

A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúl és a Balaton területén

HORVÁTH Ferenc^{1*}, Marco SACCHI², DOMBRÁDI Endre^{1,3}

¹Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, ELTE, Budapest Pázmány P. sétány 1/c

²Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), CNR, Napoli

³Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES), VU University, Amsterdam,

* levelező szerző: (frankh@ludens.elte.hu)

Seismic stratigraphy and tectonics of Late Miocene basin fill in southern Transdanubia and below Lake Balaton

Abstract

Major progress in understanding the stratigraphy of the postrift (Late Miocene to Quaternary) strata in the Pannonian Basin has been achieved in the past two decades, but a few basic questions remain unsolved. These are associated with the controversial presence of third-order water-level oscillations in Lake Pannon and large-scale tectonic deformation and erosion of the basin fill.

Sequential stratigraphic interpretation was carried out in southern Transdanubia using hydrocarbon exploration seismic sections and borehole data. The Late Miocene basin fill was divided into 5 third-order depositional sequences as follow: SAR-1, PAN-1, -2, -3, -4. In the Drava trough, the topmost sequence boundary is overlain by more than 1000 m-thick Pliocene through Quaternary strata. These were deposited in on alluvial plain and are characterised by higher order cyclicity.

A special contribution to our seismic stratigraphic interpretation was offered by a wealth of high-resolution seismic profiles taken at Lake Balaton over the last two decades. These surveys imaged the Pannonian Szák, Somló and Tihany Formations to thicknesses ranging between 0 to 120 m below the mud beds of the lake and above the acoustic basement given by the top of Sarmatian limestone layer. According to the sequential stratigraphic interpretation, these formations were deposited on the shelf of Lake Pannon during the PAN-2 sequence and they represent transgressive, highstand and falling stage system tracts.

Regression of Lake Pannon led to the formation of a large alluvial/delta plain as evidenced by the upper section of the Tihany Formation. These terrestrial beds in the Tihany Peninsula are overlain by pyroclasts, maar lake sediments (Tihany Volcano) and freshwater limestones; the latter have been silicified locally due to postvolcanic, hot spring activity. All of these exposed features can be recognised on the high resolution seismic sections of Lake Balaton. In addition, seismic data demonstrate that the top of the Tihany Formation is a marked erosional unconformity. Accordingly, it is reasonable to conclude that this seismic unconformity represents the upper boundary of the PAN-2 sequence.

Seismic sections in Transdanubia show that the Late Miocene depositional sequences suffered remarkable post-sedimentary compressional deformation. This Pliocene through Quaternary compression can be considered as the neotectonic phase of the evolution of the Pannonian Basin. It has resulted in development of areas of uplift and coeval subsidence with an amplitude of the order of 1000 metres. Uplift and erosion of the Transdanubian Range also took place during this phase. Elsewhere in the basin eroded material from the uplifting terraines filled up the areas of subsidence and no significant topographic relief has been formed. It is reasonable to infer that the start of the structural inversion, erosion and fault reactivation in the Pannonian Basin at around the Miocene-Pliocene boundary is a tectonic Messinian event.

Finally, it was concluded that the the longstanding problem of the correlation of the basin margin and deep basin Pannonian lithostratigraphic formations remains one of an intractable nature unless the large-scale deformation and erosion of the basin-fill during the neotectonic inversion are taken into consideration more thoroughly.

Keywords: third-order sequences, high-resolution seismics, basin inversion, Lake Balaton, Pannonian Basin

Összefoglalás

A hazai pannóniai rétegtan az utóbbi két évtizedben nagyot fejlődött, de néhány fontos kérdésben az álláspontok továbbra is eltérőek vagy tisztázatlanok maradtak. Ezek alapvetően azzal kapcsolatosak, hogy az izolált tómedence feltöltődésében milyen szerepet játszottak a harmadrendű vízszintváltozások és a tektonikus deformációk.

Szekvencia sztratigráfiai értelmezést végeztünk a Dél-Dunántúlon ipari szeizmikus szelvények és mélyfúrás adatok felhasználásával. A medence felső-miocén üledékes összetétét öt harmadrendű szekvenciára lehetett felosztani (SAR–1 és PAN–1, –2, –3, –4). A legfelső szekvenciahatár felett a Dráva-árokban még 1000 métert meghaladó vastagságú, pliocén–kvarter korú folyóvízi-mocsári-szárazulati üledékesor található, amiben nem mutatható ki harmadrendű ciklicitás.

A dél-dunántúli pannóniai sztratigráfia és szerkezetfejlődés vizsgálatához különleges lehetőséget biztosított az, hogy a Balatonon majd két évtizedre visszanyúlóan nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéseket végzünk. A tavi iszap alján és az akusztikus aljzatot adó szarmata képződmények tetején lévő két markáns unkonformitás között 0–120 méter összvastagságban és változó területi elterjedéssel a Száki, a Somlói és a Tihanyi Formációk rétegei képezhetők le. Értelmezésünk szerint ezek a PAN–2 szekvencia során alakultak ki és a transzgresszív, nagyvízi, valamint ennek záró szakaszát alkotó kisvízi rendszeregyeségeket alkotják.

A Tihanyi Formáció felső részén lévő rétegek a vízzel borított selfterület elsekélyesedését, delta (alluviális) síksággá válásának folyamatát dokumentálják. Ezekre a szárazulati képződményekre a Tihanyi-félszigeten piroklasztikumok, maar képződmények, valamint édesvízi forrásmézők telepednek, amelyek helyenként erősen kovásodottak („gejziritek”). Nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken ezen eseményekkel korrelálható, markáns eróziós diszkordanciafelület figyelhető meg a Tihanyi Formáció felső részén. Mindezen jelenségeket együttesen értelmezve, ezt a diszkordanciafelületet a PAN–2 harmadrendű szekvencia felső határának tartjuk.

A szeizmikus adatok tanúsága szerint a Pannon-medence posztrift üledékes kőzetei lokális és regionális skálán jelentős deformációt szenvedtek. A fiatal inverziós fázis összességében 1000 méter nagyságrendű kiemelkedéseket és süllyedéseket okozott a medencében, amelyet az erózió és a feltöltődés általában folyamatosan kiegyenlített. A Dunántúli-középhegység kiemelkedését, a rátelepült pannóniai üledékek nagymértékű lepusztulását is ehhez a fázishoz lehet kapcsolni. Ennek a máig tartó neotektonikus folyamatnak a kezdete a miocén–pliocén határhoz köthető, oka pedig a feszültségtér regionális skálájú megváltozása volt. Ez arra utal, hogy a messinai esemény és a Pannon-medence fiatal inverziójának kezdete között geodinamikai kapcsolat volt.

Végül, arra a következtetésre jutunk, hogy a hazai pannóniai rétegtan nagy adóssága, a medenceperemi (hegységperemi) és mélymedencei pannóniai litosztratigráfiai formációk korrelációja a medenceskálájú rétegtani architektúra és a neotektonika hatásának érdemi figyelembevétele nélkül továbbra is a „lehetetlen vállalkozás” tipikus esete marad.

Tárgyszavak: harmadrendű szekvenciák, nagyfelbontású szeizmika, medenceinverzió, Balaton, Pannon-medence

Bevezetés

A Balaton a Dunántúli-középhegység előterében fekszik, ahol a Pannon-medence dél-dunántúli részének neogén rétegei egyre csökkenő vastagsággal fedik le a hegység irányába emelkedő medencealjzatot. LÓCZY (1913) óta tudjuk, hogy a sekélyvízű tó néhány méter vastag iszapos mederkitöltése jelentős diszkordanciával „pannóniai–pontusi” üledékes kőzetekre települ (*l. ábra*).

A Balaton kutatásában új fejezetet nyitottak a vízi szeizmikus mérések (TÓTH Zs. et al., jelen kötet). A szeizmikus szelvények értelmezése fontos eredményeket hozott a tavi üledékek és az alatta diszkordánsan elhelyezkedő pannóniai képződmények sztratigráfiai megismerésében (SACCHI et al. 1998, 1999; BADA et al. 1999; SACCHI & HORVÁTH 2002). A nagy felbontás miatt először vált lehetővé az, hogy a tó alatti rétegek korrelálhatók legyenek a parti fúrásokból és a tó körüli feltárásokból ismert litosztratigráfiai egységekkel (SACCHI 2001). Ezen túl a módszer képes a kis vetődések, enyhe gyűrődések és monoklinális szerkezetek kimutatására, így azok pontosan térképezhetővé váltak. Ezúton a Balaton tektonikus eredetének és általában a Pannon-medence neotektonikájának kérdésében nem spekulációk, hanem megfigyelések alapján lehet állást foglalni (pl. BADA et al., jelen kötet). Az ezúttal használt vízi szeizmikus szelvényeket olasz szakemberekkel együttműködve 1993 nyarán végrehajtott egysatornás mérések során vettük fel (TÓTH Zs. et al., jelen kötet). Ezen túlmenően az újabb mérési kampányok anyagát is felhasználtuk, és egy többcsatornás és két ultranagy felbontású egysatornás szelvényt be is mutatunk.

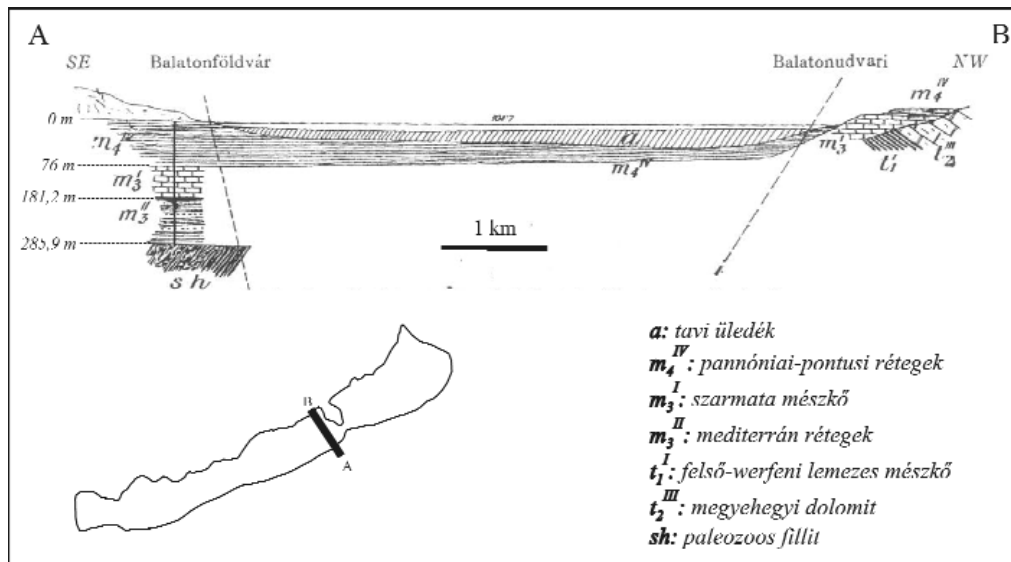
Ebben a tanulmányban először a hazai pannóniai sztratigráfia fő eredményeit és ellentmondásait tekintjük át.

Majd SACCHI (2001) nyomdokain haladva a dél-dunántúli medencerész harmadrendű üledékes szekvenciáit mutatjuk be három, a Balatontól a Dráva-medence irányába haladó regionális szelvény segítségével. Ezzel az a célunk, hogy a medence feltöltődésének általános menetét, valamint a rétegtani architektúra nagyléptékű deformációját illusztráljuk. Ezt követően a Balaton környékére vonatkozó litosztratigráfiai és vulkanológiai eredményeket figyelembe véve értelmezzük a vízi szeizmikus szelvényeket. Ennek egyik legfontosabb eredménye az, hogy a tó alatti pannóniai üledékekben a Tihanyi Formáció tetején szeizmikusan leképezhető eróziós diszkordanciafelületet észleltünk, amely szekvenciahatárként értelmezhető. A késő-miocénben jelentkező millió éves skálájú csapadékingadozásokat (MAGYAR 2009) elfogadva, egyszerű modellt adunk a harmadrendű szekvencia kialakulására.

Végül, a balatoni és regionális szelvények alapján amellett érvelünk, hogy a medenceüledékek kompressziós deformációt és jelentős eróziót szenvedtek, amelynek kezdete összekapcsolható a messinai eseménnyel. Úgy látjuk, hogy ez a neotektonikai folyamat olyan mértékben alakította át a medence rétegtani architektúráját, hogy csak ennek pontos megismerése után van esély a hegységperemi és mélymedencei formációk hiteles korrelációjára.

Az eddigi munkák áttekintése

Korai modell szerint a Pannon-medencében az üledék-képződés folyamatos és általános elterjedésű volt, azaz minden egyes időregegtani egység a teljes medencében kialakult és egymás felett települt. A medence tehát egy



1. ábra. LÓCZY (1913) földtani szelvénye Balatonföldvár és Balatonudvari között

A szelvény azt mutatja, hogy a fiatal tavi üledékek (a) nagy rétegtani hiánnyal pannóniai-pontusi rétegekre (m_4^{IV}) települnek. Ezek alatt, 70–80 m mélységben szarmata mészkő (m_3^I) található fúrásban a déli part mentén. Ugyanez a mészkő a középhegység peremén felszínre bukkan. Szaggatott vonalak a Balaton teknőjének feltételezett lesüllyedését jelzik

Figure 1. Geological cross section between Balatonföldvár and Balatonudvari showing the main stratigraphic units (LÓCZY 1913)

The lake muds (a) are underlain by Pannonian–Pontian layers. The boundary between them is marked by an unconformity, which suggests a significant stratigraphic gap. Below these sedimentary strata, in 70–80 m depth, Sarmatian limestone is documented in shallow boreholes along the southern shoreline of the lake. North to Lake Balaton, on the southern flank of the Transdanubian Range, these limestones are exposed on the surface. Dashed lines indicate the hypothetical border faults bounding the lake's basin

tálhoz, rétegsora pedig a rakott palacsintához hasonlítható, hiszen az egyes rétegek függőleges irányban váltakoznak, míg laterálisan minden egyes réteg korrelálható és összekapcsolható. Ez a modell nem volt összeegyeztethető a biosztratigráfiai eredményekkel és az 1970-es és 1980-as években kialakult az a szkeptikus vélemény, hogy a puhatestűek kormeghatározásra alkalmatlanok (MAGYAR 2004).

Az új modell megszületését a szeizmikus leképzésben bekövetkező technikai forradalom, a digitális adatfelvétel és feldolgozás tette lehetővé. Az így készült szelvények mutattak rá arra, hogy az alsó-pannóniai összlet felső részén a felette és alatta lévő rétegektől eltérő dőlésű rétegsor települ, amely az egész medencében délies irányban progadál (RÁDLER et al. 1978).

A szeizmikus rétegtan hazai alkalmazásának hőskora annak feltételezése volt, hogy a tengeri szekvencia sztratigráfia paradigmarendszere (VAIL et al. 1977) alkalmazható a Pannon-medencében is. Milliós éves időskálájú, unkonformitásokkal és korrelatív konformitásokkal határolt szeizmikus szekvenciák kerültek azonosításra (POGÁCSÁS 1984; POGÁCSÁS et al. 1988; MATTICK et al. 1985, 1988; VAKARCS & VÁRNAI 1991; VAKARCS et al. 1994). Ehhez a kerethez az új szellemű magfeldolgozás és mélyfúrás-geofizikai értelmezés üledékképződési folyamatokat, fácieseket és litosztratigráfiai egységeket tudott hozzákapcsolni (BÉRCZI & PHILLIPS 1985; BÉRCZI 1988; JUHÁSZ Gy. 1992, 1994).

Világossá vált, hogy a terület süllyedésével létrejött medencét alapvetően két behordási irányból érkező és fokozatosan délies irányba előrehaladó selfen szétterülő

folyórendszer töltötte fel a késő-miocén során (JUHÁSZ Gy. 1994, MAGYAR et al. 1999a). (Megjegyzendő, hogy MAGYAR (2009) gyakorlatát követve a medencemorfológia leírására hagyományosan használt deltakörnyezetek helyett a szakszerűbb selfkörnyezetek nomenklatúráját használjuk.) Definiálhatóvá vált a mai helyzetében egymás felett, időbeli fejlődésében pedig egymás mellett elhelyezkedő (azaz nagymértékben időtranszgresszív) öt nagy rétegtani egység (JUHÁSZ Gy. 1998, JUHÁSZ Gy. et al. 2006):

- az alluviális síkság (Zagyvai, Nagyalföldi és Bükk-aljai Formáció),
- a vízzel borított self (Újfalui Formáció),
- a selflejtő (Algyői Formáció),
- a lejtő előterében lévő törmelékfolyások (Szolnoki Formáció)
- és a mélymedence képződményei (Endrődi és Békési Formáció).

Ezt a tudományos áttörést a Pannon-tó biosztratigráfiai korszakájának revíziója koronázta meg (MAGYAR 1995, MÜLLER 1998, MAGYAR et al. 1999b).

Az új eredmények azonban több problémát is a felszínre hoztak. VAKARCS et al. (1994) tizenkét harmadrendű szekvenciát (1–12, 17,5–3,0 M év) azonosítottak a Pannon-medence szín- és posztrift üledékes kőzetösszetételében. Éppen annyit, amennyi a globális euszatikus görbével való teljes egyezéshez szükséges volt. Így arra következtettek, hogy a medence vízszintje szinkronban mozgott a világ-tengerekkel. TARI et al. (1992) a Pannon-tó középső-miocén utáni izoláltsága miatt más lehetőséget kerestek. A tengeri kapcsolatot a folyóhálózaton keresztül gondolták meg-

valósíthatóknak, de nem zárták ki azt, hogy a csatolás a feszültségtér közvetítésével, azaz tektonikai hatásra jött létre.

Számos területen azonban a folyóhálózaton keresztül történő tengeri visszacsatolás nem látszik hatékonyan működő mechanizmusnak. A tengerbe ömlő nagy folyók bázisszintváltozásának a hatása a folyókon felfelé haladva gyorsan lecseng (MIALL 1991, SHANLEY & MCKABE 1994). A Mississippiben például a negyedidőszaki tengerszintváltozások a torkolattól maximum 220 km távolságig észlelhetők (AUTIN et al. 1991). A Rhone torkolatában óriáskanyonok képződtek a messinai tengerszintesés során, de a folyó hátravágódása nem volt olyan mértékű, hogy a „könyökpont” (knickpoint) elérte volna a Jura-hegységet és az előtéri molasz-medencéket (CEDERBOM et al. 2004). LEEVER (2007) szerint, a folyómederben helyenként előforduló sziklaküszöbök (pl. a Vaskapu a Dunán) megakadályozzák, hogy ezek szintje alá süllyedjen a folyó vízszintje, azaz a hátravágódás természetes gátjait képezik.

A Pannon-medence színrift üledékes összelete valójában nem vizsgálható jól szeizmikus sztratigráfiai módszerrel, szemben a vastag posztrift öszlettel, amely az Alföld mély-medencéiben és azok peremén ideális vizsgálati területet kínált a rendelkezésre álló ipari szeizmikus szelvényekre és fúrási adatokra támaszkodva. A legtöbb vizsgálat erre a területre koncentráldott és több, de nem feltétlen egyező harmadrendű szekvencia kijelölésére jutott (VAKARCS et al. 1994, VAKARCS 1997, CSATÓ 1993, JUHÁSZ Gy. et al. 2006, TÓTH-MAKK 2007). Ezzel párhuzamosan magfúrások szedimentológiai és fácieselemzése alapján markánsan megjelent az az álláspontra is, hogy valójában nem is léteznek euszatikus eredetű harmadrendű szekvenciák a Pannon-medencében. JUHÁSZ E. et al. (1996, 1997) szerint csak három regionális unkonformitás, nevezetesen a színrift/posztrift diszkordancia, a miocén-pliocén és a pliocén-pleisztocén határ jelölhető ki. Öt dunántúli fúrás (Nagy-lózs–1, Szombathely–II, Iharosberény–I, Berhida–3 és Paks–2) és négy alföldi fúrás (Tiszapalkonya–1, Kaskantyú–2, Jánoshalma–1 és Bácsalmás–1) elemzése alapján arra következtettek, hogy mindhárom diszkordanciához a vizsgált peremi területeken 2–5 millió éves rétegtani hiány kapcsolódik.

A miocén-pliocén határa közelében húzódó unkonformitást általában a self vagy az alluviális síkság eredetileg vízszintes rétegeinek behajlásával kialakult szinklinális felületére rálapoló és fokozatosan kialakuló rétegfelépítés tesz regionálisan azonosíthatóvá szeizmikus szelvényeken (MAGYAR 2009). Fúrási adatok szerint az erőziónan lefejezett felső-miocén agyagos képződményekre folyóvízi kavicsok, pliocén ártéri és mocsári képződmények települnek (MATTICK et al. 1988, JUHÁSZ E. et al. 1999, JUHÁSZ Gy. et al. 2006). A mágnésrétegtanilag vizsgált Dévaványa–1 és Vésztő–1 fúrások alapján ez az unkonformitás 4,6 M évnél idősebb, míg a Kaskantyú–2 és Tiszapalkonya–1 polaritásváltozásai alapján 6,8 M évnél fiatalabb (MAGYAR & SZTANÓ 2008). Ez egyezik a paleontológiai vizsgálatokkal, amely szerint peremi helyzetben az unkonformi-

táshoz kapcsolódó eróziós üledékhiány a 6–4 M év időszakot fogja át (KRETZOI & KROLOPP 1972, MAGYAR 2009). VAKARCS et al. (1994) rendszerében ez a 9-es jelű unkonformitás, amelynek korára a HAQ et al. (1987) görbe alapján, de az alföldi magnetosztratigráfiai eredményeket is figyelembe véve 5,5 millió évet javasoltak. Ezt a diszkordanciát JUHÁSZ E. et al. (1996, 1997) a MÁFI kutatófúrásainak szedimentológiai és fácieselemzése alapján a miocén-pliocén határához kötötték és a messinai eseménnyel korrelálták.

