

Felelős kiadó

HAAS János,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

Műszaki szerkesztők

PIROS Olga
SIMONYI DEZSŐ

Nyelvi lektor

Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság

Elnök: HAAS János
FODOR László, GRESCHIK Gyula,
PALOTÁS Klára, PAPP Gábor,
SZTANÓ Orsolya, VÖRÖS Attila

Főtámogató

MOLNyrt.

A füzet megjelenését támogatta:

TXM Olaj- és Gázkutató Kft.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Editor-in-charge

János HAAS,
President of the Hungarian Geological
Society

Editor-in-chief

Géza CSÁSZÁR

Technical editors

Olga PIROS
DEZSŐ SIMONYI

Language editor

Philip RAWLINSON

Editorial board

Chairman: János HAAS
László FODOR, Gyula GRESCHIK,
Klára PALOTÁS, Gábor PAPP,
Orsolya SZTANÓ, Attila VÖRÖS

Sponsor

MOLNyrt.

The sponsor of this issue:

TXM Olaj- és Gázkutató Kft.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O.
box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in

GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für
Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal
(Moscow) and
Geológiai és Geofizikai
Szakirodalmi Tájékoztató
(Budapest)

**Tartalom — Contents**

HORVÁTH Ferenc, DOMBRÁDI Endre: A magyar tektonikai gondolkodás fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében. — <i>Evolution of Hungarian tectonics: an overview of a century of research on and around Lake Balaton</i>	335
TÓTH Zsuzsanna, TÓTH Tamás, SZAFIÁN Péter, HORVÁTH Anita, HÁMORI Zoltán, DOMBRÁDI Endre, FEKETE Noémi, VOLKHARD SPIESS, HORVÁTH Ferenc: Szeizmikus kutatások a Balatonon. — <i>Seismic investigations of Lake Balaton</i>	355
BADA Gábor, SZAFIÁN Péter, VINCZE Orsolya, TÓTH Tamás, FODOR László, VOLKHARD Spiess, HORVÁTH Ferenc: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — <i>The neotectonic habitat of the eastern part of Lake Balaton and its broader environs: inferences from high-resolution seismic profiling</i>	367
HORVÁTH Ferenc, Marco SACCHI, DOMBRÁDI Endre: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúl és a Balaton területén. — <i>Seismic stratigraphy and tectonics of Late Miocene basin fill in southern Transdanubia and below Lake Balaton</i>	391
NOVÁK Dóra, KONCZ Dávid, HORVÁTH Anita, SZAFIÁN Péter, SZTANÓ Orsolya: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: medernyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken. — <i>A Pleistocene meander loop near Fonyód: remnants of channels on ultra-high resolution seismic images, Lake Balaton</i>	419
ZLINSZKY András, MOLNÁR Gábor, SZÉKELY Balázs: A Balaton vízmélységének és tavi üledékvastagságának térképezése vízi szeizmikus szelvények alapján. — <i>Mapping bathymetry and thickness of lacustrine deposits of Lake Balaton (Hungary), using lake seismic profiles</i>	429
ZÁMOLYI András, KOVÁCS Gábor, SZÉKELY Balázs, TIMÁR Gábor: A Bakony vetőmintázatának morfológiai vizsgálata és az ebből levonható néhány tektonikus geomorfológiai következtetés. — <i>A morphometric analysis of the fault pattern of the Bakony Mountains: some tectonic geomorphological implications</i>	439
TIMÁR Gábor, CSILLAG Gábor, SZÉKELY Balázs, MOLNÁR Gábor, GALAMBOS Csilla, CZANIK Csenge: A Balaton legnagyobb kiterjedésének rekonstrukciója a függőleges kéregmozgások figyelembevételével. — <i>Reconstructing the maximum extent of Lake Balaton (Transdanubia, Hungary) with respect to vertical crustal movements</i>	455
CSILLAG Gábor, FODOR László, SEBE Krisztina, MÜLLER Pál, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia, THAMÓNÉ BOZSÓ Edit, BADA Gábor: A szelerozió szerepe a Dunántúl negyedidőszaki felszínfejlődésében. — <i>The role of deflation in the surface development of Transdanubia during the Quaternary</i>	463
TARI Gábor, HORVÁTH Ferenc: A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. — <i>Eo-Alpine evolution of the Transdanubian Range in the nappe system of the Eastern Alps: revival of a 15 years old tectonic model</i>	483
Hírek, ismertetések (összeállította PALOTÁS Klára)	511

Hátsó borító: Ultranagyfelbontású vízi szeizmikus szelvény a Füredi-öbölből.

Budapest, 2010

ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése, de az Alp-kárpáti-dinári régióból a magyar területhez közvetlenül nem kapcsolódó tanulmányokat is elfogadunk. Távlatos területekről azonban csak abban az esetben, ha a tanulmány vagy a szerző magyar relációja ezt indokoltá teszi. Ez utóbbi alól kivételt képeznek a Naprendszerhez tartozó égitestekkel foglalkozó, geológiai jellegű munkák. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) pdf formátumban — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára.

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől **a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot**. A szöveget word fájlban az ábrákat és táblázatokat külön-külön fájlban, megfelelő formátumban (l. később) elektronikusan. **A teljes anyagból 1 példány nyomtatott is kérünk**. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- | | |
|--|---|
| a) Cím | h) Diszkusszió |
| b) Szerző(k), postacím (E-mail cím) | i) Következtetések |
| c) Összefoglalás (magyarul, angolul) | j) Köszönetnyilvánítás |
| d) Bevezetés, előzmények | k) Hivatkozott irodalom |
| e) Módszerek | l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák |
| f) Adatbázis, adatkezelés | m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarítások |
| g) A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt | (magyarul és angolul) |

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

- RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁ CZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁ CZ & VÖRÖS 1972; RADÓ CZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓ CZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a **tükrömértbe (170×240 mm)** álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. **A fotótábla magassága 230 mm lehet**. Az illusztrációs anyagon **a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb**. **A digitális ábrákat, táblákat cdr kiterjesztéssel, illetve a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni**. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyaltos fényképeket **600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel** tudjuk használni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

Tisztelt Olvasó!

A Földtani Közlöny jelen füzete a 375 éves Eötvös Loránd Tudományegyetemet köszönti. A Magyarhoni Földtani Társulat szinte alapítása óta a budapesti tudományegyetemmel szimbiózisban működik, hiszen tagjaink többsége ezen az egyetemen ismerkedett meg a földtan tudományával, itt vált geológussá és számosan közülük az egyetem oktatóivá, kutatóivá.

A társulat és az egyetem sokrétű és gyümölcsöző kapcsolatát elsősorban SZABÓ József tevékenysége alapozta meg, hiszen ő, aki a 19. század második felében a földtudományi oktatás, a geológusképzés legkiemelkedőbb, legsokoldalúbb személyisége volt, egyben a társulatot is fáradhatatlanul szervezte, és már 1862-től másodtitkárként, majd másodelnökként, később elnökként hosszú időn át irányította. Döntő szerepe volt a Földtani Közlöny 1871. évi megindításában is. A későbbiekben is az egyetem számos oktatója vállalt jelentős szerepet a társulat életében, a Földtani Közlöny szerkesztésében.

Az egyetem biztosított helyet számos társulati konferenciának, továbbá előadói üléseink számottevő részének is. Az egyetem oktatói és hallgatói meghatározó szerepet vállaltak jó néhány kisebb vagy nagyobb hazai és nemzetközi rendezvényünk szervezésében, lebonyolításában. A legutóbbi években kiemelkedő volt az egyetem földtudományi műhelyeinek szerepe a Föld Nemzetközi Évéhez kötődő ismeretterjesztő tevékenységben, amit ebben a periódusban társulatunk legfontosabb feladatának tekintett. Idén az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kara volt a helyszíne és az egyetem kutatói voltak a fő szervezői a 20. Ásványtani Világkonferenciának, amelyen 74 országból 1700 szakember vett részt, és amely a legnagyobb Magyarországon megrendezett szakmai konferenciánk volt.

A füzet, amit az Olvasó a kezében tart, a Balaton és környéke földtudományi kutatásának újabb eredményeiről szóló cikkeket tartalmaz, melyeket nagyrészt az egyetem oktatói készítették, természetesen más intézmények kutatóinak közreműködésével. E terület kutatásában, mintegy 100 évvel ezelőtt id. LÓCZY Lajos geológus és geográfus, az egyetem hírneves professzora, társulatunk egykori első titkára szerzett elévülhetetlen érdemeket, a Balaton és környéke tudományos kutatásának eredményeit összegző monumentális monográfia-sorozatával. A mai kutatók az ő nyomdokain járva világítják meg, hogy miként tekintenek ma az évtizedekkel ezelőtt felvetődött problémákra, hogyan látnak egyes fontos kérdéseket az ismeretek bővülését, a módszerek fejlődését és a szemlélet változásait figyelembe véve.

A Magyarhoni Földtani Társulat gratulál a 375 esztendőes Eötvös Loránd Tudományegyetemnek és további sikeres évszázadokat kíván az egyetem mai és jövőbeli oktatóinak és hallgatóinak.

HAAS János
az MFT elnöke

Vendégszerkesztői előszó

Amikor megkerestük a Magyarhoni Földtani Társulat elnökét és a Földtani Közlöny szerkesztőbizottságát egy, a 375 éves tudományegyetemet köszöntő, ünnepi kötet tervezetével, szerkesztői koncepciónkát a következő gondolatok motiválták.

Bármilyen szándék is vezérelte az egykori politikai döntéshozókat, hogy az egyetemalapító Pázmány Péter nevét Eötvös Lorándra cseréljék, nem tudtak ártani. Az új névadó tudósként és tudománypolitikusként is azt a szellemiséget képviselte, amely az ifjúságot felemelő, művelt emberföket nevelő és nemzetmegtartó erőnek tartotta a magyar tudományosságot. A földtudomány művelői számára különösen példaértékű Eötvös Loránd tevékenysége, hiszen az Eötvös-inga megalkotásával, folyamatos fejlesztésével és terepi alkalmazásával, olyan jelentőset alkotott egy évszázaddal ezelőtt, hogy világszerte a kutató geofizika megalapítójaként ismerik el. A Magyar Tudományos Akadémia elnökeként tett programadó hitvallását máig érvényesnek tekintjük magunkra nézve is:

„Itt lábaink előtt terjed el, hegyek koszorújával övezve, az Alföld rónasága. A nehézség lesimítván, kedve szerint formálta felületét. Vajjon milyen alakot adott neki? Micsoda hegyeket temetett el és mélységeket töltött ki lazább anyaggal, a míg létrejött ez az aranykálászteremő, a magyar nemzetet éltető róna? A míg rajta járok, a míg kenyerét eszem, erre szeretnék még megfelelni...”

Ennek szellemében a Pannon-medence fejlődésének izgalmas kérdéseivel, különösen a Balaton és környezetének kutatásával foglalkozó és hosszabb idő óta szorosan együttműködő csapat munkáit válogattuk össze. Ezek jórészt új eredmények, amelyek a medencefejlődés tektonikája, rétegtana és geomorfológiája kérdésében foglalnak állást, vagy szolgáltatnak magas színvonalú adatokat (BADA et al., CSILLAG et al., NOVÁK et al., TIMÁR et al., TÓTH Zs. et al.). Másrészt tudománytörténeti összefoglalások, illetve olyan nemzetközi elismerést kiváltó korábbi munkák felfrissített változatai, amelyek elsősorban a fiatal földtudós generáció számára nyújtanak szemlélet- és gondolatformáló ismereteket, vagy adnak bevezetést olyan vitatott témákba, ahol jövőbeni eredményeikkel maguk segíthetik elő a kérdések megválaszolását (HORVÁTH & DOMBRÁDI, TARI & HORVÁTH, HORVÁTH et al., ZÁMOLYI et al.).

A bemutatott munkák támogatását számos forrás biztosította, amelyeket az egyes cikkek nevesítenek. Mindezek közül kiemeljük az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszékének Tudományos Iskola pályázatát, amelynek vezetője 2003–2007 között MÁRTON Péter professzor volt (OTKA TS044765).

Budapest, 2010. október 11.



Báró Eötvös Loránd

HORVÁTH Ferenc és DOMBRÁDI Endre

A magyar tektonikai gondolkodás fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében

HORVÁTH Ferenc¹, DOMBRÁDI Endre^{1,2}

¹ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, frankh@ludens.elte.hu

²Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES), VU University, De Boelelaan 1085, 1081HV Amsterdam, The Netherlands

Evolution of Hungarian tectonics: an overview of a century of research on and around Lake Balaton

Abstract

Early concepts in Hungarian tectonics were born about a century ago as a result of exploration of Lake Balaton and its surroundings conducted by Lajos LÓCZY.

The papers collected in the present volume deal with the tectonic studies of the past decade around Lake Balaton. Therefore, it was considered necessary to review the early tectonic concepts in the light of contemporary knowledge in a comparative manner. First, an overview of the fixistic median mass (Zwischengebirge) concept is given and its early mobilistic alternative is also presented. Some of the subsequent geological results favouring a mobilistic interpretation are analyzed, and the major contribution of seismic surveys and deep drillings for establishing the Alpine nappe structure of the Transdanubian Range is emphasized.

Another early concept explained the formation of the Pannonian Basin in terms of the subsidence of blocks bounded by a longitudinal and a meridional set of faults. It was also thought that the present surface morphology, particularly a meridional system of valleys and ridges, was controlled by these faults. An early alternative view rejected this block-faulting and, instead, suggested regional scale-folding in the basin, and wind erosion as a primary mechanism of surface evolution. The new data gathered on the neotectonic evolution of the Pannonian Basin relies on seismic mapping of the young deformational features and the determination of the present day stress field. It is concluded that reactivation of Miocene synrift faults and/or Cretaceous compressional detachment planes has occurred and has resulted in folding at the south-western periphery, and regional strike-slip faulting all over the basin and surrounding mountains. Thus wind erosion as a main mechanism of Holocene surface evolution in the Pannonian Basin can be regarded as undoing a process of revival.

Keywords: Lajos Lóczy, Lake Balaton, tectonics, Pannonian Basin

Összefoglalás

A magyar tektonika fontos korai eredményei a Balaton és környezete kutatásának során több mint egy évszázada születtek meg és LÓCZY Lajos nevéhez kapcsolódnak. A Balaton és környékének tektonikájával foglalkozó kötet bevezető cikkeként elengedhetetlennek tartjuk, hogy a korai munkák mai tudásunkkal való összehasonlító értelmezését megtegyük. Ebben a cikkben áttekintjük a közbelső tömeg koncepció alapjait és bemutatjuk annak korabeli mobilista alternatíváját. Felsoroljuk azokat a legfontosabb eredményeket, amelyek arra vezettek, hogy a Dunántúli-középhegységet ma takarós felépítésűnek és az ausztrálpi rendszer szerves részének tekintjük.

A Pannon-medence fiatal tektonikájának kérdésében máig ható koncepció a vonalas geomorfológiai elemek, elsősorban a zalai–somogyi meridionális völgyek tektonikai preformáltságának az elképzelése volt, amelyhez a töréses tektonika uralkodó szerepének a hangsúlyozása társult. Bemutatjuk, hogy ezzel az elképzeléssel, a hazai szénhidrogén-kutatás kezdetét követően, hogyan álltak szemben a gyűrt szerkezetek térképezése során keletkezett eredmények. Ezen ellentmondás feloldásában a geofizikának tulajdonítjuk a döntő szerepet, amely a szerkezeti viszonyok szeizmikus leképezésével és a deformációkat létrehozó feszültségtér meghatározásával az elképzelések szintjéről a tények talajára helyezte a Pannon-medence neotektonikáját. Eszerint a negyedidőszaki kompressziós feszültségtér hatására a medence DNy-i részét gyűrődés, míg a többi medencerészt KÉK–NyDNy csapású balos oldalelmozdulásos tektonika jellemzi. A szél döntő szerepe a recens felszínfejlődésben ismét a szakmai érdeklődés előterébe került.

Tárgyszavak: Lóczy Lajos, Balaton, tektonika, Pannon-medence

Bevezetés

A tudomány mindenkori állását és aktuális paradigma-rendszerét csak úgy lehet érdemben megérteni és ezúton további fejlődésének irányait kijelölni, ha ismerjük a legfontosabb elvek és koncepciók kialakulásának és változásának történetét.

A magyar tektonikai gondolkodás fejlődésének néhány fontos kérdését tekintjük át ebben a dolgozatban a Balaton, valamint a kapcsolódó hegyvidéki és dombvidéki területek kutatása alapján született — sokszor markánsan ütköző — koncepciók értékelésével. Célunk volt az is, hogy a bemutatott szerkezetfejlődési koncepciókat, a mai tudásunk tükrében értelmezve elemezzük. Mivel az értékelés viszonyítási alapja mai tudásunk, ezért elkerülhetetlen bizonyos mértékű szubjektivitás úgy az értékek, mint az értékeremtő szakemberek megítélésében.

A közbenső tömeg koncepció: a fixizmus születése

A hazai geológia felvirágzása a magyar gazdaság és társadalom egyik legtermékenyebb időszakához, a kiegyezéstől az I. világháborúig tartó közel félévszázadhoz kötődik. Ekkor élt és alkotott LÓCZY Lajos (1849–1920), akit két tudományterület a földtan és a földrajz is kiemelkedő tudósának tart. 1889-től 1909-ig a budapesti tudományegyetemen az Egyetemes Földrajz Tanszék vezető professzora volt. Ekkor kezdte el világra szóló vállalkozását a Balaton tudományos tanulmányozását, amelynek szellemi vezére és fáradhatatlan szervezője volt. Már betöltötte hatvanadik életévét, amikor BÖCKH János nyugalomba vonulása után felkérték a Magyar Királyi Földtani Intézet igazgatójának. Igazgatóként a magyar föld különböző hegységeinek (Gerecse, Vértes, Bükk és Mecsek) monografikus feldolgozását indította el és vezetésével intenzív kutatómunka kezdődött a Bihar-hegységben, Erdélyben, a

Keleti- és az Északi-Kárpátokban, majd a világháború idején Nyugat-Szerbiában.

Mindezen kutatások nagytektonikai esszenciája a **közbenső tömeg** koncepció volt, amelynek LÓCZY a szülőatyja, bár az elnevezés csak később született meg. Az eredeti koncepció célja volt megadni a magyar föld különleges helyzetének magyarázatát az alpi orogén övben. Magyarázatot kíván ugyanis az a helyzet, miszerint az alpi hegyláncok egymás mellett futó ágai szétágaznak, majd ismét egyesülve egy közbenső és fiatal üledékekkel nagymértékben fedett, és láthatólag gyengén deformált tömeget ölelnek körbe. LÓCZY (1918, 1920) magyarázatának lényegi elemei a következők voltak:

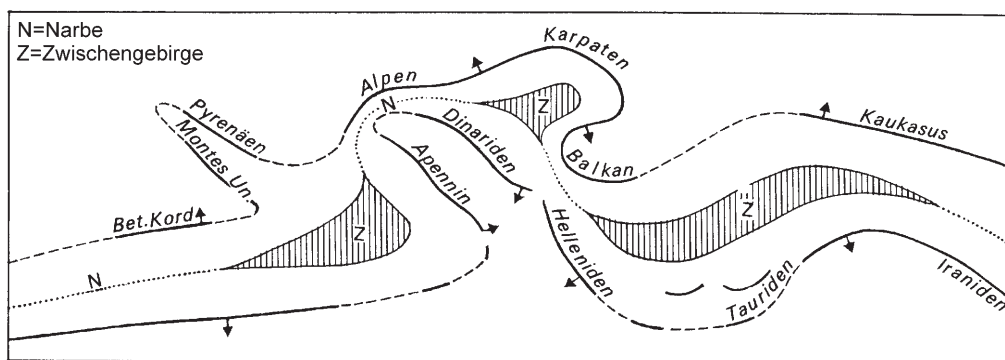
a) A körülölelt tömeg egy merev altaida–variszkuszi masszívum maradványa, amely eredetileg a Rodope-masszívummal volt összekötésben.

b) A késő-paleozoikumtól a miocén elejéig ez a nagy-kiterjedésű masszívum emelkedett a magyar medence helyén. Ebben öböként nyomultak be a paleozoos és mezozoos tengerárok, amelyek transzgressziói és regressziói hozták létre a különböző fáciesű tengeri és szárazföldi üledékes kőzetek egymás melletti és feletti váltakozását.

c) Ezt a kiemelt belső hegységet soha nem érte erős alpi deformáció, csak helyenként vannak az idősebb mezozoos rétegek enyhe boltozatokba és teknőkbe gyűrve.

d) A belső tömeget körülölelő hegységkioszorú külső övei (alapvetően a flisösszlet) igazi geoszinklinális képződmények, amelyek alpi deformációk hatására gyűrt-takarós rendszert alkotnak. Általános szabályként megállapítható, hogy a tektonikai aktivitás kora a medence belsejéből kifelé haladva a késő-krétától a pliocénig fokozatosan fiatalodik.

A magyar, és tegyük hozzá a közép- és kelet-európai nagytektonikai gondolkodást az 1920–1970-es évek között alapvetően a közbenső tömeg koncepcióhoz való viszonyulás határozta meg. Ennek fő oka az volt, hogy LÓCZY-t követően KOBER (1921, 1928) a koncepciót általánosította és azt a fixista iskola hegységképződési elméletében központi szereplővé tette (1. ábra). Az ő elnevezése volt a „köztes



1. ábra. A fixista iskola sémája az alpi hegységrendszerről (KOBER 1921)

Kompressziós orogén fázisok során a merev közbenső hegységet (Z) körülölelő plasztikus anyagok felgyűrődnek és kifelé irányuló (nyilak) takarókat hoznak létre (alpi-típusú tektonika). A közbenső hegységben csak töréses (germán-típusú) szerkezetek alakulnak ki. Ott ahol nincs közbenső hegység az ellentétes vergenciájú takarós tartományokat elválasztó vonalat sebhelynek (N) nevezték

Figure 1. Structural scheme of the European Alpine belt according to the fixist school of thought (KOBER 1921)

During episodes of compression the plastic material around the rigid median masses (Z) are folded and thrust outward (see arrows) to form nappes (Alpine-type tectonics). The deformation of the rigid median mass is dominated by block-faulting (German-type tectonics). In the absence of a median mass, the boundary of the opposite-vergent nappe domains is a suture zone (N)

hegység” (Zwischengebirge), amelyet BÖCKH Hugó (1930) keresztelt át „közbenső tömegre” (median mass): „A közbenső tömeg elnevezés jobb a Zwischengebirge-nél. A Karib tenger és a Pannon medence mindkettő közbenső tömeg, de az egyiket tenger borítja, a másik lényegileg síkság, úgy hogy a Gebirge = hegység elnevezés nehezen alkalmazható rájuk. A közbenső tömegekre jellemző az, hogy azokban nem észlelhetők alpi típusú mozgások, azokban a Stille által germán típusúnak nevezett tektonika van meg. Ez nem zárja ki azt, hogy lokálisan rátolódások ne fordulhassanak elő.”

A másik névadó PRINZ Gyula (1926), aki a magyar közbenső tömeget Tisia névre keresztelte, határait és szerepét tovább hangsúlyozta. A következőket írta: „Az Alpok kelet felé kiszélesednek ... az egész redőzet szétylik, olló alakkal szétágazik. Az északi ág átmege a Kárpátokba, a déli a Dinaridákba, s így a kettő közrefogja a Tisia tömböt. A Tisia tömb így beékelődik az Alpok közé...” Ez tulajdonképpen a híres „kaptafa” modell, amely a közbenső tömeg merevségét és idegenségét az alpi orogénen belül a legszélsőségesebben fogalmazta meg.

A Dunántúli-középhegység szerkezete: fixista és mobilista koncepciók ütközése

A magyar közbenső tömeg koncepció kialakulásával párhuzamosan megszületett annak mobilista alternatívája is UHLIG Viktor (1907) jóvoltából¹. Uhlig Viktor 1857-ben született Osztrák-Sziléziában. A grazi egyetemen Peters Károlytól tanult mineralógiát és geológiát, majd Suess Ede és NEUMAYR Menyhért tanítványa és munkatársa volt Bécsben. 1891-ben a prágai német műegyetem Ásvány- és Földtani Tanszékére nevezték ki rendes tanárnak. Itt tartózkodásának kilenc éve alatt lett a Kárpátok geológiájának legjobb ismerője, és ezért volt elhivatott arra, hogy az 1903-ban Bécsben megtartott IX. geológiai világkongresszuson e hegység monográfiáját bemutassa (UHLIG 1903).

Izgalmas esemény volt ez, mert a legkülső flistakaróktól eltekintve az egész kárpáti területet fixista szemlélettel tárgyaló monográfia éles ellentétben állt a kongresszuson kifejtett új, mobilista alpi tektonikai koncepcióval (TERMIER 1903). Az ott történetekről és a következményekről SCHAFARZIK Ferenc számolt be a Magyarhoni Földtani Társulat 1912-es közgyűlésén tartott elnöki megnyitó beszédében, amelyben a sajnálatosan korán (54 évesen) elhunyt tudósbarátról, Uhlig Viktorról megemlékezett. „Lugeon, Termier és Haug a keleti Alpesekeket szintén áttolódott takarókból állónak deklarálták, sőt Lugeon a kongresszust megelőző s Uhlig által vezetett kárpáti kirándulás során még a Magas-Tátrát, meg a szirtvonulatot is áttolódottaknak ítélte. Uhlig kezdetben ez ellen szóval és írásban védekezett és a franciák érveléseit nem fogadta el. A reá következő időben azonban

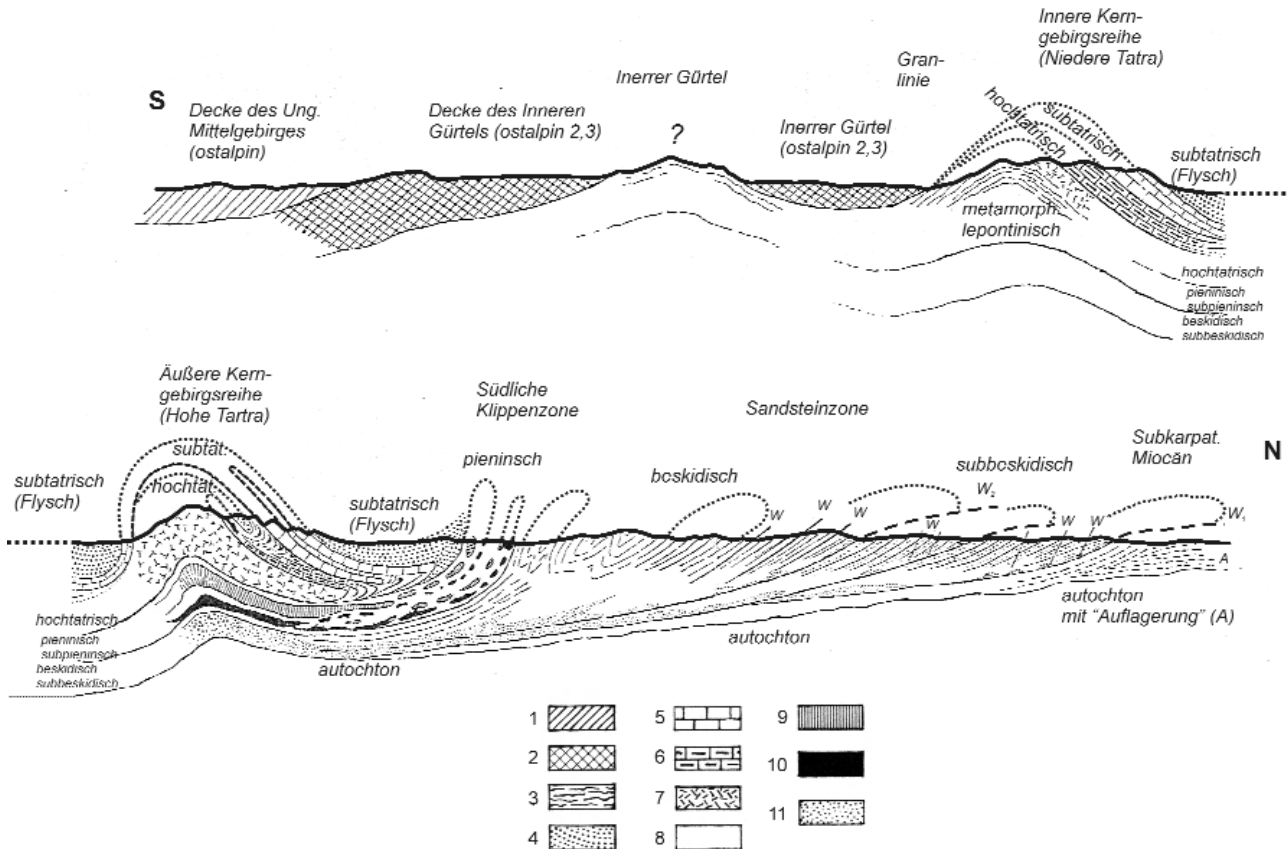
sokat foglalkozott e kérdéssel és behatóbban fontolóra vette a régi felfogás támasztékait, valamint az új tan érveléseit, aminek végre Uhlig Viktornak konvertálása lőn az eredménye. Nyíltan és kizárólag az örök igazság érdekében csatlakozott most már ő is az új irányhoz és a réginel jobbnak ismervén föl az új felfogást, kijelentette annak jogosultságát” (SCHAFARZIK 1912).

