgás visszafordította a korábbi DK-i elfutású sekély vízmosásokat, és a mai Vértesacsaivíz elődjének a kialakulásához vezetett.

A következő esemény a Móri-peremvető újabb mozgássorozata lehetett, aminek következtében a Móri-árokban néhány ÉK felé billentett blokk jött létre. A vetők tövében, aszimmetrikus völgyekben DK felé irányuló, időszakos, felszíni leöblítéssel uralt vízfolyások jöhettek létre (6. ábra). Termolumineszcens mérések alapján a keletkezett üledék 98-100* ezer éves lehet (Fodor et al. 2008). Az üledékképződés alatti billentés következtében üledékdeformáció történt, vagy a földrengések közvetlen hatására, vagy a kialakuló enyhe lejtő kombinált gravitációs és talajfagyás hatásának következtében.

Csákberény térségében a kelet-vértesi karbonátos gerinc nyugati oldalán húzódó ÉÉK-i irányú normálvető működése eltérítette a DK felé tartó vízfolyásokat, és azokat a vetővel közel párhuzamos irányba terelte (6. ábra). A kiemelkedő gerincen ezért szárazvölgyek (wind gap) maradtak. A feltorlasztott, eltérített patakok 10-20 m vastag negyedidőszaki üledéksort raktak le, amit fúrások és új geofizikai szelvények is igazolnak. A patakok közül mindössze kettő tudott lépést tartani a hát kiemelkedésével. Előterükben hatalmas hordalékkúpot raktak le, a TL mérések alapján 48-50* ezer év körüli időben (Fodor et al. 2008). A hordalékkúp kőzetdarabjai eltörték, ami a hát nyugati peremvetőjének aktivitásával lehet kapcsolatban (6. ábra) (Fodor et al. 2007). E vető és a Móri-peremvető történelmi aktivitását a lejegyzett földrengések és az utóbbi 10 év műszeres mérései is jelzik. A legnagyobb, 1810-es móri földrengést leginkább a Móri-peremvető működésével köthetjük össze (6. ábra).

A felszínfejlődést mindvégig deflációs periódusok kísérték. A szélrózsió nyomai yardangok, szélcsatornák, szélcsiszolta felszínek, szélmarta kavicsok formájában nagyon gyakoriak a Vértesben. A szélcsiszolta felszínformák közül a legidősebbek a Vértestől DK-re, a Velencei-hegységben lépnek fel. A Lyikas-kő tetején, kozmikus izotópok segítségével mért 330–380* ezer éves kitérési kor a tetőfelszínnek hosszú stabilitását mutatja (6. ábra). A szél hatását tükrözi a lösz és futóhomok, melyek a termolumineszcens kormeghatározás alapján az utolsó eljegesedés legvégén és utána keletkeztek (16* és 9* ezer év).

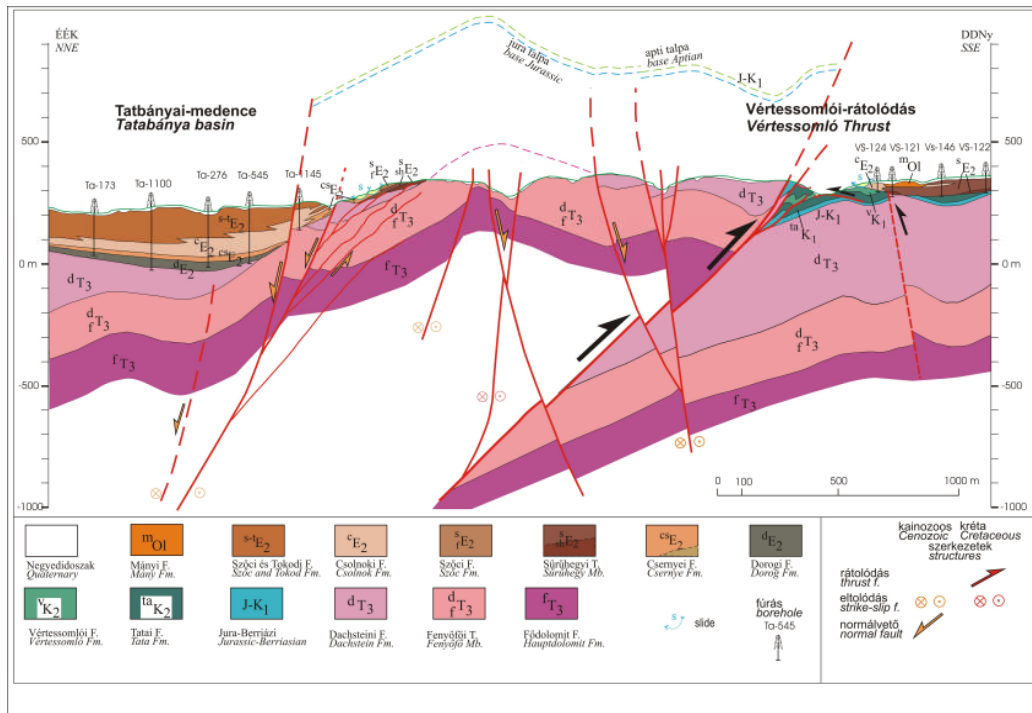
* a kormeghatározásokhoz más kutatások is hozzájárultak, de jelen kutatás is támogatta azok megvalósulását