Ennek kialakulását leghatározottabban CSATÓ (1993) kapcsolta össze a Földközi-tenger kiszáradásával, azaz a messinai sókrízist eredményező nagy vízszinteséssel. Számítógépes rétegtani szimuláció alapján arra következtettek, hogy több mint 200 m vízszintesés mellett a medenceperem tektonikus felboltozódása és lepusztulása is szükséges az unkonformitáshoz kapcsolódó rétegtani architektúra magyarázatához (CSATÓ et al. 2007). Ezen következtetés érvényességét azonban megkérdőjelezi az a helyzet, hogy véleményünk szerint a szerzők hibáztak az általuk intramessinainak nevezett unkonformitás kijelölésében. Nem a VAKARCS et al. (1994) által 9-esnek jelölt unkonformitáshoz hanem az idősebb 8-as jelű szekvenciahatárhoz kapcsolódó rétegtani architektúrát modellezték. Az esemény korolása tehát megkérdőjelezhető, de a nagy vízszintesés és a kapcsolódó jelentős erózió mellett érvelésük komoly megfontolást érdemel.

Különösen azért, mert JUHÁSZ Gy. et al. (2007) a Duna-Tisza közén (Nagykőrös körzetében) a self képződményeibe (Újfalui Formáció) bevágódó óriáskanyon rendszert észleltek szeizmikus és fúrási adatok alapján. Amellett érveltek, hogy a több száz méteres mélységű és 5–10 km széles bevágódásokat a paksi oldalelmozduláshoz tartozó blokk kiemelkedése és a jelentős vízszintesés együttes hatása okozta. Az agyagos kanyonkitöltés (Nagyalföldi Formáció) tetejéhez kapcsolódó unkonformitást VAKARCS et al. (1994) 8-as jelű szekvenciahatárával azonosították és korát 6,8 millió évnél vették. MAGYAR (2009) dolgozatából azonban kiderül, hogy a bevágódások olyan területen vannak, ahol a Vakarc-féle 6,8 millió éves szekvenciahatár már egybeesik a miocén-pliocén diszkordanciával. Azaz a rendelkezésre álló adatok alapján nem dönthető el, hogy a nagy vízszintesés (kanyonképződés) valójában melyik szekvencia határához köthető.

Paradox módon azonban más vizsgálatok alapján arra következtettek, hogy ha az üledékbehordási irányok változását és a szinszedimentációs tektonikai deformációkat is figyelembe vesszük, akkor a rétegtani architektúra szimulálható anélkül, hogy a Pannon-tó vízszintjének 100 métert meghaladó változását tételeznék fel (SZTANÓ et al. 2007, MAGYAR & SZTANÓ 2008). MAGYAR (2009) szerint szeizmikus szelvényeken nem ismerhető fel olyan pannóniai rétegtani architektúra, amely a vízszintnek az egykori selfperem alá való csökkenését, azaz 100 méteres nagyságrendű esést mutatna. Ez a jelenség megnehezíti a szokványos ipari szelvények alapján a harmadrendű szekvenciahatárok felismerését (UHRIN et al. 2009) és közel visz ahhoz

a következtetéshez (JUHÁSZ E. et al. 1996, 1997), hogy nem is voltak igazi harmadrendű vízszintváltozási ciklusok a Pannon-tóban.

A vázolt, eredményekkel és ellentmondásokkal teli tudományos helyzetképet tovább színezi az az abszurdnak tűnő állapot, hogy több évtizede tartó próbálkozás ellenére máig megoldatlan a medenceperemi (hegységperemi) és a mélymedencei pannóniai formációk korrelálása (KORPÁSNÉ HÓDI 1998, JUHÁSZ Gy. 1998). A peremi formációk rendszerének korai kialakulását (JÁMBOR 1980) az a tette lehetővé, hogy szigethegységeink (elsősorban a Dunántúli-középhegység) szegélyén számos feltárásban és sekélyfúrásban alluviális és delta síkságon, litorális és szublitorális tavi környezetben képződött, gazdag puhatestű ősmaradvány tartalommal rendelkező pannóniai képződmények tanulmányozhatók. A sztratotípusokkal és/vagy mintaszelvényekkel definiált formációk rétegtani kapcsolata, időbeli helyzete és időtartama azonban rosszul volt meghatározható (KORPÁSNÉ HÓDI 1998) és máig bizonytalanságokkal terhes.

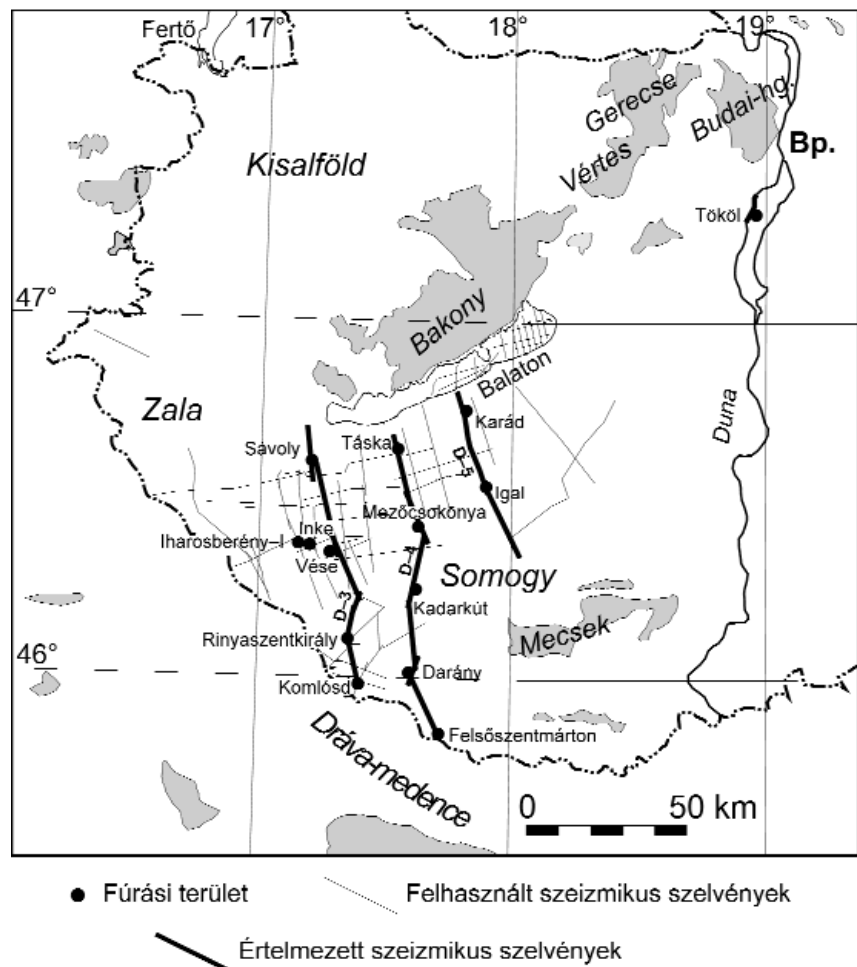
A radioaktív kormeghatározás mellett a magnetosztratigráfia tűnt olyan új módszernek, amely megoldja az numerikus korok hiányának problémáját. Hamarosan kiderült azonban, hogy folyamatos rétegsorok hiányában a mért polaritás zónáció nem használható, ha nincs független adat a standard polaritás-skálához való kapcsolódáshoz (ELSTON

et al. 1994). A progradációs modell alapján megújult pannóniai biosztratigráfia és a szeizmikus korreláció széleskörű használata segítette elő az értelmezést, amely — meglévő bizonytalanságai mellett is — nyilvánvalóvá tette, hogy szigethegységeink előterében lévő pannóniai képződmények alul és felül is hiányos eróziós maradványok (JUHÁSZ E. et al. 1996, 1999; MAGYAR et al. 2007; CSILLAG et al. 2010).

Ebből arra lehet következtetni, hogy a mélymedence vastag, teljes kifejlődésű és markánsan heterokron litosztratigráfiai egységeivel való korreláció aránytévésztesnek tűnik csakúgy, mint a lokálisan definiált peremi formációk regionális skálájú használata Magyarország 1:100 000 méretarányú új földtani térképén (GYALOG 2005).

Dél-Dunántúli ipari szeizmikus szelvények

A szekvenciasztratigráfiai értelmezés alapvetően SACCHI (2001) doktori dolgozatán alapszik. A felhasznált ipari szeizmikus szelvények és fúrások helyszínrajzát a 2. ábra mutatja. A segédszelvényekkel összekapcsolt három mesterszelvényt (D-3, D-4 és D-5) UJSZÁSI & VAKARCS (1993) választották ki és adták meg első értelmezésüket. A mi feldolgozásunk az ő munkájuk továbbfejlesztése, felhasználva a fúrési alapadatokat, rétegtani és biosztrati-



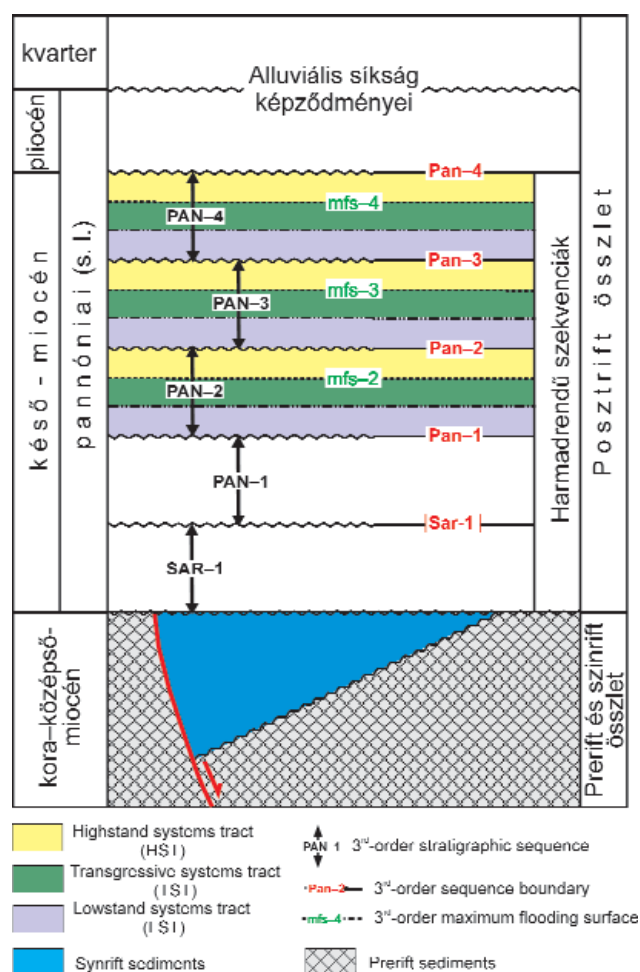
2. ábra. A szekvencia sztratigráfiai értelmezéshez felhasznált fúrások, ipari szeizmikus szelvények és a 7. ábra b részén látható dunai nagyfelbontású szeizmikus szelvény helyszínrajza. A balatoni szelvények részletes helyszínrajza a 8. ábrán látható.

Figure 2. Location map of boreholes and industrial seismic profiles used for the sequence stratigraphic interpretation and location of the high resolution Danube seismic line shown in Figure 7, b. Detailed location map of the Lake Balaton high resolution seismic lines can be seen in Figure 8.

gráfiai szintéziseket, valamint az Iharosberény–I alapfúrás komplex feldolgozását (JÁMBOR 1980; KÖRÖSSY 1988, 1989, 1990; JUHÁSZ Gy. 1994; JUHÁSZ E. et al. 1996, 1999; CSÁSZÁR 1997; MÜLLER 1998; MAGYAR et al. 1999b).

A szinrift és a posztrift üledékes kőzetösszetlet között átmeneti helyzetben lévő szarmata képződményekkel kezdve a miocén végéig bezáróan osztottuk fel a medencekitöltést harmadrendű szekvenciákra. Kijelöltük a szekvenciahatárokat, azon belül a transzgresszív és a maximális elöntési felszínt, egyúttal a kisvízi, transzgressziós és nagyvízi rendszeregyégeket. Végeredményként öt üledékes szekvenciát lehetett meghatározni (3. ábra).

A medence extenziós kialakulásának csúcsideszakához (kárpáti és badeni) tartozó szinrift összletet, lokális kifejlődése és erős tektonizáltsága miatt nem vizsgáltuk. Első azonosított szekvenciánk a szinrift és posztrift fázis között



3. ábra. A Pannon-medence szin- és posztrift összletének áttekintő korszaklása és a dél-dunántúli medencében azonosított késő-miocén üledékes szekvenciák (SAR-1, PAN-1, PAN-2, PAN-3, PAN-4) és határaik (Sar-1, Pan-1, Pan-2, Pan-3, Pan-4) elnevezése, valamint a földtani szelvényeken használt szin-kódok és jelölések magyarázata (LST=kisvízi rendszeregyég, TST = transzgressziós rendszeregyég, HST = nagyvízi rendszeregyég, mfs = maximális elöntési felszín)

Figure 3. Simplified chronostratigraphy of the syn- and postrift strata in the Pannonian Basin, together with the names of Late Miocene sedimentary sequences and their boundaries identified in south Transdanubia. Colour codes for systems tracts are also shown

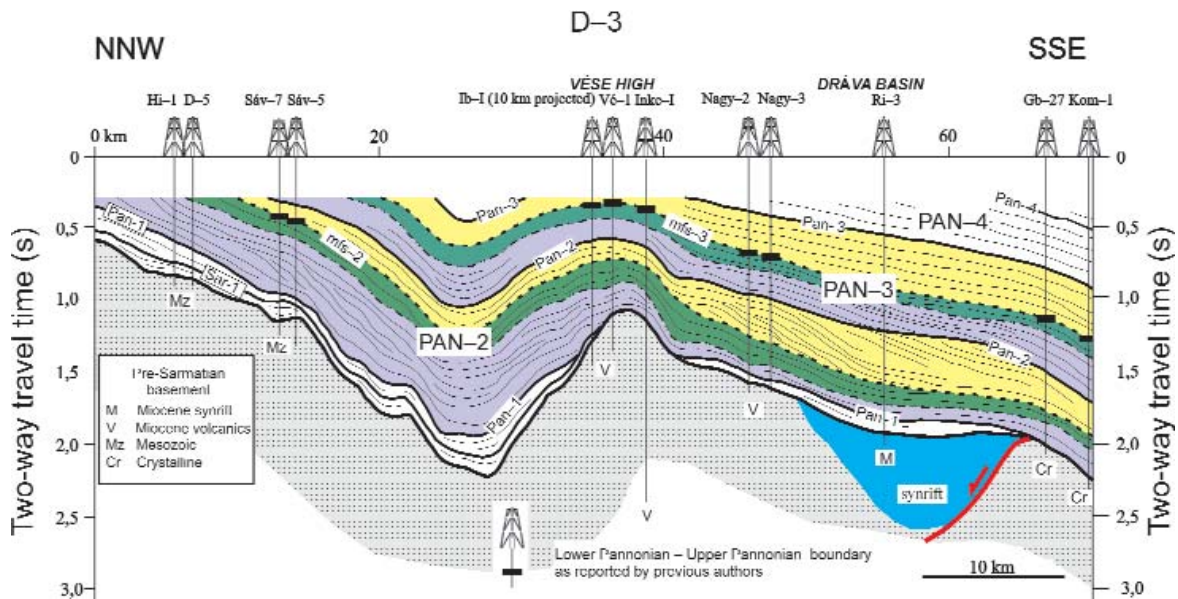
lévő szarmata képződményeket foglalja magába (SAR-1). E fölött négy pannoniai (s.l.) szekvenciát tudunk azonosítani (PAN-1, -2, -3 és -4), amelyek közül a másodikban és a harmadikban definiálhatók voltak a maximális elöntési felszínek is. A legfelső szekvenciahatár (Pan-4) csak a terület legmélyebb részén (Dráva-medence) található meg. A felette települő pliocén-kvarter összletben nem ismerhetők fel harmadrendű ciklushoz tartozó rendszeregyégek (JUHÁSZ E. et al. 1996, SAFTIC et al. 2003).

Továbbiakban nagybetűvel (SAR-1, PAN-1 stb.) az üledékes szekvenciát, míg kisbetűvel (Sar-1, Pan-1 stb.) az adott szekvenciát felülől lezáró szekvenciahatárt jelöltük (3. ábra). Az értelmezés során a szekvenciák kifejlődése és alakja alapján teszünk következtetéseket az egyidejű vagy utólagos tektonikai deformációkra. Ahhoz, hogy a szelvényeken látható deformációkat valóságghűen érzékeljük, figyelemmel kell lennünk arra, hogy a szelvények túlmagasítottak. Minden esetben a horizontális skálán 10 km megfelel a függőleges skálán 1s kétutas futási időhöz tartozó mélységintervallumnak. A pannoniai üledékes kőzetekre jellemző hullámterjedési sebességek (2–3 km/s) mellett ez kb. 7–10-szeres függőleges torzítást jelent. A használt szelvények nem migrált összszelvények voltak. Tapasztalat szerint ezek felbontóképessége nagyobb, s így jobban megmutatkozik a posztrift sorozat rétegtani felépítése.

D-3 szelvény

A közel 70 km hosszú kompozit szelvény a Kis-Balaton térségéből indul és a Dráva-medencében, Barcs környékén ér véget (2., 4. ábra). Az értelmezést több fúrás is segítette, amelyek közül különösen fontos a szelvénytől néhány km-re nyugatra lévő Iharosberény–I. Ezt a folyamatosan magmintavételezett fúrást a MÁFI alapfúrási programja keretében, közel 1400 m-ig mélyítették és mind litofácies mind mágneses polaritásváltás szempontjából alaposan feldolgozták (LANTOS et al. 1992, JUHÁSZ E. et al. 1996). Több fúrás is elérte a szinrift üledékeket vagy az idősebb képződményeket. Érdekes a Vései-magaslat a szelvény közepén, amely az Inke–I fúrás szerint vulkanitokkal átjárt badeni tengeri üledékes kőzetek és szárazföldi-folyóvízi kárpáti képződmények építenek fel 1250 m és 4510 m között (KÖRÖSSY 1990). A badeni rétegek felett hiányzik a szarmata, sőt a pannoniai képződmények legalja is. Ezt mutatja az értelmezett szelvény is, mely szerint a SAR-1 és PAN-1 szekvenciák folyamatosan megtalálhatók a déli irányban süllyedő aljzat felett, de kiemelkednek a Vései-magaslat északi szárnyán. A magaslat déli szárnyán a Dráva-medence pereméig már csak a PAN-1 szekvencia azonosítható foltszerűen.

Ezt követően az egyenként több mint 1200 m vastagságot is elérő PAN-2 és PAN-3 szekvencia következik, amelyeknek kisvízi, transzgressziós és nagyvízi rendszeregyégei is kijelölhetők voltak. A Pannon-tó vízszintjének magas állásait, s ezúton legnagyobb kiterjedéseit a maximális elöntés felszínei mutatják. Ezek jó közelítéssel



4. ábra. A D-3 jelű regionális szeizmikus szelvény szekvencia sztratigráfiai értelmezése (SACCHI 2001 után módosítva)

A szelvény mentén jelölt fúrások helynevei a következők: Hi=Balatonhidvég, D = Szökedencs, Sáv = Sávoly, Ib = Iharosberény, Vé = Vése, Nagy = Nagyszakácsi, Ri = Rinyaszentkirály, GB = Görgeteg-Babócsa, Kom = Komlósd

Figure 4. Sequence stratigraphic interpretation of the D-3 regional seismic profile (modified after SACCHI 2001)

Location names of the boreholes are as follow: D = Szökedencs, Sáv = Sávoly, Ib = Iharosberény, Vé = Vése, Nagy = Nagyszakácsi, Ri = Rinyaszentkirály, GB = Görgeteg-Babócsa, Kom = Komlósd

izokron felületnek tekinthetők és hozzájuk általában kondenzált agyagkövek és márgák lerakódása kapcsolódik. Ezeket a márgarétegeket tekintette a karotázsszelvények kiértékelésén alapuló hagyományos értelmezés a felső- és alsó-pannóniai összlet határának (KÖRÖSSY 1988). A 4. ábra alapján látható, hogy ez a határ eltérő szekvenciák maximális előtési felszínéhez kötődik. Ezért a fúrási értelmezés összekötésével olyan felszínt szerkeszthetünk, amely keresztezi az izokron felületeket (POGÁCSÁS et al. 1988).