UHLIG (1907) ábráját (2. ábra) áttanulmányozva megállapítható, hogy a kárpáti előtértől a Magyar-középhegységig rajzolt szelvénye helyes, megegyezik mai ismereteinkkel. Egyetlen nagy hibát azonban elkövetett. Koncepcionális alapon a szerkezeti hierarchiában legfelső helyet elfoglaló középhegységi takaró áttolódásának korát miocénnek vélte, azaz egyidejűnek a legalsó helyzetű és legfiatalabb külső-kárpáti flistakarók kialakulásával. LÓCZY (1913b) így látszólag könnyű helyzetben volt, hogy megvédje koncepcióját és ítéletet mondjon: „Néhai boldog emlékü Uhlig Viktor barátomnak az a sejtése, hogy talán a Bakony és a magyarországi középhegységek triaszkorú rétegeikkel a mediterrán rétegek felett úsznak, a tudományos fantazmagoriákhoz utalható. Nem gáncsként mondom ezt, mert a képzelet munkáját a tudományban is nagyra tartom és szükségesnek ítélem.” A helyzet azonban csak azért volt „látszólag” könnyű, mert LÓCZY olyat cáfolt („...mediterrán rétegek felett úsznak...”), amit UHLIG a 2. ábra tanúsága szerint nem állított. Elvileg nyilvánvaló, hogy kialakulhat takaró olyan térszínre való rátolódással, ahol egykorú üledékképződés nincs. LÓCZY „cáfolata” tehát inkább emocionális, mintsem racionális volt.

LÓCZY ugyanakkor felismerte a Bakony térképezése során a pregosai tektonikát, amelyről szövegesen és számos szelvényen számot is adott (LÓCZY 1913a). Rétegtani „rendetlenségek” alapján már BÖCKH János felhívta a figyelmet az általa „litéri hasadéknak” nevezett szerkezetre. A litéri Mogyorós-hegy alján kibukkanó diabázpalát (metabazaltot) és „permi veres homokkővet” a 3. ábra tanúsága szerint LÓCZY (1913a; 10. ábra, a) egyértelműen a Fődolomitra rátoltnak tekintette: „... nem vulkáni effuzióval, hanem vetődéssel járó felnyomulással van itt dolgunk.” A litéri szerkezetre a hasadéknál pontosabb definíciót adott és világossá tette annak regionális elterjedését. **Csapásmenti váltóstörésnek** nevezte, ami mai fogalmaink szerint olyan transzkurrens vetőt jelent, amelynek dőlésmenti elmozdulása csapásirányban mozogva, váltakozva levetés vagy feltolódás. Területi elterjedésével kapcsolatban pedig megállapította, hogy ÉK felé Pétfürdőig nyomozható, de valószínűleg Magyaralmásig a Vértes alá terjed. DNy-i irányban pedig hajladoxva, helyenként eltűnve, de Gyulakesziig követhető vetőről van szó (LÓCZY 1913a, p. 73). A Balaton-monográfia sorozatban LACZKÓ (1911) a Veszprémi- és Litéri-törésnek egy rövidebb szakaszát térképen is ábrázolta.

LÓCZY egy másik izgalmas értelmezése a balatonfüredi Nagymezőnél kezdődő és KÉK irányban folytatódó Fődolomitpásztával kapcsolatos. Ez a pászta azért feltűnő, mert frontja 5–6 km-rel a Balaton irányába eltolódottnak mutatkozik a veszprémi platóhoz képest. „Eleinte a fődolomit transzgressziójának tulajdonítottam ezt a rendetlenséget a

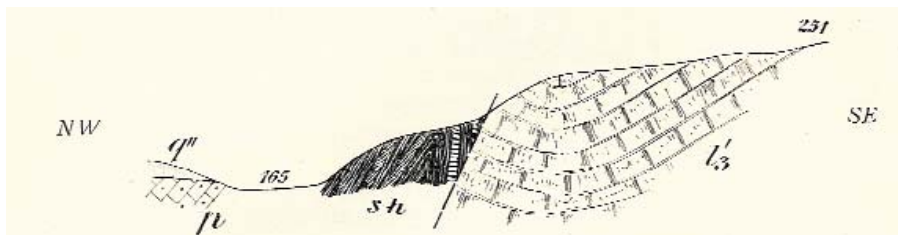
¹ Elődeink szép szokását követve a hazai szakemberekkel baráti viszonyban lévő egykori külföldi geológusok nevét magyarosan írjuk.



2. ábra. A magyar föld és a kapcsolódó Nyugati-Kárpátok takarós felépítése a mobilista koncepció szerint (UHLIG 1907)

A Magyar-középhegység a takarós hierarchiájában legfelső helyzetben lévő ausztróalpi takarórendszerhez tartozik. 1 – A Magyar-középhegység takarója, 2 – A belső öv takarója, 3 – Metamorf pala, 4 – Szubtátrai flis (eocén), 5 – Szubtátrai mezozoikum, 6 – Magas-tátrai mezozoikum, 7 – Magas-Tátra gránitja és kristályos palái, 8 – Felső-kréta és paleogén a pienini takarókban, 9 – Jura és alsó-kréta a pienini takarókban, 10 – Jura és alsó-kréta a szubpienini takarókban, 11 – Jura és alsó-kréta a beszkidi és szubbeszkidi takarókban

Figure 2. Nappe structure of the Western Carpathians and the Transdanubian Range (TR) was suggested by (UHLIG 1907), an outstanding early mobilist. The TR constitutes an uppermost Austroalpine (Eastalpine) nappe. 1 – Nappe of the TR, 2 – Nappe of the inner belt, 3 – Schists, 4 – Subatric flysch (Eocene), 5 – Subatric Mesozoic rocks, 6 – Mesozoic rocks of the High Tatra, 7 – Granites and schists of the High Tatra, 8 – Upper Cretaceous and Palaeogene rocks of the Pieniny Klippen Belt, 9–10 – Jurassic and Lower Cretaceous rocks (mostly sandstones) in the inner and outer flysch belt, 11 – Jurassic and Lower Cretaceous rocks in the nappes of the Beskids and sub-Beskids



3. ábra. A Mogyorós-hegy alján kibukkanó diabázpala helyzete Litér és Szentistván között (LÓCZY 1913a, p. 12.)

q'' = Löss, t_3 = Földolomit, p = Permian homokkő, s-h = Diabázpalás paleozoos rétegek

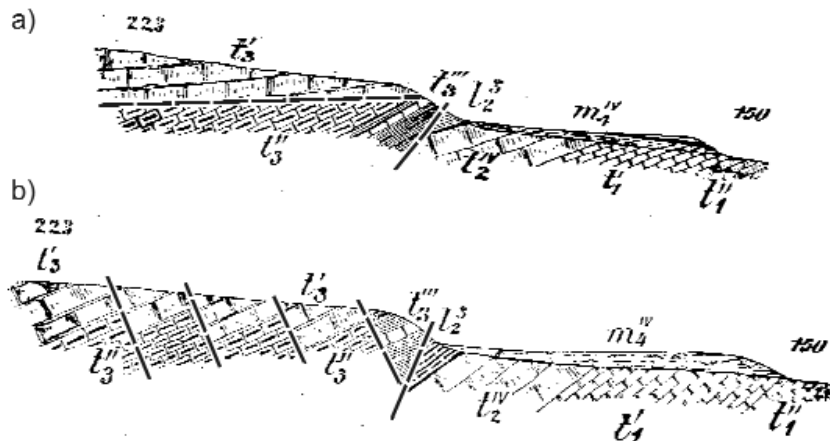
Figure 3. Tectonic position of diabase-schist (metabasalt) between the villages Litér and Szentistván (LÓCZY 1913a, p. 12)

q'' = Loess, t_3 = Main dolomite, p = Permian red sandstones, s-h = Diabase-schist (Palaeozoic)

márgáknak a földolomittal való diszkordáns elfödöttséget; szigorúbb bejárás azonban meggyőzött, hogy még a mezozoos periodusban történt rátolódás okozta a balatonfüredi zavarodásokat.” (LÓCZY 1913a, p. 143). Mindezt szelvényvel is illusztrálta (4. ábra, a), amelyhez a következő magyarázatot fűzte: „Az itteni fő-dolomitfolt tehát olyanok látszik, mint észak felől a felső-márgacsoport rétegeire rácsúztatott összevisszatöredezett tábla. Mint amikor a Balaton jégtakarójából az erős bakonyi szél egy táblát kivet a somogyi part homokturzására.”

Világos beszéd, egyértelmű szelvény: ez bizony a fekvőjéről lenyesett és áttolt takaró típusos példája! LÓCZY meg is jédt saját értelmezésétől és alternatív magyarázatot is adott (4. ábra, b). Eszerint a Földolomit és a felső-márgacsoport érintkezése konkordáns, de a Földolomitot normálvetők blokkokra darabolták s ezúton húzódott szét dél felé.

Ifj. LÓCZY Lajos, ki atyja kívánságára részletes tektonikai tanulmányokat végzett Balatonfüred környékén, a fenti két értelmezést kombinálta (ifj. LÓCZY 1917). A Földolomitpásztát fekvő rétegtől elvált, dél felé áttolt takarónak



4. ábra. a) A balatonfüredi Nagymező Földolomitja takarót képez a felső-triász márgákban és mészkőveken avagy, b) a konkordánsan települő felső-triász rétegeket normálvetők blokkosan feldarabolják (LÓCZY 1913a, p. 143.). Mindkét értelmezés szerint a felső-triász rétegek (t_1) a „veszprémi márgák” rátolódnak a középső-triász rétegekre (t_2)

m_4 = Pannóniai-pontusi rétegek, t_1^1 = Földolomit, t_1^2 = Sándorhegyi Mészkő, t_1^3 = Veszprémi Márga, t_1^4 = Kagylós mészkő, t_1^5 = Megyehegyi Dolomit, t_1^6 = Lemezes mészkő, t_1^7 = Lemezes dolomit

Figure 4. The main dolomite layer constitutes a detached nappe with an unconformable contact on the underlying Upper Triassic marls and limestones (a.), or alternatively, the contact is stratigraphically conformable and only normal faulting occurred (LÓCZY 1913a, p. 143). Note that the contact between Upper and Middle Triassic strata (t_1 vs t_2) is tectonic in both interpretations

m_4 = Pannonian and Pontian beds, t_1^1 = Main dolomite, t_1^2 = Sándorhegy Limestone, t_1^3 = Veszprém Marl, t_1^4 = Mollusc limestone, t_1^5 = Megyehegy Dolomite, t_1^6 = Bedded limestone, t_1^7 = Bedded dolomite

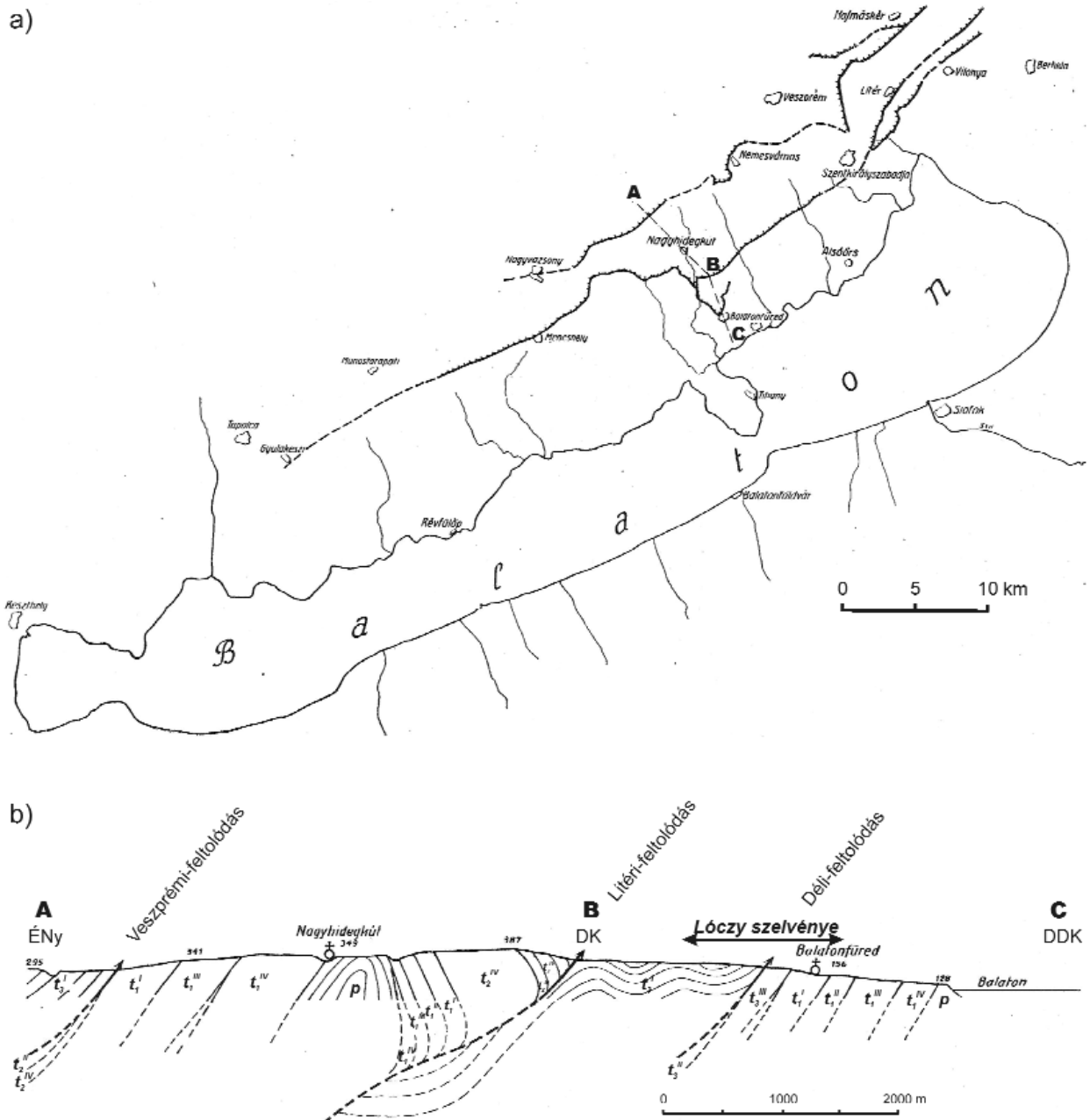
tekintette, amely később déli dőlésű normálvetődések mentén széthúzódott. Legfontosabb további új eredménye az volt, hogy felismerte a **horizontális eltolódások** általános elterjedését és fontos szerepét a balaton-felvidéki kulisszás szerkezetek létrejöttében. Az 1:12 500-as méretarányban készült térképe rámutatott arra, hogy a krétakori szerkezeteket elnyíró, valószínűleg fiatal kainozoos, transzverzális törések mentén a horizontális oldalelmozdulás mértéke többször 100 m is lehetett. Végző következtetése az volt, hogy: „...Balatonfelvidékünk jellegzetes töréshegység, mely kiemelkedését... úgy vertikális, mint horizontális diszlokáló erőknek köszönheti, melyeket egymástól élesen elhatárolni nem igen lehet”.

Atyja szellemi örökségét hűségesen őrizni igyekvő ifj. LÓCZY Lajos tevékenységét PÁVAI VAJNA Ferenc bírálta a leghevesebben. Ő BÖCKH Hugó munkatársaként a hazai szénhidrogénkutatás egyik úttörő egyénisége volt, aki — térképező munkái alapján — a töréses tektonika helyett a gyűrt szerkezetek fontosságát hirdette. A következőket írta (PÁVAI VAJNA 1923): „Szinte érthetetlen, hogy a megboldogult id. Lóczy Lajos... bár gyönyörűen lerajzolta balatoni munkájában a palaeozoos és mezozoos kőzetek számtalan redőzését... ezt a gyűrdéses tektonikát ... élete végéig nem méltatta eléggé az okvetlenül másodrendű töréses szerkezet mellett.” Ifj. LÓCZY (1925) válasza hasonlóan markáns: „Atyám tehát a keszthelyi hegységgel összefüggő Bakonyt északnyugatnak hajló, teljes perm-alsókréta korú rétegösszetételből álló, egyoldalú felépítésű, gyengén ráncokba redőzött hegységnek írja le... Középhegységeink mezozoikus gyűrdéseitől azonban távol áll az a gyűrdés, melyről Pávai szólott. A dunántúli pannon- és mediterránrétegek újabb hangoztatott fiatal pleisztocén-korú gyűrdéseinek

semmiféle közül sem lehet az idősebb röghegységekben észlelt mezozoikus redőzésekhez. Atyám előttünk álló bőséges bizonyítékhalmaza alapján kereken visszautasítom Pávainak azt a felfogását, hogy a dunántúli neogént meggyűrő erők a röghegységek ellenálló kőzetű mezozoikumát regionális értelemben újból is meggyűrtek volna.”

PÁVAI VAJNA (1930) azonban nem hagyta ennyiben: „... igen is érintették a mezozoos hegységmaradványokat is, s azokban a régi gyűrdéseket fokozták pikkelyes rátolódásokig, sőt helyenként talán újabbakat is hoztak azokban létre...”. Ezt alátámasztandó megette azt, ami LÓCZY-nál csak próbálkozás maradt, felvázolta a Balaton-felvidék tektonikai értelmezését (5. ábra, a). Úgy vélte, hogy a Litéri-vonaltól északra egy perm magvú antiklinális rajzolódik ki, amelynek déli szárnya általában redukált a Litéri-törésen való feltolódáshoz kapcsolódó lenyesés következtében (5. ábra, b). A feltolódás mértéke a törés mentén változó, Litérnél akkora, hogy az antiklinális teljes déli szárnya hiányzik és az antiklinális magja toródik rá a földolomitra (vö. 3. ábra).

Cikkének legmeglepőbb része azonban az, amikor úgy tesz, mintha új felfedezésre jutott volna (PÁVAI VAJNA 1930, p. 20.): „A litéri vonaltól DK-re lévő földolomitpásztáról úgy id., mint ifj. Lóczy Lajos is helyenként mint dolomitpelről beszél... különösen Balaton-füred környékén, s ha a Balaton-tó környékének geológiai térképét nézzük, rögtön feltűnik, hogy a földolomit természetes fekvését elhagyva és azon keresztültoródva, éles tektonikus vonal mentén érintkezik az idősebb triásztagokkal. Azaz vastag, merev, összezsúzott földolomit, Balatonfüred és Pétfürdő között már önálló takaróként viselkedik”. Mindez persze nem más mint a két LÓCZY eredeti értelmezésének a kisajátítása. Csalódást



5. ábra. a) A balaton-felvidéki áttolódások vázlatos térképe, b) földtani szelvény az A-B-C jelű vonal mentén (PÁVAI VAJNA 1930)

Jelölések azonosak a 4. ábrán lévőkkel a következő kiegészítéssel: t_2 = Tridentinus mészkő, t_2^I = Reitzli rétegek, t_3^I = Középső-campilli rétegek, t_4^I = Alsó-campilli rétegek

Figure 5. a) Thrust fronts at the Balaton Highland, b) a geological cross-section along line A-B-C (PÁVAI VAJNA 1930)

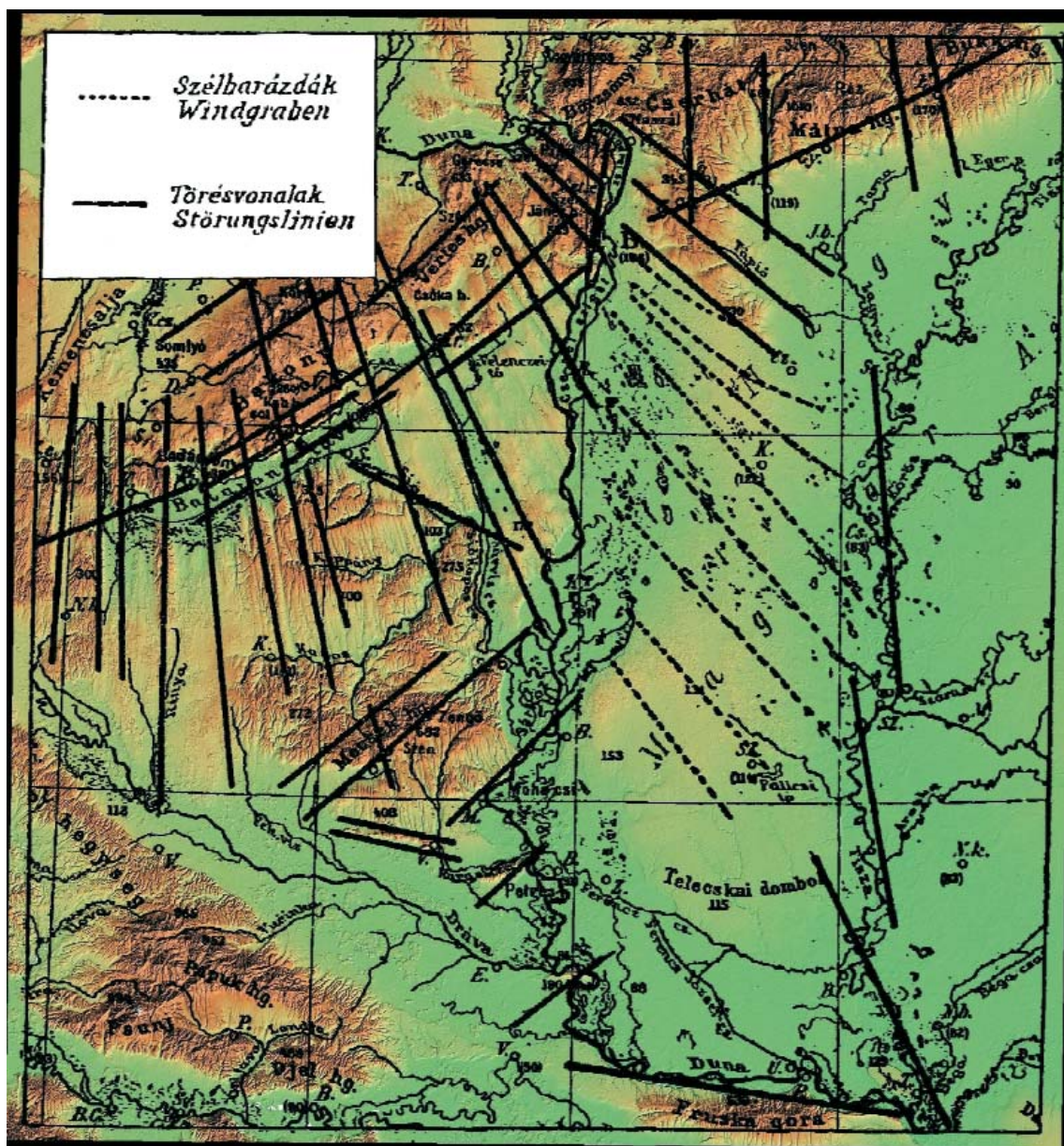
Keys are the same as in Figure. 4 and t_2^I = Tridentin limestone, t_2^I = Reitz beds, t_3^I - t_4^I = Middle and Lower Campillian strata respectively

kelt az is, hogy nem tudta megfelelően ábrázolni ezt az idősebb triász tagokkal éles tektonikai határral érintkező Fődolomit-takarót. A 4. ábra a részét és az 5. ábra b részét összevetve meg kell állapítanunk, hogy LÓCZY szelvénye jobb, mert az szemléletesen mutatja a takarós értelmezést.

PÁVAI VAJNÁT azonban nem szabad alábecsülni. Cikkében föltett egy érdekes kérdést, amelyre izgalmas választ adott, mégha indoklása túl nagy fantáziára is vallott. Nevezetesen annak magyarázatát kereste, hogy a Balatonfüred-Nagyhidegkút vonaltól ÉK-re miért van több feltolódás, mint attól DNY-ra (lásd 5. ábra, a). Szerinte azért, mert ÉK-en a takarós mozgásokat segítette az intenzív neogénvégi

süllyedés következtében létrejött délies irányú lejtő, míg DNY-on a bazaltvulkánok horgonszerűen viselkedő kürtői és dájkjai akadályozták ezeket a mozgásokat. Mindebből a spekulációból adódott számára a merész következtetés: „Tehát a jelzett áttolódásos mozgásokat a Balatonfelvidéken ugyanolyan fiatalnak tartom, mint a Szászvár–Pécsvidékieket, vagyis kezdődtek a felső-mediterránban, s talán mondjuk fogyó intenzitással tartanak máig.”

A terület további kutatásának fontos szereplője volt TELEGDY ROTH Károly, aki részletesen térképezte az Északi-Bakony Bodajktól Zircig terjedő területét (TELEGDY ROTH 1935). Legfontosabb eredménye a horizontális elmozdu-



7. ábra. CHOLNOKY (1911) térképe a hosszanti és harántirányú törérendszeréről és a Duna-Tisza közén észlelt szélbarázdákról, mai terepmodellre helyezve

Figure 7. CHOLNOKY's sketch of the longitudinal and meridional fault system and the wind-blown sand ridges (broken line) superimposed on a modern digital terrain model (CHOLNOKY 1911)

válaszában rejlő szakmai felkészültségre: „A földrengések újabb tanulmányozása, különösen a sanfranciscoi földrengés (1906. április 18.) megismertetett bennünket egy olyan jelenséggel, amelyet eddig nem ismertünk.” Ez pedig az: „... hogy a földkéregben lényeges horizontális elmozdulások is keletkeznek. ... Emiatt az anyag a repedés mentén porrá zúródik.” Ezt a mai terminológiával oldalelmozdulásos vetődésnek nevezett jelenséget, CHOLNOKY „hasadás”-nak hívta. Ezek után szabatosan summázza elképzelését: „Így mármint még jobban szigoríthatjuk definícionkat s a zalai és somogyi meridionális völgyeket hasadások mentén támadt szélbarázdának mondhatjuk”.

A hosszanti törések definícióját sem LÓCZY, sem CHOLNOKY nem adta meg pontosan, de fő funkciójukat

illetően nem hagytak kétséget. LÓCZY (1913b) azt írta, hogy „... a hosszanti és harántos repedések sűrűn tagolják a dunántúli és valamennyi többi belső hegységeinket. ... valószínűleg a mediterránkor végén és a szarmata-korban az egymást keresztező repedések között nagy pásztyák mélyén lesüllyedtek és helyet adtak Alföldeinknek. A nagy hegytömegek elsüllyedésének főkorát az Alföldet szegélyező hatalmas andezittömegek kitudulása idejére tehetjük. ... A besüllyedések a jelenkorig tartottak és valószínűleg még ma sem szűntek meg.”