HIVATÓZÁSOK

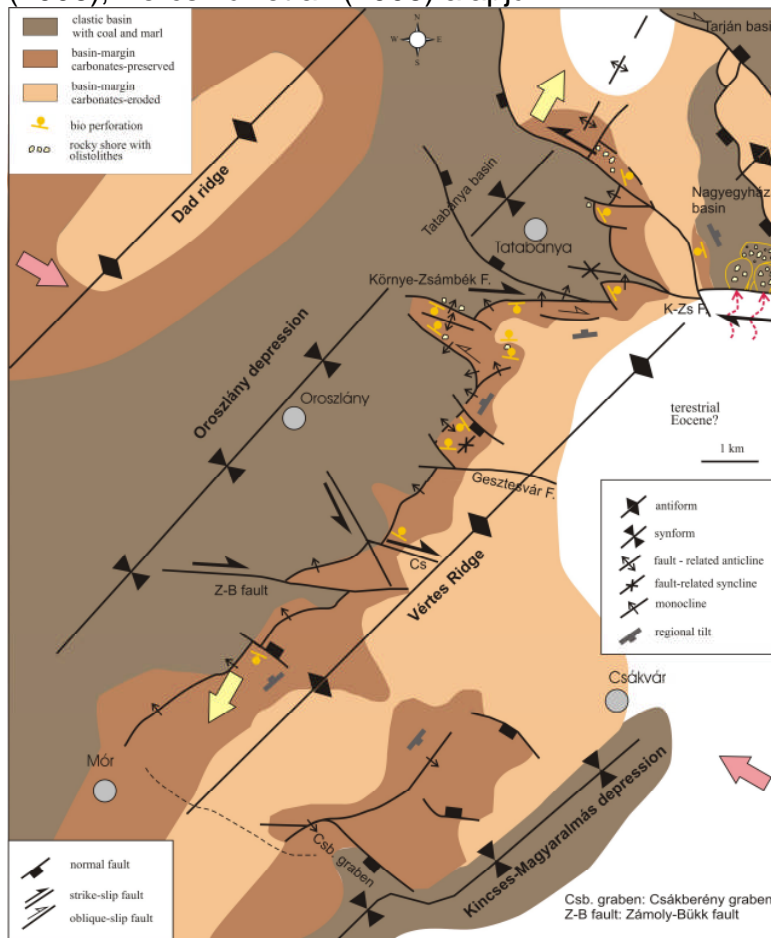
(A pályázattal kapcsolatos munkákat itt nem tüntettük fel.)

- Bada, G., Horváth, F., Fejes, I. & Gerner, P. 1999. Review of the present day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. — *J. Geodynamics* 27, 501–527.
- Báldi T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 pp.
- Császár G. 1995: A gerecsei és vértesi-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. — *Általános Földtani Szemle* 27, pp. 133–152.
- Fodor, L., Magyarai, A., Kázmér, M. & Fogarasi, A. (1992): Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda slope - A sedimentary record of continental escape of the Bakony Unit (SW-Hungary). — *Geologische Rundschau* 81, 695–716.
- Gerner, P., Bada, G., Dövényi, P., Cloething, S., Oncescu, M. & Müller, B., 1999: State of recent stress in the Pannonian Basin: data and models. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (Editors): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*, — *Geological Society Special Publications* 156, 269–294.
- Gyalog L. 1992: Adatok Várgesztes környékének szerkezeti viszonyairól. — *MÁFI Évi Jelentése 1990-ről*, 69–74.
- 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.
- 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.
- Pécsi M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- Royden, L. H. & Horváth, F. (Editors), 1988: The Pannonian basin. A Study in Basin Evolution. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir* 45.
- 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 Közlemények* 136, 3, 369–398.
- Sütőné Szentai M. 1991: Szervesvázú mikroplankton zónák Magyarország pannóniai rétegösszletében. Újabb adatok a zonációról és a dinoflagelláták evolúciójáról. — *Öslénytani Viták*, 36–37, 157–200.
- Tari, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian basin. — *PhD. Thesis*, Rice University, Texas, USA. 501 pp.
- Tari, G., Báldi, T. & Báldi-Beke, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamical model. — *Tectonophysics* 226, 433–455.
- Tóth K. 1971: A Vértesi hegység délkeleti előterének pannon képződményei. — In GÓCZÁN F., BENKŐ J. (szerk.): *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*, Akadémia Kiadó, Budapest, 345–361.