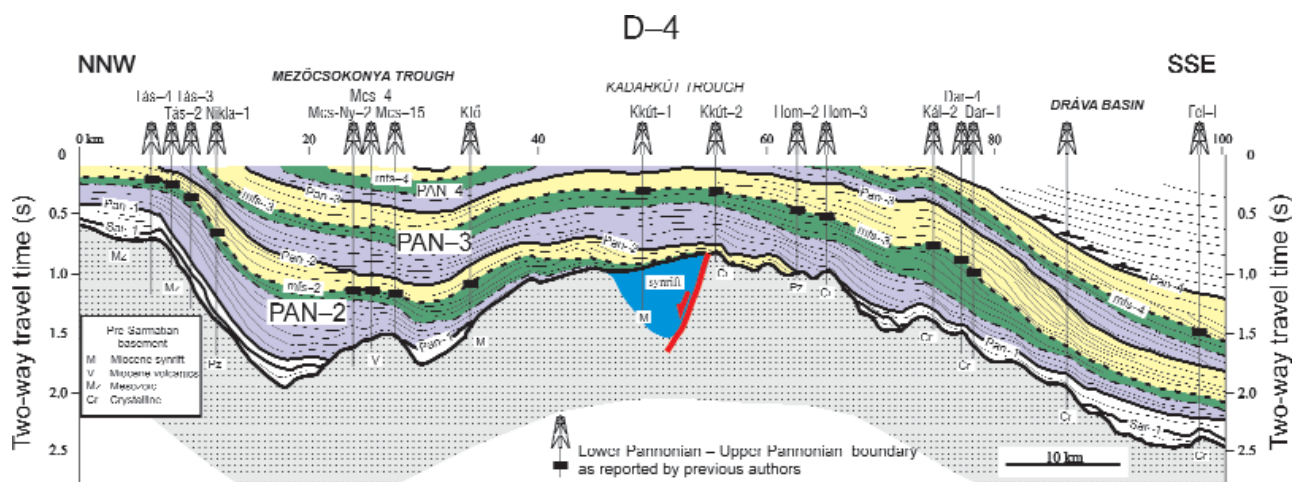
A PAN-2 szekvencia kisvízi és nagyvízi egységében (10–35 km, ill. 40–60 km között), valamint a PAN-3 szekvencia kisvízi egységében (50–70 km között) jellegzetes progradáló sorozatok láthatók (4. ábra). Megállapítható, hogy a medence feltöltődése északról-délre irányult, és az egykori vízmélységek valószínűleg nem haladták meg a 400–500 métert.

A szelvény déli felén a Dráva-medencében a Pan-3 szekvenciahatár felett megjelenő PAN-4 szekvencia rendszeregységei az elégtelen szeizmikus felbontás miatt nem határozhatók meg. Annyiban azonban világos, hogy ez a szekvencia a Vései-magaslat felett felboltozódott és jelentős mértékben lepusztult, tovább északra pedig teljesen hiányzik. Ugyanezen a szakaszon a Dunántúli-középhegység felé emelkedő medencealjzat felett a PAN-2 és PAN-3 szekvenciák erőzónásan lefejeződtek. Ha e két jól fejlett, de északon csonkult szekvencia alakját összehasonlítjuk egy elvi modellel akkor megállapítható, hogy a Dél-Dunántúlon jelentős posztrift deformáció történt. Az is valószínű, hogy e két üledékes szekvencia hiányzó része eredetileg megvolt az akkor még mélyebb helyzetben lévő középhegység felett.

D-4 szelvény

A több mint 100 km hosszú kompozitszelvény Fonyódtól néhány km-re délre indul és a Dráva-medencében, Felső-szentmárton közelében ér véget (2., 5. ábra). Ismét számos fúrás segítette a medencealjzat és a színrift sorozat kijelölését. A Mezőcsokonyai-árok középnyalában lévő lokális kiemelkedés a középső-miocén vulkanizmus következménye, míg Kadarkút térségben egy vastag kárpáti és badeni üledékekkel feltöltött lokális félárok található a kiemelt helyzetű medencealjzatban (KÖRÖSSY 1989, 1990). A változatos aljzatmorfológiát a középső-miocén extenzió és a fiatalabb tektonikai hatások együttesen hozták létre. Ezt mutatja a két idősebb szekvencia (SAR-1, PAN-1) elterjedése is. Mindkettő megvan a Dunántúli-középhegység felé emelkedő medencealjzaton, de hiányzik a mezőcsokonyai vulkanitok és az egész kadarkúti aljzatboltozat tetejéről. A Dráva-medence aljzatában a szarmata szekvencia csak foltokban jelölhető ki, de a PAN-1 szekvencia mindenütt azonosítható.

Érdekes a PAN-2 szekvencia elterjedése is. A szelvény északi részén a Mezőcsokonyai-árokokban és a Dunántúli-középhegység felé emelkedő medencealjzat felett, akár 1000 m vastagságot is eléri. Déli irányban azonban, a kadarkúti boltozaton nem terjed túl a szekvencia, rétegei szisztematikusan rálapolódnak a magaslat északi szárnyára. Emiatt a Dráva-árokból hiányzik ez az összlet, azaz a PAN-1 szekvenciára üledékhiánnyal és időhézaggal közvetlenül a PAN-3 szekvenciára települ. A PAN-3 szekvenciára láthatóan már nem fogta meg az aljzatboltozat, hanem az akadálytalanul áthaladt felette.



5. ábra. A D-4 jelű regionális szeizmikus szelvény szekvencia sztratigráfiai értelmezése (SACCHI 2001 után módosítva)

A szelvény mentén jelölt fúrások helynevei a következők: Tás = Táska, Mcs = Mezőcsokonya, Kfő = Kaposfő, Kkút = Kádárkút, Hom = Homokszentgyörgy, Kál = Kálmánca, Dar = Darány, Fel = Felsőszentmárton

Figure 5. Stratigraphic interpretation of the D-4 regional seismic profile (modified after SACCHI 2001)

Location names of the boreholes are as follow: Tás = Táska, Mcs = Mezőcsokonya, Kfő = Kaposfő, Kkút = Kádárkút, Hom = Homokszentgyörgy, Kál = Kálmánca, Dar = Darány, Fel = Felsőszentmárton

Jelentős fiatal felszínmozgásokra és lepusztulásra mutat a PAN-4 szekvencia elterjedése is. A szeizmikus kép alapján valószínűsíthető, hogy ez a szekvencia eredetileg megszakítatlanul kifejlődött a Dunántúli-középhegységtől a Dráva-medencéig. A jelenlegi helyzet azonban az, hogy Nikla-Táska térségében erőziónan teljesen lefejeződött. Délre, a Mezőcsokonyai-árok tengelyében teljesnek látszik, míg a Kádarkúti-boltozat felett csak a legalsó része maradt meg. A Kálmánca-Darány kutatási területtől a Dráva-medencéig ismét teljes kifejlődésben jelen van és nagyobb mélységbe süllyedt. A Dráva-medencében a szekvenciát lezáró határra (Pan-4) rálapolódva folyóvízi, mocsári és más szárazföldi rétegekből felépülő üledékes összlet települ, amelynek vastagsága a medence tengelyében meghaladja az 1000 métert. Ezt az összletet, biosztratigráfiai megfontolások és az alföldi rétegtani architektúrához való hasonlósága alapján pliocén-kvarternek tartják (SACCHI et al. 1999, SAFTIĆ et al. 2003, MAGYAR 2009).

D-5 szelvény

Az előző kettőnél rövidebb kompozitszelvény Balatonlelle közeléből indul és Dombóvár mellett a Mecsek-Villány hegységhez kapcsolódó aljzatkilemelkedés északi szárnyán végződik (6. ábra). A szelvény mentén a medencekitöltés vastagsága a Dombóvári-árokban sem haladja meg a 2000 métert. Az értelmezéshez felhasználható fúrások a medencealjzat kiemelkedése felett található (KÖRÖSSY 1990).

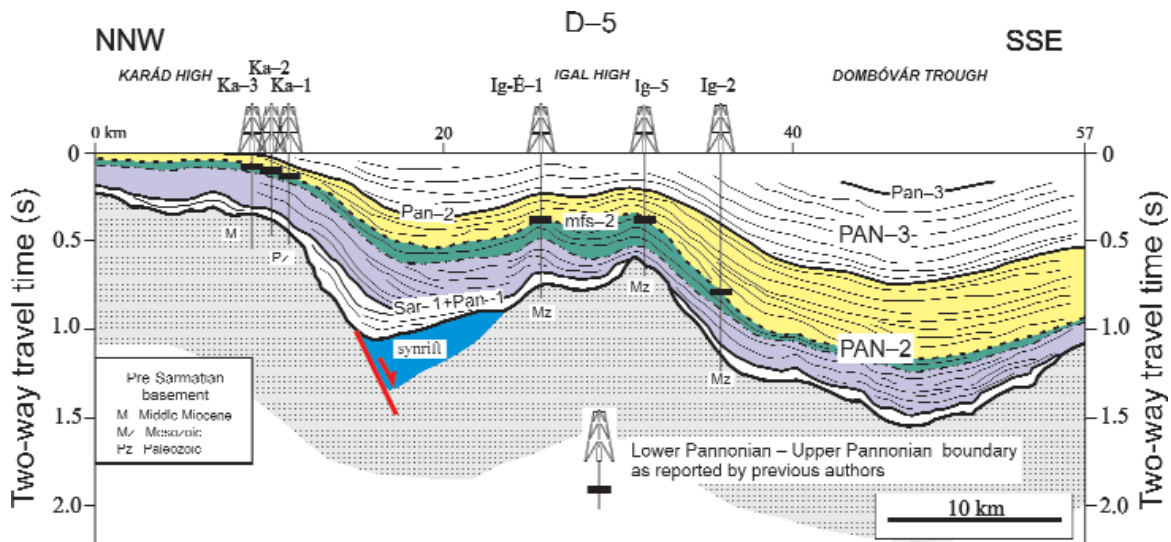
A szelvény közepén látható jellegzetes kettős csúccsal az Igaliblokk, amely egy felső-triász dolomit-mészköv bérc. A kiemelt blokk tetejéről hiányzik a szarmata, sőt a pannóniai idősebb része is. Ténylegesen a területen jelentős üledékhiányt jelöl az egyesülő Sar-1 és Pan-1 szekvenciahatár. Ezzel szemben a karádi fúrások (Ka-1, -2 és -3) bizonyosága szerint a Balaton felé emelkedő medencealjzaton végig lát-

hatók a szarmata és badeni márgák, vagy mészkövek. A főleg durvatörmeléken és vulkáni tufarétegeket is tartalmazó kárpáti képződmények legnagyobb vastagságukat a Karád és Igal között található szinrift félárokban érik el.

A PAN-2 szekvencia a szelvény mentén végig azonosítható és Karádtól a Balaton felé eső területen teteje már a felszínen van, mert fölé a PAN-3 szekvencia lepusztult. Karádtól délre kijelölhető a PAN-3 jelű szekvencia is, de rendszerességei nem azonosíthatók a jellegzetes belső rétegelvégződés hiánya miatt. Ez a szelvény is jól illusztrálja a medencét deformáló fiatal tektonikai hatásokat, valamint a Dunántúli-középhegység területén és szárnyain végbement nagy lepusztulást.

A Balaton környékének litosztratigráfiája

A regionális szeizmikus értelmezés szerint a Balaton környéki pannóniai feltárásokban és fúrásokban megjelenő formációk a PAN-2 szekvencia transzgressziós és nagyvízi rendszerességébe tartoznak. A Pannon-medence feltöltődésének regionális modellje azt mutatja, hogy a Dunántúlon előrehaladó self pereme 9 millió évvel ezelőtt még a Kisalföld középhegységi szélénél, míg 8 millió éve már a Dél-Dunántúl tengelyében (közelítőleg Paks-Kaposvár-Nagykanizsa vonalában) helyezkedett el (MAGYAR et al. 1999a, MAGYAR 2009). A Balaton környéki litosztratigráfiai egységek érdekessége az, hogy ennek a millió éves skálájú progradációs folyamatnak a részleteit mutatják. Különösen érdekesek számunkra a nagyvíz csökkenéséhez kapcsolódó regressziós jelenségek, mert az elsőkélyesedő self szárazulattá válásához kapcsolódó üledékföldtani dokumentumok a Pan-2 szekvenciahatár megtalálását ígérnek a felszínen, vagy kis mélységben. Mindehhez a nagyfelbontású tavi szeizmikus mérésektől jelentős hozzájárulást várunk.



6. ábra. A D-5 jelű regionális szeizmikus szelvény szekvencia sztratigráfiai értelmezése (SACCHI 2001 után módosítva)

A szelvény mentén jelölt fúrások helynevei a következők: Ka = Karád, Ig = Igal

Figure 6. Stratigraphic interpretation of the D-5 regional seismic profile (modified after SACCHI 2001)

Location names of the boreholes are as follow: Ka = Karád, Ig = Igal

A Balaton iszapos mederkitöltése alatt azokra a pannóniai litosztratigráfiai formációkra számíthatunk, amelyek a tó környezetében feltárásokból és fúrásokból ismertek és általános elterjedésűek. Ezek a Száki, a Somlói és a Tihanyi Formációk, valamint a Tapolcai Bazalt Formáció (JÁMBOR 1980, GYALOG 2005).

A Száki Formáció a terület legegységesebb kifejlődésű rétegtani egysége. Csaknem kizárólag szürke molluszkás-osztracodás agyagmárgás aleurolit pados rétegeiből épül fel, amelyek ritkán finomszemű homokkő-betelepüléseket tartalmaznak (KORPÁSNÉ HÓDI 1998). Képződése a Pannon-tó selfjén néhányszor tíz méter vízmélységben történt a *Congeria czjzeki*-s agyagmárgák túlterjedő településével jelzett nagy, kora-pannóniai transzgresszió során (MAGYAR 2009). E felett a Somlói Formáció található, amely szürke molluszkás agyagmárga-betelepüléses aleurolit és finom-aprószemű homokrétegek váltakozásából épül fel. A self sekélyesedő, de állandóan vízzel borított részén képződött (GYALOG 2005). A Tihanyi Formáció a somlói rétegekkel összefogazódva és azok felett települ. Nagyrészt aleurolit és homokrétegek váltakozásából áll, de a rétegsorban felfelé haladva egyre gyakoribbak a szenesagyag, lignit és humuszos paleotalaj betelepülései. A rétegsor tetejéről szárazföldi csigák és kismélységű rágcsálófogai kerültek elő. A formáció képződése a self partmenti sávjában és az alluviális síkságon történt, mocsaras-lápos területeken és gyakran kiszáradó lagúnákban (MÜLLER & SZÓNOKY 1990).

A Balaton környékén előforduló pannóniai üledékes kőzetek geológiai és geofizikai tanulmányozásának fontosságát felismerve nemrégiben egy OTKA projekt tudományos vizsgálatai zárultak le (SZTANÓ & MAGYAR 2007). Ezek részletes anyagai nagyrészt publikálásra várnak, de

ebben az évben három tanulmány már megjelent (SZTANÓ et al. 2010, CSILLAG et al. 2010, TÓTH P. et al. 2010).

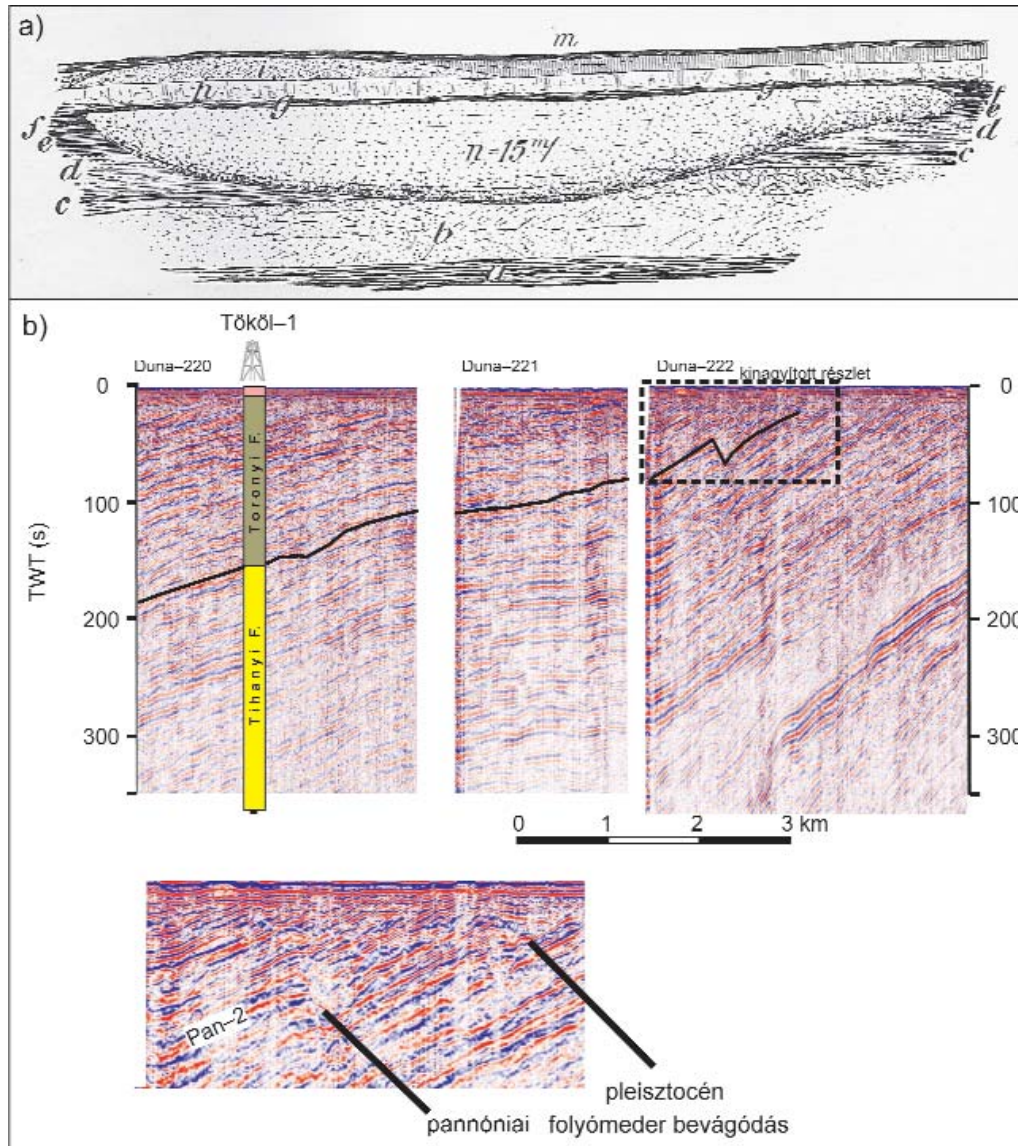
Terepi kutatásaik három helyszínre koncentráltak: a Száki és Kállai Formáció Tapolca környéki előfordulásaira, valamint a Tihanyi Formáció feltárásaira a Balaton keleti medencéje körül és a déli parton. A Tapolcai-medencében elért eredményeik fő következtetése annak megállapítása volt, hogy a Kállai Formáció a Száki Agymárga heteropikus fáciése, amely ugyanazon transzgressziós eseményhez kapcsolódik. A Kállai Kavics a kiterjedő tó erős hullámvéréssel jellemzett parti sávjában képződött és a nagymértékű törmelékbehordás időszakában délies irányban progradáló Gilbert-típusú deltákat hozott létre (CSILLAG et al. 2010).

A Tihanyi Formációnak számos jó feltárása van a balatoni magaspartok mentén és Észak-Somogyban, de új feltárások is létrejöttek az M7-es sztráda építése során. A több helyen végzett vizsgálat fontos eredménye az, hogy a formáció mind kőzettani felépítésében, mind fosszília-tartalmában 2–8 m vastagságú regressziós ciklusokat mutat (SZTANÓ & MAGYAR 2007). Értelmezésük szerint ezek ötödrendű paraszekvenciák, amelyeket a selfperemen végbe ment néhány méter amplitudójú relatív vízszintingadozások hoztak létre. Néhány feltárásban (Balatonszentgyörgy, M7 140 km) a formáció felső részébe bevágódó csatornákat észleltek, amelyek az alluviális síkságon kanyargó kisebb folyók dokumentumai.

A Tihanyi Formációba bevágódó nagy folyómedret már LÓCZY (1913) megtalálta és mesterien értelmezte. Megfigyelése az volt, hogy a fonyódi magas partfal Béltelep alatti része mocsári üledékekbe bevágódó, 15 m mély és 200 m széles, főleg kereszttrétegzett homokrétegekkel feltöltött folyómedret mutat (7a ábra). Lóczy szerint „A nagy

homoklencse...világosan bizonyítja, hogy a pannóniai-pontusi rétegek lerakódása közben periodikus vízszint-ingadozások voltak és a vízszintnek ilyen leszálló és ismét felemelkedő fázisát tükrözi vissza a folyóvíztől kivájt meder, amelyet ugyanazon folyóvíz a nívónak felemelkedése közben magához hozta homokjával kitöltött.” Az újabb vizsgálatok

(NOVÁK 2006; NOVÁK et al., jelen kötet) mindezt megerősítették, sőt úgy találták, hogy a homoktest akár 600 m szélességben követhető a fonyódi partfalon. Rámutattak arra is, hogy a mederkitöltés alján nagyvastagságú, áthalmozott molluszkákat tartalmazó durvaszemcsés, agyagklasztos kereszttrétegzett homok van, amely jelentős hoz-



7 ábra. A Tihanyi Formációba bevágódó nagy folyómeder bizonyítékai

a) A fonyódi magaspart nyugati részén található közel 200 m széles és 15 m mély mederbevágódás eredeti rajza (LÓCZY 1913, p. 349.).