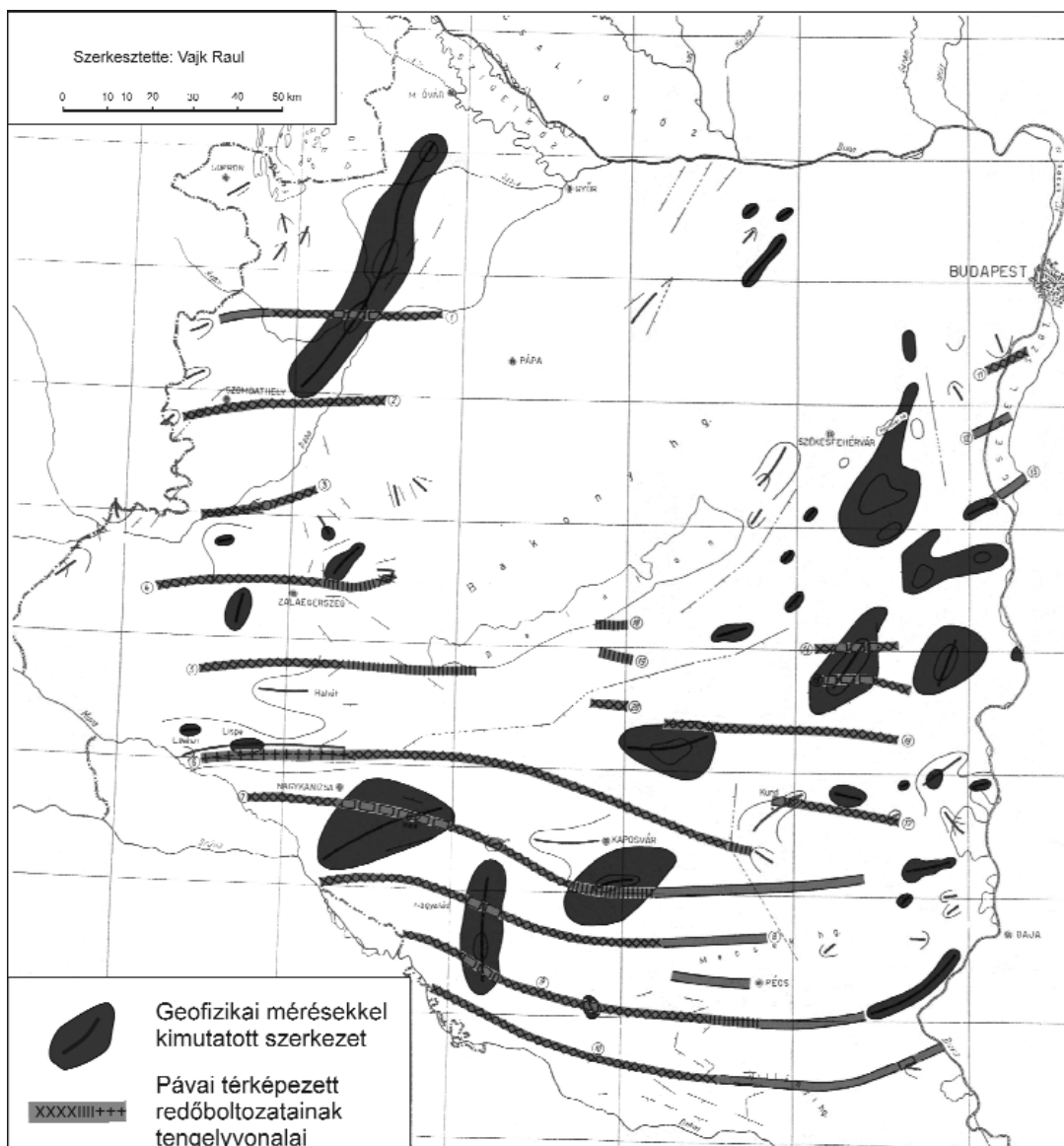
Úgy LÓCZY, mind CHOLNOKY a Balatont árkos süllyedéseknek tartotta, amelynek kialakításában eolikus és vízi erózió is nagy szerepet játszott. LÓCZY (1913b) szerint: „A Balaton mélyedéseinek beszakadása ... a bazaltvulkánok

kihűlése és elhalása után, a diluviumban történt. Nem egyetlen beszakadás adta a Balaton medrét, hanem négy, sőt a Kisbalaton medencéjével öt különálló horpadás volt a kezdete. E mélyedéseknek elválasztó földszorosait a lefolyástalan medencékben összegyülemelő víz szélhajtotta hullámai átmarták.” LÓCZY (1913b) Balaton-monográfiájában körvonalazta az öt elkülönült horpadást, míg CHOLNOKY (1936) szemléletes ábrason mutatta be a Balaton kialakulását, kiemelve a peremi vetők menti beszakadás és a szélerózió szerepét.

Majd megszólalt PÁVAI VAJNA (1923) és kijelentette: „...a Lóczy-Cholnoky-iskola által hangoztatott árkos vetődések nem tektonikus eredetűek, hanem azok, amiknek a bennük lévő, sokszor buckákban forgatott futóhomok deklarálja: a pleisztocén-végi steppeklíma szélmarta völgyei s a lőszpedig az ezekből partra kifújtt hullópor.”

Megállapítható, hogy PÁVAI véleménye egyértelmű, de bántóan nagyvonalú. A LÓCZY–CHOLNOKY iskola hosszanti és harántirányú kettős törérendszerének bírálatakor „elfelejti”, hogy éppen ez az iskola volt az, amely a töréses tektonika mellett messzemenően hangsúlyozta, hogy úgy a Balaton medrének kialakításában, mint a meridionális völgyek létrejöttében a dominánsan ÉÉNy-i irányú szeleknek milyen nagy volt a szerepe (LÓCZY 1913a, CHOLNOKY 1918). Vagyis a deflációs völgyképződést CHOLNOKY találta ki, PÁVAI annyit vallhat magáénak, hogy elvetette a völgyek tektonikus preformáltságát.

Majd PÁVAI VAJNA (1925) a következő, általános következtetésre jutott: „... a dunántúli medencerész szerkezetét nem a soha senki által részletesen le nem írt és térképre nem rajzolt törések, hanem parallel redőzöttség jellemzi, s ezek a redők éppen harántolják az ÉD-i irányú nem tektonikus



8. ábra. A dunántúli gyűrődések redőtengelyei PÁVAI VAJNA (1925) szerint és a geofizikai (főleg gravitációs) mérésekkel kimutatott aljzatmagasságok a Dunántúlon VAJK (1943b) szerint

Figure 8. Axis of regional folds in the basin fill inferred from dip measurements at or near the surface of Pannonian or Pontian strata (PÁVAI VAJNA 1925) compared to highs of the substrata below the basin fill derived from geophysical (mostly gravity) surveys (VAJK 1943b)

eredetű, hanem deflációs völgyeket...” A 8. ábrán az általa végzett felszíni és felszínközeli dőlésmérésekből levezetett antiklinálisok tengelyvonalai láthatók a Dunántúlon.

PÁVAI térképét azonban hamarosan megkérdőjelezték a felszínalatti szerkezetek leképezését lehetővé tevő geofizikai vizsgálatok, amelyek a hazai szénhidrogén-kutatások gyors fejlődése során kerültek előtérbe az 1930-as és 1940-es évek során.

A geofizika térhódítása a szénhidrogén-kutatásban: a mélyszerkezet megismerése

EÖTVÖS Loránd tevékenysége eredményeképpen a 19. század végén Magyarországon született meg az alkalmazott geofizika gravitációs kutatómódszere (EÖTVÖS 1889, 1900). LÓCZY Lajos számára kézenfekvő volt, hogy a Balaton tudományos tanulmányozásának programjához megnyerje a geofizikusokat is. Maga is részt vett az 1901 és 1903 telén, a Balaton jegén, EÖTVÖS által vezetett torziós-inga mérésekben. Már ezek az első kutatómérések érdekes eredményt hoztak: arra utaltak, hogy a Balaton alatt, annak hossztengele mentén egy sűrűségkontrasztal rendelkező szerkezet található. A geofizikai kutatások eredményei két füzetben jelentek meg a Balaton-monográfia sorozatban (STERNECK et al. 1908, RÉTHLY 1912).

Az első gravitációs mérések megteremtették a lehetőséget, hogy az Eötvös-inga bevonuljon a hazai szénhidrogénkutatásba is. BÖCKH Hugó javaslatára EÖTVÖS és munkatársai, PEKÁR Dezső és FEKETE Jenő 1912-ben ingaméréseket végeztek a Maros völgyében, hogy teszteljék a módszer alkalmazhatóságát. Majd 1915 és 1916 nyarán hasonló tesztméréseket végeztek az 1913-ban PAPP Simon által geológiai térképezéssel és fúrással felfedezett egbelli mezőn. Mindkét mérés meggyőzően bizonyította, hogy a nagysűrűségű rétegek felboltozódásával létrejött antiklinálisok okozta gravitációs maximumok tökéletesen térképezhetők EÖTVÖS torziós ingájával (PEKÁR 1917). Az egbelli területen végzett mérések azt is mutatták, hogy a fő antiklinálistól délre, Sasvár környékén kisebb, de hasonló boltozat helyezkedik el. Az itt mélyített fúrások is eredményesek voltak (SZILÁRD 1984).

EÖTVÖS halála után 1920-tól indultak be a szisztematikus gravitációs mérések részben a magyar állam, részben pedig az Anglo-Persian Oil Company Ltd. koncessziós kutatásainak keretében (BÖHM 1939). 1933-tól 1948-ban történt bebörtönzéséig PAPP Simon volt a külföldi koncessziók keretében folyó szénhidrogén-kutatások szellemi vezére az Eurogasco, majd jogutódja a Maort főgeológusaként.

Elsőként PAPP Simon tekintette át a szénhidrogén-kutatások fő tektonikai eredményeit és a geológiai térképezés problémáit (PAPP 1939): „Az Eurogasco külszíni megfigyelései alapján csak a Dunántúl délnyugati részére állítható határozottan, hogy pliocén rétegei enyhén gyűrtek, de megfigyelhető adatok a gyűrődések helyének pontos megállapításához nem elegendők. ... A Dunántúlnak fiatal harmadkori üledékekből álló részét beborító felső pliocén

kavics és lösz takaró meggátolják a geológust abban, hogy pusztán geológiai módszerekkel igyekezzen betekintést nyerni az altalaj szerkezetébe. Az ilyen szerkezetek tanulmányozásához ma már az egész világon geofizikai módszereket hív segítségül a geológus.” Ezek után a szerző egyenként ismertette a geofizikai módszerekkel kimutatott emelt helyzetű szerkezeteket (inkei, magyarszentmiklósi, hahót-kilimáni és kurdi maximum), majd amellett érvelt, hogy a felszíni rétegdőlések alapján egyik sem lett volna felismerhető. Az igazsághoz az is hozzátartozik, hogy PÁVAI VAJNA sem kizárólag felszíni mérések alapján térképezte az antiklinálisokat, hanem aknákat vágatott a talajba és az itt tapasztalt dőlésekből szerkesztette meg a pannóniai rétegek dőlését (CSONTOS szóbeli közlés).

A gravitációs eredmények és PÁVAI felszíni tektonikai megfigyelései közti ellentmondást PEKÁR Dezső, EÖTVÖS egykori munkatársa, majd a Geofizikai Intézet igazgatója fejtette ki részletesen a torziós inga 50 éves jubileumát köszöntő munkájában (PEKÁR 1941). Az 1941 novemberében tartott előadásában VAJK Raul, a Maort vezető geofizikusa mindezeket részletesen ismertetéssel és „A Dunántúl földtani szerkezetének vázlata a geofizikai kutatások alapján” című 1:500 000 méretarányú térképével támasztotta alá (8. ábra). A cikk és térképmelléklete a Földtani Közlönyben jelent meg (VAJK 1943a). PÁVAI VAJNA előadásban azonnal válaszolt, és ennek anyaga, a forró hangulatú vitában elhangzott összes hozzászólással együtt a Magyar Királyi Földtani Intézet 1943. Évi Jelentésének függelékében található meg (PÁVAI VAJNA 1943). Ez a két publikáció a magyar tektonikai gondolkodás fejlődésének, és a geofizika egyenrangúsodásának érdekesítő dokumentumát képviseli.

Az előadást követő vitában PAPP Simon leszögezte, ... *Pávai elvei helyesek, az azonban megállapítást nyert, hogy részletekben az ő eredményei és a MAORT vizsgálati eredményei között mélyreható eltérések vannak.*” Mindezt VAJK (1943b) támasztotta alá: egy egyértelmű térképet (8. ábra) és egy perdöntő statisztikát közölt. E szerint: „... *kitűnik, hogy a Pávai-féle antiklinálisok semmi hasonlóságot sem mutatnak a fúrási eredmények alapján megbízhatóan bizonyult geofizikai mérések eredményeivel. A Pávai antiklinálisainak:*

- a) 1%-a a geofizikai mérésekkel kimutatott szerkezettel összeesik;
- b) 4%-a a geofizikai mérésekkel kimutatott szerkezet oldalain van;
- c) 8%-a szög alatt keresztezi a geofizikailag kimutatott szerkezeteket;
- d) 9%-a kimondottan törésszerű szerkezeten fekszik;
- e) 63%-a árokban vagy szinklinálisban van;
- f) 15%-a gravitációs mérésekkel át nem kutatott területre esik, ahol jórészt már oly idősebb rétegek vannak a felszínen, amelyeken érdemleges felszíni, tektonikai vizsgálatok végezhetők.”

A megsemmisítő kritika mellett VAJK (1943a) olyan általános következtetéseket is megfogalmazott, amelyek jórészt PÁVAIT igazolták:

— A zalai meridionális völgyek esetén „... a geofizikai adatokban sem találjuk nyomát annak, hogy a völgyek tektonikai eredetűek lennének. A váli völgy sem tektonikus eredetű, de a móri völgyben végzett mérések alapján szépen felismerhető a völgy árkos törés jellege.”

— A geofizikai mérések szerint a Dunántúlon törésszerű szerkezetek és gyűrődéses szerkezetek is előfordulnak: „Nem mondhatjuk tehát, hogy a Dunántúl kizárólag gyűrődéses, vagy kizárólag törésszerű szerkezetű.” Mindemellett figyelembe kell venni azt a prekoncepciót Vajk értelmezésében, miszerint a felszínen észlelhető és mérhető antiklinálisokhoz a mélyben feltétlenül aljzatkiemelkedés tartozik. A mai ismereteink és adataink alapján, a Pannon-medence inverziójának köszönhetően, az egykori süllyedékek felett is kialakulhattak és ki is alakultak antiklinálisok a Dunántúl területén (l. később).

Vízutató fúrások által szolgáltatott földtani információk alapján született újabb modellek (ERDÉLYI 1961, 1962; MIKE 1991) is a gyűrődéses tektonika fontosságát állapítják meg. Ezen modellek szerint a Dunántúl mai topográfiája ÉNy–DK irányú fiatal kompresszió hatására alakult ki, amely a Balaton hossz tengelyével párhuzamos gyűrődések formájában mutatkozik meg a felszínen. Az elképzelés szerint a Dunántúli-középhegység és a Mecsek például egy nagy antiklinális szerkezetként értelmezhető, míg a Balaton egy szinklinális szerkezethez kapcsolható.

Mai ismereteink: hegységszerkezet és neotektonika

Az új tektonikai eredmények megszületésében alapvető szerepet játszottak az 1950-es évektől felgyorsult nyersanyag- és szénhidrogén-kutatásokhoz kapcsolódó fúrásos geológiai kutatások és a korszerű geofizikai (elsősorban szeizmikus) szelvényezések. Elvi háttérrel pedig az 1960-as években megszületett lemeztektonikai elmélet adott.

Hegységszerkezet

A Dunántúli-középhegység oldalelmozdulásos tektonikájának megértéséhez legnagyobb mértékben hozzájáruló kutató Mészáros József (1936–1985) volt. Ő a bakonyi térképezése és néhány vitatott jura ősföldrajzi állásfoglalása után az 1970-es években kapcsolódott be a Halimba–Herend–Csehánya térségi bauxit- és az Ajka környéki szénkutatásba, valamint az Űrkúttól ÉK-re húzódó területrészmangánérc perspektíváinak a felmérésébe. A nyersanyagkutatás ipari igényeket támasztott, s ezúton új lehetőséget teremtett a földtani-tektonikai viszonyok magasabb szintű megértéséhez. A felszíni földtani térképezés mellett geofizikai mérések, fúrás adatok és bányabeli megfigyelések is segítettek a szakemberek munkáját. Mészáros az „ördög sarkantyúja” által hajtva, hihetetlen iramban és megszállottsággal merült bele a részletekbe és emelkedett fel a szintézis magaslataira. Eredményeit több ipari jelentés, számos magyar nyelvű publikáció és egy 1:100 000-es

méterarányú „A Bakony és a Balatonfelvidék tektonikai térképe” című kézirat őrzi (l. ZÁMOLYI et al., jelen kötet). Ennek egyszerűsített vázlata a 9. ábrán látható (Mészáros 1983).

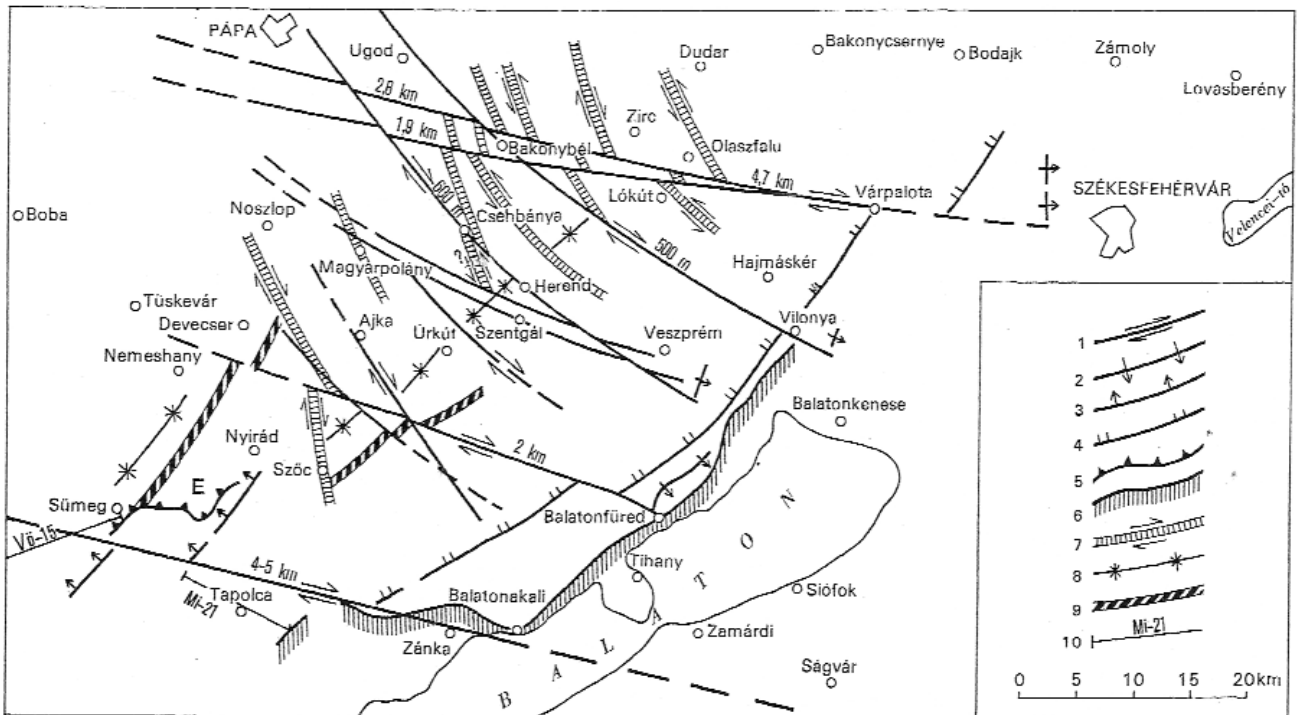
Vizsgálatai szerint két horizontális oldalelmozdulási rendszer létezik: az egyik rendszer fiatalabb, nagy megbízhatósággal intraszarmata korú. Az idősebb rendszer kora kevésbé pontosan határozható meg, de láthatólag a barreminál idősebb kora-kréta. A fiatal rendszer minden egyes tagja hosszan követhető, térképi nézetben enyhén íves vonalú, jobbos oldalelmozdulás, amelynek mértéke általában több km (vö. 9. ábra). A többgenerációs fiatal vetőrendszer NyÉNy csapású ágait az ÉNy csapásúak elvetik. Továbbá a NyÉNy csapású oldalelmozdulások elvetik, s ezúton szegmentálják a Litéri-feltolódást is. Az oldalelmozdulások — talán a Sümeg–Zánka-vonal kivételével — a hegység DK-i részén torlódásos zónákban nagymértékben felemésztnék, s így nem, vagy csak kis elmozdulással folytatódnak a Balaton üledékei alatt.

A Mészáros által térképezett oldalelmozdulásos vetőrendszer és annak működési mechanizmusát Tari Gábor (1991) átfogóan elemezte. Paleomágnés adatokat, kőzetmechanikai megfontolásokat és külföldi tapasztalatokat figyelembe véve arra következtetett, hogy a Bakony két határoló fővető (Rába-vonal és Balaton-vonal) közötti balos nyírás eredményeként, blokkokra darabolódva óramutató járásával ellentétes rotációt végzett a neogén során (10. ábra). Ez a blokkrotáció úgy vált lehetővé, hogy a kéreg felső 5–15 km vastagságú és ridegen törő része regionális felület mentén lecsatolódt (basal detachment) az alatta lévő és már képlekeny mélyebb tartományról.

Ez a regionális lecsatolódsági felület **takarósík**, amely az ausztróalpi egységeknek a pennini egységekre való rátolódási síkjával azonosítható. Ádám O. et al. (1984) és Horváth et al. (1987) már korábban javasolta, hogy a Dunántúli-középhegységben megfigyelt elektromosan jól vezető anomália (Ádám A. 1977) takaróhatárhoz köthető, s annak forrása metamorfizált fekete pala, vagy grafit.

A Kisalföldről induló és a Bakony ÉNy-i fedett szárnyára kifelé szeizmikus szelvények minőségének és felbontóképességének javulásával egyre nyilvánvalóbbá váltak olyan markáns szeizmikus reflektorok, amelyeket takaróhatárként volt indokolt értelmezni (Rumpler & Horváth 1988, Pogácsás 1990, Mattick et al. 1996). A mélyszerkezet-kutató geofizikai méréseket figyelembe véve született meg a 11. ábrán látható, a takarós felépítést illusztráló tömbmodell (Horváth 1993). A minden releváns adatot felhasználó szintézis Tari (1994) munkája, amelyről e kötetben külön is számot adunk (Tari & Horváth, jelen kötet).

Végül tektonikai gondolkodásunkban bekövetkezett fejlődés szimbólumának tekinthetjük azt, hogy a Pohorje-hegység metamorf kőzetkomplexumának a **medencealakulással egyidejű kitakaródását** (exhumációját) felismerve számos szerző (Ratschbacher et al. 1990, Fodor et al. 2003) arra következtetett, hogy a Bakony eredetileg e metamorf kőzetkomplexum felett lévő és arról lecsúszott legfelső-ausztróalpi takaró. A Pohorje (Bacher-hegység)

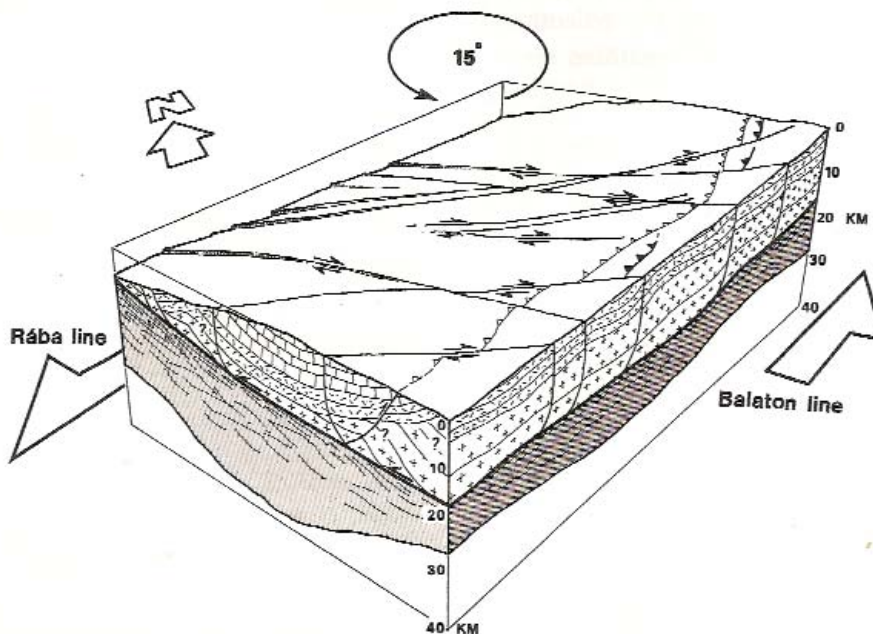


9. ábra. A bakonyi oldaleltolódások vázlata (MÉSZÁROS 1983)

1 – Intrasarmata jobb oldalelmozdulások, 2 – Kioldódási, torlódási zónák, 3 – Stájer normálvető, 4 – Litér-feltolódás, 5 – Az eocén elterjedési határa, 6 – Az alsó- és középső-triász határa, 7 – Intrakréta oldalelmozdulások, 8 – Triász-jura-neokom-apti szinklinális, 9 – Kösszeni rétegek határa, 10 – Szeizmikus szelvények nyomvonala

Figure 9. Sketch of the strike-slip faults in the Bakony Mts (MÉSZÁROS 1983)

1 – Intra-Sarmatian dextral strike-slip, 2 – Thrust fault, 3 – Styrian phase normal fault, 4 – Litér thrust, 5 – Boundary of Eocene strata, 6 – Boundary of Lower and Middle Triassic strata, 7 – Intra-Cretaceous strike-slips, 8 – Synclines of Triassic to Aptian beds, 9 – Boundary of Kössen beds, 10 – Location of seismic sections

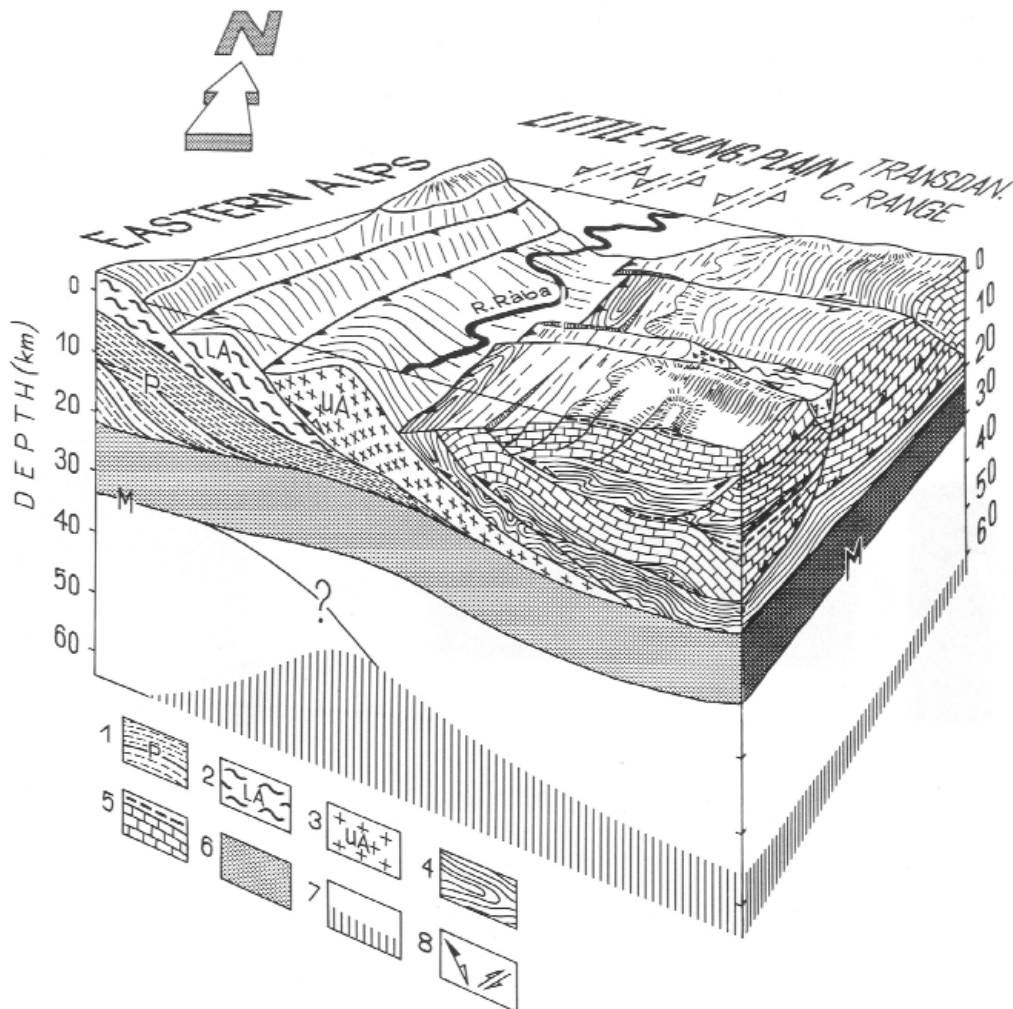


10. ábra. A Bakony intrasarmata oldalelmozdulásait magyarázó modell (TARI 1991)

A rideg felsőkéreg-blokkok óramutató járásával megegyező értelmű rotációt végeznek a két határoló fővető (Rába-vonal és Balaton-vonal) közötti nyíró-zónában. Ez úgy válik lehetővé, hogy a 5-15 km mélységben lévő egykori takaróhatár mentén lecsatlódnak az alsóbb helyzetű, duktilisan deformálódó közzettartományról

Figure 10. Tectonic model to explain the intra-Sarmatian strike-slip fault system in the Bakony Mts (TARI 1991)

The rigid upper crustal blocks rotate clockwise in the shear zone between the two boundary faults (Rába line and Balaton line). The detachment plane between the rigid upper crust and the ductile lower crust is a former nappe boundary at a depth of 5 to 15 kms



11. ábra. Az Alpok és a Dunántúli-középhegység közötti terület takarós felépítését és litosféra-szerkezetét illusztráló tömbmodell (HORVÁTH 1993)

1 – Penninikum, 2 – Alsó-ausztrálpai takarók, 3 – Felső-ausztrálpai takarók, 4 – Felső-paleozoos palák, 5 – A Dunántúli-középhegység triász-jura kőzetei, 6 – Duktilis alsó kéreg, 7 – Köpenylitosféra és asztenoszféra, 8 – Normálvetőként reaktiválódott takaróhatár és oldalmozdulás

Figure 11. Lithospheric block-model to show the nappe hierarchy in the transition zone between the Eastern Alps and the Transdanubian Range (HORVÁTH 1993)

1 – Penninic rocks, 2 – Lower Austroalpine nappes, 3 – Upper Austroalpine nappes, 4 – Upper Palaeozoic schists, 5 – Triassic and Jurassic rocks of the Transdanubian Range, 6 – Ductile lower crust, 7 – Mantle lithosphere and asthenosphere, 8 – Thrust plane reactivated as normal fault, and strike-slip faults respectively

LÓCZY altáida–variszkuszi masszívumának egyik „sarokköve” volt. Az egykoron összefüggő masszívum másik roncsát LÓCZY a Kőszegi-hegységben vélte megtalálni. Az új vizsgálatok szerint (DUNKL et al. 1998) azonban a rohonci palák nagynyomású metamorfózisa az eocénben kulminált az alpi kollízióhoz kapcsolódó betemetődés során. A felszínre történt emelkedés pedig tektonikus kitarakodás eredménye az alpi–pannon területet miocén extenziója alkalmával. Miután kiderült (DINTER et al. 1995), hogy a Rodope-masszívum maga is az Égei-medence késő-miocén extenziója során emelkedett az alsó kéreg mélységeiből a felszínre, világossá vált, hogy a metamorf magkomplexumok nem egy ősi masszívum maradványai, hanem az alpi hegységrendszer kollíziós és poszt-kollíziós fejlődésének eredményei.