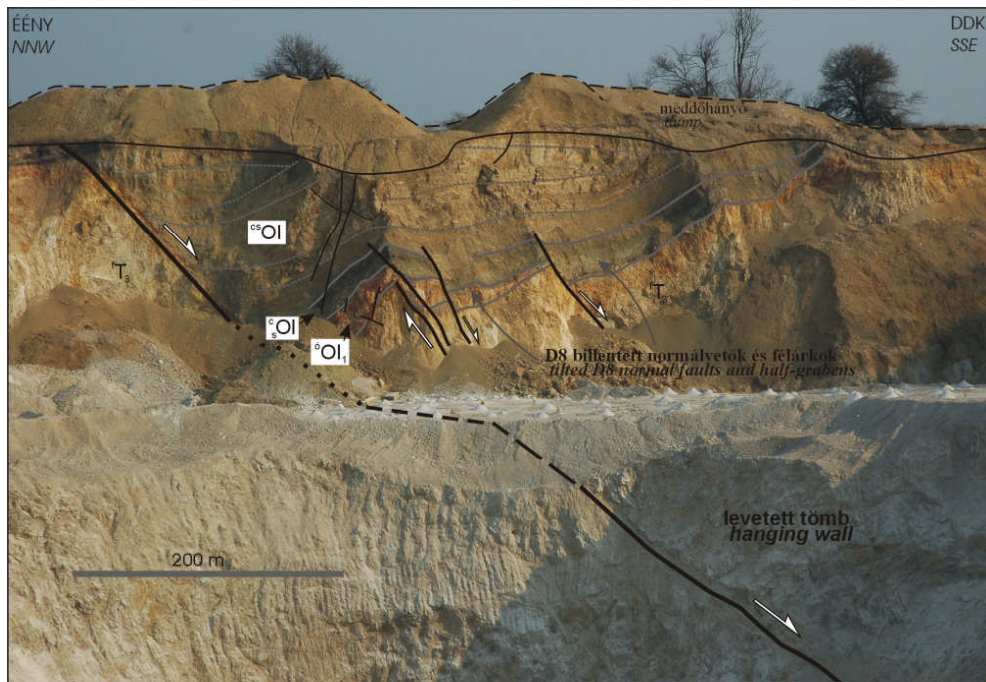
1. ábra. Szelvény a Vértessomlói-rátolódáson keresztül, Fodor et al. (2005d) alapján.



2. ábra. Eocén ősföldrajzi és szerkezeti kép a Vértesre és előterére, Pálfalvi et al. (2006), Kericsmár et al. (2006) alapján.



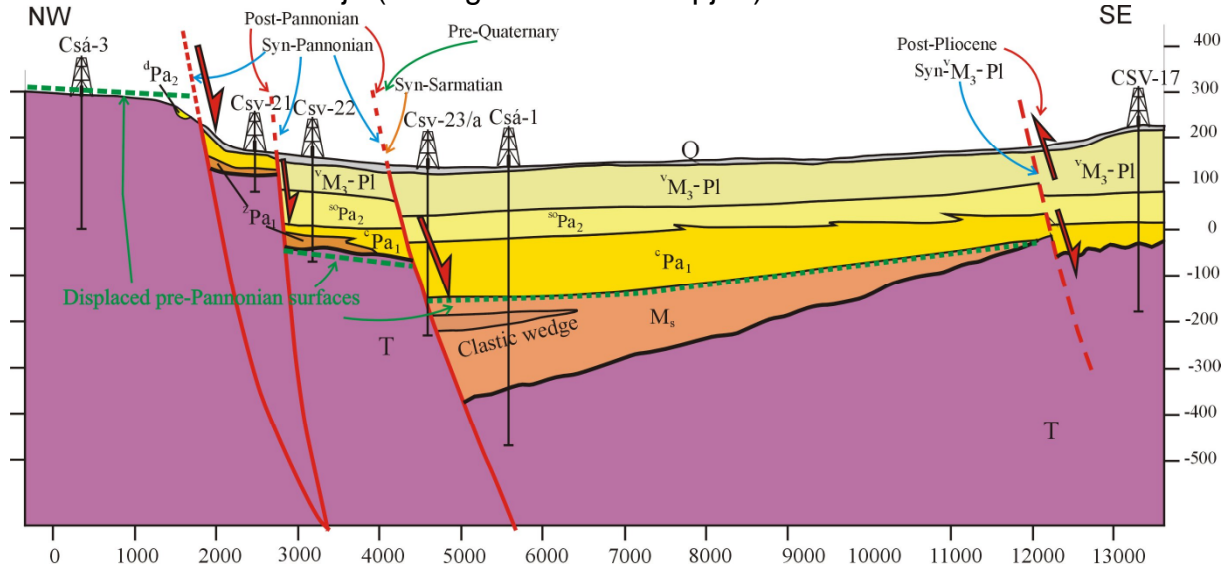
3. ábra. Szinszediment oligocén deformáció a sörédi orondpusztai kőfejtőben.



4. ábra. Kora-miocén Zámolybükki-eltolódás terepi látványa.



5. ábra. Földtani szelvény a Vértes keleti előterében, mely a késői riftes és a poszt-rift szerkezeteket mutatja (Csillag et al. 2004 alapján).



6. ábra. A negyedidőszaki felszínfejlődés és neotektonikus deformáció vázlatja a Vértes környezetében, Fodor et al. (2008) alapján.