Jelölések: a-g= homokos agyagok helyenként agyag- és tőzegcsikkokkal; h-m= lösz, löszös homok és talajréteg; n= 15 m vastag homoklencse, alján márgagumók, csiga- és kagylótöredékek breccsája. Mai ismereteink szerint a-g a Tihanyi Formációt, míg h-m a pleisztocén és holocén rétegeket képviseli. b) A Csepel-sziget északi része menti dunai főágban, a Budai-hegység előterében felvett többsatornás nagyfelbontású szeizmikus szelvényrészlet, amely a Tihany Formációba bevágódó nagy folyómedret mutat (TÓTH T. et al. 2001 után módosítva). A szelvény helyszínrajza a 2. ábrán látható.

Figure 7. Examples of river channel incision into the Tihany Formation

a) Original line drawing of a 200 m wide and 15 m deep incised channel in an outcrop near Fonyód (LÓCZY 1913 p. 349). Legend: a-g=silt layers with clay and peat seams; h-m= loess, loessy sand and soil layers, n=15 m thick sand body with marl concretions and breccia of various shell fragments in its lower section. According to our present knowledge a-g represent the upper part of the Tihany Formation and h-m are Pleistocene-Holocene beds. b) High resolution multichannel seismic section on the river Danube in the front of the Buda Hills to show a large river valley incised into the Tihany Formation (modified after TÓTH T. et al. 2001). See location of the profile in Figure 2

mű folyóra utal. LÓCZY (1913, p. 309.) felhívta a figyelmet arra is, hogy nem egyedi esetről van szó, ugyanis hasonló mederkitöltés észlelhető a karádi vasúti bevágásban is. Mi a balatoni szeizmikus anyagban több további példát találtunk ilyen mederalakzatra.

Perdöntő azonban a delta síkság regionális kiterjedése szempontjából az, hogy a Dunán felvett nagyfelbontású szeizmikus szelvényeinken (TÓTH T. et al. 1995) is megfigyelhetők a Tihanyi Formációba bevágódó folyómedrek. Ennek egy szép példáját a 7b ábra mutatja (TÓTH T. et al. 2001). A Csepel-sziget északi része melletti Duna-ágban mért szelvényen a Budai-hegység irányában emelkedő és erőziónan lefejezett pannóniai rétegek láthatók. A Tököl–1 fúrás alapján jól ismertek a pannóniai képződmények és a formációhatárok (JÁMBOR 1980). Így biztonsággal megállapítható, hogy a mai Dunával összemérhető nagyságú folyó a Tihanyi Formáció felső részébe vágódott be és a mederkitöltés, valamint a felette lévő dőlt rétegek ugyancsak pannóniai korú képződmények.

A Tihanyi Formáció fehérpartai típuszelvényét és a félsziget más részeit freatomagmás tevékenység eredményeképpen felszínre hullott bazalttufák és más piroklasztitok fedik. A legújabb, nagy pontosságot biztosító ^{40}Ar – ^{39}Ar mérések a bazaltvulkanizmus korára 7,96–7,94 millió évet adtak (WIJBRANS et al. 2007). A vulkáni kráter meredek belső falát alkotó tufákat patakok és más vízfolyások a krátertőbe (maar) szállították és jellegzetes Gilbert-típusú lebenyeket építettek (NÉMETH et al. 1999, 2001). Ezekre az áthalmazott tufákra édesvízi forrásmészkövek települtek, amelyek helyenként erősen kovásodtak. LÓCZY (1913) a kovásodást az utóvulkáni működéshez kapcsolódó hévíz-

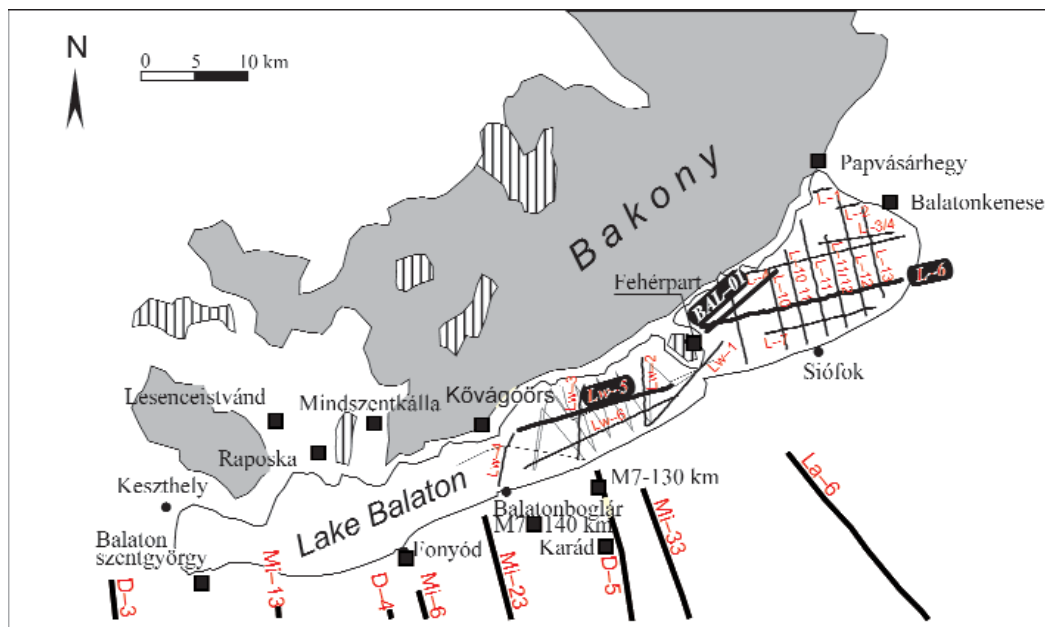
feltörésekkel magyarázta („gejziritek”). Ezt megerősítették MARTIN & NÉMETH (2004) vizsgálatai, akik a forrásmészkövek képződésének időtartamát kb. 50 000 évnél, a mészkőpadok maximális vastagságát a félszigeten pedig 15 méternek határozták meg.

A Tapolcai Bazalt Formáció legidősebb tagjának bizonyult Tihanyi-vulkán tanulmányozása további izgalmas eredményeket adott a szeizmikus értelmezéshez. Az alapitörölő folyási irányának és a vulkáni bombák becsapódási pályájának az elemzése alapján arra következtettek, hogy a vulkáni komplexumnak csak egy része található a Tihanyi-félszigeten. Egy másik vulkáni centrumnak keletebbre a Füredi-öbölben kell elhelyezkednie (NÉMETH et al. 1999, MARTIN & NÉMETH 2004). Valószínűleg létezik tehát egy azonos korú Füredi-vulkán is, amelynek a tihanyiéhoz hasonló képződményeit (kürtőkitöltő bazalt, piroklasztitok és maar képződmények) fiatalabb transzgresszióhoz tartozó rétegek fedték be.

Balatoni nagyfelbontású szeizmikus mérések

A 8. ábra a Balaton alatti rétegszerkezet vizsgálatához használt vízi szeizmikus szelvények helyszínrajzát és a déldunántúli szárazföldi szelvények partközeli végződését mutatja. Ugyancsak feltüntetjük azt a három parti fúrást (Tihanyi–62, Balatonfüred–MHSz, és Siófok–3; JÁMBOR 1980), amelyek korrelált rétegsora alapján (9. ábra) kalibráltuk a vízi szeizmikus szelvényeket.

A tavi iszap alatt várható pannóniai üledékes kőzetek aljától alig 2 km-re elvágódó D–5 szelvény (6.

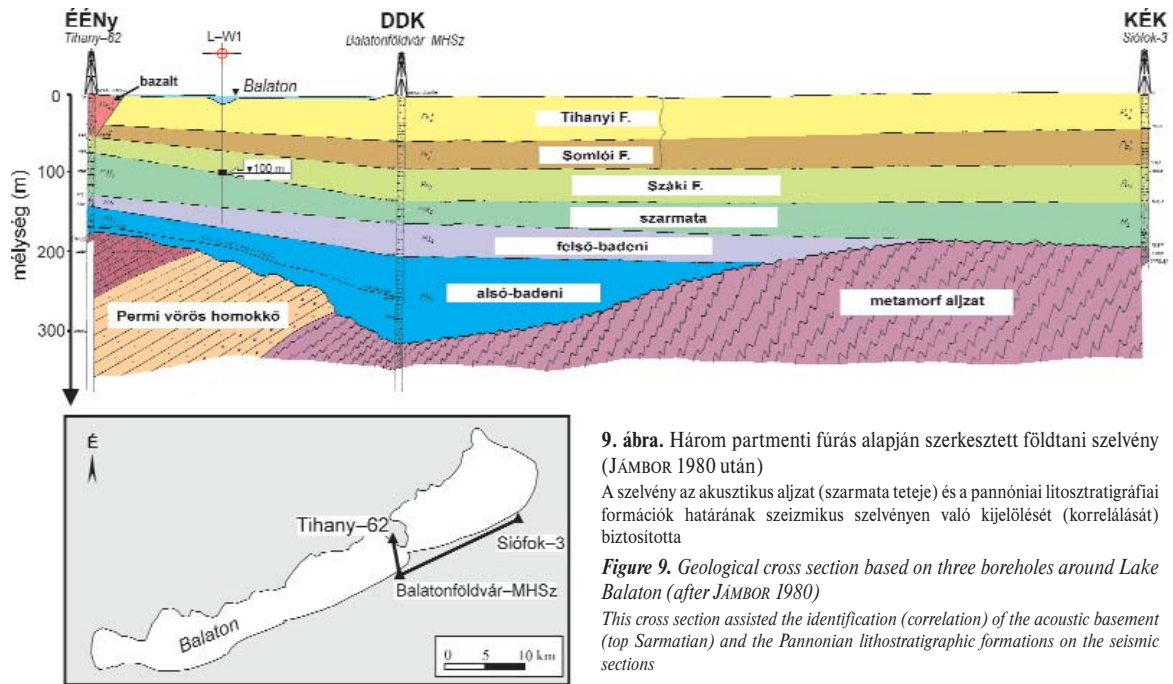


8. ábra. A Balatonon mért egy- és többcsatornás nagyfelbontású szeizmikus szelvények helyszínrajza, a 10–12. ábrán bemutatott szelvények kiemelésével

Az ábra a Tihanyi Formáció fontosabb feltárásait mutatja (fekete négyzetekkel jelölve)

Figure 8. Location map of high-resolution single and multichannel seismic sections measured on Lake Balaton. Profiles shown in Figures 10–12 are emphasised with thicker lines

Outcrops of the Tihanyi Formation are also shown by black squares



9. ábra. Három partmenti fúrás alapján szerkesztett földtani szelvény (JÁMBOR 1980 után)

A szelvény az akusztikus aljzat (szarmata teteje) és a pannóniai litosztratigráfiai formációk határának szeizmikus szelvényen való kijelölését (korrelálását) biztosította

Figure 9. Geological cross section based on three boreholes around Lake Balaton (after JÁMBOR 1980)

This cross section assisted the identification (correlation) of the acoustic basement (top Sarmatian) and the Pannonian lithostratigraphic formations on the seismic sections

ábra) és a fúrási adatok (1. és 9. ábra) alapján előre jelezhetjük. Ténylegesen a zömében paleozoos kristályos palákból álló, felszínközébe emelkedő medencealjzatot badeni és szarmata mészkövek borítják (BUDAI et al. 1999).

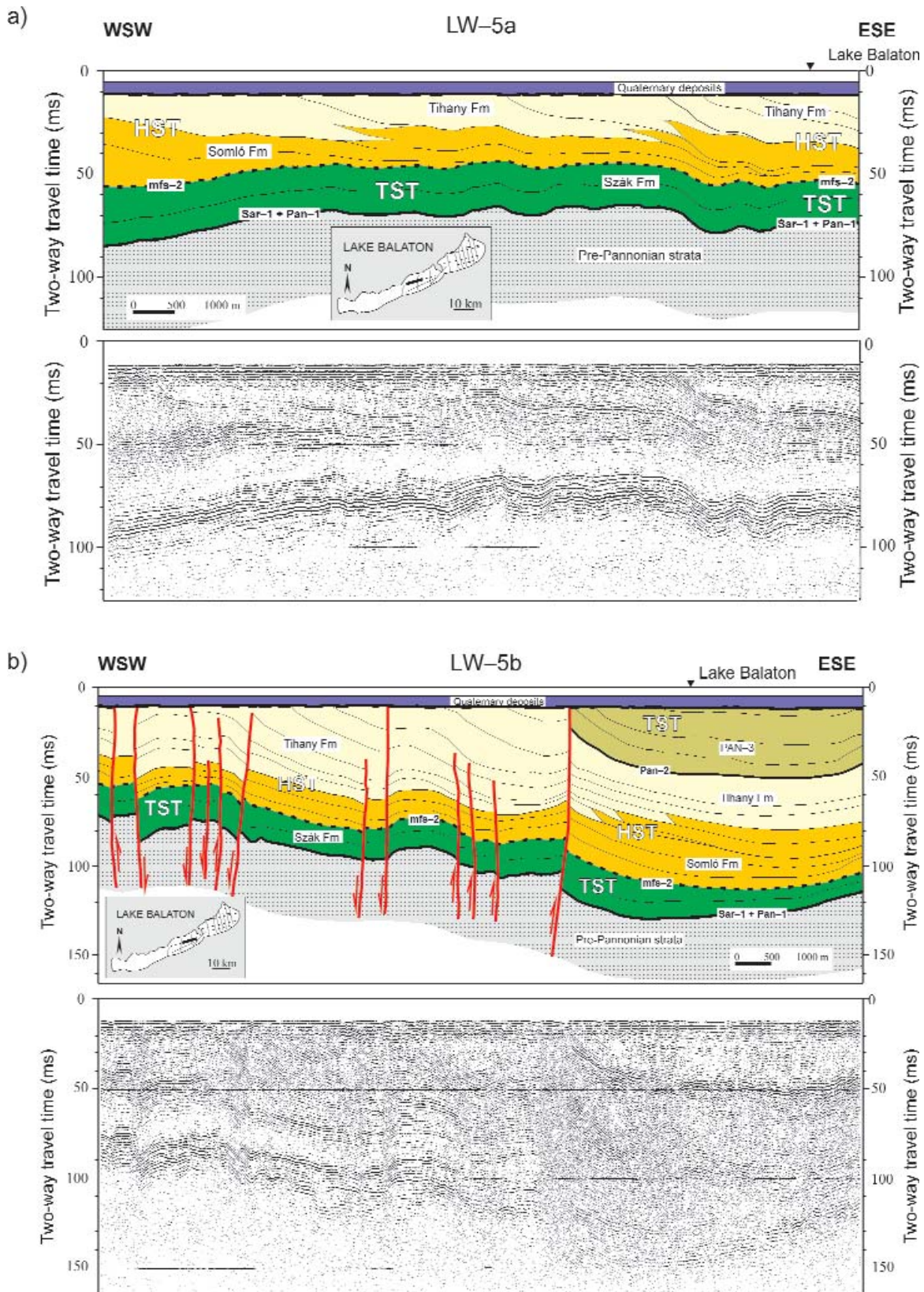
Szeizmikus mérések szerint a szarmata–pannóniai határán lévő diszkordanciafelülethez markáns akusztikus impedanciakontraszt tartozik. Ennek fő oka az, hogy a szarmata képződmények szinte kizárólag mészkövek a Balaton körzetében, s ezek gyakran a Lajtai Mészkővel összefüggő kemény (nagysebességű) rétegsort képeznek. Az e felett elhelyezkedő pannóniai képződmények akusztikusan sokkal puhább agyagok és homokok. Ennek következtében a nagyfelbontású balatoni vízi szeizmikus szelvényeinken az akusztikus aljzatot a tó szinte teljes területén a szarmata képződmények teteje adja.

A 10. ábra két részletben az LW-5 jelű vízi szeizmikus szelvényt mutatja, amely a tó középső medencéjében halad Tihany irányába közel 11 km hosszúságban (8. ábra). A szelvény mentén jól követhető a markáns reflektorköteg tetején húzódó szarmata–pannóniai határ. Ez alkotja az akusztikus aljzatot, amely a szelvény nyugati szélén 85 ms futási időnél indul (10. ábra, a), enyhén megemelkedik, majd tektonikusan feldarabolódva 130 ms-ig süllyed (10. ábra, b). Az e fölött lévő reflexiószegény összletet a Száki Agyagmárga Formáció alkotja, amelynek tetején jelölhető ki a maximális elöntés felszíne (mfs-2). Erre a Somlói és az ezzel helyenként összefogazódó Tihanyi Formáció települ, amelyet a balatoni iszap aljzatát képező fiatal diszkordancia fejez le a szelvény nagy részén. A szelvény keleti szélénél (10. ábra, b) azonban, 30–50 ms kétutas futási idő között erős reflektorköteg látható a Tihanyi Formáció felső részén és ezt a formáció határaként értelmezzük. E határ feletti rétegek definíció szerint a Toronyi Formációhoz tartoznának (JÁMBOR 1980), de logikusabb azt feltételezni,

hogy a PAN-3 szekvencia transzgressziós rendszeregységének agyagmárgáit képviselik (*Congeria rhomboidea*-s rétegek).

A Füredi-öbölből indul és Siófok felé tart a 13 km és 17 km hosszú L-6a, ill. L-6b összefüggő szelvény (11. ábra, a–b). A jól követhető akusztikus aljzat a szelvény Füred előtti részén 3–4 km széles bemélyedést, a szelvény közepén 15–17 km széles kiemelkedést képez. Felette a Száki Formáció és az L-6a szelvény közepén kiemelkedő Somlói Formáció, majd a Tihanyi Formáció települ. A Somlói Formáció kiemelkedésénél a Száki Agyagmárga-rétegek is elvékonyodnak, láthatólag akiemelkedéshez kapcsolódó lepusztulás következtében. Keleti irányban, az L-6b szelvény vége közelében a Száki Agyagmárga is kiemelkedik. A kiemelkedés nyugati szárnyán olyan geometriai alakzatok figyelhetők meg az aljzatban és felette, amelyek bazaltintrúzióként értelmezhetők, összhangban a vulkanológusok előrejelzésével (NÉMETH et al. 1999). Hangsúlyozzuk, hogy az intrúziók értelmezése nem egy szelvény alapján történt, hanem a területen található további olasz szelvények és a brémaiakkal közösen felvett szeizmikus anyag alapján (TÓTH Zs. et al., jelen kötet).

Az értelmezés helyességét mágneses mérések segítségével lehet igazolni. Sajnos az ország mágneses anomáliatérképe (HAÁZ & KOMÁROMY 1966) a télerősség vertikális komponensének változását nem mutatja a tavak területén, mert a korabeli mágneses mérlegek alkalmatlanok voltak vízi mérésre. Az ELTE Geofizikai Tanszékének oktatói és hallgatói 1967–1968 nyarán 500 méteres szelvényközzel és 100–200 méter szelvény menti ponttávolsággal kísérleti méréseket végeztek a Balatonon a SZEMERÉDY Pál által kifejlesztett protonprecessziós magnetométerrel (HEGYMEGI et al. 1968). A mérés során használt hajó (Vituki, Balaton) és a mérőszonda 60 méteres távolsága ellenére a nagy

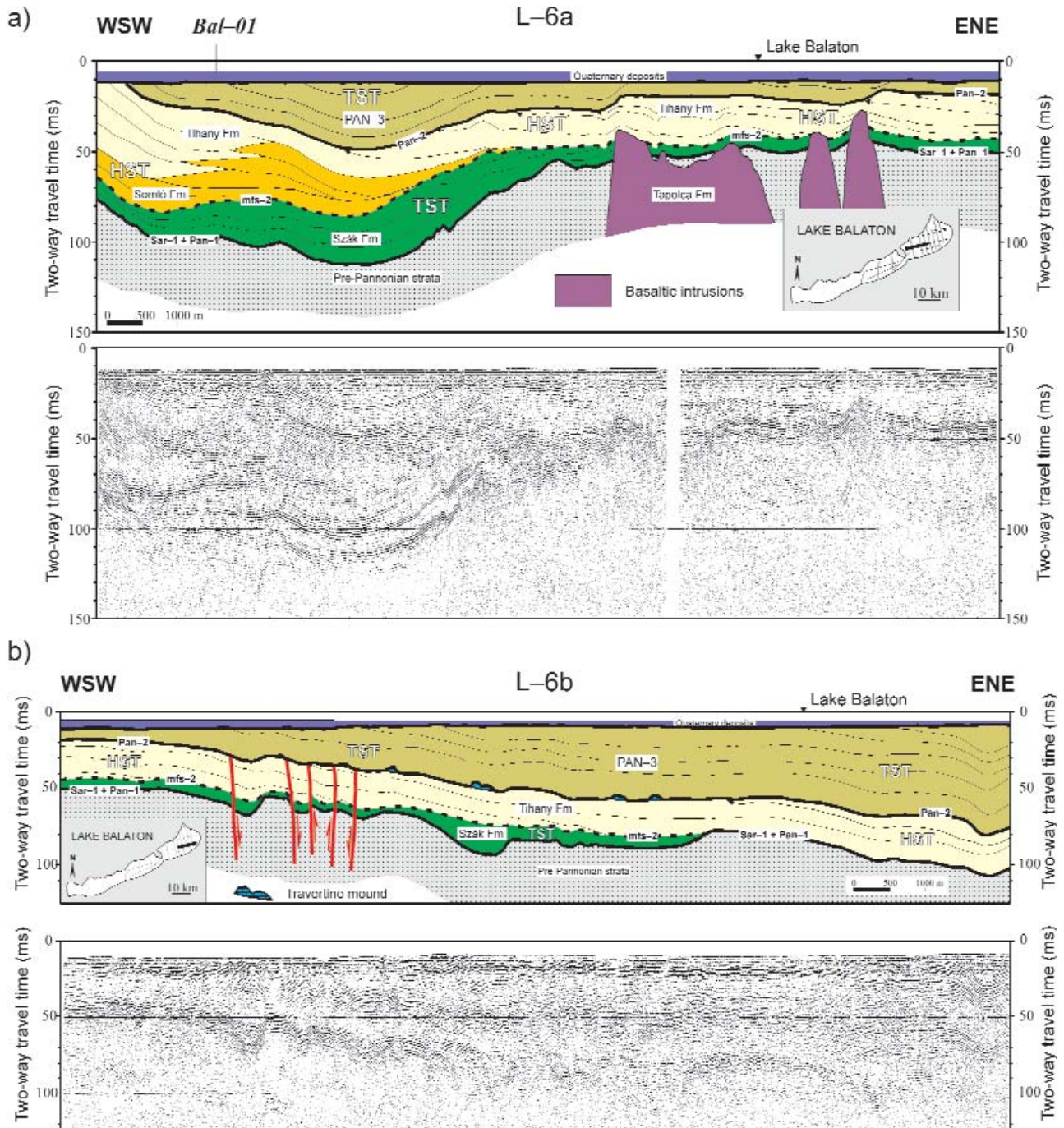


10a-b. ábra. Az LW-5 jelű balatoni egycsatornás szeizmikus szelvényen azonosított litosztratigráfiai egységek és azok szekvencia sztratigráfiai értelmezése két csatlakozó részletben (SACCHI 2001 után módosítva)

A szelvény helyszínrajza a 8. ábrán is látható.