Neotektonika és recens felszínfejlődés

A Pannon-medence fiatal tektonikájának a tényszerű megismeréséhez az egyre jobb minőségű szeizmikus mérések és értelmezések szolgáltatották a megkérdőjelezhetetlen adatokat. (RUMPLER & HORVÁTH 1988, POGÁCSÁS et al. 1989, LÖRINCZ & SZABÓ 1992, TÓTH & HORVÁTH 1998, CSONTOS et al. 2002, FODOR et al. 2005, TÓTH et al., jelen kötet). A fiatal deformációk megismerése fokozatosan kiegészült az ezen deformációkat létrehozó recens feszültségtér meghatározásával is (GERNER et al. 1999, BADA et al. 2007). A terület lemezteknikai alapú fejlődéstörténetének a felvázolásával összeállt a kép: megismertük és megértettük a Pannon-medence és orogén környezeti geodinamikájának fő vonásait (HORVÁTH 2007).

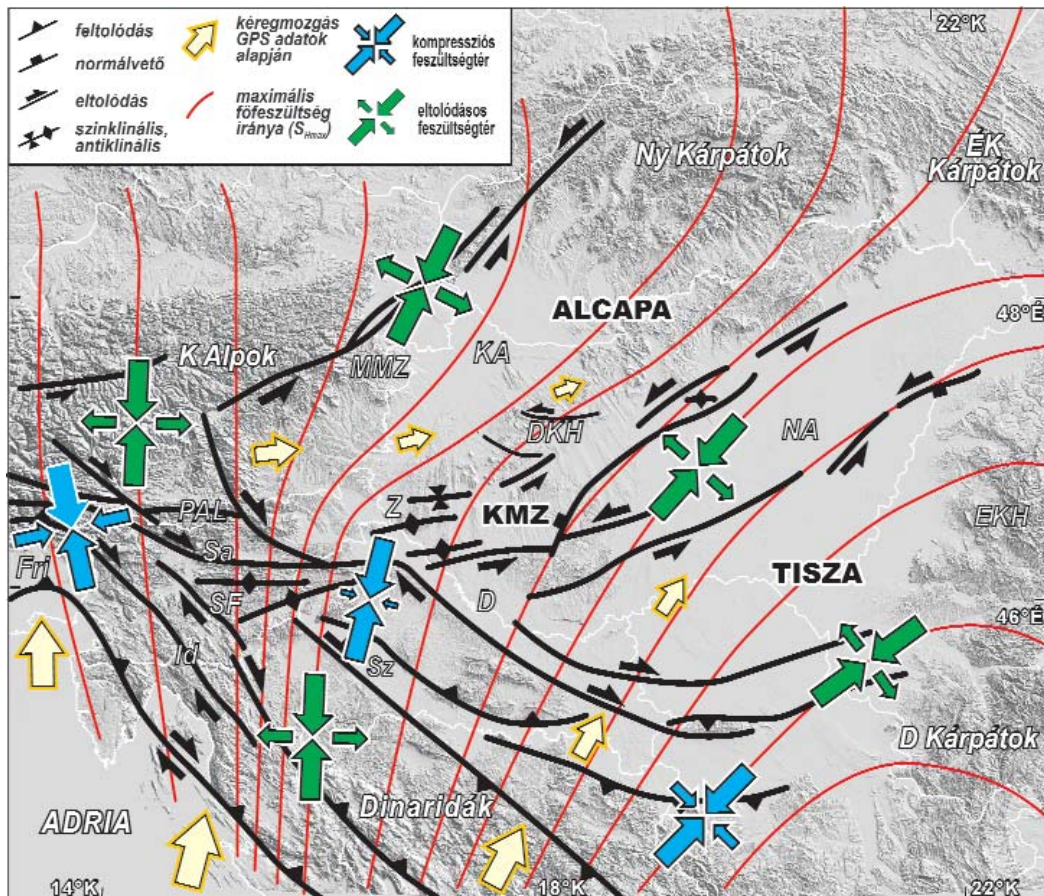
Eszerint a Pannon-medence aljzatát alkotó két blokk (Alcapa és Tisza–Dácia) alpi kollíziós zónából történő extrúzió során került a kárpáti flismedence területére (BALLA 1987, CSONTOS et al. 1992). A flismedence óceáni litoszférájának szubdukciós hátragördülése tette lehetővé a kiszökő egységek extenziós feldarabolódását és a medenceképződést (HORVÁTH 2004). A flismedence aljzatának elfogyásával, a hátragördült lemez függőlegessé válásával nem volt további tér az extenzióra és a medence feszültségére az Adria nyomásának hatására fokozatosan kompressziósra váltott (BADA et al. 2007). Ez a neotektonikus folyamat a pliocénben kezdődött és a jelenben is folytatódik (12. ábra).

A neotektonikus szerkezetalakulást alapvetően a főfeszültségek orientációja és a korábbi vetők (gyengeségi zónák) irányának egymáshoz való viszonya határozza meg (12. ábra). Ezt a kőzetmechanikai szempontból kézenfekvő megállapítást a tapasztalat igazolja (BADA et al. 2007). Nyugatról kelet felé haladva a Pannon-medencében és a környező orogéneknél a következő jellegzetes szerkezeti stílusok jöttek/jönnek létre (12. ábra):

— A Keleti-Alpokban a maximális főfeszültség vízszintes és közel É–D irányú, míg a rá merőleges és ugyancsak vízszintes helyzetű főfeszültség a minimális értékű. Ilyen feszültségtér ÉK–DNy irányú balos és ÉNy–DK irányú jobbos oldalelmozdulásokat generál. Ez a konjugált oldalelmozdulásos vetőpár teszi lehetővé, hogy az Alpok keleti irányú kipréselődése a jelenben is folytatódjék (RATSCHBACHER et al. 1991).

— A Dunántúl DNy-i részén, Szlovákiában és a Dráva–Száva közén a maximális főfeszültség iránya közel merőleges a korábbi (szinrift) vetőkre, ezért a feltolódás, s az ehhez kapcsolódó gyűrődés a jellemző szerkezeti stílus. Gyakran előfordul, hogy a korábbi, szinrift félárok invertálódása során alakul ki gyűrt antiklinális a medencét kitöltő üledékekben (13. ábra). A felszínen 5–15°-os rétegdőléssel jellemzett boltozathoz ekkor nem feltétlenül tartozik aljzatkiemelkedés és az invertált normálvető általában nem hatol fel a felszínig (vakvető).

— Az Adria rotációja olyan feszültségteret hoz létre a Dinaridákban, a dalmát tengerparttól a Dráva-árokig, amely

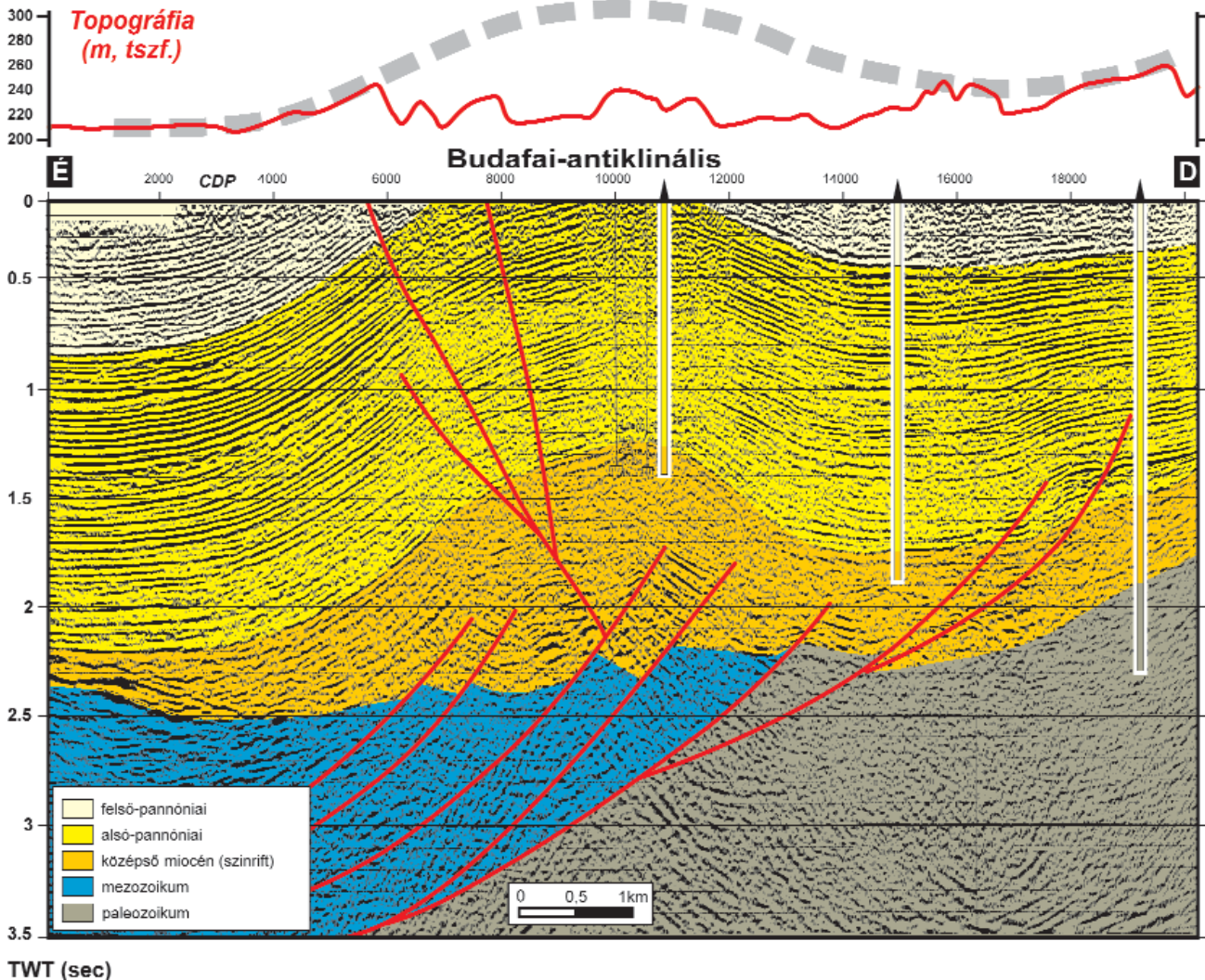


12. ábra. A Pannon-medence és környezetének generalizált maximális főfeszültség trajektóriái és deformációi (BADA et al. 2007)

D = Dráva-medence, DKH = Dunántúli-középhegység, EKH = Erdélyi-középhegység, Fri = Friuli-zóna, Id = Idria-vető, Ka = Kisalföld, KMZ = Középmagyarországi nyírási zóna, MMZ = Mur–Mürz–Zsolna oldalelmozdulás, Na = Nagyalföld, PAL = Periadriai-vonal, Sa = Száva-vonal, SF = Száva-redők, Sz = Száva-árok, Z = Zalai-medence

Figure 12. Main structural features and the smoothed trajectories of the maximum principal stress in the Pannonian Basin and its surroundings (BADA et al. 2007)

D = Drava trough, DKH = Transdanubian Range, EKH = Apuseni Mts, Fri = Friuli zone, Id = Idria fault, Ka = Little Hungarian Plain, KMZ = Mid-Hungarian shear zone, MMZ = Mur–Mürz–Zilina strike-slip, Na = Great Hungarian Plain, PAL = Periadriatic line, Sa = Sava line, SF = Sava folds, Sz = Sava trough, Z = Zala Basin



13. ábra. Értelmezett ipari szeizmikus szelvény a Budafai-antiklinális felett. A szelvény kiválóan dokumentálja az egykori félárok neotektonikus inverzióját és a kialakult gyűrődést (HORVÁTH 2007)

Figure 13. Interpreted seismic section above Budafa anticline (SW Transdanubia). The section documents the reactivation of the former half-graben and the related folded structure (HORVÁTH 2007)

a hegység tengelyvonalaival párhuzamos csapású jobbos oldalelmozdulásokat generál.

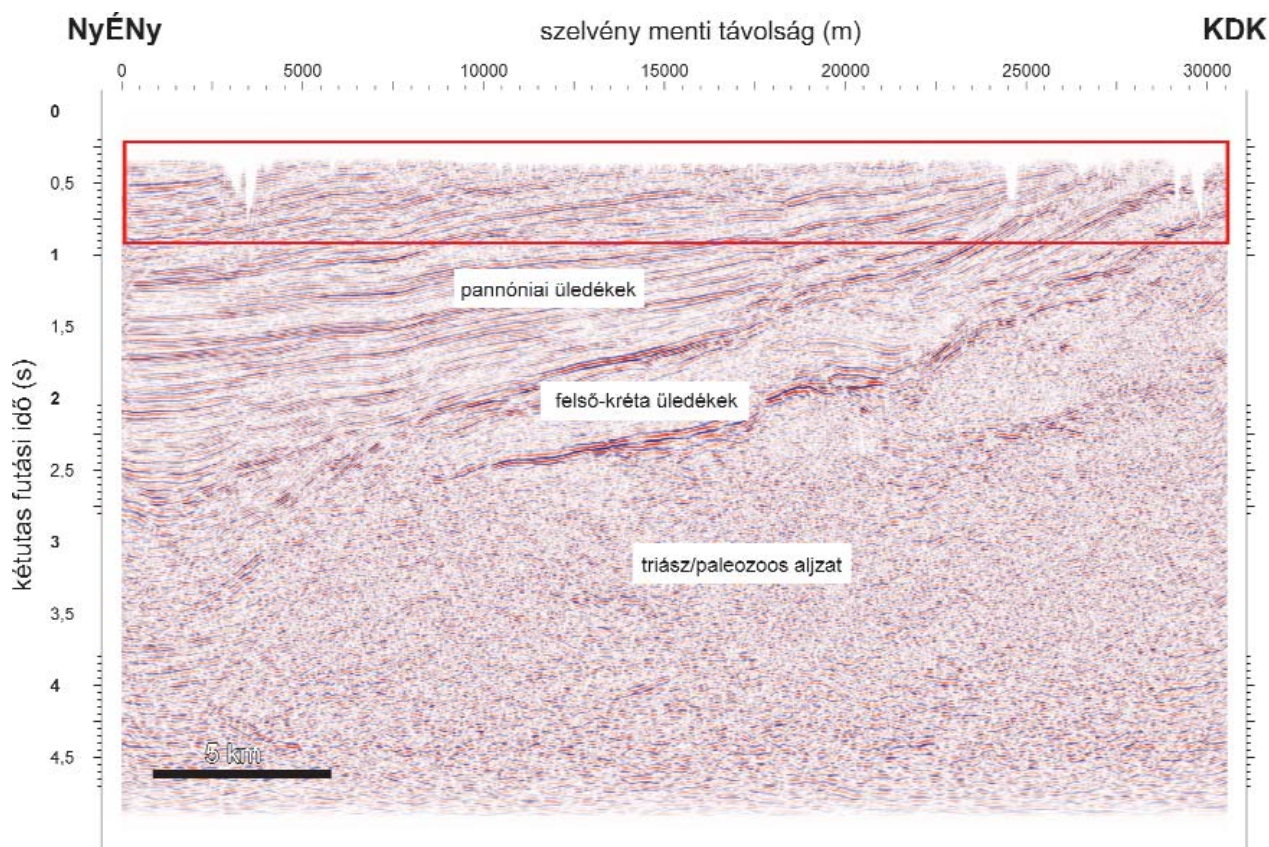
— A Dunántúli-középhegység területén a maximális főfeszültség irányában jelentős változás mutatkozik: a hegységvonalat tengelyével párhuzamosan haladnak a maximális főfeszültség trajektóriák. Ez a nyomóerő hajtja feltehetőleg a középhegység fiatal kiemelkedését és ennek következménye a szárnyait (egykor talán az egész középhegységet) fedő pannóniai üledékek eróziós lefejeződése is (14. ábra). A kibillent és enyhén hajlados pannóniai rétegek különböző hullámhosszú, lapos szinklinálisokat és antiklinálisokat hoznak létre, amelyekben a rétegdőlések nem haladják meg a $2\text{--}3^\circ$ -ot.

— Ebben a feszültségtérben a középhegységi ívelt jobbos oldalelmozdulások (9. és 10. ábra) balos oldalelmozdulásként reaktiválódhatnak. Az űrgeodéziai mozgásvizsgálatok szerint (GRENERCZY et al. 2005) zömében a középhegység dunántúli részén disszipálódik az Alcapa-

egység keleties mozgása és ezért nagy itt a szeizmikus energia felszabadulás is (pl. Berhida, Mór, Komárom, Zsámbék vidéke, TÓTH et al. 2002).

— A Kisalföld nagy részén a maximális főfeszültség iránya párhuzamos a korábbi nagyszerkezeti vonalakkal. Ennek megfelelően a Rába-vonal és a hasonló csapású más aljzatszerkezeti elemek neotektonikai aktivitást nem, vagy alig mutatnak. Változik a helyzet a Bécsi-medencével határos szegélyterületeken, ahol a Mur–Mürz-vonal folytatása egészen Zsolnáig, valamint ezzel párhuzamos több kisebb vető balos eltolódásként működik, amelyhez jól definiált földrengés-tevékenység kapcsolódik (TÓTH et al. 2002).

— A zalai területekről keletre a Dunántúlon és az egész Nagyalföldön a maximális főfeszültségirányok egyes szöveget zárnak be a korábbi szerkezeti vonalakkal (szinrift vetők és/vagy kréta takaróhatárok). Ennek megfelelően a jellegzetes tektonikai stílus a KÉK–NyDny csapású balos oldalelmozdulás, amely a medenceüledékekben a felszínig



14. ábra. Szeizmikus szelvény a Dunántúli-középhegység északi pereméről

A szelvény felső részén megfigyelhető a hegység kiemelkedése következtében eróziósan lefejezett pannóniai rétegek sorozata (piros téglalappal jelölve). Emellett a szelvény menti 17 500 m-nél oldalelmozduláshoz tartozó virágszerkezetet alkotó vetők is láthatók, amely az aljzatban meglévő, korábbi feltolódási síkhoz kapcsolódik

Figure 14. Seismic profile from the northern periphery of the Transdanubian Range

Erosional truncation of the Pannonian strata due to the uplift of the range is clearly observable at the upper part of the profile (red box). Additionally, a basement related flower structure is also seen at 17,500 m along the profile

felő 1-2 km széles virágszerkezeteket hoz létre (14–15. ábra). Térképi nézetben a virágszerkezetek általában még szélesebbek, és a nyírási zónákra jellemző másodlagos szerkezeti elemek (Riedel-törések, kulisszás helyzetű normálvetők és feltolódások stb.) is azonosíthatók szeizmikus szelvények alapján. Geomorfológiai manifesztációjuk a medenceterületeken azonban nem mutatható ki, mert a felszínalakító folyamatok ezeket felülírják (FODOR et al. 2005). Különleges eset az, amikor a preneogén medence-aljzat a felszínen van (pl. a Mecsek) és ekkor a nyírási zónákhoz kapcsolódó szerkezeti elemek a felszínen is megnyilvánulnak (NÉMEDI-VARGA 1983, 1998; CSONTOS et al. 2002).

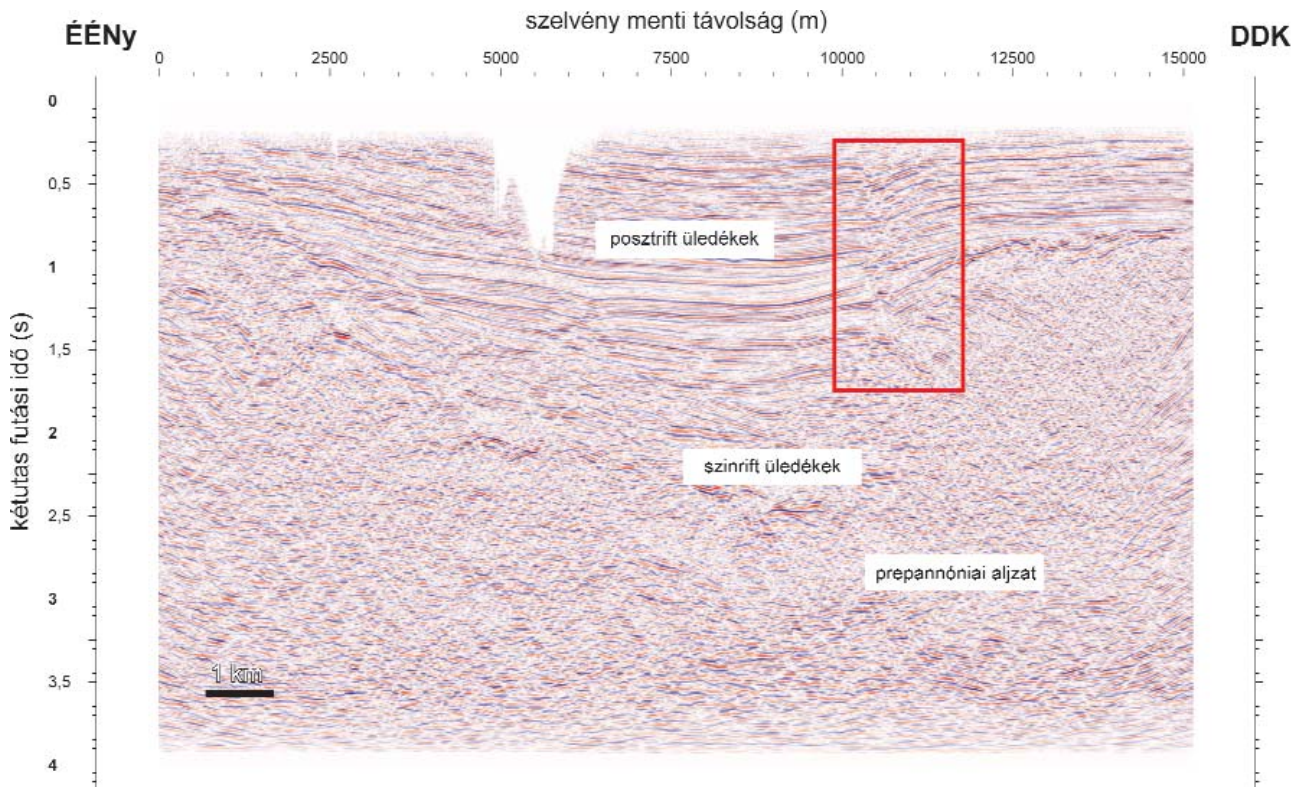
Az itt felsorolt szerkezeti stílusokra több konkrét példát adunk egy az e kötetben szereplő másik cikkben (BADA et al., jelen kötet).

Amikor úgy véljük, hogy haladás történt a fiatal szerkezetalakulás fő stílusának megismerésében, akkor egyre határozottabban fogalmazódik meg a régi kérdés: mi irányítja a recens felszínfejlődést? Néhányan továbbra is úgy gondolják, hogy a meridionális és longitudinális morfológiai elemek olyan markánsak, hogy kialakulásuk tektonikusan preformált, még ha ez a tektonika szeizmikusan nem is dokumentálható (SÍKHEGYI 2002). Bár a közelmúltban számos tanulmány keletkezett, amely a Balaton előterének

szerkezeti stílusait elemzi, egyértelmű válasz továbbra sem volt adható. A neotektonikus deformáció és a felszínfejlődés közötti kapcsolat kutatásában kiemelkednek a Somogyi-dombság területén végzett vizsgálatok (CSONTOS et al. 2005, MAGYARI et al. 2005).

Megállapításra került, hogy a longitudinális völgyek tekintetében a szerkezeti kontrol valószínűsíthető, mégpedig a negyedidőszak során reaktivált vakvetők és felettük kialakult gyűrődések formájában. MAGYARI et al. (2005) terepi megfigyelések alapján több, váltakozó uralkodó feszültségirányt határozott meg a pleisztocén során. Az ÉÉNy–DDK-i csapású, meridionális völgyek esetében, bár a vizsgálatok egyértelmű bizonyítékot nem szolgáltatottak, a szerzők itt is a tektonika elsődleges szerepét állapítják meg, amely felszínformákat később a szél- és folyóvízi erózió hangsúlyosabbá tett.

Megjegyzendő, hogy az ipari szeizmikus szelvények korlátozott felbontóképessége miatt elvileg nem lehet kizárni 20 m-nél kisebb elvetéssel rendelkező, meridionális szerkezetek meglétét. A Balatonon végzett vízi szeizmikus szelvényezések azonban 10 cm-es felbontással sem mutattak ki közel meridionális irányú fiatal vetődéseket, míg a longitudinális irányban markáns vetőzóna képe rajzolódott ki (BADA et al., jelen kötet). Másrészt, a leképezett pannóniai üledékekben tapasztalt redőzöttség és a Balaton előterében



15. ábra. A Duna–Tisza közén készült szeizmikus felvétel, egy a Közép-magyarországi nyírózónához tartozó, fiatal üledékeket átmetsző, tipikus neotektonikus virágszerkezetet mutat (piros téglalappal jelölve)

Figure 15. The seismic profile acquired in the central Pannonian Basin shows a typical neotectonic flower structure transecting the young sediments (red box). The fault system belongs to the Mid-Hungarian Shear Zone

elhelyezkedő völgyek és hátaik váltakozása korrelációt nem mutat (HORVÁTH et al., jelen kötet). Ezen tények azoknak a tábort erősítik, akik visszatérnek a szélerózió fontosságának hangsúlyozásához (pl. JÁMBOR 2002). A térképezett, nagy elvetéssel jellemezhető miocén vetők működése és a meridionális völgyek elhelyezkedése között közvetlen összefüggés nem mutatható ki. A kismértékű elvetések következtében pedig csupán kisebb völgyszakaszok jöhettek létre, tehát valószínűleg, hogy ezek a kis szerkezeti elemek a több km hosszú völgyek teljes egészét kialakíthatják (FODOR et al. 2004). A szélerózió dominanciájának alátámasztására a legújabb vizsgálatokat is bemutatjuk a kötetben (CSILLAG et al., jelen kötet).

Zárszó

A Balaton és környéke kutatásának több mint egy évszázados történetét áttekintve bemutattuk, hogy a magyar tektonika két alapvető kérdését itt fogalmazták meg a legmarkánsabban. Nevezetesen azt, hogy a Pannon-medence mezozoos–paleozoos aljzata merev tömegként, avagy az orogén szerves részeként vett részt a terület alpi fejlődéstörténetében, majd ezt követően a medence alakulás fiatal tektonikáját gyűrődéses vagy töréses tektonika jellemezte-e?

Láttuk, hogy LÓCZY Lajos koncepciója mindkét kérdésben tévesnek bizonyult, mégis ő volt az a mester kinek

eredményeit felhasználni, továbbfejleszteni vagy megtagadni igyekezett a magyar földtudomány majd fél évszázadon keresztül. Leghevesebb bírálója PÁVAI VAJNA Ferenc volt, ki mindkét kérdésben koncepcionálisan előremutató álláspontot képviselt.

Ma már megértjük, hogy a Pannon-medence délnyugati peremvidékére jellemző gyűrt szerkezeteket gondos felszíni dőlésmérésekkel fel lehetett ismerni, de a többi medence-területen erre a kis dőlésszögek miatt nem volt meg a lehetőség. Egyúttal az is világossá vált, hogy az aljzatmagaslatok és a felszínközeli rétegek dőlésviszonyai között nem kell feltétlen szoros kapcsolatnak lennie (vö. 13–15. ábra), tehát a VAJK Raul által dokumentált ellentmondás (8. ábra) e kérdésben nem igazán perdöntő.

A Pannon-medence kialakulásához és fiatal fejlődéstörténetéhez kapcsolódó oldalelmozdulásos tektonikát a hegységi területeken lehetett először térképezni. A modern (digitális) szeizmikus felvételezés és adatfeldolgozás eredményei alapján ismertük fel, hogy ez az uralkodó szerkezeti stílus az egész medencében. Ez a felismerés elengedhetetlenül teszi a felszínformáló folyamatok újszerű vizsgálatát modern analitikai módszerek bevonásával.

A Dunántúli-középhegység és az egész Pannon-medence aljzatának takarós szerkezetéről szintén a szeizmika adott képet, de a környező orogénekkal való rétegtani korreláció mellett a metamorf magkomplexumok kitarodási történetének a megismerése tette kétségbevonhatatlanná ezt a megállapítást.

Köszönetnyilvánítás

Ezt a munkát a TS044567 és NK 60445 ny. számú OTKA pályázatok keretében és támogatásával végeztük. DOMBRÁDI Endre köszöni az ISES-től (PannCarp 2.1.1) kapott támogatást. A szeizmikus szelvényekkel való munkában a

Landmark University Grant és az SMT University Grant keretében rendelkezésünkre bocsátott szoftverek voltak segítségünkre. Ezúton köszönjük TIMÁR Gábor segítségét a 6. és 7. ábra előállításában. Köszönet illeti CSONTOS Lászlót és KÁZMÉR Miklóst hasznos megjegyzéseikért, amelyek által a kézirat jobbá válhatott.

Irodalom — References

- ÁDÁM, A. 1977: The Transdanubian crustal conductivity anomaly. — *Acta Geod. Geophys. Mont. Hung.* **12**, 73–79.
- ÁDÁM O., HAAS J., NEMESI L., REDLERNÉ TÁTRAI M., RÁNER G. & VARGA G. 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. — *MÁELGI 1983. évi jelentése*, 37–44.
- BADA G., DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., SZAFIÁN P. & WINDHOFFER G. 2007: Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi környezetében. — *Földtani Közlemények* **137**, 327–359.
- 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 Közlemények*, jelen kötet.
- BALLA, Z. 1987: Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho–Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. — *Tectonophysics* **139**, 67–98.
- BÖCKH H. 1930: Lóczy Lajos és a magyar geológia. — *Földrajzi Közlemények* **58**, 106–115.
- BÖHM F. 1939: Ásványolaj- és földgázkutatás és termelés 1935-től, a mai állapot és a jövő kilátásai. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **72**, 153–189.
- CHOLNOKY J. 1911: A kecskeméti földrengés. — *Földrajzi Közlemények* **39**, 373–391.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrológiája. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton Tudományos tanulmányozásának eredményei*, I. kötet, 2. rész. Kilián F. bizománya, Budapest, 316 p.
- CHOLNOKY J. 1936: *Magyarország földrajza. — A Föld és élete. VI. kötet.* — Franklin Társulat, Budapest, 530 p.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P., RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2010: A defláció szerepe a Dunántúl hegységi és dombvidéki területeinek felszínfejlődésében. — *Földtani Közlemények*, jelen kötet.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model — *Tectonophysics* **208**, 221–241.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, I., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. & WÓRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek-Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **367**, 51–71.
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., VAN VLIET-LANOË, B. & MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (part II): evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410**, 63–80.
- DINTER, D. A., MACFARLANE, A., HAMES, W., ISACHSEN, G., BOWRING, S. & ROYDEN, L. 1995: U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. — *Tectonics* **14**, 886–908.
- DUNKL, I., GRASEMANN, B., & FRISCH, W. 1998: Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall synrift sediments — an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. — *Tectonophysics* **297**, 31–50.
- EÖTVÖS L. 1889: A Szent Gellérthegy vonzó erejére vonatkozó vizsgálatok. — *Természettud. Közl.* **21**, 198–206.
- EÖTVÖS L. 1900: A nehézségi és mágneses erő-nívófelületeinek és változásainak meghatározásáról. — *Math. és Fizikai Lapok* **9**, 361–385.
- ERDÉLYI FAZEKAS J. 1943: A Balatonfelvidéki geológiai és hegyszerkezeti viszonyai a Veszprémi-fennsík és Vilonya környékén. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **36**, 1–29.
- ERDÉLYI M. 1961: Külső-Somogy vízföldtana 1. — *Hidrológiai Közlemények* **41**, 445–458.
- ERDÉLYI M. 1962: Külső-Somogy vízföldtana 2. — *Hidrológiai Közlemények* **42**, 56–65.
- FODOR, L., KOROKNAI, B., BALOGH, K., DUNKL, I. & HORVÁTH, P. 2003: A Dunántúli-középhegységi-egység (Bakony) takarós helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján (Nappe position of the Transdanubian Range Unit (Bakony) based on new structural and geochronological data from NE Slovenia). — *Földtani Közlemények* **133**, 535–546.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. & SÍKHEGYI, F. 2004: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. — In: FODOR, L. & BREZSNYÁNSZKY K. (eds): *Occasional Papers of the Geol. Inst. of Hungary* **204**, 35–44.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F. & TIMÁR, G. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.
- GERNER, P., BADA, G., DÖVÉNYI, P., MÜLLER, B., ONCESCU, B., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: data and models. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., & SÉRRANE, M. (eds.): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen.* — *Geol. Soc. Spec. Publ. London* **156**, 269–294.
- GRENERCZY, Gy., SELLA, G. F., STEIN, S. & KENYERES, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. — *Geophysical Research Letters* **32**, L16311, doi:10.1029/2005GL022947.

- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the Pannonian Basin. — In: CLOETHING, S., SASSI, W. & HORVÁTH, F. (eds.): The origin of sedimentary basins: inferences from quantitative modelling and basin analysis. — *Tectonophysics* **226**, 333–358.
- HORVÁTH, F. 2004: A Pannon-medence földtani-geofizikai modellje. — *Magyar Geofizika* **45**, 102–107.
- HORVÁTH, F. 2007: A Pannon-medence geodinamikája, eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. — *MTA adattár, akadémiai doktori értekezés*, Budapest, 238 p.
- HORVÁTH, F., ÁDÁM, A. & STANLEY, W. D. 1987: New geophysical data: evidence for allochtony of the Transdanubian Central Range. — *Rend. Soc. Geol. Ital.* **9**, 123–130.
- HORVÁTH, F., SACCHI, M. & DOMBRÁDI, E. 2010: Pannon medenceüledékek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata Dél-Dunántúlon és a Balatonon. — *Földtani Közlemények*, jelenkötet.
- LÓCZY L. ifj. 1925: A Dunántúl hegyszerkezetéről. — *Földtani Közlemények* **55**, 57–63.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlemények* **132**, 101–116.
- KOBER, L. 1921–1928: *Der Bauder Erde, 1st and 2nd ed.* — Gb. Bornträger, Berlin, 324 p. and 499 p., resp.
- LACZKÓ D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* I. kötet, 1. rész: Geológiai, petrológiai, mineralógiai és ásványchemiai függelék. Budapest, Kilián F. Bizománya, 3–189 p.
- LÓCZY L. 1913a: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. kötet, 1. rész, 1. szakasz, Budapest, Kilián F. Bizománya, 617 p.
- LÓCZY L. 1913b: Balaton környékének geomorfológiája. — *Pótfüzetek a Természettud. Közlemények, 45. kötetéhez*, 1–2. pótfüzet, 17 p.
- LÓCZY L. 1918: Magyarország földtani szerkezete. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A magyar Szent Korona Országainak földrajzi, társadalomtudományi, közművelődési és közgazdasági leírása*, I. kötet, A M. Földr. Társ. kiadványa Budapest, 5–43.
- LÓCZY L. 1920: Nyugatszerbiai tanulmányutam. — *Földrajzi Közlemények* **48**, 82–84.
- LÓCZY, L., CHOLNOKY, J., KORMOS, T., LACZKÓ, D., LÁSZLÓ, G., TAEGER, H., TREITZ, P., VADÁSZ, E. & VITÁLIS, I. 1920a: A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe 4 lapon, 1:75 000. — A M. Földr. Társ. Balaton Biz., Budapest.
- LÓCZY L. ifj. 1917: A Balatonfelvidék hegyszerkezeti képe Balatonfüred környékén. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról*, 353–388.
- LÓCZY L. ifj. 1925: A Dunántúl hegyszerkezetéről. — *Földtani Közlemények* **55**, 57–63.
- LÓRINCZ K. & SZABÓ P. 1992: Többfázisú oldaleltolódásos tektonizmus vizsgálata a Szolnok-környéki szeizmikus szelvényeken. — *Magyar Geofizika* **33**, 85–108.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L. & VAN VLIET-LANOË, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (part I): evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410**, 43–62.
- MATTICK, R.E., TELEKI, P.G., PHILLIPS, R.L., CLAYTON, J.L., DÁVID, GY., POGÁCSÁS, GY., BARDÓCZ, B. & SIMON, E. 1996: Structure, stratigraphy, and petroleum geology of the Little Plain basin, northwestern Hungary. — *AAPG Bull.* **80**, 1780–1800.
- MÉSZÁROS, J. 1983: A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981. évről*, 485–502.
- MIKE K. 1991: *Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története*. — Aqua Publ., Budapest, 697 p.
- NÉMEDI VARGA Z. 1983: A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképző ciklusban. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981. évről*, 467–484.
- NÉMEDI VARGA Z. 1998: A Mecsek- és a Villányi-egység jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol Rt, és MÁFI, Budapest, 319–336.
- PAPP S. 1939: A Magyar-Amerikai Olajipari Rt. földiolaj- és földgázkutatásai Dunántúlon. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **72**, 200–241.
- PÁVAI VAJNA F. 1923: Válasz a magyar földgázkutatás kritikájára. — *Földtani Közlemények* **51–52**, 21–30.
- PÁVAI VAJNA F. 1925: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. — *Földtani Közlemények* **55**, 63–85.
- PÁVAI VAJNA F. 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — *Földtani Közlemények* **60**, 7–33.
- PÁVAI VAJNA F. 1943: A Dunántúl hegyszerkezete. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet 1943. évi Jelentésének Függeléke*, 5. füzet, pp. 212–223 valamint *a Hozzászólások és Válasz*, pp. 224–238.
- PEKÁR D. 1917: A báró Eötvös-féle geofizikai mérésekről. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **50**, 486–504.
- PEKÁR D. 1941: Báró Eötvös Loránd. A tórtziós inga 50 éves jubileumára. A Kis Akadémia kiadása, Budapest — *A Kis Akadémia Könyvtára* **48**, 339 p.
- POGÁCSÁS Gy. 1990: A Pannon-medence rétegtani-fácies- és tektonikai viszonyai a szénhidrogén-kutató szeizmikus mérések tükrében. — *Kandidátusi értekezés*, Budapest, 143 p.
- POGÁCSÁS Gy., LAKATOS L., BARVITZ A., VAKARCS G. & FARKAS Cs. 1989: Pliocén–kvarter oldaleltolódások a Nagyalföldön — *Általános Földtani Szemle* **24**, 149–169.
- PRINZ Gy. 1926: Magyarország földrajza. I. kötet: *Magyarország földjének származása, szerkezete és alakja*. — Danubia könyvkiadó, Pécs, 202 p.
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J. H. & PAHR, A. 1990: Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. — *Tectonophysics* **172**, 91–105.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MARLE, O. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. — *Tectonics* **10**, 257–271.
- RÉTHLY A. 1912: Földrengések a Balaton környékén. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, I. kötet, 1. rész, III. szakasz. Kiadja a M. Földr. Társaság Balaton-Bizottsága, Kilián F. bizománya, Budapest, 43 p.
- RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Some representative seismic reflection lines from the Pannonian basin and their structural interpretation. In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian basin — A study in basin evolution*. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **45**, 153–169.

- SCHAFARZIK F. 1912: Elnöki megnyitóbeszéd s megemlékezés Uhlig Viktorról. — *Földtani Közlöny* **42**, 221–232.
- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach. In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU St. Mueller Spec. Publ. Ser.* **3**, 1–14.
- STERNECK R., EÖTVÖS L. & STEINER L. 1908: Geofizikai függelék. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, I. kötet, 1. rész, I–III. szakasz. I. szakasz: Ingamérések, 28 p., II. szakasz: A Balaton nivófelülete s azon nehézség változásai, pp. 1–61., III. szakasz: A Balaton vidékén az 1901 év nyarán végzett földtudományi mérések eredményei, Kiadja a M. Földr. Társaság Balaton-Bizottsága, Kilián F. bizománya, Budapest 27 p.
- SZILÁRD J. 1984: Eötvös Loránd csavarási ingájának bevezetése a földtani kutatásba. — *Földtani Kutatás* **27**, 63–69.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199**, 93–108.
- TARI, G. 1994: Alpine tectonics of the Pannonian basin. — *PhD értekezés*, Rice University, Houston, Texas, 501 p.
- TELEGDI ROTH K. 1935: Adatok az Északi-Bakonyból a magyar középső tömeg fiatalmezozoos fejlődés-történetéhez. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **52**, 205–252.
- TELEKI, G. 1936: Adatok Litér és környékének sztratigráfiájához és tektonikájához. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **32**, 1–61.
- TERMER, P. 1903: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. — *Bull. soc. géol. France* **3**, 711–765.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSIROS, T. & KISZELY, M. 2002: Seismicity in the Pannonian region, earthquake data. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU St. Mueller Spec. Publ. Ser.* **3**, 9–28.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1998: Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! — *Földtani Közlöny* **129**, 109–124.
- TÓTH Zs., TÓTH T., SZAFIÁN P., HORVÁTH A., HÁMORI Z., DOMBRÁDI E., FEKETE N., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Szeizmikus kutatások a Balatonon — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.
- UHLIG, V. 1903: Bau and Bild der Karpathen. — In: DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F. E. & UHLIG, V. (eds): *Bau und bild Österreichs*. F. Tempsky, Wien, Leipzig, pp. 651–911.
- UHLIG, V. 1907: *Über die Tektonik der Karpathen*. — Kais.-König.-Hof-und Staatsdruckerel, Wien, 111 p.
- VAJK R. 1943a: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **73**, 17–38.
- VAJK R. 1943b: Hozzászólás dr. Pávai Vajna Ferenc: „A Dunántúl hegyszerkezete“ c. előadáshoz. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet 1943. évi Jelentésének Függeléke* **5**, 224–228.
- ZÁMOLYI A., KOVÁCS G., SZÉKELY B. & TIMÁR G. 2010: A Bakony szerkezeti elemeinek tektonikus geomorfológiai elemzése — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

Szeizmikus kutatások a Balatonon

TÓTH Zsuzsanna¹, TÓTH Tamás², SZAFIÁN Péter³, HORVÁTH Anita³, HÁMORI Zoltán², DOMBRÁDI Endre^{4,5}, FEKETE Noémi¹, Volkhard SPIESS¹, HORVÁTH Ferenc^{2,4}

¹Department of Geosciences, University of Bremen, Klagenfurter str., 28359 Bremen, Germany, email: zstoth@uni-bremen.de

²Omega Kft., 1095 Budapest, Mester u. 4.

³TXM Olaj- és Gázkutató Kft., 1011 Budapest, Közraktár u. 30–32.

⁴ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

⁵Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES), VU University, De Boelelaan 1085, 1081HV Amsterdam, The Netherlands

Seismic investigations of Lake Balaton

Abstract

The research efforts that took place after the outstanding Balaton project (1891–1918) of Lajos LÓCZY never led to any consensus on the origin and evolution of the lake. However, the application of modern palaeontological and geochemical methods in the framework of the Balaton investigations of the Hungarian Geological Institute (1981–2004) have settled a few critical issues and the first seismic survey of the lake was also performed in 1987.

In the period of 1993 to 2007 the Geophysical Department of the Eötvös Loránd University (Budapest) regularly carried out seismic profiling on the lake in association with the summer fieldwork of the university's students. In 1993 Italian and in 2005 German experts took part in the surveys using their marine seismic acquisition technology. The most frequently applied instrument during the university research programmes has been a special Canadian device (IKB-Seistec™). This can generate a seismic signal in the 1 to 10 kHz frequency range and thus offers shallow penetration (20–40 m) and ultra-high resolution (10–20 cm).

After a summary of the main results of earlier research, this paper outlines the basic principles and techniques of the seismic method. Then a compilation of the applied instrumentation and data processing is given to assist in understanding the interpretation of the seismic sections of Lake Balaton in the following set of papers in this volume.

Keywords: Balaton research, water seismic methods, high resolution seismic data

Összefoglalás

LÓCZY nagyszabású vállalkozását követően a Balaton kutatása tovább folytatódott, de a tó eredetének és fejlődésének a kérdésében még néhány évtizeddel ezelőtt is élesen ellentétes vélemények léteztek. Számos kérdést lezárt a MÁFI tudományos kampánya, amelynek keretében született meg a tó első vízi szeizmikus felmérése is.

1993 és 2007 között az ELTE Geofizikai Tanszéke évente visszatért a tóra szeizmikus mérések céljából hallgatói terepgyakorlatokhoz kapcsolódóan. 1993-ban olasz, 2005-ben pedig német szakemberek vettek részt a mérésekben saját tengerkutató eszközeiket felhasználva. A legtöbbet alkalmazott egyetemi eszköz egy kanadai fejlesztésű műszer (IKB-Seistec™), amely 1–10 kHz frekvenciatartományú jelével sekély behatolást (20–40 m) és ultranagy felbontást (10–20 cm) biztosít.

A cikk áttekinti a szeizmikus rétegtani kutatás alapfogalmait és módszereit. Majd összefoglalja az alkalmazott adatátviteli technikák fő műszaki paramétereit és adatfeldolgozási műveleteit a kötet további cikkeiben szereplő szeizmikus értelmezések jobb megértése érdekében.

Tárgyszavak: balatoni kutatások, vízi szeizmika, nagyfelbontású szeizmikus adatok

Bevezetés

Egy nagy tófelület ideális lehetőséget nyújt a kutató geofizikus számára, hogy szárazföldi területen tengeri minőségű szeizmikus szelvényeket készítsen az ipari adatfelvételhez képest egyszerű és kevésbé költséges technikával. A Balaton egy olyan ablak, amely egyedülálló a Pannon-medencében, hiszen a néhány méteres tavi iszap-

réteg alatt diszkordánsan települő pannóniai rétegek nagyfelbontású akusztikus leképezése megvalósítható az 594 km² tófelület nagy részén. A tó azonban nemcsak egy jó mérés-technikai lehetőséget biztosító terület, hanem a földtudományi ismeretek gazdag tárháza, amelynek kincseit LÓCZY Lajos nagyszabású munkáját követően újra meg újra felfedezik és gazdagítják a kutatók.

Ebben a munkában először röviden áttekintjük a balatoni

földtudományi kutatások történetét, főbb eredményeit és megoldatlan kérdéseit. Ezután utalva az első szeizmikus szelvényezésre (CSERNY & CORRADA 1989, 1990), annak az 1993-ban elkezdődött tudományegyetemi szeizmikus mérési sorozatnak a méréstechnikai és adatfeldolgozási összefoglalását adjuk, amelynek értelmezései e kötet további cikkeiben találhatóak. Ezek megértését elősegítendő dióhéjban áttekintjük a szeizmikus módszer alapelveit, mérési és feldolgozási technikáit.

Kutatástörténeti előzmények

A Balaton széleskörű, tervszerű és rendszeres kutatását elsőként LÓCZY Lajos (1849–1920) szervezte meg azzal az indoklással, hogy „a Balatonról úgyszólván semmi számottevő földrajzi vizsgálat nem létezik”. 1891-ben az ő kezdeményezésére és vezetésével alakult meg a Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága, melynek célja a tó sokoldalú tudományos kutatása volt. A kutatások két évtizedes eredményét *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* c. 32 kötetes monográfiában (1897–1918) tették közzé. A kötetek magyarul és németül jelentek meg, megírásukban 60 kutató vett részt.

A Balaton kialakulásának első komoly elmélete ennek a kutatásnak volt az eredménye. LÓCZY (1913) úgy gondolta, hogy a Balaton a hosszanti tengelyével párhuzamosan és arra közel merőlegesen sorakozó, egymást keresztező vetősfokok között létrejött süllyedékekből alakult ki pannóniai–pontusi üledékben (HORVÁTH & DOMBRÁDI és HORVÁTH et al., jelen kötet). „Ezek a medenczék a pleisztocénkor elején támadtak helyi tektonikus behorpadások következtében és fennmaradtak a Balaton-felvidékről lerohanó, leeső szelek deflációja következtében. [...] A négy lefolyástalan balatoni depresszió kezdetben nem lehetett nagy kiterjedésű, mindenfelül messzire benyúltak a lankás lejtők és nyelvekként a domb-orrok, amelyek között széles völgyületek szolgálták le a medenczékbe. [...] Az eredetileg kicsiny medenczéket a szél okozta hullámmarás mindjobban és jobban tágította, amint a dombnyelveket lenyeste és a völgyületek közötti magas partfalakat létesítette. Amint a partok hullámmarás, alámosás, lerogyás következtében hátráltak, helyet adva a kiterjedő víztükörnek, az egyes medenczéket elválasztó hátságok eltűntek és a négy víztükör összefolyt az egységes Balatonba.” Az mai egységes víztükör kialakulását a pleisztocén végére tette.

A Balaton medrét először e kutatás során fúrták meg: 17 darab 8–15 m mélységű tavi fúrást mélyítették a tavi üledékek és az aljzat megismerésére. A fúrások rétegsorát és faunalistáját a monográfia földtani kötete tartalmazza (LÓCZY 1913, pp. 541–579). Ugyanitt alapos betekintést olvashatunk a balatoni tőzegek kialakulásáról és az egykori tőzeglápok elterjedéséről is.

LÓCZY tanítványa és munkatársa CHOLNOKY Jenő (1870–1950) évtizedeken át foglalkozott a Balaton tudományos tanulmányozásával (CHOLNOKY 1918, 1936). Ő a Balaton-medence kialakulását döntően két tényezőnek tulajdo-

nította: szerinte a mai Dunántúl területén a pliocénben sivatagi viszonyok uralkodtak és az erős szél „elhordta a pannóniai rétegek nagy részét”, aminek következtében a Veszprémi-fennsík lábánál mélyedés jött létre. Ezután „az északi parttal párhuzamosan két hasadás szelte végig a földkérget és mintegy 50 méter mély, árokszerű besüllyedés keletkezett a hegyek lábánál”. Ebben az árokban „összegyűlt a víz, nem volt lefolyása”. A dunántúli hosszanti és haránt-irányú völgyek kialakulását is kettős mechanizmussal, tektonikusan fellazult zónák szeléroziójával magyarázta (HORVÁTH & DOMBRÁDI és CSILLAG et al., jelen kötet).

KÉZ (1943) és BULLA (1943) a Zala teraszainak vizsgálata alapján arra a következésre jutott, hogy a Kis-Balaton és a Zala-völgy a Balaton medencéjével egy időben szakadt be, mégpedig a somogyi partfal löszében talált és nyilvánvalóan az északi partról származó dolomítkavicsok lerakódása után, a riss-würm intreglaciálisban. SÜMEGHY (1953) ezzel ellentétben úgy gondolta, hogy a kavics- és murvalencsék kialakulása a löszképződés befejeződése után ment végbe, ezután a Balaton kialakulását a würm utáni posztglaciális időszakra tette.

ERDÉLYI (1961, 1962) szerint a Balaton kompressziós eredetű szerkezeti árok, csakúgy mint a vele párhuzamos somogyi völgyek. Úgy gondolta, hogy ÉNy–DK-i irányú nyomóerő hatására a somogyi terület a Mecsekkel együtt északi irányban, míg a Dunántúli-középhegység déli irányban feltorlódott. A pleisztocén második felében a nyomóerő csökkent és ekkor a rátolódások előtt süllyedő sávok keletkeztek. A nagyobb süllyedékekből alakultak ki az utolsó interglaciális idejére a Balaton elömlétedései, és ezek egyesülésével jött létre a tó.

MAROSI & SZILÁRD (1974, 1981) a parti üledékek finomrétegtani és a Zala geomorfológiai vizsgálata alapján a markánsan eltérő véleményeket szintetizáló modellt igyekeztek megalkotni. Szerintük a Balaton-árok térben és időben poligenetikus süllyedések eredménye. A terület egyes részein a süllyedés már a középső-pleisztocénben megindult, de az egységes tömedence csak a késő-pleisztocénben jött létre.

A szintetizáló szándék láthatóan nem volt sikeres, mert MIKE (1976, 1980) minden addigi elképzeléstől eltérő, „nem-beszakadós” modellel lepte meg kortársait. Hálózatosan telepített, több ezer tőzegkutató fúrás alapján a tőzeg fekérdégekben nagyméretű, látványosan meanderező folyómedreket térképezett. Ez alapján arra következtetett, hogy a tó kialakulásában egy kora-pleisztocén kori ős-Duna eróziós tevékenysége alapvető szerepet játszott. A kortársak rideg elutasítása ellenére, mint látni fogjuk a szeizmikus mérések (NOVÁK 2006; NOVÁK et al., jelen kötet) és a paleontológiai kormeghatározások (NAGY-BODOR & SZUROMINÉ 2002) megkérdőjelezhetetlenné teszik a Balaton alatti kora- és középső-pleisztocén folyómedrek létezését.

A Balaton kialakulásának és fejlődéstörténetének megbízható megismerésében alapvető jelentőségűek azok a vizsgálatok, amelyeket a Magyar Állami Földtani Intézet munkatársai az 1960-as évek óta napjainkig végeznek. 1981-ben kezdték meg a Balaton komplex földtani kutatását, mely

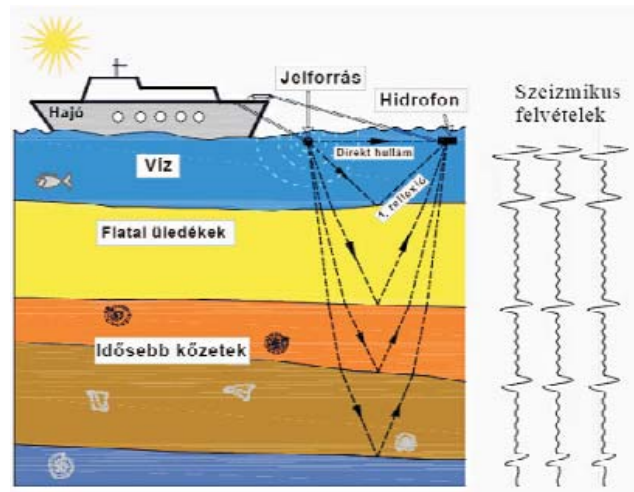
időben négy szakaszra osztható: aktuálgeológiai, földtani-geofizikai, környezetföldtani és limnogeológiai kutatások. A tó fejlődésének rekonstruálásában perdöntő volt az aktuálgeológiai program keretében lemélyített 33 darab új mederfúrás és a sok száz minta laboratóriumi vizsgálata, elsősorban paleontológiai és izotóp-geokémiai módszerekkel (CSERNY 1993, 2002; CSERNY & NAGY-BODOR 2000; NAGY-BODOR & SZUROMINÉ 2002). Mindezek alapján világossá vált, hogy a Balaton helyén a pleisztocén vége felé (17–15 ezer év BP) több kismélységű medence alakult, melyek kora keletre fiatalodik. A holocén során a tavakat elválasztó gátak abrázio hatására fokozatosan megszűntek és kb. 5000 évvel ezelőtt létre jött az egységes vízfelület. Ezt követően a tó vízszintje a klímaváltozások függvényében a maihoz képest –1 és 6 méter között ingadozott (TIMÁR et al., jelen kötet).