Figure 10a-b. Interpretation of the LW-5 single channel water seismic section (shown in two parts). Identified formations and sequence boundaries are indicated (modified after SACCHI 2001)

For location of the profile see also Figure 8



11. ábra. Az L-6 jelű balatoni egycsatornás szeizmikus szelvényen azonosított litosztratigráfiai egységek és azok szekvencia sztratigráfiai értelmezése két részletben (SACCHI 2001 után módosítva)

A szelvény helyszínrajza a 8. ábrán is látható. a) A szeizmikus kép (L-6a) a Tihany Formációban vagy mélyebben megreked bazaltintrúziókra utal. b) A szelvény keleti felén (L-6b) a PAN-2 diszkordancia felülethez kapcsolódó buckás alakzatokat forrasmésző padoknak/kúpoknak tartjuk

Figure 11. Interpretation of the L-6 single channel water seismic section (shown in two parts). Identified formations and sequence boundaries are indicated (modified after SACCHI 2001)

For location of the profiles see also Figure 8. a) Section L-6a suggests basaltic intrusions penetrating up to the Tihany Formation or deeper horizons. b) Section L-6b shows mounded features in association with the PAN-2 discordance, which are interpreted travertine banks analogous to the ones exposed in Tihany Peninsula

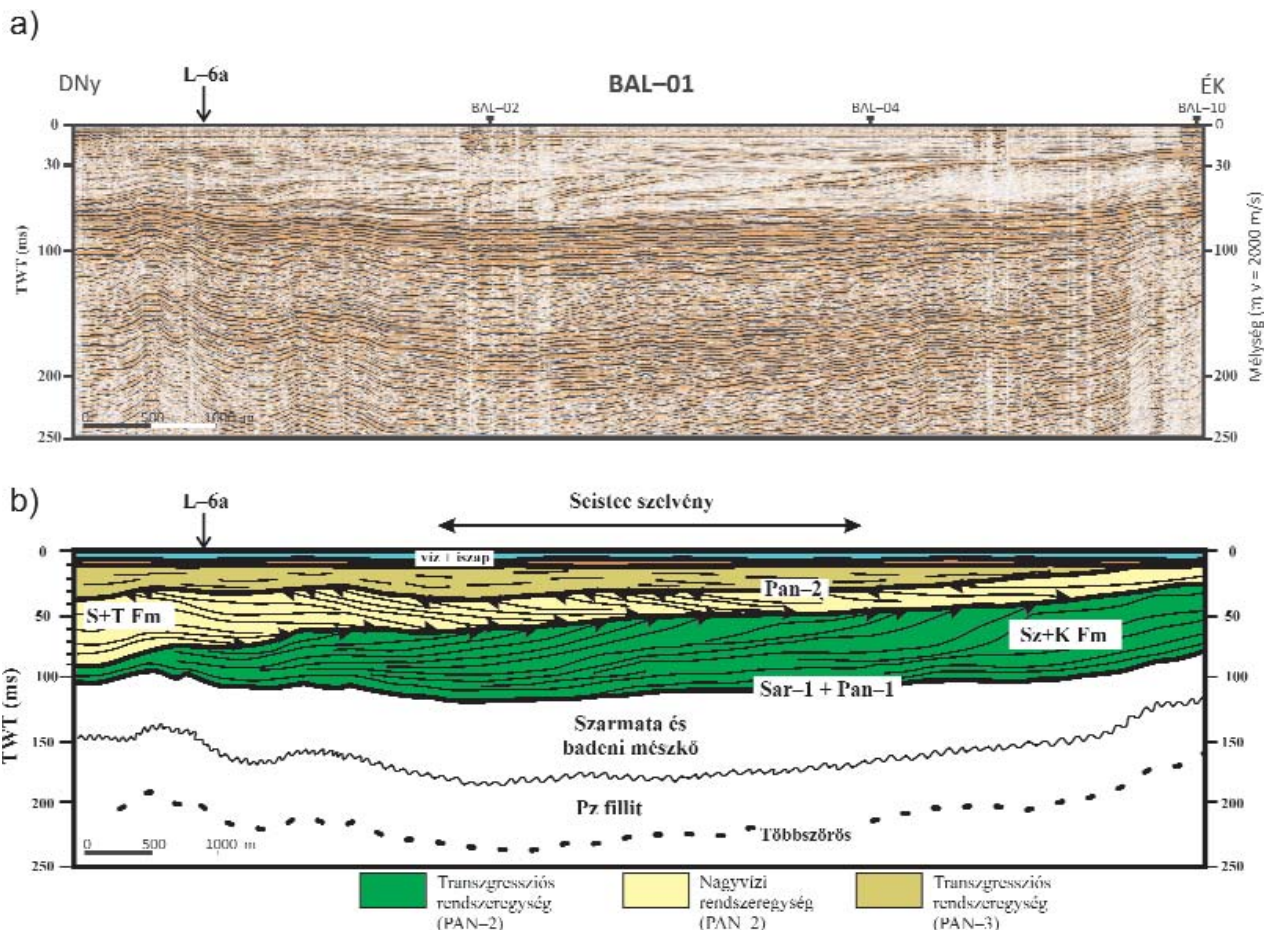
vastömeg zavarta a mérést, és a korrekciókkal kapott térkép is csak tájékoztató következtetésekre alkalmas. Eszerint a keleti medencében a szeizmikus értelmezés összhangban van a mágneses adatokkal. Támogató adatról számol be CSERNY & CORRADA (1989) amikor a tó keleti medencéjének közepén, az L-6a szelvény közvetlen szomszédságában lévő Tó-28 jelű fúrásból vulkáni hőhatásra megolvadt homokkővet írnak le.

Az L-6 szelvény további fontos információja az, hogy a Tihanyi Formáció tetején egy lefejezett réteglapokkal jellemzett, határozott diszkordancia mutatkozik, amely a teljes szelvény mentén kijelölhető. Különösen érdekes az, hogy ezen a diszkordancia felületen buckás alakzatok észlelhetők a szelvény keleti felén (11. ábra, b). Kézenfekvő ezeket a Tihanyi-félszigetről jól ismert édesvízi forrásmész-kő képződményekkel párhuzamosítani, amelyek a Fehérparton és a félsziget más területein is a közvetlenül a Tihanyi Formációra települnek.

A Tihanyi Formáció tetején húzódó eróziós diszkordanciát különösen szépen tanulmányozhatjuk a Bal-01 többszörös vízi szeizmikus szelvény segítségével is (12. ábra). Az összességében 250 km hosszúságú szelvényhálót 2005 nyarán vettünk fel a Balaton keleti medencéjében a

Brémai Egyetem tengerkutató szakértőivel együttműködésben (TÓTH Zs. 2009). A bemutatott szelvény helyszínrajza a 8. ábrán látható.

Ez a szelvényezés nagyobb behatolást és kisebb felbontást adott, mint az előzőekben (10–11. ábra) bemutatott olasz egysátozás anyag, de a két szeizmikus anyag tökéletesen korrelálható és kiegészíti egymást. A 90–100 ms kétutas futási időnél jelentkező erőteljesen reflektáló rétegtömeg teteje képezi a szarmata határt, amelyre látszólag két ellentétes irányban progradáló összlet települ. Értelmezése szerint az alsó, közel konform településű rétegsort a Száki Agyagmárga alkotja, amelyre a progradáló Kállai Kavics Formáció települ. Hasonló rétegtani architektúrát észleltek a Tapolcai-medencében is (CSILLAG et al. 2010). A Gilbert-típusú delta progradációja ÉÉNy irányból haladt DDNy felé, és kb. 30–50 méteres vízmélységben 4–6°-os dőlésű klinoformokat épített. Ennek a tetején lévő unkonformitás valójában nem markáns határ, hanem a behordás irány változásából származik. A Somlói Formáció képződményei 10–30 méterrel alacsonyabb vízben ÉNy-ről progradáltak DK felé. A Tihanyi Formáció ennek tetején és összefogadózva alakult ki és felső határa itt is jellegzetes eróziós diszkordancia.



12. ábra. a) Bal-01 többszörös vízi szeizmikus szelvény és b) értelmezése (TÓTH Zs. 2009 után módosítva)

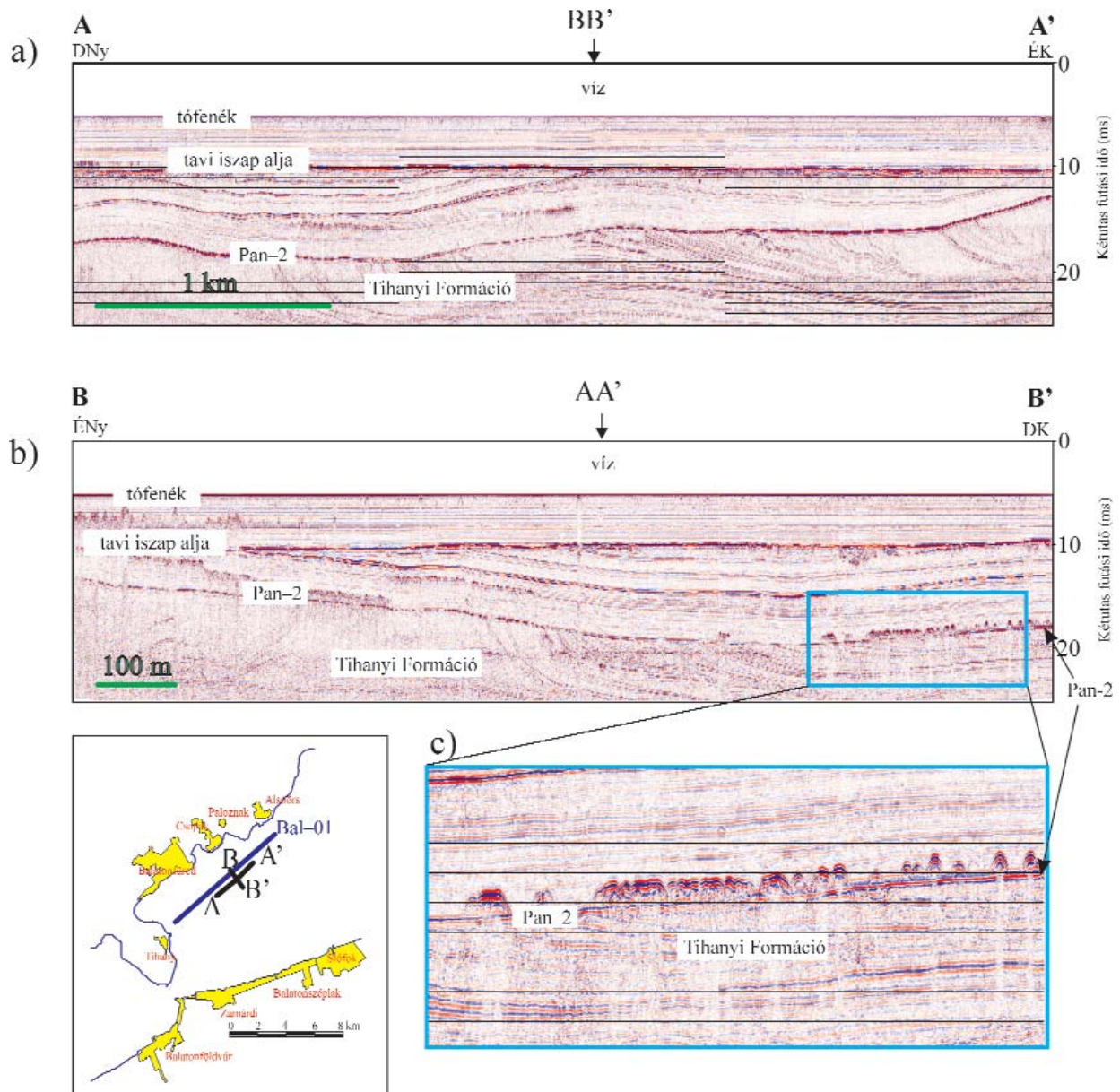
A szelvény mutatja a Tihanyi Formáció tetején kijelölhető eróziós diszkordanciát (PAN-2 szekvencia határa) és két különböző irányból progradáló Gilbert-típusú delta egymásra települését. Jelek (b): S+T= Somlói és Tihanyi Formáció együtt; Sz+K= Száki és Kállai Formáció együtt

Figure 12. a) The Bal-01 multichannel seismic profile and b) its interpretation (modified after TÓTH Zs. 2009)

The section illustrates the discordance at the top of the Tihanyi Formation, which is interpreted as the PAN-2 sequence boundary. The lower discordance is associated with the superposition of Gilbert-type deltas coming from two different directions. Legend (b): S+T= Somlói and Tihanyi Formations together; Sz+K= Száki and Kállai Formations together

Ennek a diszkordanciának és a felette lévő fiatalabb képződményeknek különösen nagy felbontású leképezését mutatják a Bal-01 szelvényvel közel azonos nyomvonalú és az arra merőleges egycsatornás (Seistec) szelvények (Tóth Zs. et al. jelen kötet). A 13. ábrán bemutatott szelvények a Balaton alatti rétegek legfelső 25–30 m vastag tartományát képezik le 10–20 cm-es vertikális felbontással. Az olasz és a német szelvényekkel korrelált és megegyezően kijelölt Tihanyi Formációnak itt csak a felső része látszik a 12–22

ms közötti tartományban (13. ábra, a–b). Jól megfigyelhetők a Tihanyi Formáció lefejezett rétegei és az erre települő fiatalabb képződmények, amelyek valószínűleg a PAN-3 szekvencia transzgressziós rendszerezéséért képviselik. A merőleges irányú szelvényen meglepő szépséggel jelentkeznek a Tihanyi Formáció tetejéhez több szintben kapcsolódó buckás alakzatok, amit a felszígről ismert forrásmész-kő padok/kúpok sorozataként értelmezünk. Ezek kinagyított képét a 13. ábra c része mutatja.



13. ábra. a) Az előző ábrán látható szelvényvel párhuzamos (AA') és b) az azt keresztelő (BB') egycsatornás vízi szeizmikus szelvények, amelyek a Pan-2 szekvenciahatár ultranagy felbontású képét mutatják. A c) ábrán a határhoz kapcsolódó buckás alakzatok kinagyított képe látható, amelyek az értelmezés szerint elfedett forrásmész-kő padok/kúpok

Jól látszik, hogy a Tihanyi Formáció teteje eróziós diszkordancia, amelyet fiatalabb pannóniai üledékek (valószínűleg a PAN-3 szekvencia transzgressziós rendszerezéséhez tartozó agyagmárgák) fednek. Ennek ugyancsak diszkordáns felszínére a tavi iszap települ

Figure 13. a) Parallel (AA') and b) perpendicular (BB') single channel seismic sections imaging the Pan-2 sequence boundary with ultra-high resolution. b) Seismic section BB' reveals hummocky features connected to the sequence boundary. c) These features displayed in the close-up figure most probably correspond to buried travertine bank/mounds

It can be seen that the Pan-2 sequence boundary is an erosional surface which is covered by younger deposits (most probably the transgressive siltstones of PAN-3 sequence). This is overlain again discordantly by the mud beds of the lake

Mindezek után kevés kétségünk maradhat az iránt, hogy a közép-dunántúli terület kb. 7,9 millió évvel ezelőtti szárazulattá (delta síksággá) válását dokumentáló Tihanyi Formáció tetején kijelölt Pan-2 felület olyan regionálisan térképezhető eróziós diszkordancia, amelynek kitüntetett szerepe van az alsó-pannóniai képződmények szekvencia sztratigráfiai felosztásában.

Diszkusszió

Rétegtan

A Pannon-medence vízzel borítottságának a szarmatától a pliocén kezdetéig tartó változását mutató ősföldrajzi térképeket MAGYAR Imre, MÜLLER Pál és munkatársaik dolgozták ki (MÜLLER et al. 1999, MAGYAR et al. 1999a, MAGYAR 2009). Ennek alapját integrált sztratigráfiai vizsgálatok adták, amelyek során puhatestű és mikroplankton-fajok, illetve biozónák elterjedését együtt értékelték szeizmikus és mágnésrétegtani adatokkal, valamint radiometrikus kormeghatározásokkal. Három másodrendű nagyciklust állapítottak meg:

— Az első ciklus a szinrift medencét borító kárpáti-bade-ni tenger regressziója volt, amelynek során a Pannon-medencét körbevevő orogének kiemelkedése létrehozta az izolált és brakk vizű Pannon-tavat a szarmata végére (11,5 M év);

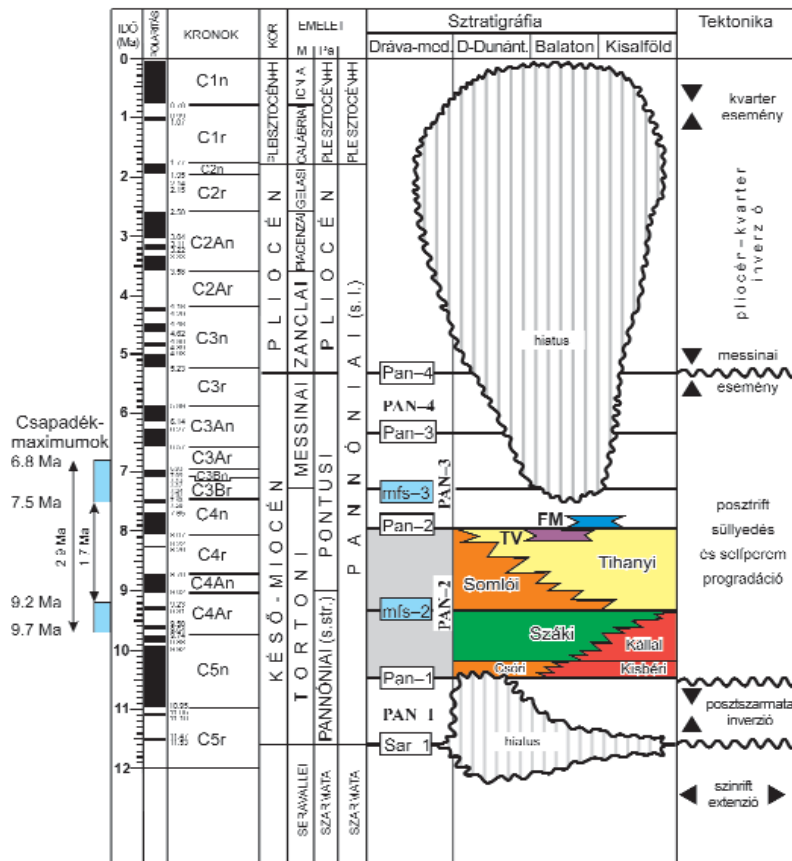
— Az ezt követő második ciklus transzgressziós, amelynek eredményeképpen a tavi vízzelborítottság maximálissá

vált, beleértve a mai sziget-hegységek valószínű teljes elborítását is (11,5-9,5 M év).

— Végül a harmadik ciklus során a tómedence fokozatos feltöltődése és beszűkülése (9,5–5,3 M év) zajlott. A Kisalföld teljes feltöltődése a 9,7–8,8 millió év időszakaszban, míg a Közép- és Dél-Dunántúlé a 8,8–6,8 millió év időtartamban történt meg.