A Balatonon először, 1987 nyarán kubai–magyar együttműködés keretében végeztek echográfus és szeizmoakusztikus szelvényezést a MÁFI munkatársai és kubai szakemberek (CSERNY & CORRADA 1989, 1990). A szeizmikus mérésnél a forrás *sparker* volt, a felvételezés még analóg módon, fotópapírra történt. Ez a későbbi adatfeldolgozást és értelmezést jelentősen megnehezítette. Azóta már elvégezték a szelvények tönkremenetelét megelőzendő archíválást és az értelmezés néhány új eredményt is hozott (CSERNY et al. 2004). A mérés célja a meder térképezése, az üledékek vastagsági viszonyainak és térbeli kiterjedésének felderítése és ezúton a tó fejlődésére vonatkozó földtani információk megszerzése volt. A mért szelvények 373 km összhosszúságban, egyenes hálóban lefedték a Balaton egészét. Az echográf elsődleges feladata a vízmélység meghatározása volt 0,2–0,3 m-es pontossággal. A szeizmoakusztikus mérés pedig az iszap vastagságának meghatározását tették lehetővé kb. 0,5 m-es pontossággal. A szelvények kiértékelésének eredményeként képet kaptak a tavi üledékek térbeli helyzetéről, az iszap rétegeztségéről, továbbá, a Balaton aljzatának morfológiájáról és tektonikájáról megközelítőleg 30 méteres mélységig (CSERNY & CORRADA 1989, 1990; CSERNY 1993, 2002).

A Balaton alatti pannóniai képződmények rétegtanáról és tektonikai viszonyairól ebben a kötetben saját vizsgálataink alapján új eredményeket mutatunk be (HORVÁTH et al. és BADA et al., jelen kötet).

Vízi szeizmikus mérések

Reflexiós szeizmikus mérések során a felszínen, vagy a felszín közelében keltett nyomáshullámok felszín alatti réteghatárokról történő visszaverődését regisztráljuk. A vízi szeizmika előnye a szárazföldi mérésekhez képest, hogy a mérés a hullámzástól eltekintve ideális, vízszintes felületen történik és mind a jelgerjesztés, mind pedig az észlelés homogén, közel rugalmas közegben történik (1. ábra). Visszaverődés olyan réteghatárról kapunk, amelyen áthaladva az akusztikus impedancia megváltozik. A visszavert és áthaladó hullám energiájának arányát a két réteg akusztikus impedanciája, valamint a beesés szöge határozza



1. ábra. Vízi szeizmikus mérés vázlata

A jelforrás által gerjesztett nyomáshullámok víz alatti réteghatárokról történő visszaverődését a hidrofon regisztrálja. Sűrű jelgerjesztés esetén a mozgó hajó által vontatott eszközökkel a réteghatárok közel folyamatosan képezhetők le. Többcsatornás mérés esetén a hajó hosszabb kábelt vontat, amelyre adott távolságra egymástól több hidrofont fűznek fel

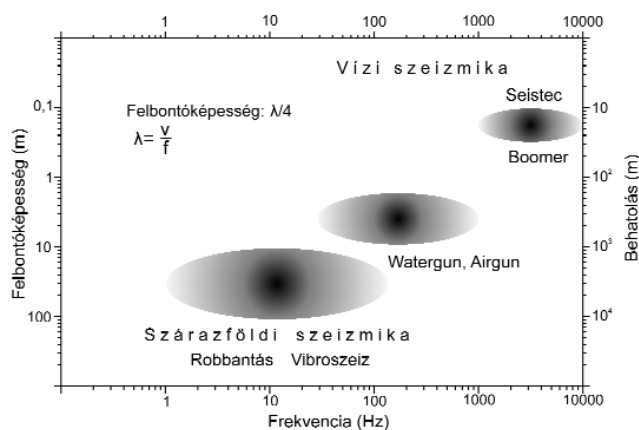
Figure 1. Cartoon illustrating the basic principle of water seismic surveys

The seismic pulse generated by the source while propagating downwards under the water is reflected from layer boundaries. These reflected waves are recorded by the hydrophones. The seismic kit is towed by a boat, thus if the shots (source signals) are frequent enough in time, the layer boundaries are sampled with a good horizontal coverage. During the multichannel survey a streamer cable is towed, which consists of several equally spaced hydrophones

meg. Az akusztikus impedanciát, azaz a réteg hullámtani keménységét, a réteg sebességének (v) és sűrűségének (ρ) a szorzata adja meg.

Gyakran előforduló zavaró jelenség az, hogy a jelentős impedancia kontraszttal rendelkező réteghatárok a hullám energiájának nagy részét verik vissza, majd azok a vízfelzínről ismételtén visszaverődve nagy energiájú többszörös reflexiót (visszhangot) hoznak létre. Ennek szélső esete az, ha a visszaverődő réteghatár olyan markáns, hogy tükörként viselkedve minden energiát visszaver, s így megakadályozza az alatta lévő rétegek leképezését. A Balaton aljzatában foltokban, vagy nagyobb parti sávban jelentkező gázos iszapok ilyen akusztikus tükörként viselkednek.

A szeizmikus mérések fő célja az, hogy a vizsgálni kívánt mélységtartományban a réteghatárokat jó jel/zaj arány mellett minél nagyobb felbontással képezzük le. A hullámtani felbontóképességet a jel hullámhossza (λ) határozza meg, ami a közegbeli terjedési sebesség (v) és a jel frekvenciájának (f) a hányadosa (2. ábra). Felbontóképességnek általában a hullámhossz negyedét tekintik. Mivel a jel frekvenciaspektrumát a jeladó forrás alkalmas megválasztásával széles határok között tudjuk változtatni, a felbontóképesség is nagyságrendekkel változhat (2. ábra). A nagy felbontásnak azonban ára van, mert főleg a felszín közeli laza rétegek, de kisebb mértékben a kemény kőzetek is annál rövidebb úton nyelik el a szeizmikus energiát, minél magasabb a jel frekvenciája. Szárazföldi robbantással, vagy vibroseiz berendezéssel keltett, néhány száz 10 Hz frekvenciájú jelekkel az ipari igényeknek megfelelő, több kilométeres mélységtartomány képezhető le 10–100 méternél nem jobb felbontással. Vízi mérések során a víz szinte



2. ábra. Különböző szárazföldi és vízi szeizmikus forrásokkal keltett jelek frekvenciartománya

A szeizmikus rétegfelbontást a jel hullámhosszának negyede adja meg. Minél nagyobb a frekvencia, annál jobb a felbontás, de rosszabb a behatolás

Figure 2. Frequency domain of various seismic sources. The vertical resolution is determined by the wavelength of the signal ($\lambda/4$)

The higher the frequency, the better the resolution but less penetration can be achieved

csillapítás nélkül továbbít 100–1000 Hz frekvenciájú jeleket, amelyek méteres nagyságrendű felbontást, de csak néhány-száz méteres behatolást tesznek lehetővé. Végül különleges esetben 1–10 kHz frekvenciartományban lévő jelekkel sekélyvizek alatti medencékben 10–20 cm nagyságrendű rétegfelbontást, de csupán 20–60 méteres behatolást érhetünk el (2. ábra).

A felbontás növekedése szemléletesen azt jelenti, hogy az ipari szeizmikus szelvényeken megjelenő két egymást követő reflexió közötti tartomány vízi mérések során tíz, ultranagy felbontás esetén akár száz finomrétegre bontva jelenik meg. Ez geológiailag azért lehetséges, mert az üledékes kőzetek lamináltsága a makroszkopikus méretek-től a mikroszkopikusig terjed az üledékképződést irányító ciklusok periódusidejének a napszakostól a millió évesig tartó változása következtében. Ez a lamináltság az akusztikus impedancia változásában is megnyilvánul.

A szeizmikus kutatás alapaxiómája az a tétel, hogy bármely felbontás esetén kapott réteghatárok sztratigráfiai szempontból izokrón felületnek tekinthetők és nem litológiai határnak. Ennek az az oka, hogy az üledékes medencébe beszállított törmelékek a selfen, annak lejtőjén és előterében elterülve lebenyeket képeznek, amelyekben a litológia (szemcseméret) laterálisan folyamatosan változik. A szeizmikusan leképzett reflektorok megfelelnek az üledékes medence (self) egykori felszínének (izokrón felületek), vagy víz alatti és szárazulati erózió következtében létrejött unkonformitásoknak (heterokrón felület). Ezek a tételek képezik a szekvenciasztratigráfiai értelmezés alapjait.

Vízi szeizmikus mérés során a hajó maga mögött, vagy mellett rögzítve vontatja a jelforrást és a visszaérkező hullámokat észlelő hidrofonomokat (1. ábra). Ehhez rögzítve vagy a hajón található egy GPS készülék is, mellyel pontosan meghatározhatók a mérési helyek (3. ábra). Attól függően, hogy a hidrofonom milyen elrendezésben, egy pontban vagy több pontban észlelik a visszaverődött hullámokat, megkülönböztetünk egy- és többsatornás szeizmi-



3. ábra. Egysatornás szeizmikus mérőműszer (Seistec) mérés közben, a hajó mellé rögzített helyzetben

A berendezés felett a hajóhoz rögzítve a pontos helymeghatározásra használt GPS-berendezés antennája látható

Figure 3. Single channel water seismic equipment (Seistec) during operation attached beside the tow-boat

Above the seismic device the antenna of the GPS can be seen used for high precision positioning

kát. Többsatornás mérésnél az egyes hidrofonomok egy vonalban füzérre felfűzve, egymástól meghatározott távolságra helyezkednek el a jelforrás mögött (4. ábra). Egysatornás mérés esetén egy hidrofon, vagy rendszerint a jel/zaj arány növelése érdekében ezek egy csoportja helyezkedik el a jelforráshoz egészen közel. Míg az egysatornás adatok nem igényelnek hosszúságú adatfeldolgozást, addig a többsatornás adatok feldolgozása összetett feladat.

A többsatornás vízi mérés fő előnyét az adja, hogy lassú hajómozgás és rövid időközű jelgerjesztés (robbantás) esetén a hosszú kábelben lévő hidrofonomok ugyanarról a réteghatár szakasról több reflexiót is detektálnak. Feldolgozás során az azonos mélységpontról reflektált jeleket összeadva (*stacking*) jelentős javulás érhető el a jel/zaj



4. ábra. Többsatornás mérés során a hajó hosszú kábelhez rögzített hidrofonfüzért vontat

Figure 4. During the multichannel survey a streamer cable is towed, which consists of several equally spaced hydrophones

arányban. Az összegzés hatékonysága annál jobb, minél nagyobb a felszín alatti rétegek lefedettségének (*fedésszám*).

Végül a *dekonvolúciót* és *migrációt* kell még megemlíteni, amelyek úgy az egysatornás, mint a többcsatornás mérések feldolgozása során használt műveletek. A dekonvolúció egy olyan művelet amellyel a forrás által keltett hullámsomagot igyekszünk impulzusszerűvé alakítani a réteghatárok élesebb leképezése érdekében. A migráció műveletére azért van szükség, mert mind az egysatornás szeizmikus felvételek, mind pedig a többcsatornás összecsatlósítványok csak vízszintes síkrétegzés esetén adják vissza a felszín alatti rétegek valós képét. Minden más esetben ezek a szeizmikus szelvények a felszín alatti rétegek torzított képét eredményezik. Ilyen torzítás például, hogy a pontszerű objektumok helyett kis kupolaszerű kép (diffrakciós hiperbola) látszik, vagy hogy a dőlő rétegek valós helyzetüktől eltérő helyzetben látszanak. A migráció ezeket a torzításokat korrigálja.

Az ELTE szeizmikus kutatásai a Balatonon

Magyar–olasz együttműködés, 1993

Az ELTE Geofizikai Tanszékének oktatói és diákjai először 1993. június 13–21 között végeztek egysatornás, nagyfelbontású szeizmikus méréseket a Balatonon. A mérést egy európai uniós Tempus projekt és egy olasz-magyar együttműködés keretében, két nápolyi intézet (Geomare Sud, Istituto Universitario Navale) műszereivel és szakembereinek közreműködésével végeztük (5. ábra). Összesen 190 km hosszú szeizmikus regisztrátumot rögzítettünk a Balaton középső és északnyugati felén, mely 19 szelvényre osztható fel (6. ábra, a) és nagyjából a felső 250 métert képezte le 0,5–2 m-es felbontással (7. ábra).

A mérőhajó a siófoki bázisú Vízügyi Igazgatóság Siófoki Üzemelnökségétől béreltünk. Forrásként *boomert* használtunk 300 Joule teljesítménnyel üzemeltetve, 1 másodpercenként történő jelkeltéssel. A boomer egy tekercsből és egy fémlapból áll. A jelkeltés a következőképpen történik: a nagyfeszültségű

szerű kondenzátort egy tekercsen keresztül kisütjük. A kisüléskor létrejövő köráram a fémlapban egy ellentétes irányú örvényáramot generál. Ez az örvényáram a fémlapot hirtelen ellöki a tekercsről, és az alatta lévő víztömeget közvetlenül gyorsítva egy nyomáshullámot indít. A kibocsátott jel impulzusszerű, és a jelalak minden lövés során közel azonos alakú.

Nyolc hidrofon összekapcsolásával egyszerű, egysatornás észlelést valósítottunk meg. A boomert és a 4,6 m hosszú hidrofonsoportot egymással párhuzamosan húztuk, egymástól mintegy 3 m-re. A hidrofonsoport összegzett jele, hangfelvételtként lett rögzítve videomagnóra. A mérési eredményeket a helyszínen 0,1–5 kHz-es sávszűrés és amplitúdó korrekció után, elektrosztatikus nyomtatóval kinyomtattuk. Az analóg adatok később a kazettákról visszajátszva digitalizáltuk, 32 kHz-es mintavételezési frekvenciával 300 ms időig.

Méréskor a hajó átlagosan 6 km/h sebességgel haladt, a helymeghatározás az akkor még ritkaságszámba menő valós idejű differenciális GPS segítségével történt 5–10 m pontossággal. A Balaton keleti medencéjében végzett méréseknél a GPS bázisállomását a balatonvilágosi vasútállomás fölötti sétányra, míg a nyugati medence esetén a Tihanyi-félszigetre, a Diósi-tetőre telepítettük. A hajó pozícióját félpercenként határoztuk meg.

Az adatok feldolgozását részben MAGYARI (1994), majd később nagyobb terjedelemben és átfogó értelmezéssel SACCHI végezte el (SACCHI et al. 1999, SACCHI 2001). A 7. ábrán látható mintaszelvény az ő dolgozatából származik. A szeizmikus vonal (L–11/12; 6. ábra, a) a Balaton nyugati medencéjében helyezkedik el, és a Fűzfői-öböl irányából Siófok felé tart. A szelvény déli része meredek szögben metszi el a Balaton alatt húzódó balos oldalelmozdulásos zónát (SACCHI et al. 1999, BADA et al. jelen kötet). A tavi iszap alatt diszkordánsan elhelyezkedő pannóniai összlet talpmélysége északról dél felé 56 ms és 76 ms között változik, az akusztikus aljzatot adó szarmata rétegek felett.

IKB-SeistecTM mérések, 1997–2007

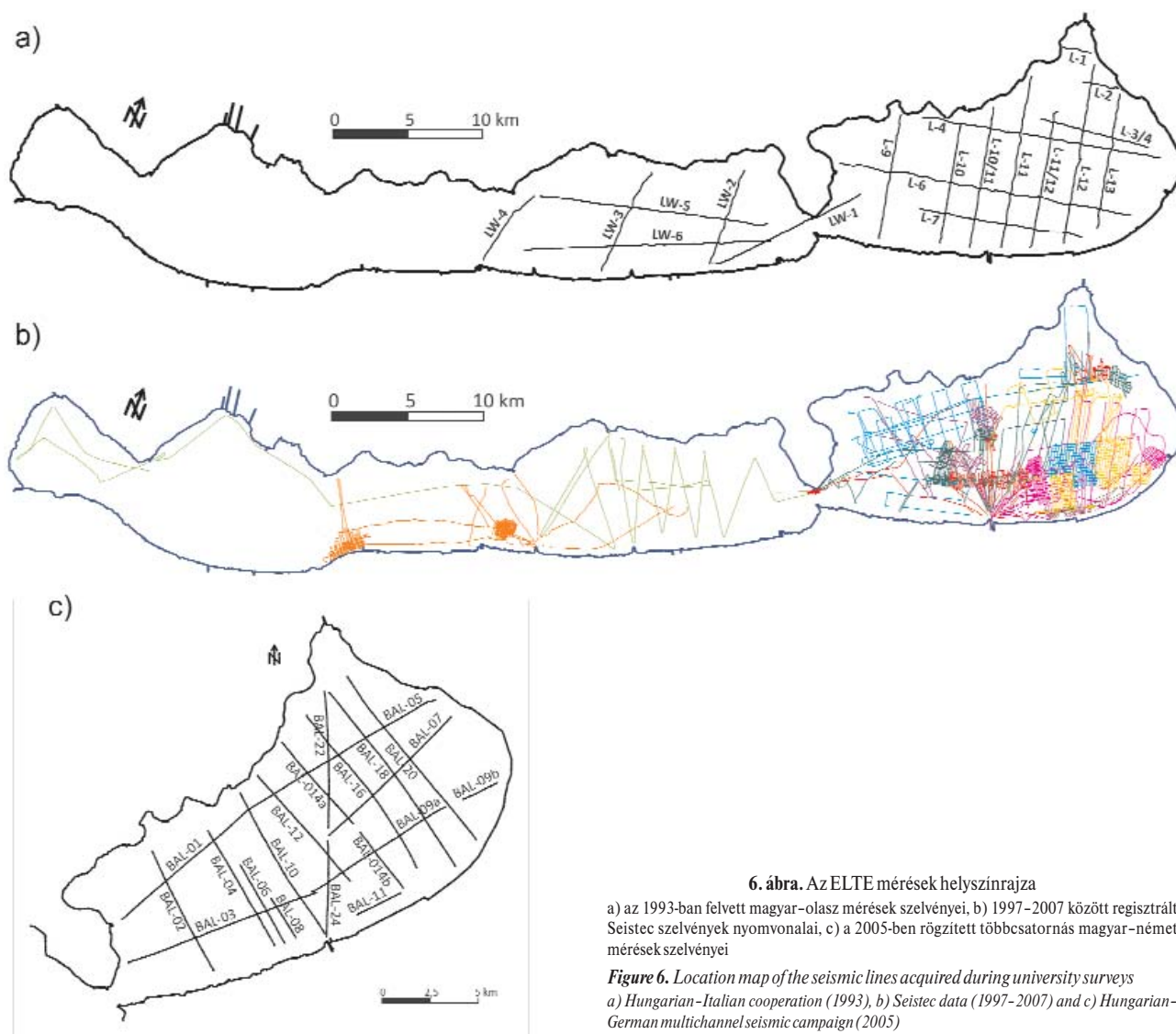
1997 és 2007 között rendszeres szeizmikus felvételezést végeztünk a Balaton területén a Geomega Kft. együttműködésével. A méréseket egy IKB-SeistecTM nevű, egysatornás, ultranagy felbontású vízi szeizmikus műszerrel végeztük. A műszert P. G. SIMPKIN fejlesztette ki az 1990-es évek elején Kanadában (SIMPKIN & DAVIS 1993; www.seistec.ca). Ez egy katamarán úszótestre rögzítve tartalmazza a jelforrást és az észlelést végző hidrofonokat (3. ábra). Speciális alakjának köszönhetően a Seistec kis vízmélységnél, valamint akusztikus zajforrások (pl. a hajómotor) közelében is jó jel/zaj arányú mérést tesz lehetővé (TÓTH T. 2003).

A jelforrás *boomer*, ami ebben az esetben egy 38 cm átmérőjű, kör alakú fémlemez. A forrás jelalakját a gerjesztés során alkalmazott feszültség nagysága, az áramimpulzus nagysága és a boomerlemez víz alatti mélysége (0,45 méter) határozza meg. Az észlelést egy



5. ábra. Az 1993-as magyar–olasz mérés résztvevői

Figure 5. Members of the Hungarian–Italian joint research campaign in 1993



6. ábra. Az ELTE mérések helyszínrajza

a) az 1993-ban felvett magyar-olasz mérések szelvényei, b) 1997–2007 között regisztrált Seistec szelvények nyomvonalai, c) a 2005-ben rögzített többszörös magyar-német mérések szelvényei

Figure 6. Location map of the seismic lines acquired during university surveys a) Hungarian–Italian cooperation (1993), b) Seistec data (1997–2007) and c) Hungarian–German multichannel seismic campaign (2005)

kúpos tölcser fókuszpontjában elhelyezett, hét egységből álló hidrofonscsoport végzi. A kúp biztosítja azt, hogy a vízfelszínről és az oldalról beérkező jelek ne zavarják a mérést. A Seistec hasznos jeltartománya 1–10 kHz közötti, amivel 10–20 cm-es rétegfelbontás és 20–60 m-es behatolás érhető el (1. ábra). A lövések általában 250 ms időközökkel követik egymást, és egy lövés által keltett hullámok felvételezési időtartama 100 ms.

A Seistec által mért egyszatornás szeizmikus adatok nem igényelnek hosszadalmas feldolgozást. A mérési geometria leírásánál a GPS által másodpercenként rögzített pozíció koordinátái között először interpolálást kell végezni, hogy minden, negyed másodpercenként felvett csatorna rendelkezzen koordinátával. A feldolgozó programba (ProMAX) való beolvasás és a geometria megadása után szűrést, valódi amplitúdó visszaállítását kell végezni. Szükség van még az alacsonyfrekvenciás trend eltávolítására. Célszerű eltávolítani a hullámzás hatását, valamint dekonvolúció alkalmazásával az akusztikusan kemény mederfenék által generált többszörös reflexiókat. Kis kiterjedésű kemény felületekhez

kapcsolódó diffrakciós hiperbolák eltávolítása pedig migráció segítségével történhet (Tóth T. 2003).

2007-ig összesen mintegy 700 km hosszú szeizmikus szelvényt rögzítettünk a Balatonon (6. ábra, b). Az első mérések 1997-ben a tó nyugati medencéjében, a Tihanyi-félsziget déli csücskének érintésével zajlottak. A szelvények alapján tapasztalható volt főleg a tavi iszapban több helyen előforduló gázos réteg árnyékoló hatása (8. ábra). A valószínűleg biogén eredetű gáz mélyebb vízben csak foltokban, de a partmenti sávban már összefüggő rétegben jelenik meg, és kismértékű szaturáció esetén is szinte teljesen visszaveri a boomer által keltett nagy frekvenciájú rugalmas hullámokat. Emiatt a gázfoltok alatti üledékekről nem is kapunk szeizmikus képet. A mérések a további években többek között ezért is elsősorban a tó keleti medencéjére koncentráltak, ott viszonylag kevés helyen, nagyrészt part menti területeken és az öblökben zavaró csak a gázos réteg.

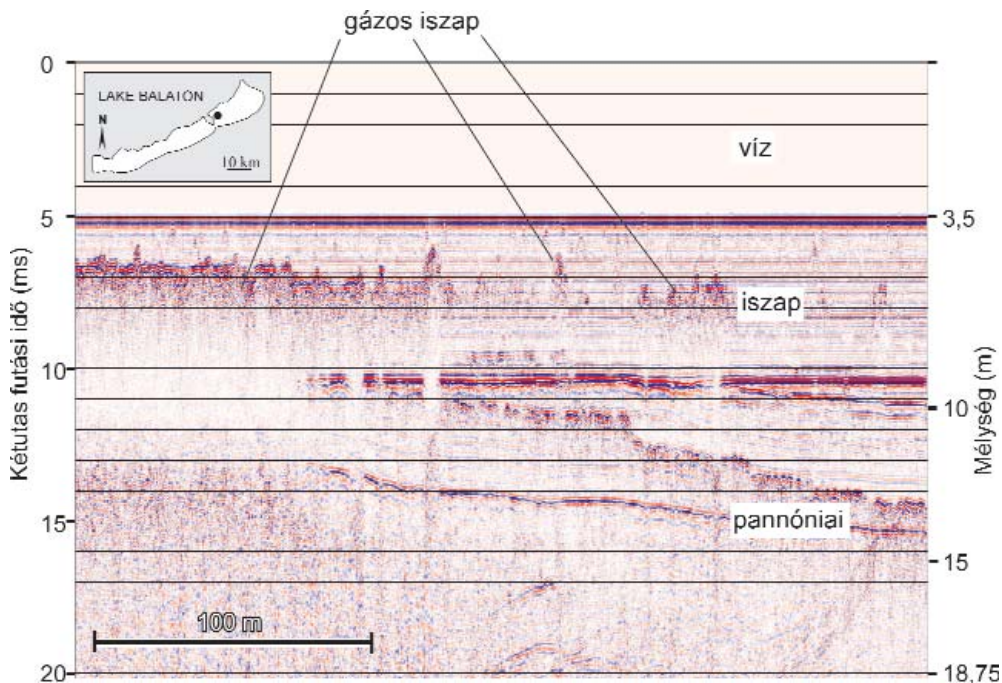
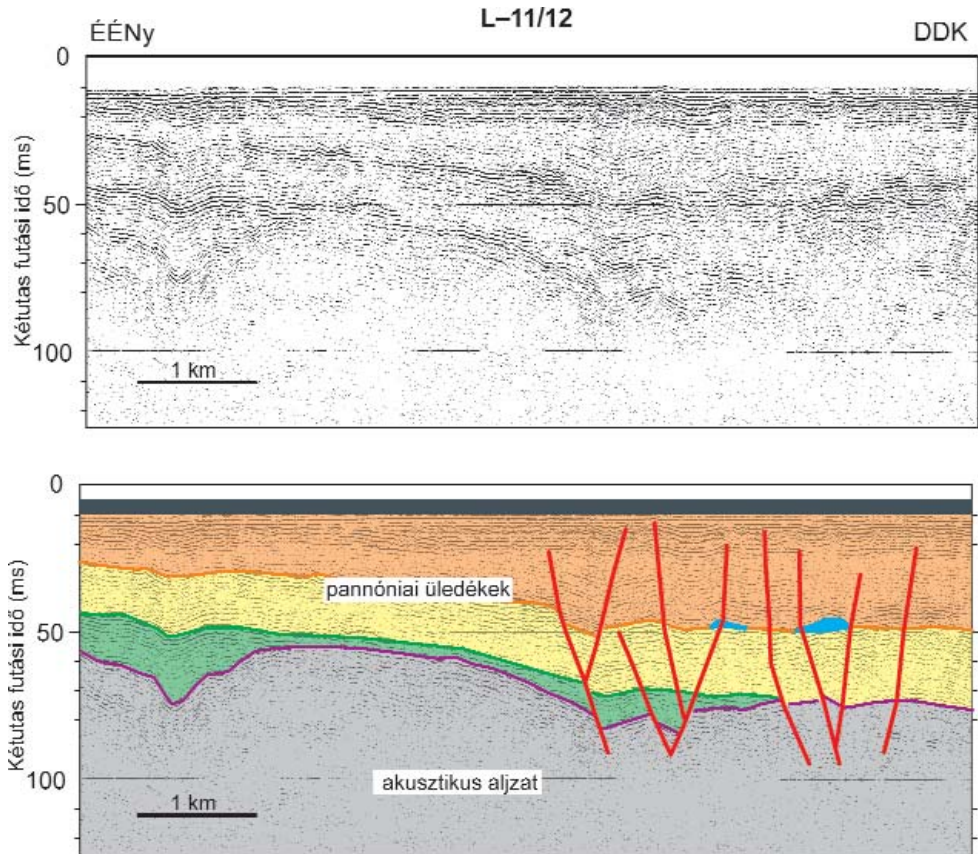
1999–2007 között Siófokról kiindulva végeztünk méréseket, melyek egyik fő célja a vetőzónák és szerkezetileg érdekes területek részletesebb vizsgálata volt (SACCHI et al.