A pannóniai rétegtan több évtizedes alapkérdése annak megválaszolása, hogy ezekre a másodrendű ciklusokra szuperonáldtak-e milliós éves skálájú vízszintváltozási ciklusok, azaz léteznek-e harmadrendű üledékes szekvenciák, avagy csak a negyed- és ötödrendű változások létét igazolják a megfigyelések. A pannóniai rétegtan meghatározó szellemi műhelye (SZTANÓ & MAGYAR 2007) az utóbbi választ favorizálja, de nyitott az ennek ellentmondó adatokra és érvelésekre.

Ennek szép példáját adja MAGYAR (2009) óvatos következtetése miszerint a késő-miocén klíma általános szárazodási trendjét a Pannon-medencében két csapadékosabb időszak szakította meg. Az óvatosságot főleg a kormeghatározás, s ezúton a rétegtani korreláció bizonytalanságai motíválják, melyek alapján az első csapadékosági maximumot a 9,7–9,2 M év, a másodikat pedig a 7,5–6,8 M év időszakaszba lehet helyezni. Kézenfekvő arra a következtetésre jutni, hogy a nagy mennyiségű csapadék a zárt Pannon-tóban vízszintemelkedést és transzgressziót eredményezett. Logikus továbbá annak feltételezése, hogy az idősebb transzgressziós eseményhez a Dunántúlon feltűnően túlterjedő *Congerina czjzeki*-s rétegek (Száki Agyagmárga), míg a



14. ábra. Az elmúlt 12 millió évre vonatkozó mágneses korszaka, a standard földtani korbeosztás, a Mediterraneumban (M) és a Keleti-Paratethysben (Pa) használt emeletek, valamint a hazai gyakorlatban tágran értelmezett pannóniai (s.l.) egység ezekhez való viszonya (SACCHI 2001 után módosítva)

Emellett feltüntettük az általunk definiált harmadrendű szekvenciákat és a Dunántúlon előforduló fő litosztratigráfiai formációkat is. TV a tihanyi vulkanitok, FM pedig a forrasmészkövek rétegtani helyzetét jelzi. Az ábra jobb szélén a Pannon-medence fejlődésének főbb tektonikai eseményei láthatók. A szekvenciák határainak és a maximális elöntési felszínek korának becslését különböző adatok szolgáltatták, többek között a korszaka bal szélén feltüntetett csapadékmaximumok ideje (MAGYAR 2009)

Figure 14. Time chart summarising the magnetic chrons, the geological ages using both the Mediterranean and the Eastern Paratethys terms (modified after SACCHI 2001)

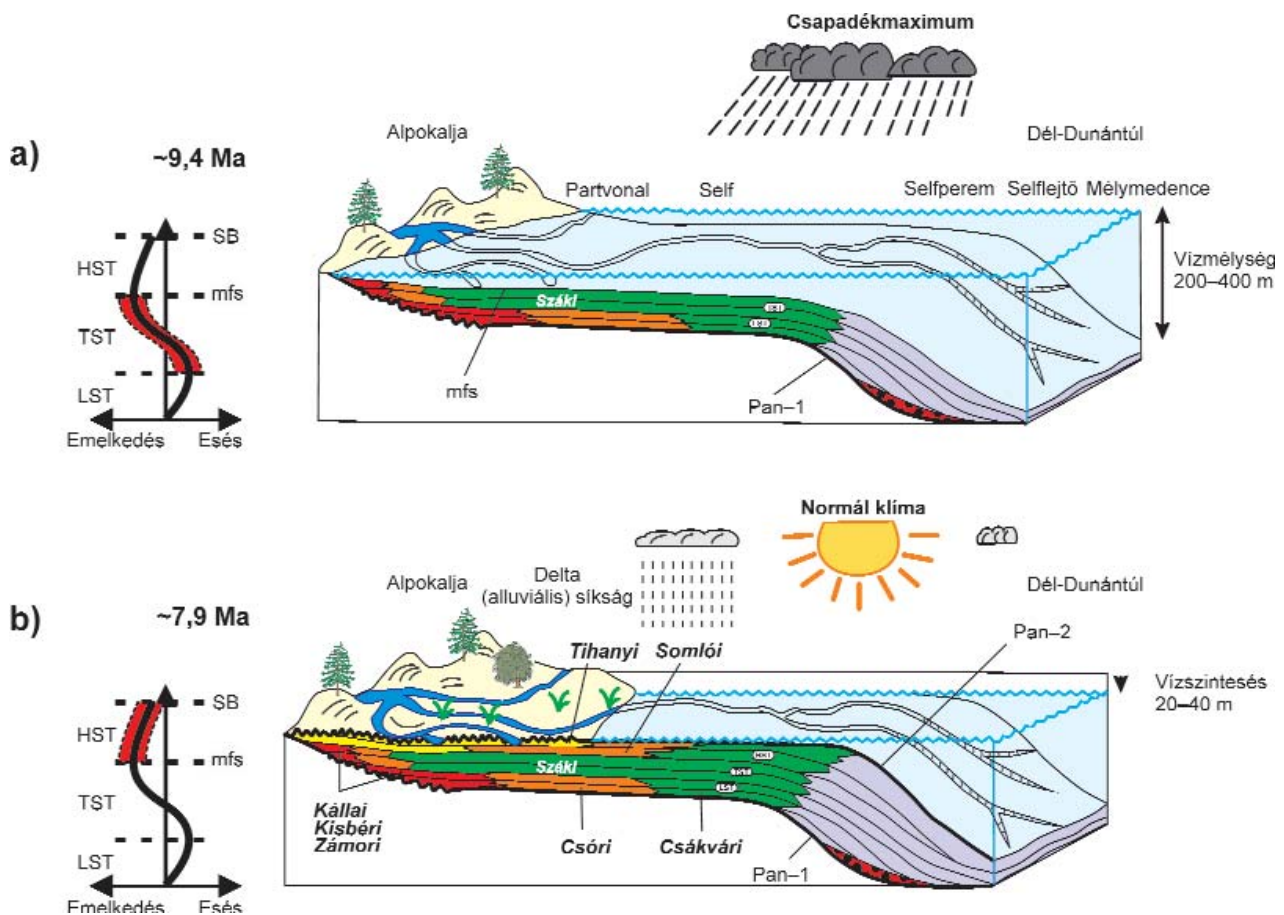
The ages of the determined sequence boundaries and the time span of the main lithostratigraphic units of Transdanubia are also shown together with the times of peak rainfall in the area of the Pannonian Basin (MAGYAR 2009). TV & FM indicate the stratigraphic position of the Tihanyi volcanites and trvaertines, resp. The main tectonic events of the Pannonian Basin are shown in the right column. For details of age estimations see text

fiatalabbhoz a szintén túlterjedő településű *Congeria rhomboideá*-s agyagmárga rétegek képződése kapcsolható (SACCHI 2001, MAGYAR 2009). A két maximum közötti időtartam 1,7–2,9 millió év közé esik, azaz egyértelműen harmadrendű időtartamú ciklusról van szó. Két maximum között kell, hogy legyen egy minimum is, ami jól egyezik a szárazulattá válást és lepusztulást jelző Pan-2 szekvenciahatárral és annak 7,9 millió éves korával (14. ábra).

A 15. ábra a PAN-2 szekvencia kialakulását mutatja egy tömbmodell segítségével. Az 15. ábra a részén az az állapot látható, amikor a csapadék mennyisége jelentősen megnövekedett és emiatt a tó vízszintje fokozatosan emelkedett (MAGYAR 2009). A tó külső partvonalát a környező hegységek (Alpok, Kárpátok) mai heglábánál távolabb kell keresni, mert a hegységek peremvidékei is csak a neotektonikus inverzió során emelkedtek ki (DUNKL & FRISCH 2002). Ennek az időszaknak uralkodó képződményei a nagy területre kiterjedő *Congeria czjeki*-s anyagmárgák (Száki Formáció), valamint a transzgresszió kezdeti időszakában még létező középhegységi kiemelkedés parti sávjában

képződött Kisbéri Formáció és a Gilbert-típusú deltákat építő Kállai Formáció (CSILLAG et al. 2010).

A csapadékmennyiség közel a mai szintre való csökkenésével a tó vízszintje 20–30 métert esett és a partvonal hátrálása miatt a self nagy része fokozatosan szárazra került (15. ábra, b). Az így létrejött delta síkságon bővizű folyók ágaztak szét, nagy árterek, lagúnák és gyakran kiszáradó mocsári környezetek alakultak ki. Ebben a környezetben jött létre a Tihanyi Formáció. A self állandóan vízzel borított sekély részén a tihanyi rétegekkel összefogazódó Somlói Formáció, mélyebb vízben pedig agyagmárgák képződtek. A Tihanyi Formáció felső részén, nagy területen megjelennek feltárásban és nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken a vízszint csökkenésével kialakuló nagy bevágódások (7. ábra, a–b) és eróziósan lefejezett rétegek (11., 12. és 13., a–c ábrák). Ez az eróziós felület definiálja a PAN-2 szekvencia határát. A 14. ábrán összefoglalt megfigyelések alapján kijelenthető, hogy a Pan-2 szekvenciahatár a Tihanyi-félszigeten megjelenik a felszínen, vagy annak közelében a forrásmészkövek fekküjében. Ezért indo-



15. ábra. Tömbmodell a PAN-2 szekvencia során előálló maximális előntés (a) és az azt követő vízszintesés során szárazulattá (alluviális vagy delta síksággá) való self (b) és a peremi formációk képződési környezetének illusztrálására

A maximális előntés korát (9,4 Ma) a csapadékosági maximumra adott korintervallum (9,2–9,7 M év, MAGYAR 2009) középértékével adtuk meg. A klíma szárazabbra válása során előálló 20–30 méteres vízszintesés következtében kialakuló Pan-2 szekvenciahatár (SB) korát (7,9 M év) a Tihanyi Formáció típuszelvényét lefedő bazaltvulkanizmus kora (7,96–7,92 M év) alapján datáljuk

Figure 15. Block model to illustrate the maximal flooding of the self (a) and the subsequent regression leading to a large alluvial/delta plain during the PAN-2 sequence. Depositional environments of the lithostratigraphic units exposed around Lake Balaton are also indicated

The age of the maximum flooding is given by the midpoint of the time interval of precipitation maximum (9.2–9.7 Ma, MAGYAR 2009). As the climate gradually became drier, 20–30 m base level drop took place, generating the Pan-2 sequence boundary (7.9 Ma). This event can be assessed by the age of basalts overlying the Tihany Fm (7.96–7.92 Ma)

kolt a szekvenciahatárt a vulkanizmus idejénél némileg fiatalabbnak, 7,9 M évesnek datálni.

Összegzőként úgy véljük, hogy az általunk 10,5–7,9 M év határokkal kijelölt PAN-2 harmadrendű üledékes szekvencia (16. ábra) jól meghatározott, mert a Dunántúlra vonatkozó sztratigráfiai és szeizmikus adatok különösen széles körével van összhangban. Ellentétben áll ugyanakkor az alföldi pannóniai üledékekben JUHÁSZ Gy. et al. (2006) által újabban javasolt felosztással, különösen az általuk legmarkánsabbnak ítélt Pa-3 szekvencia korával (9,1–6,8 Ma). Ennek az ellentmondásnak a feloldása további kutatást és egyeztetést kíván.

Tektonika

A Pannon-medence kialakulásának általános modellje szerint a posztrift periódus tektonikailag aktív időszak és két különálló kompressziós fázist lehet definiálni (14. ábra, HORVÁTH 1995, HORVÁTH & CLOETINGH 1996, HORVÁTH et al. 2006):

— az idősebb, a „posztszarmata inverzió”, a 11,5–10 M év időszakra esik és hatására a szinrift üledékek kompressziósan deformálódtak, a kiemelkedő blokkokról a szarmata és a legalsó pannóniai üledékes kőzetek nagymértékben lepusztultak;

— a fiatalabb, a „neotektonikus inverzió”, az 5,3–0 M év időszakra esik és a létrejött 10 km skálájú gyűrődések amplitúdója általában nem haladja meg a száz métert, de a regionális jellegű függőleges kéregmozgások különbsége eléri az 1000–2000 métert is.

A balatoni és dél-dunántúli vizsgálatok a két tektonikai fázis létét erősítik meg, de elsősorban a neotektonikus fázisra vonatkozólag szolgáltatnak új eredményeket.

A Balaton hossz tengelye mentén szerkesztett és a vízi szeizmikus mérések, fúrások valamint feltárások adatait integráló földtani szelvény a 17. ábrán látható. Ez a 45 km hosszú szelvény közel 30-szoros túlmagasítással mutatja a rétegtani viszonyokat és a tektonikus deformációkat. Valóságban a pannóniai rétegek dőlésszöge általában nem több 1–6°-nál. Az ábrán látható 15–20 km hullámhosszú és maximálisan 100 m amplitúdójú enyhe redőződés a dunántúli pannóniai képződményekre jellemzőnek mondható (LÓCZY 1913; HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet). A Tihany Formáció magasparti és tó alatti előfordulásainak 60–100 méteres szintkülönbsége is ennek a neotektonikus gyűrődésnek az eredménye és nem ilyen mértékű differenciális erózió, vagy árkos beszakadás következménye. Ahol a magasparti és a tó alatti képződmények között vető valószínűsíthető az az oldalelemzőlaphoz kapcsolható (NOVÁK et al., jelen kötet). Az egykori eróziós felszín (Pan-2) összefüggő és a mainál egyenletesebb térszín volt, amelyet a szárazföldi lepusztulást követő, már a PAN-3 szekvenciához tartozó transzgresszió üledékei valószínűleg teljesen befedtek. Ezek mindenütt lepusztultak a neotektonikus inverzió során végbement gyűrődés következtében, de a tó alatti iszaptól védve néhány tavi területen maradványuk még fellelhető. Fúrások feltárásuk érdekes lehet tektonikai szempontból is, hiszen Tihany kiemelkedése és általában a neotektonikai fázis kezdete fiatalabb e képződmények koránál.

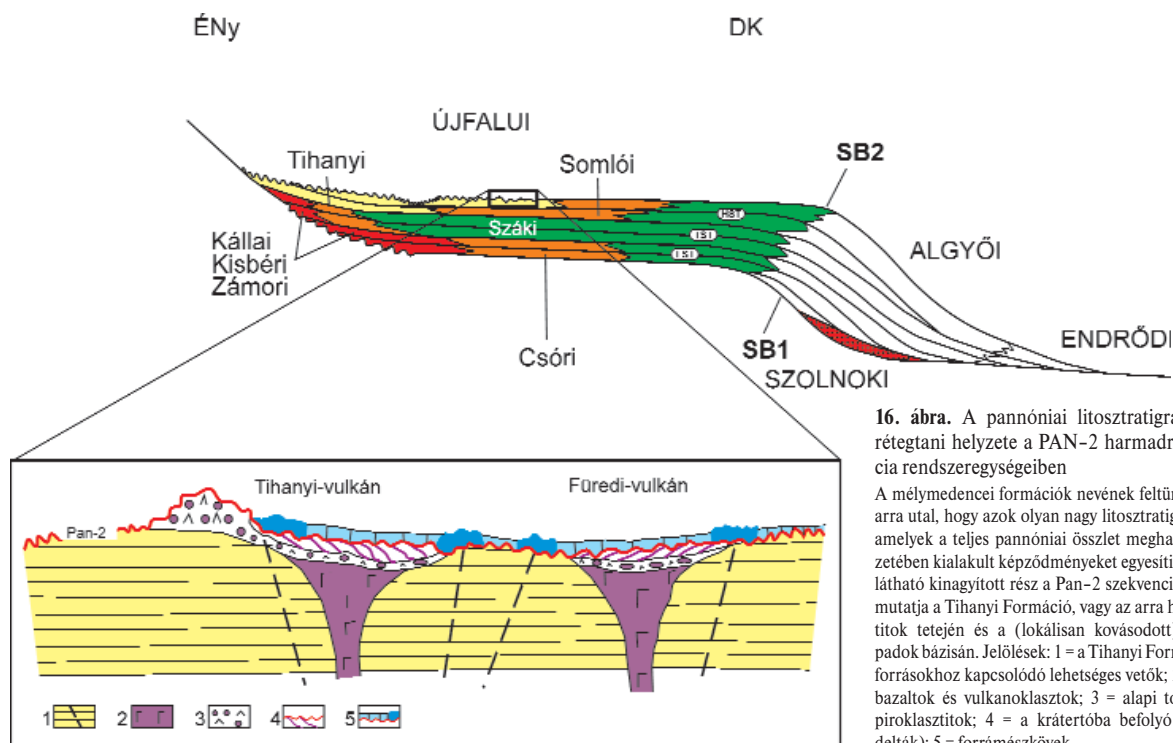
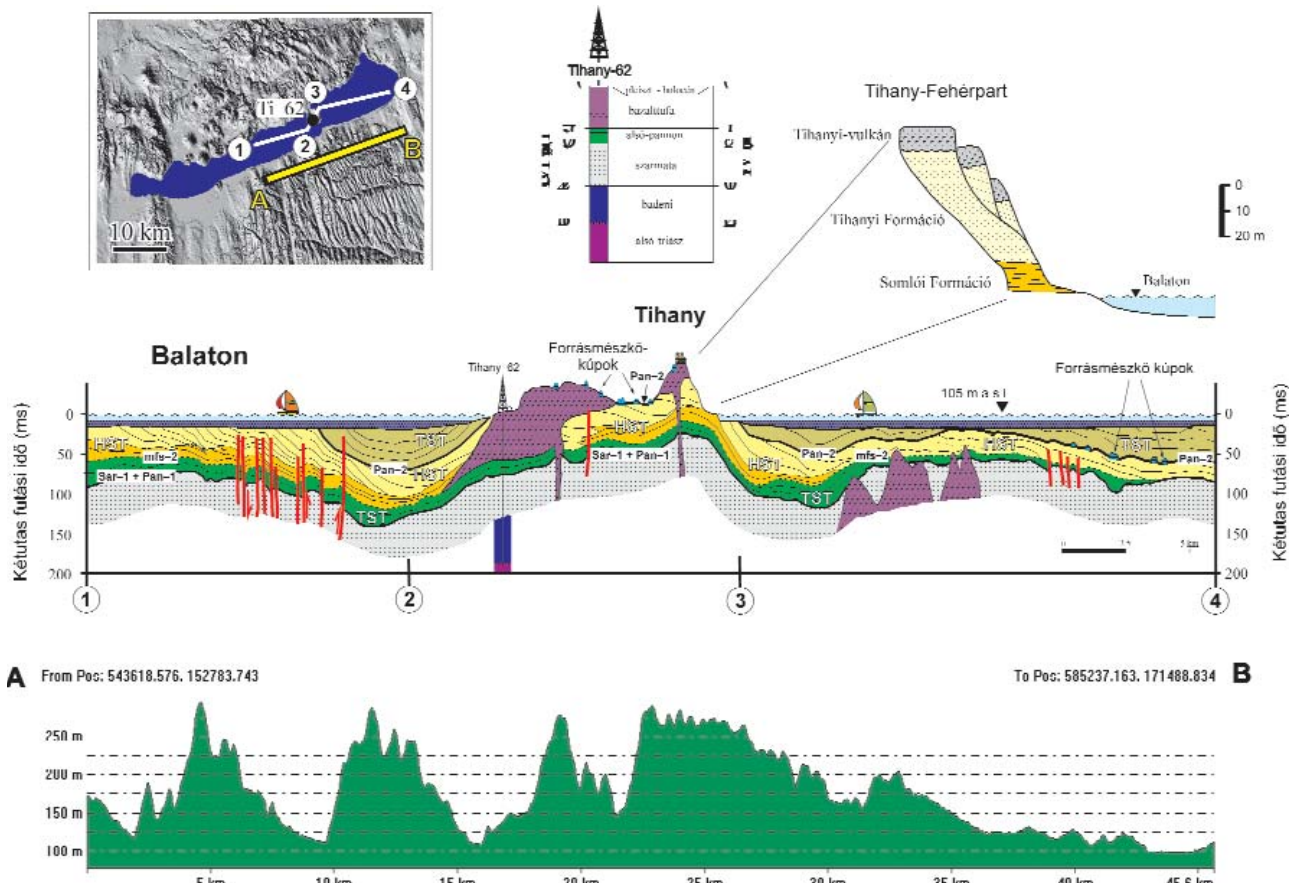


Figure 16. Inferred position of the basin margin lithostratigraphic formations within the systems tracts of the PAN-2 third-order depositional sequence

Indication of the names of the deep basin formations suggests that they are big formations involving all the Pannonian sedimentary rocks formed at a specified depositional environment. The lower figure is a zoom to show the position of the Pan-2 sequence boundary at the top of the Tihany Formation or above the pyroclasts of the Tihany and the Fűredi Volcanoes and below the travertine beds. Legend: 1 = Tihany Formation and potential faults associated with hot water springs; 2 = crater fill basalts and volcanoclastics; 3 = Crater rim pyroclastics; 4 = Transported tephra (Gilbert-type deltas); 5 = travertine mounds

16. ábra. A pannóniai litosztratigráfiai egységek rétegtani helyzete a PAN-2 harmadrendű szekvencia rendszeregységeiben