7. ábra. A magyar–olasz mérések egy jellegzetes szelvénye (L-11/12 részlete)

A valódi mélységértékek a kétutas futási időből számíthatók a vízre, iszapra és pannóniai rétegekre vonatkozó 1400 m/s, 1700 m/s illetve 2000 m/s sebességek alapján. A mélységskála és a horizontális lépték összevetéséből megállapítható, hogy a szelvény kb. 25-szörösen túlmagasított. A pannóniai rétegek alatt lévő szarmata mészkövek képezik az akusztikus aljazatot. A pannóniai és szarmata rétegeket felszabdáló vetők a Balaton középvonalában húzódó balos oldalelmozdulási zóna elemei (BADA et al., jelen kötet)

Figure 7. A 10 km long characteristic profile (L-11/12) of the Italian–Hungarian seismic acquisition campaign

True depth values can be calculated from the two-way travel times using the seismic velocities of the water, mud and the Pannonian strata, 1400 m/s, 1700 m/s and 2000 m/s, respectively. Note that the profile is about 25 times vertically exaggerated. Below the Pannonian sedimentary rocks, top of Sarmatian limestones act as an acoustic basement. Imaged faults dissecting the Pannonian and Sarmatian deposits belong to a major sinistral shear zone located parallel to the long axis of Lake Balaton (BADA et al. this volume)



8. ábra. Seistec szelvény a Füredi-öbölből

A szelvényen az iszapban foltokban, vagy összefüggő rétegben felgyülemlett biogén gáz hatására bekövetkező nagy reflexivitás látható. A gázos iszap meggátolja az alatta lévő rétegek szeizmikus leképezését

Figure 8. Seistec profile from Bay of Füred

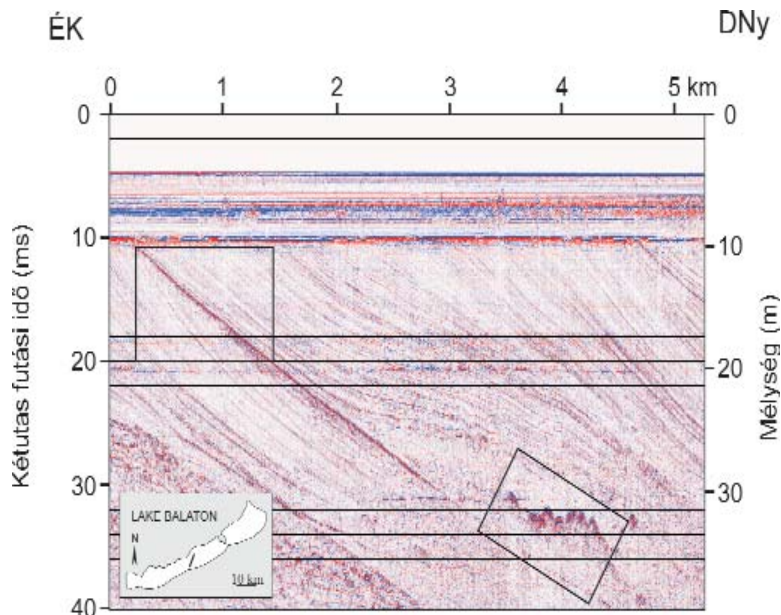
The section shows high reflectivity anomalies due to patches or sometimes a continuous horizon of biogenic gas accumulated in the mud. These gas spots hinder the penetration of the seismic waves into the deeper subsurface regions

1999, SACCHI 2001). 2003-ban Fonyód és Balatonboglár előterében voltak szelvényezések (NOVÁK et al., jelen kötet). 2004-ben Siófoktól ÉK-re, Balatonvilágos és Balatonakarattya előtt gyűjtöttünk adatokat, folytatva a szerkezeti elemek térképezését a keleti medencében. Hasonló célt szolgáltak a 2005-ben és 2006-ban 100–200 m-es rácshálóban mért szelvények is. Ezek segítségével egy közelítőleg egyenlő közlő mintavételezett, kvázi háromdimenziós képet kaphatunk az üledékek felső 30–50 méteréről. 2006-ban a Fűzfői-öbölben is kísérletet tettünk szelvények felvételére, de az öböl sekély vize kedvez a biogén eredetű gáz felhalmozódásának, így a szelvények nagy része nem mutatott értékelhető képet. 2007-ben nagyobb vízállás mellett Szabadifürdő és Sóstó előterében tudtunk a part mellett jó szelvényeket mérni.

A 9–10. ábrákon további Seistec példaszelvényeket mutatunk be. A 9. ábrán egy a Balatonakali előtti vizeken felvett szelvény mintegy 5 km hosszú részlete látható. A

szelvény 40 ms kétutas futási időig mutatja a tó alatti rétegszerkezet 10–20 cm-es felbontási képét. A szelvény mentén a vízmélység 3,5 méter, a tavi iszap vastagsága pedig 5,5 méter. Az ez alatt látható unkonformitás markáns reflektáló felület, amelyen lefejeződnek a 6–9 millió éves és enyhén délre dőlő pannóniai rétegek (HORVÁTH et al., jelen kötet). Ez az unkonformitás felület úgy alakulhatott ki, hogy a balatoni izolált előtavakat elválasztó hátakat a „szélokozta hullámmarás” egyre jobban kiegyenlítette, s ezúton kialakította az egységes tómedencét (LÓCZY 1913).

Az ultranagy felbontású szelvény információgazdagságát két nagyítás segítségével illusztráljuk. A 10. ábra a pannóniai rétegsoron belüli diszkordancia nagyított képét mutatja. Jól látható a felület alatti rétegek lefejeződése, valamint a felette lévő konform módon való települése. Ez szárazföldi eróziót, majd azt követően megemelt vízszint melletti üledéklerakódást indikál (HORVÁTH et al., jelen kötet). Különösen érdekes az a buckás alakzat, ami erre a

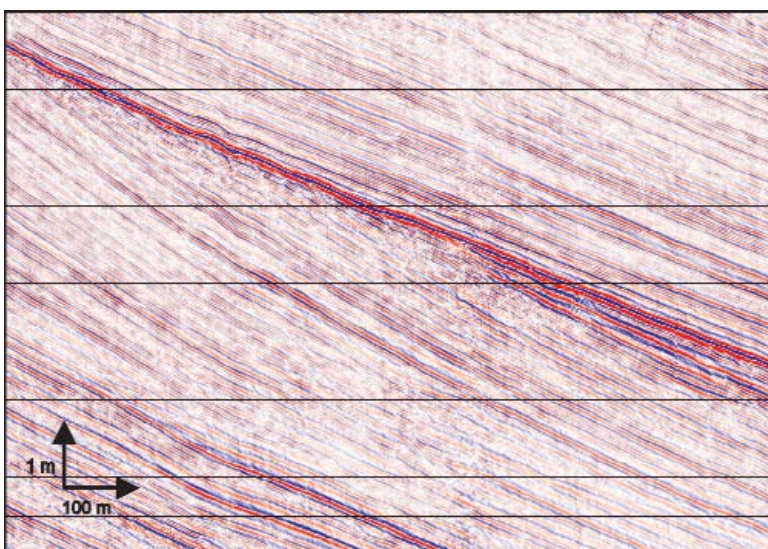


9. ábra. Seistec szelvény Balatonakali előtti vizeken

A szelvény 10–20 cm-es rétegfelbontással mutatja a tavi iszapot, valamint az alatta diszkordánsan elhelyezkedő pannóniai rétegeket. A két téglalappal határolt tartomány kinagyított képe a 10. és a 11a. ábrán látható. A vízszintes és függőleges skálák arányából megállapítható, hogy a szelvények jelentősen túlmagasítottak. Ennek mértéke kb. 100-szoros a 10. ábrán. A pannóniai rétegek valódi dőlésszöge 1–2° körüli érték

Figure 9. Seistec profile recorded near Balatonakali

It shows the Holocene mud and the Pannonian strata below a marked unconformity. The vertical resolution of about 40 m deep profile reaches 10–20 cm. Black boxes mark parts of the section, which are zoomed and shown in Figures 10 and 11a. According to the horizontal and vertical scale, the vertical exaggeration of the seismic profile is around 100 in Figure 10 and the dip of the Pannonian layers is actually 1–2°

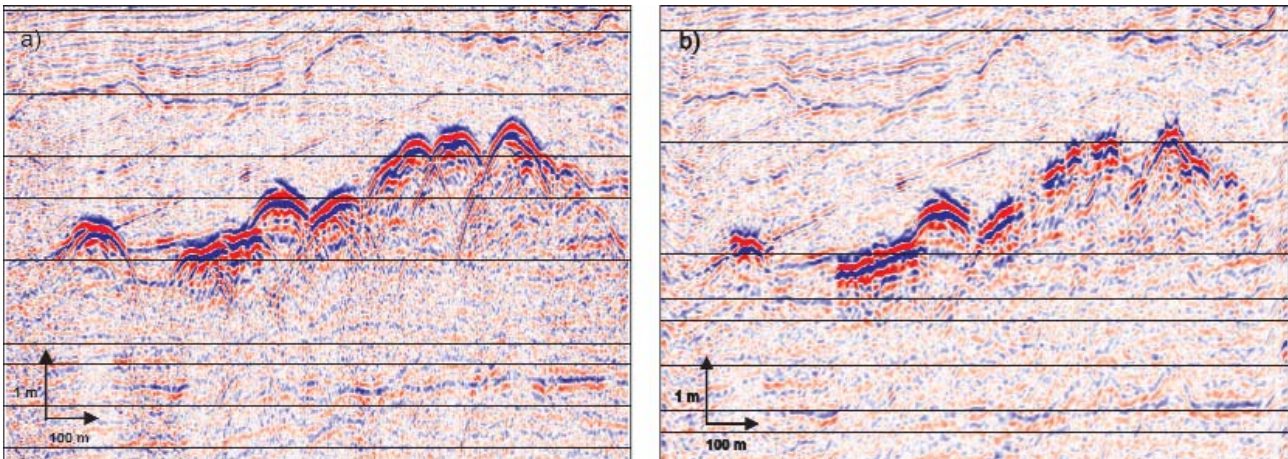


10. ábra. A 9. ábrán látható szelvény kinagyított részlete

A részlet a pannóniai rétegsoron belül egy eróziós diszkordancia-felületet és az arra konform módon települő rétegeket mutatja

Figure 10. Zoom of Figure 9

An intra-Pannonian erosional discordance and the conformably overlying strata are imaged with high resolution



11. ábra. A 9. ábrán látható szelvény kinagyított részlete, amely a pannóniai belüli diszkordanciafelületre települő „buckás” alakzatot mutat

a) migráció nélkül és b) migrált szelvényen

Figure 11. Zoom of Figure 9, to show a mounded feature overlying the intra-Pannonian discordance

a) without migration, and b) time-migrated version of the section

határra települ. A 11. ábra a részén ennek kinagyított képe látható a határra kiegyenesítve. Ugyanennek migrált változatát a 11. ábra b része mutatja.

Összességként hangsúlyozzuk, hogy ezeket a rétegtani szempontból alapvető jelenségeket csak a nagyfelbontású szeizmikus szelvényezés képes kimutatni. Ugyanakkor az értelmezés során figyelembe kell venni, hogy a szeizmikus szelvény bemutatathatósága miatt alkalmazott extrém túlmagasítás a rétegek valódi geometriáját jelentősen torzíja. Ennek jó példája a 11. ábrán látható alakzat, amely torzításmentesen (1:1 méretarányban) valójában egy több mint 1000 m széles és 3–5 m vastag képződmény.

Magyar–német együttműködés, 2005

2005 szeptemberében a brémai egyetem (Universität Bremen, Meerestechnik-Umweltforschung csoport) néhány kutatója is részt vett a terepgyakorlaton. Az alkalmazott eszközökkel ugyan kisebb felbontású, de a korábbiaknál nagyobb behatolású szeizmikus méréseket is végeztünk. Összesen mintegy 250 km hosszú szeizmikus szelvényt rögzítettünk a Balaton keleti medencéjében. A felvételezést a kísérletezés jellemezte, mert nem rendelkezünk sok tapasztalattal az alapvetően tengerre tervezett eszközöknek a Balaton sekélyvízi környezetében való alkalmazásával kapcsolatban.

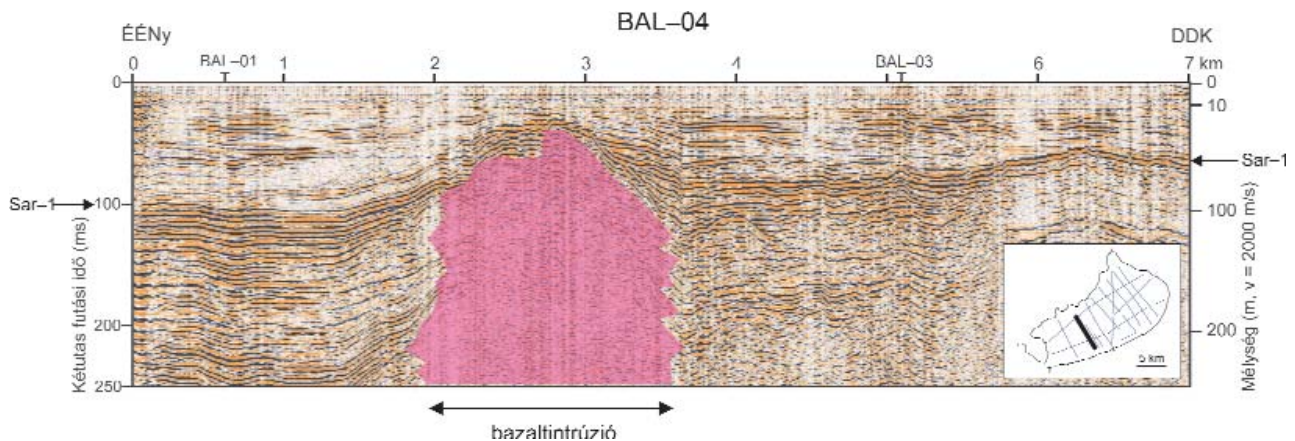
Több mint 23 000 lövés történt, melyek során kétféle forrást, egy kisebb és egy nagyobb teljesítményűt is kipróbáltunk. A kisebb energiájú forrás egy kétkamrás (2×0,2 literes) ún. *GI Gun* (generator-injector) volt. Ez nagy nyomású levegő egymást követő robbanásszerű kieresztésével kelt nyomáshullámokat (Tóth T. 2003). Ekkor a vízben oszcilláló légbuborék keletkezik olyan alacsony-frekvenciás jelet keltve, amely a mérés frekvenciatartományába esik és nem szűrhető ki egyszerű módon a feldolgozás során. Azonban a kettős gerjesztés megfelelő időzítésével az oszcilláció megszüntethető, mivel a második lövés az első kamra légbuborékját szétlövi.

A másik forrás *watergun* volt, ami a vízoszlopot közvetlenül gyorsító források másik típusába tartozik. Energiaforrása szintén a nagy nyomású levegő. Fontos különbség azonban az, hogy a gerjesztés során a levegő nem közvetlenül a vízbe áramlik ki, hanem egy dugattyú segítségével egy vízoszlopot gyorsít, így nem keletkezik oszcilláló légbuborék.

A mérés során a sűrített levegőt négy kompresszor (két robbanómotoros és két elektromos) állította elő. Az észlelés egy 50 m hosszú hidrofonkábelrel történt, ami 48 különálló hidfont tartalmazott. A pozicionálást GPS végezte, melynek segítségével 20 másodpercenként rögzítettük a koordinátákat. A helymeghatározás pontossága 2 m volt.

Mintegy 145 km-nyi, a Balaton keleti medencéjét lefedő szeizmikus adat került feldolgozásra (VINCZE 2006, TÓTH Zs. 2009), mely 20 szelvényre osztható (6. ábra, c). A feldolgozás a hagyományos szeizmikus adatfeldolgozás lépéseit követte. ProMAX programba való beolvasás és a geometria megadása után erősítés és sávszűrés történt. A zaj és a többszörösök csillapítása FK szűréssel hatásos volt. Az adatokat alacsony fedésszám jellemezte, így az összegzést bizonyos távolságonként csatornák csoportokba gyűjtésével volt célszerű végrehajtani.

A 12. ábrán egy ÉNy–DK irányítottágú többszörös profilt (Bal–04) mutatunk be, amely Csopak felől Balatonszéplak irányába halad mintegy 7 km hosszúságban. A reflexiók megbízhatóan kb. 60–100 ms időig értelmezhetők. Ebben a mélységben húzódik az akusztikus aljzat (a szarmata teteje), amely alatt már bizonytalanná válik a többszörösök megkülönböztetése a valódi reflexióktól. Markánsan jelenik meg a szelvényen 2 és 3,5 km között egy felboltozódás, ami láthatólag áttöri a szarmata rétegeket és benyomul a pannóniai összletbe. Alakja és gyenge belső rétegzettsége alapján valószínű, hogy bazaltintrúziót látunk, ami a tihanyi vulkáni tevékenységgel párhuzamosítható (HORVÁTH et al. jelen kötet).



12. ábra. A magyar–német együttműködés keretében felvett többcsatornás szeizmikus szelvény (Bal-04)

A szelvény hossza közel 7 km és Csopak–Balatonszéplak vonalában keresztezi a tavat. A Sar-1 jelölés a vastag reflexióköteggént jelentkező, az akusztikus aljzatot jelentő, szarmata mészkőréteg tetejét mutatja. A 2 és 3,5 km között látható alakzat bazaltintrúzióként értelmezhető

Figure 12. A roughly 7 km long multichannel seismic profile traversing the lake, in the direction from Csopak to Balatonszéplak

It was measured during the Hungarian–German joint field campaign. Sar-1 denotes the thick bundle of reflections generated by the Sarmatian limestone complex, representing the acoustic basement. In the middle of the section, between 2 and 3.5 km along the profile, seismic image of a basaltic intrusion can be seen

Zárszó

A Balaton több mint egy évszázados kutatása a hagyományos geográfiai és geológiai módszerekkel nem eredményezett általánosan elfogadott megoldást a tó eredetének és fejlődésének legfontosabb kérdéseiben. A MÁFI újabb paleontológiai és izotópgeológiai vizsgálatai egyértelművé tették a tó medrének kisebb tavakból való fokozatos kialakulását és ennek a folyamatnak az időrendjét (18–5 ezer év BP).

Továbbra is nyitott maradt azonban az, hogy a tómeder tektonikus vagy eróziós eredetű, pontosan milyen pannóniai rétegek vannak a tavi iszap alatt és ezek szerkezete támogatja, vagy cáfolja a longitudinális és meridionális szerkezetek tektonikus preformáltságát. A vízi mérések megbízható és látványos vizsgálatok mindezen problémák megválaszolására, különösen, ha a különböző felbontóképességű eljárásokat együttesen alkalmazzuk.

Köszönetnyilvánítás

A balatoni szeizmikus mérések tervezésében és kivitelezésében a szerzőkön kívül számos hazai és külföldi

kolléga is részt vállalt a hosszú évek során, akik munkájáért köszönettel tartozunk. Közülük ki kell emelnünk Bruno D'ARGENIO nápolyi professzort, aki HORVÁTH Ferenc társaságában kitalálta a balatoni szeizmikus méréseket. Az első mérés megszervezésében elévülhetetlenek CSERNY Tibor érdemei és neki köszönhetjük az ismeretséget a vízi szeizmikus kutatás kiemelkedő szakemberével, Tom MCGEE-vel is. Peter SIMPKINNEK, a Seistec műszer alkotójának, műszaki tudása mellett barátságát is élvezhettük több mérési kampány alkalmával. Ezek a mérések a tanszék hallgatóinak nem csak feladatot jelentettek, hanem életre szóló tapasztalatot a szeizmika szépségéről és hasznosságáról, köszönet illeti őket munkájukért.

A mérések megvalósításához a következő nagy projektek járultak hozzá: EU-TEMPUS (JEP-01506), EU-Integrated Basin Studies (JOU2-CT92-0110), EU-Marie Curie Training Program (MCFH-2001-00492), MTA-CNR 05/1, OTKA Tudományos Iskola (TS44765), OTKA TECTOP-Hungary (NK60445) és OTKA T037724. A szeizmikus adatok feldolgozása és értelmezése a Landmark University Grant által támogatott szoftverekkel történt.

Irodalom — References

- 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.
- BULLA B. 1943: Geomorfológiai megfigyelések a Balaton felvidéken. — *Földrajzi Közlemények* **71/1**, 18–45.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiaja. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, I. kötet, 2. rész, 316p.
- CHOLNOKY J. 1936: *Balaton*. — Franklin, Budapest, 192 p.
- CSERNY, T. 1993: Lake Balaton, Hungary. — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): *Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, Cambridge, 397–401.

- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 193–213.
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1989: A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai-földtani vizsgálatának újabb eredményei. — *A MÁFI Évi Jelentése 1987. évről*, 341–347.
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1990: A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe. — *A MÁFI Évi Jelentése 1988. évről*, 169–176.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton. — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): *Lake Basins Through Space and Time, AAPG Studies in Geology* **46**, 605–618.
- CSERNY T., PRÓNAY Zs. & NEDUCZA B. 2004: A Balatonon végzett korábbi szeizmikus mérések újraértékelése. — *A MÁFI Évi Jelentése 2004.*, 273–283.
- CSILLAG G., MAGYARI I., HÁMORI Z. & SZTANÓ O. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 183–196.
- ERDÉLYI M. 1961: Külső-Somogy vízföldtana, 1. — *Hidrológiai Közlöny* **41**, 445–528.
- ERDÉLYI M. 1962: Külső-Somogy vízföldtana, 2. — *Hidrológiai Közlöny* **42**, 56–65.
- HORVÁTH F. & DOMBRÁDI E. 2010: A magyar tektonika fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében. — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.
- HORVÁTH F., SACCHI M. & DOMBRÁDI E. 2010: Posztrift medenceüledékek szeizmikus sztratifráfiai és tektonikai vizsgálata Dél-Dunántúlon és Balatonon. — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.
- KÉZ A. 1943: Újabb teraszmegfigyelések a Zala mentén. — *Földrajzi Közlemények* **71**, 1–18.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, I. kötet 1. rész, 617 p.
- MAGYARI O. 1994: Szeizmoakusztikus mérések a Balatonon. — *Szakkolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék*, Budapest, 29–69.
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1974: Újabb adatok a Balaton koráról. — *Földrajzi Értesítő* **23**, 333–346.
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. — *Földrajzi Közlemények* **29/1**, 1–30.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — *Vízrajzi Atlasz sorozat* **21**, 30–39.
- MIKE K. 1980: A Balaton környéki neotektonika. — *Földrajzi Közlemények* **108/3**, 185–204.
- NAGY-BODOR E. & SZUROMINÉ KORECZ A. 2002: A Balaton negyedidőszaki üledékeinek legújabb sporomorpha és ostracoda eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 214–222.
- NOVÁK D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — *Szakkolgozat, ELTE FFI Általános és Történelmi Földtani Tanszék*, Budapest, 92 p.
- NOVÁK D., KONCZ D., HORVÁTH A., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: medernyomok a balatoni iszap alatt ultra nagy felbontású szeizmikus szelvényeken. — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.
- SACCHI, M. 2001: Late Miocene evolution of the Western Pannonian basin, Hungary. — *Doktori (PhD) értekezés, ELTE TTK Geofizikai Tanszék*, Budapest.
- 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 Miocen 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.
- SIMPKIN, P. G. & DAVIS, A. 1993: For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. — *Sea Technology* **34**, 21–28.
- SÜMEGHY J. 1953: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — *A MÁFI Évi Jelentése 1953-ról*, 395–404.
- TIMÁR, G., CSILLAG, G., SZÉKELY, B., MOLNÁR, G. & GALAMBOS, Cs. 2010: A Balaton legnagyobb kiterjedésének rekonstrukciója a függőleges kéregmozgások figyelembevételével — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.
- TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — *Doktori (PhD) értekezés, ELTE TTK Geofizikai Tanszék*, Budapest, 141 p.
- TÓTH Zs. 2009: Balatoni többcsatornás vízi szeizmikus mérések feldolgozása és értelmezése. — *Szakkolgozat, ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék*, Budapest, 87 p.
- VINCZE O. 2006: Szeizmotektonikus vizsgálatok a Balaton keleti medencéjének környezetében nagy és ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján. — *Szakkolgozat, ELTE FFI Geofizikai Tanszék*, Budapest, 73 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján

BADA Gábor^{1*}, SZAFIÁN Péter^{1**}, VINCZE Orsolya², TÓTH Tamás³, FODOR László⁴,
Volkhard SPIESS⁵, HORVÁTH Ferenc¹

¹ ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, e-mail: gabor.bada@gmail.com

² Mol Nyrt., 1117 Budapest, Október huszonharmadika utca 18.

³ Geomega Kft., 1095 Budapest, Mester u. 4.

⁴ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

⁵ Dept. of Geosciences, University of Bremen, P.O. Box 330 440, 28334 Bremen, Germany

The neotectonic habitat of the eastern part of Lake Balaton and its broader environs: inferences from high-resolution seismic profiling

Abstract

High-resolution reflection seismic data acquired from Lake Balaton (mainly east of the Tihany Peninsula), provide a solid basis for a detailed analysis of the neotectonic habitat in the region. Two types of seismic profiling — imaging the subsurface with different resolutions and penetration — were utilised to carry out a structural investigation. Single-channel seismic sections show the uppermost 20 to 30 metres with an unparalleled (decimetre scale) resolution. A closely-spaced seismic grid allowed a 3D structural interpretation to be performed, as well a lateral correlation of the tectonic features. Multi-channel seismic data have a lower (i.e. on the metre scale) resolution which is compensated by deeper penetration down to 150–200 m. The joint interpretation of the two data sets enabled (1) the kinematic interpretation and detailed mapping of neotectonic structural elements, (2) the analysis of the relationship between older (Miocene) and younger (neotectonic) structures, and (3) the reactivation potential of the reconstructed faults. Several shear zones were identified under Balaton; these were oriented mainly parallel to the lake axis. Areas of localised deformation contain numerous smaller scale faults arranged primarily in an *en-echelon* manner. Geometric and kinematic considerations suggest the presence of relatively wide, sinistral strike-slip fault zones, with most first-order faults being rooted in the basement. Their repeated reactivation is demonstrated in the Miocene as well as post-Miocene (neotectonic). Tectonic activity at the Berhida seismic zone east of Lake Balaton suggests that some of these faults could still be active. Besides faulting, gentle folding of the Upper Miocene (Pannonian *s.l.*) sediments is also notable. 3D mapping of key horizons and unconformities within the Pannonian strata allowed the identification of a well-defined system of anticlines and synclines of neotectonic origin. However, interpretation of fold axis distribution is not straightforward because features of a secondary deformation appear near the strike-slip fault zones; this has resulted in a complex, often *en-echelon* folding geometry.

The neotectonic habitat at Lake Balaton was put in a more regional context by integrating the reconstructed structural pattern into a neotectonic model of South Transdanubia. Special attention was paid to the age of deformation, and the kinematics and morphological expression of fault geometries; this also referred to the present-day stress field and, particularly, the recent geodynamics of the Pannonian Basin System.

Keywords: Lake Balaton, Transdanubia, water seismics, neotectonics, fault and fold geometry

Összefoglalás

A Balaton Tihanytól keletre elterülő részén az elmúlt másfél évtizedben mért nagyfelbontású reflexiós szeizmikus adatrendszer megfelelő alapot nyújt a területet ért legfiatalabb deformációs események, a neotektonikai kép részletes elemzéséhez. A szeizmikus szelvények kétféle felbontásban, eltérő behatolással mutatják a földtani szerkezeteket. Az egysatosornás szeizmikus adatok páratlan részletességgel, deciméteres felbontásban képezik le a legfelső 20–30 m-es tértartományt. A mért szelvényháló sűrűsége lehetővé teszi a háromdimenziós értelmezést, a szerkezetek laterális korrelálását. A többsatosornás szeizmikus adatok közel méteres felbontásban, kb. 150–200 m-es mélységig mutatják a tő alatti rétegeket és szerkezeti elemeket. A terület földtani felépítését figyelembe véve a kétféle adatrendszer együttes értékelése lehetővé teszi 1) a neotektonikai jelenségek értelmezését és részletes térképezését, 2) az idősebb (miocén) és a fiatalabb (miocén utáni, neotektonikai eredetű) szerkezetek kapcsolatát és a törések ismételt felújulásának elemzését.

* jelenlegi munkahely: TXM Kft., 1093 Budapest, Közraktár u. 30–32.