A mélymedencei formációk nevének feltüntetése az ábrán arra utal, hogy azok olyan nagy litosztratigráfiai egységek, amelyek a teljes pannóniai összlet meghatározott környezetében kialakult képződményeket egyesítik. Az alsó ábrán látható kinagyított rész a Pan-2 szekvenciahatár helyzetét mutatja a Tihanyi Formáció, vagy az arra hullott piroklastitok tetején és a (lokálisan kovásodott) forrásmészköpadok bázisán. Jelölések: 1 = a Tihanyi Formáció és a hévízforrásokhoz kapcsolódó lehetséges vetők; 2 = kráterkitöltő bazaltok és vulkanoklastitok; 3 = alapi torlóárak és más piroklastitok; 4 = a krátertöbba befolyó tufák (Gilbert-delták); 5 = forrásmészkövek



17. ábra. Vízi szeizmikus szelvények, terepi megfigyelések és fúrési adatok alapján szerkesztett földtani szelvény a Tihanyi-félszigeten keresztül (SACCHI 2001 után módosítva)

A szarmata rétegek tetején, illetve a balatoni iszap alján lévő két unkonformitás felület között a Száki, Somló, Tihanyi és Tapolcai Formációk képződményei találhatók meg. Utóbbiak a tihanyi bazaltokkal feltehetőleg egyidős bazaltintrúziók a Balaton alatt. A Tihanyi-félszigeten felszínre előforduló forrásmészköpadok és kovásodott kúpok a Balaton keleti medencéjében a Pan-2 szekvenciahatárhoz kapcsolódóan jelennek meg. Az eredeti rétegtani architektúra fiatal kompresszió hatására jelentősen deformálódott és erodálódott. Ezen a gyűrűt és lepusztult felszínen alakult ki a késő pleisztocén-holocén során a tömencedence, ami nem egy beszakadt árok, hiszen a klasszikus elképzelésekkel ellentétben nem szegélyezik peremvetők. A tektonikus preformáltságot a tó hossz tengelyével közel párhuzamos balos oldalelmozdulások adják (BADA et al. és HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet). A kb. 15 km térbeli hullámhosszal jelentkező kiemelkedések (pl. Tihany) és bemélyedések váltakozó sorozata nem korrelál a somogyi meridionális völgyek és hátaik elhelyezkedésével (A-B profil)

Figure 17. Geological cross section traversing the Tihany Peninsula (modified after SACCHI 2001)

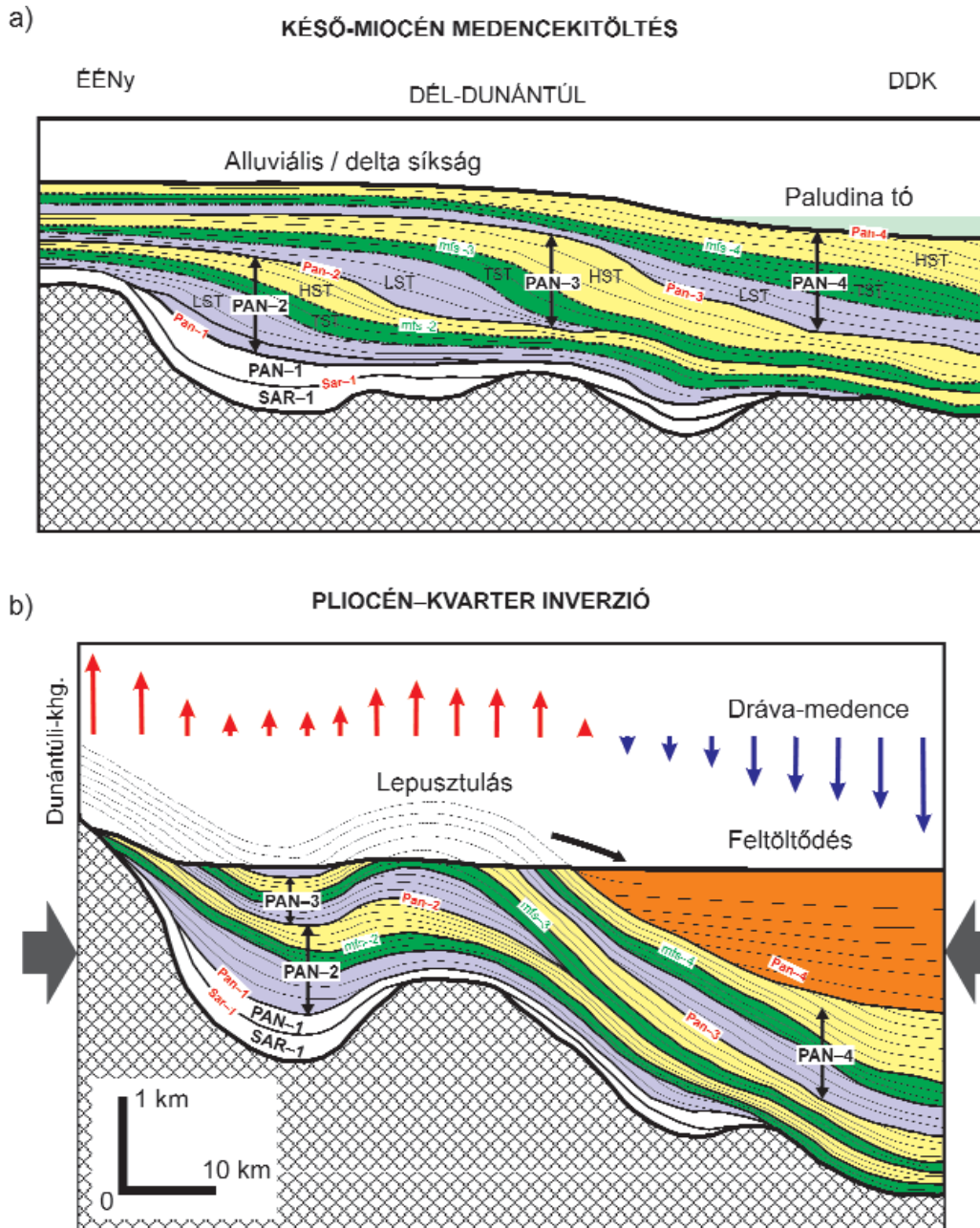
The compilation is based on water seismic profiles, field observations and borehole data. The Száki, Somló, Tihany and Tapolca Formations can be found between the top Sarmatian and base Holocene unconformities. Basaltic intrusions occur below Lake Balaton (see Figure 12a), which are likely to be coeval with the basalts of the Tihany Peninsula and date the formation of the Pan-2 sequence boundary. In the eastern basin of the lake buried travertine mounds can be seen on the top of the sequence boundary just like on the surface at the Tihany Peninsula. The original stratigraphic architecture has been folded and eroded due to the neotectonic structural inversion. During the latest Pleistocene the lake developed on this erosional surface and, in contrast with the classic theory, it is not a graben bounded by normal faults. However, roughly parallel with the longer axis of the lake, left-lateral strike-slip faults are well documented (BADA et al. and HORVÁTH & DOMBRÁDI this volume). The alternating pattern of anticlines (e.g. Tihany Peninsula) and synclines shown by seismic data does not correlate with the series of meridional valleys and ridges to the south in the Somogy area (profile A-B). No tectonic control is evidenced by the high resolution seismics concerning the formation of these meridional landforms

Az is jól megítélhető a 17. ábra alapján, hogy a somogyi területet uraló, sűrűn váltakozó meridionális hátaik és völgyek rendszere nem korrelál a szeizmikus szelvényről leolvasható gyűrődéses tektonikával. Sem a tihanyi kiemelkedés, sem a szárnyain lévő bemélyedések, majd az ezt követő kiemelkedések nem jelennek meg a felszíni morfológiában. A hátaik és völgyek rendszerét hagyományos elképzelés szerint preformáló meridionális irányú vetők pedig a nagyfelbontású szeizmika szerint nem léteznek. A szelvényen Tihanytól nyugatra és keletre is látható vetőzóna közelítőleg a tó hossz tengelyét követő balos oldalelmozdulás (BADA et al., jelen kötet).

Tihanyhoz hasonlóan az egész Dunántúli-középhegység kialakulását a neotektonikus inverzió eredményének tekintjük (18. ábra). A 4–6. ábrák jól érzékeltetik azt, hogy a kijelölt

üledékes szekvenciák közül a PAN-2 transzgresziós és nagyvízi rendszeregysége és a teljes PAN-3 valószínűleg kifejlődött a középhegységi blokk felett is. Az nem képezte akadályát a dél-dunántúli medencék feltöltődésének, ahol a progradáció iránya egyértelműen északról mutat a Dráva-medence felé. Nem mutatható ki nyugatról, a Zalai-medence felől érkező anyagtranszport, mert e medence feltöltése után a progradáló selflejtő a Dráva-medence irányába fordult (UHRIN et al. 2009).

Ugyanakkor az is világos, hogy a középhegységi blokk a badeni és a szarmata során a vízszint közelében helyezkedett el, mert biogén mészkövek (Tinnyei Formáció és Lajtai Mészko) a déli peremen számottevő vastagságban alakultak ki (BUDAI et al. 1999). Ez a helyzet a pannóniai elején is fennállt, sőt a későbbi középhegység részben szigetként



18. ábra. Deformációs modell a dél-dunántúli medencerész mai szerkezeti viszonyainak (vö. 4–6. ábra) magyarázatára. A késő-miocén során feltöltődött dunántúli medencerész (a) a miocén végén meginduló kompresszió hatására deformálódott (b). Az emelkedő területek lepusztulása szolgáltatta a törmelékanyagot a süllyedő medencerészek feltöltődéséhez. Így halmozódott fel a több, mint 1000 m vastag alluviális ösztlet a Dráva-medencében. Az emelkedés leglátványosabb eredménye a Dunántúli-középhegység kialakulása, amelynek során annak tetejéről feltehetőleg sok száz méter vastag (a PAN-2 szekvenciára települt) pannóniai rétegösztlet pusztult le. Ennek szárnyain és más emelkedő aljzatmagaslatok felett lefejezett és jelentősen hiányos pannóniai rétegek vannak a felszínen.

Figure 18. Deformation model explaining the present structural architecture of southern Transdanubia. By the end of the Late Miocene Transdanubia became entirely filled up (a) and due to the neotectonic compression the basin-fill deformed (b). The uplifting regions provided clastic supply for the subsiding basins like the Dráva Basin, where more than 1000 m thick alluvial complex has accumulated. A most significant result of uplift is given by the formation of the Transdanubian Range and development of the truncated and deeply eroded Pannonian strata at the flanks of the Range and elsewhere above uplifting basement highs.

emelkedett ki a Pannon-tóból, mert különben nem található forrás a Kállai és a Kisbéri Kavics Formáció kialakulásához (CSILLAG et al. 2010). Ezt követően (nagy részt a PAN-3 és -4 szekvencia során) jórészt betemetődött, majd a neotektonikus kiemelkedés során a miocén rétegek lepusztultak és feltárták az idősebb középhegységi kőzeteket.

A 18. ábra a és b részén látható deformációs rajzkísérlet célja annak bemutatása, hogy a normális településű szekvenciák sorozatából, hogyan alakult ki a fiatal deformáció hatására olyan jelentősen elváltozott szerkezet, amit a regionális szelvények mutatnak (4–6. ábra). Tudjuk, hogy a horizontális főfeszültség megnövekedése egy üledékes

medencében flexurális deformációt okoz, amely bizonyos területek felgyűrődését (felboltozódását) más területek egyidejű behajlását (süllyedését) eredményezi (HORVÁTH & CLOETINGH 1996). A felboltozódó pannóniai üledékes kőzetrétegek viszonylag könnyen erodálódtak, azaz nem alakultak ki 1000 métert is meghaladó tényleges kiemelkedések, hanem csak dombvidék jellegű térszínnek. Hasonlóan, nem jöttek létre 1000 méter nagyságú vízmélységek sem, mert a behajlással megegyező ütemben a süllyedések állandóan feltöltődtek a lepusztuló területekről származó törmelékanyagokkal. Így alakult ki az az érdekes helyzet, hogy a Dráva-medencében lévő, több mint 1000 méter vastagságú pliocén–kvartér üledékes összletet mindvégig folyóvízi, mocsári és más szárazulati fáciesű képződmények alkotják (SAFTIC et al. 2003).

Ez a helyzet nem kivételes. A Pannon-medence üledék-összletének felső részén regionálisan korrelálható diszkordancia felett vastag, alluviális síkságon akkumulálódott képződmények vannak (Zagyvai Formáció, JUHÁSZ Gy. et al. 2006). Ennek kézenfekvő magyarázatát a 18. ábrán látható modell adja, miszerint a fokozatosan kialakuló süllyedéket a közeli forrásokból származó törmelék egyidejűleg feltöltötte és szinten tartotta, azaz egyensúly volt a lepusztulás és feltöltődés között.

A tektonikai aktivitás újjáéledése a Pannon-medencében a miocén–pliocén határ közelében (Pan-4 diszkordancia, 5. ábra) különös jelentőséget kap annak fényében, hogy az újabb vizsgálatok szerint a messinai esemény is tektonikus kompresszióra vezethető vissza (JOLIVET et al. 2006, ROVERI & MANZI 2006). A lemezen belüli kőzetfeszültségek regionális skálájú megnyilvánulását bizonyítja a Nyugati-Paratethys medencéinek ekkor meginduló inverziója (CEDERBOM et al. 2004) és a paleomágneses adatokból levezetett blokkrotációk feljúlása a Pannon-medencében és környezetében (MÁRTON et al. 2002, LESIĆ et al. 2007). Fontosnak látszik annak hangsúlyozása, hogy van tektonikai értelemben vett „messinai esemény” a Pannon-medencében is (CSATÓ 1993, JUHÁSZ E. et al. 1996, SACCHI 2001, MAGYAR & SZTANÓ 2008). Ennek oka Afrika és Európa közti konvergencia megváltozása, a lemezen belüli feszültség megnövekedése az alpi–mediterrán térségben. További vizsgálatok szükségesek azonban annak meghatározására, hogy a Pannon-medence egykorú deformációja milyen hatással volt a vízszintre és hogyan jöhetett létre a tó miocén végi túlsordulása a Dáciai-medence irányába (MAGYAR 2009).

További megfontolást igényel az is, hogy a poszt-szarmata és neotektonikai inverzió közötti időszak (azaz 10–5,3 M év, 15. ábra) tekinthető-e tektonikailag nyugodtnak, vagy csak átmenetnek két markáns pannóniai tektonikai fázis között. UHRIN et al. (2009) a Zalai-medencét vizsgálva arra következtetett, hogy a redőképződés kb. 8 millió éve kezdődött meg, de kiemelkedéssel és erózióval akkor még nem kellett számolni. BADA et al. (jelen kötet) úgy véli, hogy a neotektonikai fázis kezdete heterokron. Előbb kezdődött meg az Adriai-tüske közelében a Pannon-medence nyugati területein és csak később alakult ki a megfelelő feszültségtér a medence keleti felén.

A kompressziós eredetű szerkezeti formák mellett a Pannon-medence neotektonikus aktivitásának jellemzője a nagyléptékű balos oldalelmozdulások kialakulása is (HORVÁTH et al. 2006; BADA et al., jelen kötet). A Balaton alatt haladó ilyen oldalelmozdulásos vetőrendszer képét a 10. ábra b része szépen illusztrálja. Korukkal kapcsolatban érdekes megfigyelés az, hogy a Nagykőrös térségben felfedezett nagy kanyonrendszer geometriáját láthatóan befolyásolták a paksi balos nyírózónához tartozó virágszerkezetek. JUHÁSZ Gy. et al. (2007) ebből arra következtettek, hogy a vetőzóna már aktív volt az általuk 6,8 millió évesnek datált szekvenciahatár kialakulását megelőzően. Mivel ezen a területen ez a határ már összeolvad a fiatalabb diszkordanciafelülettel (MAGYAR 2009), nem kizárható, hogy a vetőzóna kialakulása valójában a miocén végéhez köthető.

Litosztratigráfiai egységek korrelációja

A pannóniai képződmények litosztratigráfiai felosztását kettősség jellemzi. Léteznek kutatófúrásokból és szeizmikus értelmezésből a mélymedencékre levezetett nagy formációk, valamint a hegységperemi feltárások és sekélyfúrások alapján meghatározott kis formációk.

A nagy formációk a késő-miocén során előrehaladó self öt fő környezetéhez (alluviális síkság, self, selflejtő, a self előtere és a mélymedence) tartozó képződmények együttesét írják le (JUHÁSZ Gy. et al. 2006). Azért nagyok ezek a formációk, mert vastagok, regionális elterjedésűek, összefüggőek és jelentősen időtranszgresszívok, hiszen minden környezet (ezúton formáció) egymás mellett létezett, amíg a progradáció tartott a késő-miocén során (11,5–5,3 M év).

Ezzel szemben a peremi formációk kicsik abban azt értelemben, hogy vékonyak, sztratotípusokkal vagy típus-szelvényekkel lokálisan definiáltak (KORPÁSNÉ HÓDI 1998) és a késő-miocénnek csak valamely részidejét fogják át, mert helyzetükből adódóan általában eróziós maradványok (JUHÁSZ E. et al. 1996, 1997). Láttuk, hogy a Balaton körzetében lévő formációk csak a PAN-2 szekvencia időszakát képviselik (15. ábra), mert a felettük lévő fiatalabb pannóniai képződmények mind lepusztultak. Ezzel összhangban CSILLAG et al. (2010) a Dunántúli-középhegység peremének krono- és litosztratigráfiai diagramján a lokális megjelenésű Ősi Tarkaagyag, Zámori, Diási, Kállai, Kisbéri Kavics és Nagyvázsonyi Mészke Formációkat kis időszakot átfogó, eróziós fragmentumként mutatják. Ugyanez a helyzet sok más peremi formációval is, csak azok a különböző területek (alapvetően szigetehegységek) eltérő mértékű kiemelkedése és eróziója következtében más és más időszak képződményeit tárják fel.

A kis formációk regionálisan fellelhető és országosan térképezhető egységekké léphetnek elő akkor, ha eltekin-tünk a típus-szelvény korától és rétegtani helyzetétől, mert csak a litosztratigráfiai jellegek hasonlóságát tartjuk irányadónak. Ebben a szellemben mutatja a pannóniai formációkat Magyarország új 1:100 000 méretarányú földtani térképe (GYALOG 2005). Szolgáljon erre példaként az ebben a cikkben vizsgált Tihanyi és Somlói Formáció esete.

Láttuk, hogy mindkét formáció a Dunántúli-középhegység pereméhez kötődik (JÁMBOR 1980) és az általunk definiált PAN–2 szekvencia részét képezi. Magyarország új földtani térképére tekintve azonban megállapítható, hogy ezek a Dunántúlon szinte mindenütt megtalálhatók és gyakori elterjedésűnek mondhatók a Mecsek környezetében is. Az 5. és 6. ábrán látható szeizmikus szelvények szerint ezen a területen a PAN–2 szekvencia képződményei 500–1500 méter mélységben vannak, a felszínre bukkanó pannóniai az 1–3 millió évvel fiatalabb PAN–3 szekvencia rétegei képviselik. SACCHI (2001) Szekszárd és Bátaszék közelében található feltárásokban kibukkanó *Congerina rhomboidea*-s agyagmárgát, valamint a himesházai homokos rétegeket a PAN–3 szekvencia transzgressziós, ill. csökkenővízi rendszereiségeinek tartotta. Ez utóbbi rétegeket a litosztratigráfia hasonlósága alapján lehet párhuzamosítani a Tihanyi vagy a Somlói Formációval, de azonosítást félrevezető. Ugyanis ezek a képződmények máshol és máskor, bár hasonló környezetben alakultak ki, esetünkben a progradáló self parti síkságán és peremén. Az ilyen környezetben képződött litosztratigráfiai egységekre azonban már van jó általános elnevezésünk, mégpedig az Újfalu Formáció.

Ugyanez a helyzet a Száki Formációval is. CSILLAG et al. (2010) megállapítja, hogy ez a formáció értelmezhető a „Pannon-tó nagy feltöltődési rendszereinek részeként, mint az Endrődi vagy Algyői Formációk megfelelője”. CZICZER et al. (2008) azonban a Pannon-tó egykori szublitóris zónájának paleoökológiáját feltáró munkájukban értelemszerűen a Száki Formációt eredeti definíció szerint (JÁMBOR 1980), vagyis térben és időben korlátozva vizsgálják.

Ha a Tihanyi, Somlói és Száki Formáció elnevezést mégis kiterjesztett értelemben alkalmazzuk a felszíni képződményekre, akkor fúrások leírása során nehéz helyzet alakulhat ki, amikor a mélyebb helyzetű szekvenciában lévő formációkat (pl. a PAN–2 „igazi” Tihanyi, Somlói vagy Száki Formációit) kell azonosítani. Ez fúrási szelvényben a formációk látszólagos ismétlődését eredményezi, ami azok korbeosztása során kaotikus állapotokra vezethet. Nyilvánvaló, ha a korolás hibás, akkor a fejlődéstörténeti rekonstrukció rossz.

Véleményünk szerint a kis formációk értékét és tudományos érdekességét csak akkor őrizzük meg, ha nem mossuk össze azokat a nagy formációkkal, hanem a sztratotípust úgy fűtjük, mint időrétegtani értelemben is meghatározónak tartjuk. Ekkor az adott formáció vizsgálható, kialakulása megérthető és helye kijelölhető egy harmadrendű szekvencián belül. Konkrétan szólva, maradjon csak az Tihanyi, Somlói és Száki Formáció, ami a PAN–2 szekvenciához tartozik. Ne terjesszük ki a formációkat magasabb rétegtani pozícióban lévő (PAN–3 és –4) hasonló fáciesű összletekre. Ezeknek és társaiknak nevet és sztratotípust kell találni a Mecsek peremén és másutt. Mindaddig a peremi és a mélymedencei formációk korrelálása véleményünk szerint lehetetlen vállalkozás marad.

A javasolt koncepció szerint szerkesztett földtani térkép informatívabb lesz, mert leolvasható róla a medencefejlődés

folyamata csakúgy, mint az utólagos lepusztulás területei. Tudjuk, hogy ez az elképzelés maximalista, mert ilyen térkép készítése a releváns rétegtani, fúrási, szeizmikus és felszíni geológiai adatok integrált értelmezését követeli meg. Kijelöli azonban az irányt, amelybe haladni érdemes.

Következtetések

A fentiekben ismertetett vizsgálatok alapján a következő fő eredményekre jutottunk:

A Balaton és a Dráva között elterülő medencerész felsőmiocén üledékes összlete öt harmadrendű szekvenciára osztható (SAR–1, PAN–1, –2, –3 és –4). A legfiatalabb szekvencia (PAN–4) tetején 1000 métert meghaladó vastagságú, alluviális síkságon akkumulálódott rétegösszlet települ, ami valószínűleg pliocén–kvarter korú. A Balaton körzetében neotektonikus inverzió és erózió eredményeképpen idősebb pannóniai képződmények vannak a felszínen, amelyek a PAN–2 szekvenciához tartoznak.

A Balatonon kivitelezett különböző típusú, nagyfelbontású szeizmikus szelvényezések egymást megerősítő és kiegészítő rétegtani információt adtak a tó alatt lévő 0–120 m vastagságú pannóniai rétegekről. A parti fúrásokkal és feltárásokkal korrelálva megállapítható, hogy az akusztikus aljzatot képviselő szarmata mészkő tetején és a tavi iszap alján húzódó két unkonformitás között zömmel a Száki, Somlói és a Tihanyi Formáció képződményei helyezkednek el. A PAN–2 szekvencia transzgresszív rendszereiséghez tartozó rétegsort a Száki Agyagmárga Formáció, a nagyvízi állapot során fokozatosan csökkenő vízszinthez tartozó rétegsort a Somlói és Tihanyi Formáció képviseli.

A Tihanyi Formáció képződményei a vízszint csökkenése miatt elsekélyesedő selfen és a delta síkságon képződött fácieseket mutatják. Az egykori delta síkságon áthaladó folyók mederbevégyódásait a Balaton déli szegélyén már LÓCZY felismerte és példamutatóan értelmezte. Az újabb vizsgálatok a delta síkság regionális kiterjedését megerősítették, sőt a dunai szeizmikus mérések annak meglétét mutatják a Budai-hegység déli peremén is. A tihanyi bazalttuffák erre a felszínre települtek, és az édesvízi mészkőpadok szintén ezt a határt követik. A vízi szeizmika tanúsága szerint úgy a bazaltintrúziók, mint a forrásmészkővek megtalálhatók a Balaton alatt is. Ez utóbbiak a Tihanyi Formáció felső részén húzódó, a szeizmika tanúsága szerint markánsan diszkordáns felülethez kapcsolódnak. Ez a diszkordancia a PAN–2 harmadrendű szekvenciát lezáró határként értelmezhető.

A Balaton iszapja alatti pannóniai képződmények 15–20 km hullámhosszú és 100 métert ritkán meghaladó amplitúdójú gyűrődést szenvedtek a neotektonikus inverzió során. A tó körüli magaspartokon felszínen lévő és a tó alatt mélyebben elhelyezkedő azonos képződmények közti 60–80 méteres szintkülönbség alapvetően ennek a gyűrődésnek az eredménye. A Balaton nem árkos beszakadás következménye és a tó alatti rétegekben sem fedezhetők fel meridiális irányú vetődések. Ugyancsak megállapítható,

hogyan meridionális háta és völgyek rendszere nem jól korrelál a balatoni nagyfelbontású szeizmikus szelvények alapján megismert deformációs jelleggel.

Az inverzió további megnyilvánulása a 60–80 km hullámhosszú és összességében az 1000 métert meghaladó amplitúdójú emelkedések és süllyedések kialakulása. Ennek az emelkedésnek és a kapcsolódó erózióknak az eredménye a mai Dunántúli-középhegység. Más területeken az emelkedő pannóniai üledékes rétegek lepusztulása és a süllyedő területek egyidejű feltöltődése közel egyensúlyi állapotban valósult meg. Vizsgálati területünkön a legnagyobb ilyen süllyedés a Dráva-medence, ahol a Pan-4 szekvenciahatár jelzi a neotektonikus inverzió megindulását. Ez a Pannon-medence nagy részén meglévő unkonformitás a miocén-pliocén határának tekinthető és kezdete a messinai eseménnyel korrelálható.

A mélymedencei pannóniai litosztratigráfiai egységek adekvát nagy formációk, amelyek a Pannon-tó késő-miocén feltöltődéséhez kapcsolódó fő környezetek képződményeit foglalják egybe. A hegységperemi litosztratigráfiai egységek csak akkor adekvát formációk, ha sztratotípusainak rétegtani helyzetét meghatározónak tartjuk és lehetőség szerint harmadrendű szekvenciához kötjük. Elegendő számú és szabatosan definiált peremi litosztratigráfiai egység birtokában tehető meg azok helyének kijelölése a nagy formációkban.

Befejezésül megállapítjuk, hogy ebben a cikkben több problémát vettünk fel, mint amennyit megoldottunk. Meggyőződésünk azonban az, hogy jó irányban léptünk előre, mert a Pannon-medence könyvében nem csak sorok és lapok, hanem fejezetek is vannak. Az összekeveredett lapok helyzetét, s ezúton a könyv megértését elősegítő ezeknek a fejezeteknek a felismerése és egységes rendszerre

fejlesztése. Ez a jövő fontos feladata, amely csak a releváns geológiai és geofizikai adatok integrációjával és széleskörű együttműködéssel valósítható meg.

Köszönetnyilvánítás

Marco SACCHI doktori dolgozatának készítése során minden pannóniai rétegtani kérdésben messzemenő támogatást kapott MAGYAR Imrétől, MÜLLER Páltól és NAGY-MAROSY Andrásától. Kiemelt segítséget kaptunk a kézirat első változatának szigorú bírálatával és a kapcsolódó szakmai eszmecsere alkalomával SZTANÓ Orsolyától, TÓTHNÉ MAKK Ágnesztől és MAGYAR Imrétől. Sokat tanultunk tőlük, amit őszintén köszönünk.

A vízi szeizmikus mérések szervezése, és az adatok feldolgozása az elmúlt 17 év során az ELTE Geofizikai Tanszékének koncepcionálisan koordinált csapatmunkája volt, számos külföldi és hazai szereplővel. Ezek közül ki kell emelnünk Tom MCGEE, Peter SIMPKIN és Volkhard SPIESS külföldi szakértőket, valamint TÓTH Tamás, HÁMORI Zoltán, HORVÁTH Anita, BADA Gábor, SZAFIÁN Péter, DÖVÉNYI Péter†, CSERNY Tibor és SURÁNYI Gergely kollégáink és barátunk hozzájárulását.

A bemutatott szeizmikus szelvények feldolgozásában és kiértékelésében a Landmark University Grant által rendelkezésünkre bocsátott szoftvercsomagok nyújtottak segítséget.

Ez a munka számos forrás nyújtotta pénzügyi lehetőség felhasználásával készült. Ezek közül az utóbbi időben legfontosabb a TS44765 és NK60445 számú OTKA pályázatok, valamint az egyetemi terepgyakorlatok lebonyolításához a Mol és a GES által biztosított szakképzési hozzájárulások voltak.

Irodalom — References

- AUTIN, W. J., BURNS, S. F., MILLER, B. J., SAUCIER, R. T. & SNEAD, J. I. 1991: Quaternary geology of the Mississippi valley. — In: MORRISON, R. B. (ed.): *The Geology of North America*, v. K-2, *Quaternary nonglacial geology, conterminous*. — U.S. Geological Society of America, 547–581.
- BADA, G., HORVÁTH, F., MARSELLA, E. & SACCHI, M. (eds) 1999: Lake Balaton: a natural seismic laboratory. From data acquisition to geological interpretation. — *Course Guidebook, Eurobasin School. Event X, Siófok, Hungary*, 321 p.
- BADA G., SZAFIÁN P., VINCZE O., TÓTH T., FODOR L., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közöny*, jelen kötet.
- BÉRCZI, I. 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution*. — *AAPG Memoir* **45**, 107–116.
- BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. 1985: Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions Special Edition* **31/1–3**, 55–75.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. — *MÁFI alk. kiadványa*, **197**, 257 p.
- CEDERBOM, C. E., SINCLAIR, H. D., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. K. 2004: Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. — *Geology* **32/8**, 709–712.
- CZICZER, I., MAGYAR, I., PÍPIK, R., BÖHME, M., ČORIĆ, S., BAKRAČ, K., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M., BABINSZKI, E. & MÜLLER, P. 2008: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **98**, 1741–1766.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei*. — MÁFI kiadvány, Budapest, 114 p.
- CSATÓ, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **226**, 377–400.

- CSATÓ, I., KENDALL, C. G & MOORE, P. D. 2007: The Messinian problem in the Pannonian Basin, Eastern Hungary — Insights from stratigraphic simulations. — *Sedimentary Geology* **201/1–2**, 111–140.
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1989: A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai-földtani vizsgálatának újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1987. évről*, 341–347.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140**, 183–196.
- DUNKL, I. & FRISCH, W. 2002: Thermochronologic constraints on the Late Cenozoic exhumation along the Alpine and West Carpathian margins of the Pannonian Basin. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): 2002: Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU St. Mueller Spec. Publ. Ser.* **3**, 135–147.
- ELSTON, D. P., LANTOS, M. & HÁMOR, T. 1994: High resolution polarity records and the stratigraphic and magnetostratigraphic correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian s. l.) deposits of Hungary. — In: TELEKI, P., MATTICK R. E. & KÓKAI, J. (eds): *Basin analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary*. — Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 111–142.
- GYALOG L. (szerk.) 2005: Magyar- és Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása). — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, 188 p.
- HEGYMEGI L., KÖRMENDI A. & SZUYOVOSZKY I. 1968: Protonprecessziós mágneses mérések a Balatonon. — *Magyar Geofizika* **19**, 231–236.
- HAÁZ I. & KOMÁROMY I. 1966: Magyarország mágneses térképe, a függőleges télerősség anomáliái 1:500 000 méretarányban. — *ELGI kiadvány*, Budapest.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. — *Science* **235**, 1156–1167.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12/8**, 837–844.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data. — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): European Lithosphere Dynamics. Memoirs. — *Geol. Soc. Lon. Spec. Publ.* **32**, 191–206.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 1–259.
- JOLIVET, L., AUGIER, R., ROBIN, C., SUC, J.-P. & ROUCHY, J. M. 2006: Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. — *Sedimentary Geology* **188–189**, 9–33.
- JUHÁSZ, E., Ó. KOVÁCS, L., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., PHILLIPS, L. & LANTOS, M. 1997: Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian basin, Hungary. — *Tectonophysics* **282**, 257–276.
- JUHÁSZ, E., PHILLIPS, L., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M. & Ó. KOVÁCS, L. 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — 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**, 335–356.
- JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J., & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene sediments in the Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **39/2**, 129–152.
- JUHÁSZ, Gy. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfija. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — Mol és MÁFI kiadv., Budapest, 469–483.
- JUHÁSZ, Gy. 1992: Pannonian (s.l.) lithostratigraphic units in the Great Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment. — *Földtani Közlöny* **122/3–4**, 133–165.
- JUHÁSZ, Gy. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s. l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124/4**, 341–365.
- JUHÁSZ, Gy., POGÁCSÁS, Gy., MAGYAR, I. & VAKARCS, G. 2006: Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* **136**, 51–86.
- JUHÁSZ, Gy., POGÁCSÁS, Gy. & MAGYAR, I. 2007: Óriáskanyon-rendszer szeli át a pannóniai üledékeket? — *Földtani Közlöny* **137/3**, 307–326.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1998: A medenceperemi pannóniai s. l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — Mol és MÁFI kiadv., Budapest, 453–468.
- KÖRÖSSY L. 1988: A zalai-medencei kőolaj- és földgázkutató földtani eredményei. — *Általános Földtani Szemle* **23**, 3–162.
- KÖRÖSSY L. 1989: A dráva-medencei kőolaj- és földgázkutató földtani eredményei. — *Általános Földtani Szemle* **24**, 3–121.
- KÖRÖSSY L. 1990: A Délkelet-Dunántúl kőolaj- és földgázkutatójának földtani eredményei. Hydrocarbon geology of SE Transdanubia, Hungary. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 3–53.
- KRETZOI M. & KROLOPP, E. 1972: Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján. — *Földrajzi Értesítő* **21**, 133–158.
- LANTOS, M., HÁMOR, T. & POGÁCSÁS, Gy. 1992: Magneto- and seismostratigraphic correlations of Pannonian s. l. (late Miocene and Pliocene) deposits in Hungary. — *Paleontologia i Evolució* **24–25**, 35–46.
- LEEVEER, K. A. 2007: Foreland of the Romanian Carpathians — controls on late orogenic sedimentary basin evolution and Paratethys paleogeography. — *PhD értekezés*, Vrije Universiteit, Amsterdam 200 p.
- LESÍC, V., MÁRTON, E. & CVETKOV, V. 2007: Paleomagnetic detection of Tertiary rotations in the southern Pannonian basin (Fruska Gora). — *Geologica. Carpathica* **58**, 185–193.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, 1. rész, 1. szakasz Budapest, Kilián F. Bizománya, 617 p.
- MAGYAR, I. 1995: Late Miocene mollusc biostratigraphy in the eastern part of the Pannonian basin (Tiszántul, Hungary). — *Geologica Carpathica* **46/1**, 29–36.

- MAGYAR I. 2004: Tanulságok a hazai pannóniai puhatestű-rétegtan történetéből. — *Földtani Közlöny* **134**, 369–390.
- MAGYAR I. 2009: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben őslénytani és szeizmikus rétegtani adatok alapján. — *Akadémiai doktori értekezés*, Budapest, 134 p.
- MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2008: Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? — *Stratigraphy* **5/3–4**, 247–257.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999b: Integrated bio-, magneto- and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — In: MAGYAR, I., GEARY, D. H. (eds): Fossils and strata of Lake Pannon, a long-lived lake from the Upper Miocene of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 5–31.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., ÚJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian basin system. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geol. Hung. ser. Geol.* **26**, 190 p.
- MATTICK, R., RUMPLER, J. & C PHILLIPS, R. 1985: Seismic stratigraphy of the Pannonian basin in southeastern Hungary. — *Geophysical Transactions Special Edition* **31**, 13–54.
- MATTICK, R., PHILLIPS, R. & RUMPLER, J. 1988: Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary rocks in the Pannonian basin in southeastern Hungary. — In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian basin, a study in basin evolution. — *AAPG Memoir* **45**, 117–145.
- MÁRTON, E., PAVELIC, D., TOMLJENOVIC, B., AVANIC, R., PAMIC, J. & MÁRTON, P. 2002: In the wake of a counterclockwise rotating Adriatic microplate: Neogene paleomagnetic results from Croatia. — *International Journal of Earth Sciences* **91**, 514–523.
- MIALL, A. D. 1991: Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. — *Journal of Sedimentary Petrology* **61**, 497–505.
- MÜLLER, P. 1998: A Pannóniai képződmények rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — Mol Rt. és MÁFI, Budapest, 485–493.
- MÜLLER, P. & SZÓNOKY, M. 1990: Faciostratotype Tihany-Fehérpart (Hungary), (“Balatonica Beds” by Lörenthey, 1905). — In: STEVANOVIC, P., NEVESSKAYA, L., MARINESCU, F., SOKAC, A. & JÁMBOR, Á. (eds): *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Neogen der Westliche (“Zentrale”) Paratethys, Pontien, Jazu and Sanu, Zagreb-Beograd*, 427–436.
- MÜLLER, P., GEARY, D. H. & MAGYAR, I. 1999: The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution and family-level taxonomy. — *Lethaia* **32**, 47–60.
- NOVÁK, D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — *Szakkolgozat*, ELTE TTK Általános és Történelmi Földtani Tanszék, Budapest, 89 p.
- NOVÁK, D., KONCZ, D., HORVÁTH, A., SZAFIÁN, P. & SZTANÓ, O. 2010: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: medernyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken. — *Földtani. Közlöny*, jelen kötet.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, SZ. 1999: Miocene maar/diatreme volcanism at the Tihany Peninsula (Pannonian Basin): the Tihany Volcano. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 349–377.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, SZ. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). — *J. Volc. Geoth. Res.* **111**, 111–135.
- POGÁCSÁS, Gy. 1984: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30/4**, 373–410.
- POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., ÚJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L., VÁRNAI, P. & RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31/3–4**, 175–207.
- RÁDLER, B., SÁGHY, Gy., UJFALUSSY, A. & VARGA, I. 1978: Eltérő dőlésű üledékek szeizmikus kutatása. — *Magyar Geofizika* **19**, 201–206.
- ROVERI, M. & MANZI, V. 2006: The Messinian salinity crisis: Looking for a new paradigm?. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 386–398.
- SACCHI, M. 2001: Late Miocene evolution of the western Pannonian basin, Hungary. — *PhD értekezés*, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary, 193 p.
- SACCHI, M. & HORVÁTH, F. 2002: Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys). — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): 2002: Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU St. Mueller Spec. Publ. Ser.* **3**, 79–94.
- SACCHI, M., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M., MIRABILE, L. & TONIELLI, R. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/1**, 63–88.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian basin, Hungary. — 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**, 357–390.
- SAFTIC, B., VELIC, J., SZTANÓ, O., JUHÁSZ, Gy. & IVKOVIC, Z. 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian basin (Northern Croatia and South-western Hungary). — *Geologia Croatica* **56**, 101–122.
- SHANLEY, K. W. & MCCABE, P. J. 1994: Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. — *AAPG Bulletin* **78**, 544–568.
- SZTANÓ O. & MAGYAR I. 2007: Balatoni nagyfelbontású (egycsatornás) szeizmikus szelvények szedimentológiai, sztratigráfiai értelmezése és korrelációjá Balaton környékén kibukkanó üledékekkel. — *Kézirat*, A T 037724 sz. OTKA pályázat zárójelentése (2002–2006). Budapest, 15 p.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F., 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 05425, EGU.

- SZTANÓ O., MAGYARI Á. & TÓTH P. 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. — *Földtani Közlemény* **140/2**, 167–181.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208**, 203–219.
- TÓTH P., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pannóniai korú Gilbert-delta felépítése „3D” földradar (GPR) szelvények alapján. — *Földtani Közlemény* **140/3**, 235–250.
- TÓTH, T., VIDA, R., SZAFIÁN, P., HORVÁTH, F., & DÖVÉNYI, P. 2001: New frontiers in high-resolution seismic exploration: examples from Central Europe. — Poster presented at the Houston Geol. Soc., Houston
- TÓTH, T., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., GERNER, P. & MAGYARI, O. 1995: Acoustic profiling on the River Danube. — *Kutatási Jelentés a PART számára*. Budapest, 18 p.
- TÓTH Zs. 2009: Balatoni többcsatornás vízi szeizmikus adatok feldolgozása és értelmezése. — *Szakdolgozat*, ELTE TTK, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 87 p.
- TÓTH Zs., TÓTH T., SZAFIÁN P., HORVÁTH A., HÁMORI Z., DOMBRÁDI E., FEKETE N., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Szeizmikus kutatások a Balatonon. — *Földtani Közlemény* jelen kötet.
- TÓTH-MAKK, Á. 2007: Late Miocene sequence stratigraphy of the Pannonian basin fill (Kiskunhalas-Mélykút region, Hungary): how core, electric log and seismic data fit together? — *Geologia Carpathica* **58**, 353–366.
- UHRIN, A., SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2009: Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlemény* **139/3**, 273–282.
- UISZÁSZI, K. & VAKARCS, G. 1993: Sequence stratigraphic analysis in the South Transdanubian region, Hungary. — *Geophysical Transactions* **38/2–3**, 69–87.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. Jr. & THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of the sea level, part 3: Relative changes of the sea level from the coastal onlap. — In: PAYTON, C. E. (ed.): *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon exploration*. — *AAPG Memoir* **26**, 63–82.
- VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian basin, Hungary. — *PhD értekezés*, Rice University, Houston, Texas, 514 p.
- VAKARCS, G. & VÁRNASI, P. 1991: Seismostratigraphic model of the Derecske trough. — *Magyar Geofizika* **32**, 38–50.
- VAKARCS, G., VAIL, P. R., TARI, G., POGÁCSÁS, Gy., MATTICK, R. E. & SZABÓ, A. 1994: Third-order Miocene-Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **240**, 81–106.
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.