** jelenlegi munkahely: Mol Nyrt., 1117 Budapest, Októberhuszonharmadika utca 18.

Vizsgálataink alapján a Balaton tengelyével párhuzamosan futó nyírási övet azonosítottunk, melyeket kisebb léptékű, jellemzően kulisszásan elhelyezkedő vetők építenek fel. Geometriai és kinematikai megfontolások alapján a törésrendszert egy viszonylag széles, balos jellegű nyírási zónaként értelmezzük. A fontosabb vetők többsége a pre-neogén aljzatban gyökerezik (pl. Balatonfői-vonal); működésük a miocén és posztpannoniai korszakban is bizonyítható. A környékbeli (Berhida) szeizmicitáskép alapján a vetők némelyike jelenkori aktivitást is mutathat. A törés deformáción kívül a fiatal üledékek enyhe gyűredezettségét is elemeztük. Pannoniai horizontok és diskordancia-felületek háromdimenziós térképezése alapján sikerült több, neotektonikus redőt kijelölni. A térképezett redőtengelyek értelmezése nem teljesen egyértelmű: gyakori az eltolódási zónához kötődő másodlagos deformációs bélyegek, így pl. kulisszás geometriájú gyűrődések jelenléte is.

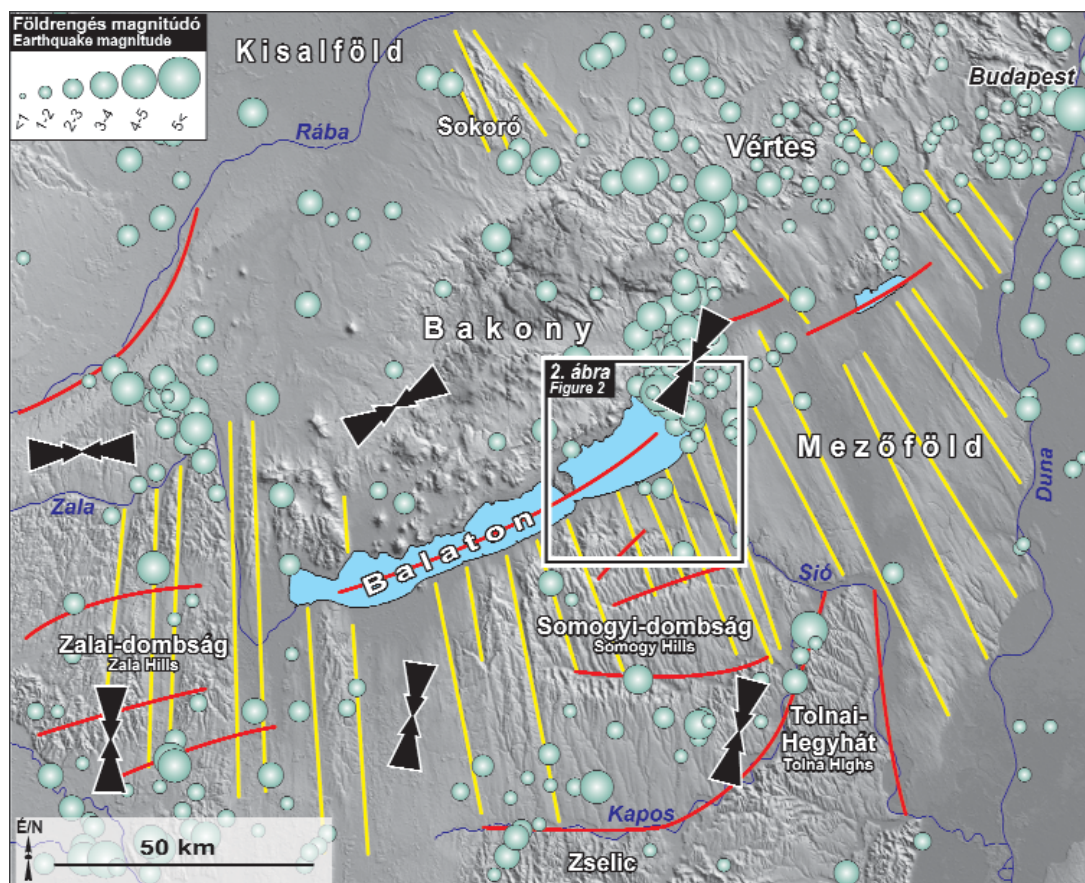
A tanulmány a Balaton alatti szerkezeteket tágabb, Dél-Dunántúl léptékű neotektonikai környezetbe helyezi. Tesszük ezt különös tekintettel a vetők keletkezésének és működésének korára, morfológiai kifejeződésére, valamint a rekonstruált deformációs elemek kinematikai jellegére a recens feszültségtér és a Pannon-medence általános jelenkori geodinamikai jellemzőinek fényében.

Tárgyszavak: Balaton, Dunántúl, vízi szeizmika, neotektonika, vetőgeometria, redőgeometria

Bevezetés

A Balaton és környéke kiváló terepet biztosít a Dunántúl morfo- és neotektonikai viszonyainak vizsgálatához. A Balaton jelentősen különböző morfológiai egységek határán helyezkedik el, amelyek a késő-miocén–pliocén időszaktól kezdődően (FODOR et al. 2005) változó ütemben emelkednek, ennél fogva — részben klimatikus hatások függvényében — eltérő módon és mértékben pusztultak le (1.

ábra). A Dunántúli-középhegység emelkedő térszínén az erózió főképp mezozoos képződményeket tárt fel, míg a Somogyi-dombvidéket nagyobb vastagságban felső-miocén, kisebb vastagságban pedig változó kifejlődésű negyedidőszaki képződmények — főképp lösz és allúvium — fedik. Ezekben a fiatal képződményekben rajzolódik ki a Dunántúl egyik legmarkánsabb morfológiai jellegzetessége, a sugaras geometriájú, ún. meridionális völgyhálózat. Ennek eredete a magyar földtan és földrajz évszázados problé-



1. ábra. A Dunántúl fontosabb morfológiai bélyegei, szeizmicitása és a vizsgált terület elhelyezkedése

A „meridionális” völgyeket sárga, a „longitudinális” jellegű völgyeket piros vonalak jelölik. A fekete nyilak a maximális horizontális feszültség (S_{Hmax}) irányát jelzik

Figure 1. Principal morphological features and seismicity in Transdanubia, and the location of the study area

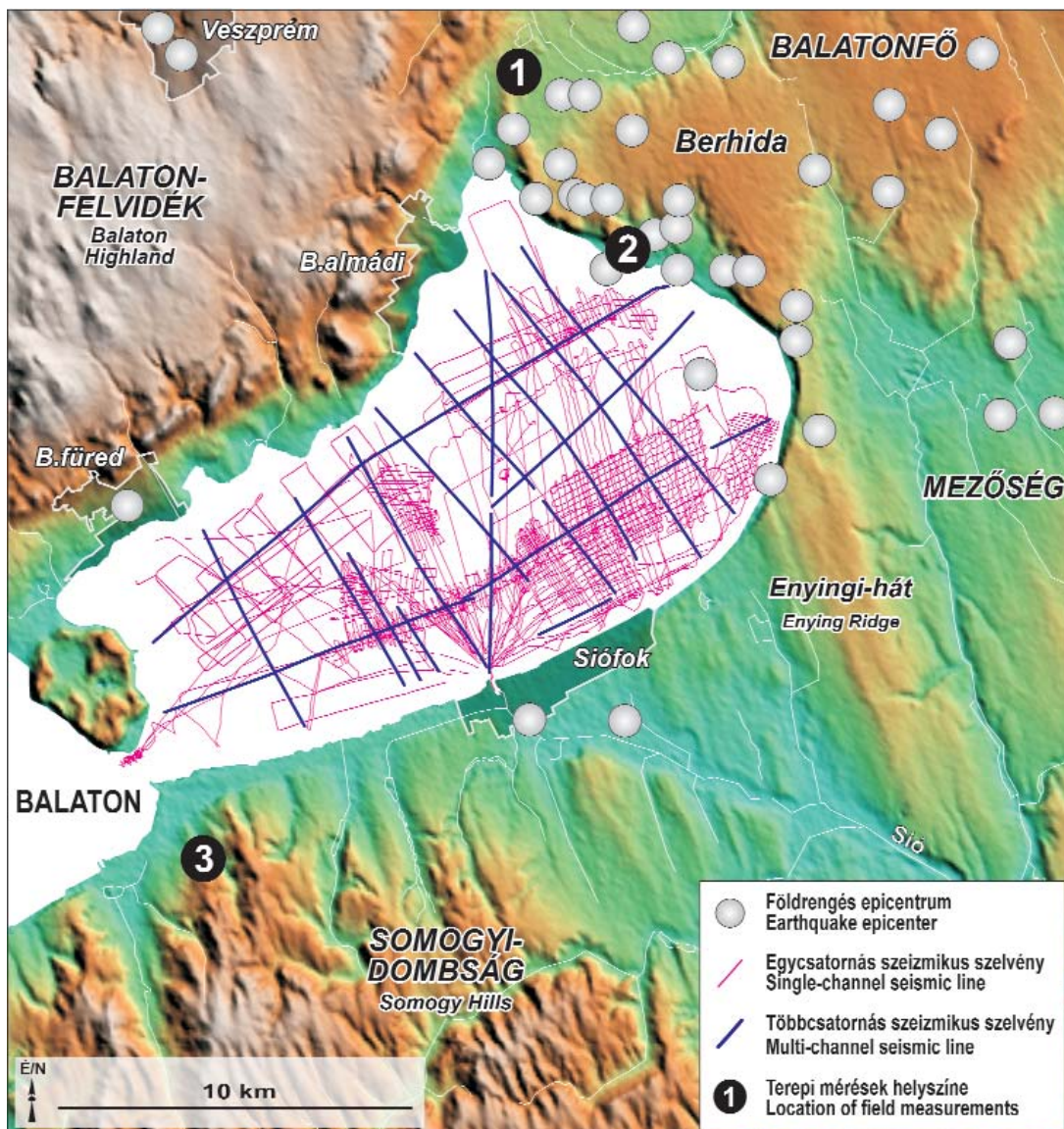
“Meridional” and “longitudinal” valleys are marked by yellow and red lines, respectively. Black arrows indicate the direction of maximum horizontal stress (S_{Hmax})

mája (I. CSILLAG et al., jelen kötet). A kérdésben kialakult vita igen termékenyen hatott a hazai tektonikai gondolkodás fejlődésére is (I. GERNER 1994; HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet).

A Balaton medencéjének orientációja jól illeszkedik a Pannon-medence elsőrendű nagyszerkezeti elemeihez, amelyek mind az aljzatban (DANK et al. 1990), mind pedig a neogén fedőüledékekben (FODOR et al. 2005, HORVÁTH et al. 2005) javarészt ÉK–DNy-i lefutásúak. Ennél fogva a Balaton medencéjének keletkezését hagyományosan törések által irányított, árkos beszakadásként értelmezték (LÓCZY 1913, CHOLNOKY 1936). Ezen feltételezett törések — amelyek irányukat tekintve a Dunántúl már kevésbé markáns, ún. hosszanti vagy longitudinális völgyrendszerébe illesz-

kednek (I. ábra) — jelenléte a Balaton peremén nem bizonyított. Azonban a Balaton tengelyében, a Velencei-hegység felé folytatódva az aljzatban fut a Balatonfői-vonal (DUDKO 1986), amely lehatárolja a dunántúli-középhegységi és közép-dunántúli paleozoos–mezozoos képződményeket, és amelynek valószínűsíthető neotektonikai aktivitása (SACCHI et al. 1999).

Balatonfő térségében, Berhida közelében található hazánk szeizmikusan egyik aktív területe (2. ábra). A földrengések epicentrum-eloszlása nem mutat határozott trendet, sem korrelációt ismert törésekkel. Ha szerkezeti kapcsolatot tételezünk fel a Mór és a Komárom környezetében kipattanó rengésekkel, akkor a Komárom–Berhida között húzódó szeizmotektonikai pásztához nehéz ismert



2. ábra. A Balaton keleti medencéjében mért egy- és töbcsatornás szeizmikus mérések helyszínrajza, valamint a terület domborzata és szeizmicitása földrengés epicentrumok alapján. Földrengés epicentrumok TÓTH et al. (2002) nyomán

A digitális terepmodell az SRTM adatbázisából készült (RABUS et al. 2003). A terület elhelyezkedése az 1. ábrán látható

Figure 2. Location map of the single and multichannel seismic measurements in the eastern part of Lake Balaton, and the topography and seismicity of the study area. Earthquake epicentres are after TÓTH et al. (2002)

Digital elevation model was generated from the SRTM database (RABUS et al. 2003). See location in Figure 1

tektonikai elemet rendelni a Dunántúli-középhegységben. HORVÁTH (1984), GUTDEUTSCH & ARIC (1988), GERNER et al. (1999) és FODOR et al. (2005) egyöntetű véleménye szerint a magyarországi földrengések zöme már létező, főképp neogén szerkezeti elemek ismételt reaktiválódásához köthető. Berhida térségében ez az alapvetés azonban nem egyértelmű, a korreláció nem megoldott. Bonyolultabbá válik a kép a jelenkori kőzetfeszültségi adatok tükrében (1. ábra). A Balatontól nyugatra és északra a maximális horizontális feszültség (kompresszió, S_{Hmax}) iránya K–Ny-i vagy KÉK–NyDNy-i, jó összhangban a kéregmozgásokat jelző GPS adatokkal (GRENERCZY et al. 2005). A Balatontól délre a kompresszió fokozatosan vált az É–D-i irányból (Zala) ÉK–DNy-ivá (Tolna) (BADA et al. 2007a). Az 1985-ös berhidai földrengés ($M_b = 4,7$) fészekmechanizmusának első vizsgálata szerint (TÓTH et al. 1989) a kompresszió (P) tengelye közel K–Ny-i irányúnak adódott. A Berhida környéki földrengések reambulációja azonban rámutatott, hogy a szeizmikus események többsége (TÓTH et al. 2009) közel ÉK–DNy-i maximális nyomásirány mellett következik be. A Balatontól északra és délre jellemző kétféle feszültségirány tehát a Balaton keleti medencéjének környezetében látszik összesimulni. A szeizmológiai adatok kritikus jelentőséggel bírnak a vetőkinematika helyes rekonstrukciójában.

Tanulmányunkban kísérletet teszünk az utóbbi években a Balaton keleti medencéjében mért kiváló minőségű, nagyfelbontású reflexiós vízi szeizmikus mérések során nyert adatok szerkezeti, elsősorban is neotektonikai értelmezésére. Ennek keretében számos szerkezeti elemet (redőket, töréseket, vetőket²) térképeztünk, melyeket laterálisan korreláltunk és egységes kinematikai rendszerbe helyeztünk. Figyelembe véve az adatok mennyiségét és minőségét, az adatrendszer páratlan lehetőséget nyújt a neotektonikai elemzéshez. Munkánk egyik fő célja a Balaton keleti medencéje részletes neotektonikai térképének megszerkesztése volt. Vizsgáltuk továbbá — részben terepi mikrotektonikai megfigyelések felhasználásával —, hogy a Balaton környezetének morfológiai képe mennyiben mutat kapcsolatot a rekonstruált tektonikai elemekkel. Morfo-tektonikai megfontolásokon keresztül elsősorban azt igyekeztünk tisztázni, hogy a tó közelében mutatkozó meridionális völgyek és hátak tektonikusan preformáltak-e. Dolgozatunk végén a Balaton keleti medencéjében tapasztalt szerkezeti képet Dél-Dunántúl léptékű neotektonikai modellbe helyezzük a fontosabb vetőzónák és gyűrődések, földrengési epicentrumok és feszültségi trajektóriák elemzésén keresztül.

A szeizmikus adatrendszer jellemzői, értelmezési szempontok

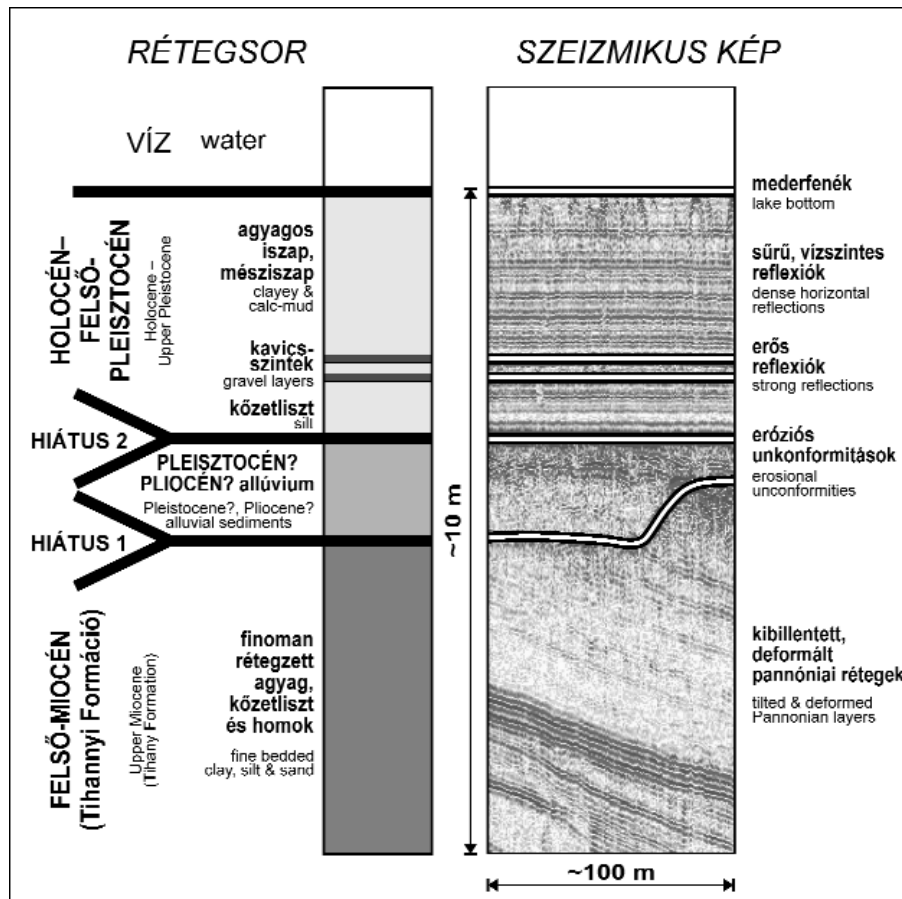
1997 óta rendszeres szeizmikus felvételezést végeztünk a Balaton keleti medencéjének területén elsősorban az

² A törés és vető kifejezéseket nem szinonimként használjuk. A törés általánosabb értelmű: a kőzetek tektonikai eredetű folytonosság hiányát jelöli. A vető olyan törés, amely mentén a kőzetek elmozdultak – függetlenül a mozgás jellegétől, kinematikájától.

ELTE Geofizikai Tanszéke és a Geomega Kft. együttműködésében. 2005-ben nyári szakmai gyakorlatunkon részt vett a Brémai Egyetem szeizmikus csoportja is. Mindezek eredményeképpen jelenleg mintegy 700 km összhosszúságban egycsatornás, ultranagy felbontású és 145 km összhosszúságban többsatornás, nagyfelbontású szeizmikus adat áll a rendelkezésünkre (2. ábra). Az eltérő felbontás és függőleges behatolás miatt a kétféle adatrendszer jól kiegészíti egymás. Az együttes értelmezés lehetővé teszi a szerkezeti elemek háromdimenziós geometriai elemzését, a tektonikai elemek korrelálását, valamint a mélyebben fekvő és a sekély szerkezetek kinematikai kapcsolatának tisztázását.

A Balaton keleti medencéjében a szeizmikus mérések helyszínrajza célorientált tervezést tükröz (2. ábra). Néhány hosszú szelvényrel az átnézetes térképezés volt a cél. A szeizmikus mérőműszer kis mérete miatt a méréseket jól manőverezhető, könnyen navigálható hajókról végeztük. A szelvények gyors, vizuális kiértékelése után az azonosított szerkezetek követése megoldható volt. Az egycsatornás szelvények túlnyomó többsége szerkezetileg zavart zónákat követ vagy rétegtanilag érdekes területeket tár fel. Előbbire jó példa a Siófoktól É–ÉNy-ra, a tó tengelyével párhuzamos futó nyírási zóna, ami egy igen sűrű, bár meglehetősen szabálytalan szelvényhálójával lett felmérve. Szintén Siófok közelében, a várostól É–ÉK-re található széles területet szabályos, kb. 200×200 m sűrűségű rácsháló fedi, ami a korrelációt és térképezést jelentősen megkönnyítette. A többsatornás profilok a Balaton tengelyére merőlegesen vagy azzal párhuzamosan futnak. A szelvények többsége a korábbi mérések alapján már azonosított törési zónákra merőlegesen, a késő-miocén deltarendszer rekonstruált progradációjának irányával pedig nagyjából párhuzamosan halad. A többsatornás mérési konfiguráció hirtelen irányváltásokat nem tett lehetővé, viszont optimális volt a hosszú, egyenes szelvények felvételére. Az egycsatornás időszelvények mélységskálájának becsléséhez 1500 m/s, míg a többsatornás profilok esetén 2000 m/s átlagos sebességet használtunk a teljes leképzett összletre vonatkozóan.

Az egycsatornás, ultranagy felbontású szelvények páratlan felbontásban mutatják a rétegtani felépítést és tektonikai habitust. Az alkalmazott jelforrás frekvenciatartománya és energiája miatt a deciméteres nagyságú felbontáshoz viszonylag korlátozott behatolás társul: a mérési módszerrel értékelhető szeizmikus reflexiót max. 20–30 m mélységből kaptunk. A 3. ábra a Balaton alatti térrész elvi rétegsorát és annak tipikus szeizmikus képét mutatja. A tó vize alatti, javarészt holocén korú iszap vízszintesen jól rétegzett. A konszolidálatlan iszap alsó harmadában látható erőteljesebb reflexiók kavicsszinteket jelezhetnek, amit fúrások is feltártak (CSERNY 2002). Alatta kőzetliszt települ, reflexiókban szegény szeizmikus képpel. A tavi mészszipap és az alatta elhelyezkedő kőzetek egy markáns unkonformitás választja el, amely a Balaton egész területén jól követhető. Ez a csaknem teljesen horizontális eróziós felszín jelentős rétegtani hiást jelez a max. 15 000 éves tavi üledékek (CSERNY & NAGY-BODOR 2000) és a mintegy 8–8,5 millió éves pannóniai összlet (MAGYAR et al. 1999, SZTANÓ &



3. ábra. A szeizmikus szelvények által a Balaton alatt leképzett tértartomány vázlatos rétegsora és a képződmények jellegzetes szeizmikus képe

A szelvény túlmagasítása kb. 30×-os

Figure 3. Generalised geology of the shallow subsurface underlying Lake Balaton, and the high resolution seismic image of the sediments

Seismic profile is vertically exaggerated by ~30×

MAGYAR 2007) között. A pannóniai rétegsor és a Balaton üledékei között helyenként bizonytalan korú (pleisztocén?) kőzetek települnek, melyek a szeizmikus képük és geometriájuk alapján folyóvízi környezetben képződtek (SZAFIÁN et al. 2007 — 3. ábra)

A Balaton alatti, meglehetősen konszolidált pannóniai üledékek (Tihanyi Formáció — SACCHI et al. 1999) településére jellemző a max. néhány fokos rétegdőlés. Ez a dőlés lehet az eredeti üledékes környezetből öröklött (progradáló deltalejtők) és/vagy szerkezeti kontrollált (regionális billenés, redőződés). A szeizmikus szelvényeken a dőlésviszonyok akkor rekonstruálhatók jól, ha a megjelenítésnél erőteljes — akár néhányszor tízszeres — túlmagasítást alkalmazunk (3. ábra). Az egycsatornás szelvények korlátozott mélysége miatt a nagyobb léptékű laterális korreláció nem, vagy csak korlátozottan valósítható meg. Vonatkozik ez a pannóniai összletben térképezett erősebb reflexiókra is. Ezek uralkodó dőlése (dél-délkeleti, így a max. 20–30 m mélységű leképzés („szeizmikus ablak”) mellett és a reflexiók D–DK-i irányú süllyedése miatt, még az igen csekély dőlés mellett is a rétegek 1–2 km távolságon eltűnnek a szelvényekről. Dőlésiránnyal ellentétesen,

E–ENY-i irányban ugyanezen reflexiók az iszap bázisán jelentkező regionális diszkordancia felület mentén erősiósan lefejeződnek. Más a helyzet a szerkezeti értelmezésnél: a törések túlnyomó többsége a pannóniai összlet legtetetejéig hatol, így a szelvényről szelvényre történő korreláció megoldható.

A többszatornás szeizmikus mérést 2005-ben a Brémai Egyetem szeizmikus csoportja végezte. Az alkalmazott forrás az egycsatornás felvételekhez képest jóval nagyobb energiájú és kisebb frekvenciájú jelet hoz létre. Ennek következménye, hogy a kapott szeizmikus szelvények felbontása lényegesen gyengébb, behatolása viszont jóval nagyobb. Egy átlagos szelvény felbontása 1–3 m, behatolási mélysége kb. 150–200 m. Ennél mélyebbről is érkeznek reflexiók, ezek értelmezése azonban az egyre gyakoribb többszörös, azaz földtani információt nem hordozó reflexiók miatt bizonytalan. A többszatornás szelvényeknek számos haszna van, és jól kiegészítik az egycsatornás szelvényeket. Mivel nagyobb mélységet képeznek le, a felszínközeli szerkezeti pásztták gyökérszínéről szolgáltatnak információt. Másrészt pedig a nagyobb léptékű térképezést és korrelációt teszik lehetővé, ami mind a

tektonikai, mind pedig a rétegtani interpretációnál lényeges szempont volt. Az adatrendszer feldolgozása a közelmúltban fejlődött be, a szelvények részletes értelmezése folyamatban van (TÓTH 2009).

Tanulmányunkban *neotektonika* alatt a földkéreg bármely dokumentálható mozgását vagy deformációját értjük, melyek a legfiatalabb jelentős tektonikai fázis következményei és amelyek a jövőben is bizonyos valószínűséggel folytatódhatnak. A neotektonikus és különösen az aktív szerkezetek térképezése problematikus feladat számos elvi és gyakorlati nehézséggel (BADA et al. 2000). A szerkezet-földtani gyakorlatban egy vető működésének korát a törés által még érintett és a már nem érintett rétegek korának összevetésével lehet becsülni. A módszer azonban több hibával is terhelt. Vakvető, azaz csak az aljzatot érintő, a felszínig fel nem hatoló vetők esetén nehéz lehet a szerkezet korolása. Problémák adódhatnak akkor is, ha a rétegsor hiányos: ekkor a vető korát csak tág határok között adhatjuk meg. Gyakori, hogy egy aktívan süllyedő medence legfelső, fiatal és még konszolidálatlan üledékei csak képlékenyen³ tudnak deformálódni, így az egyébként aktív törések még a felszín alatt elvégeződnek, eltűnnek.

A fenti megfontolások, valamint általában a Pannon-medence tektonikai, szeizmológiai és rétegtani viszonyai arra figyelmeztetnek, hogy a neotektonikus, ill. aktív szerkezetek azonosítása és korolása nagy körültekintést igényel. A jelenkori aktivitás egyértelmű bizonyítására csak olyan területen van esély, ahol a miocén, pliocén és a kvarter rétegek folyamatosan, nagyobb vastagságban települnek. Ezen területek földrajzi elterjedése hazánkban korlátozott: a Balaton környezete nem tartozik ide. A Közép-Dunántúl nagy részén, így a Balaton keleti medencéjében is a kiemelkedő és ezért erodálódó térszínen a legfiatalabb üledékek hiányzanak vagy csak hézagosan, ill. redukált vastagságban (eróziós roncsokban) fordulnak elő (3. ábra). Emiatt a szerkezetek jelenkori aktivitásának egyértelmű meghatározása alig vagy egyáltalán nem lehetséges. Ezen megfontolások alapján munkánk során nem az aktív, hanem a neotektonikus szerkezeteket térképeztük. Ez utóbbi halmaz természetesen bővebb, mint az aktív szerkezetek összessége, de a két csoport megbízható szétfésülése a Balaton környezetében jelenleg még nem megoldott. A továbbiakban neotektonikus szerkezetnek tekintünk minden olyan vetőt és redőt, amely a pannóniai, pliocén vagy negyedidőszaki képződményeket deformálja. Ezek között természetesen számos aktív és inaktív szerkezet is megtalálható, azonban a korrekt térképszerkesztés miatt — mivel elkülönítésük általában nem lehetséges — ezeket együtt tüntettük fel. Mindezek fényében kijelenthető, hogy a tanulmányunkban közölt szerkezeti vázlatok és térképek biztosan a pannóniai összlet lerakódása utáni, azaz a kb. 8 millió évnél fiatalabb szerkezeteket mutatják.

Szeizmikus szelvények szerkezeti értelmezése

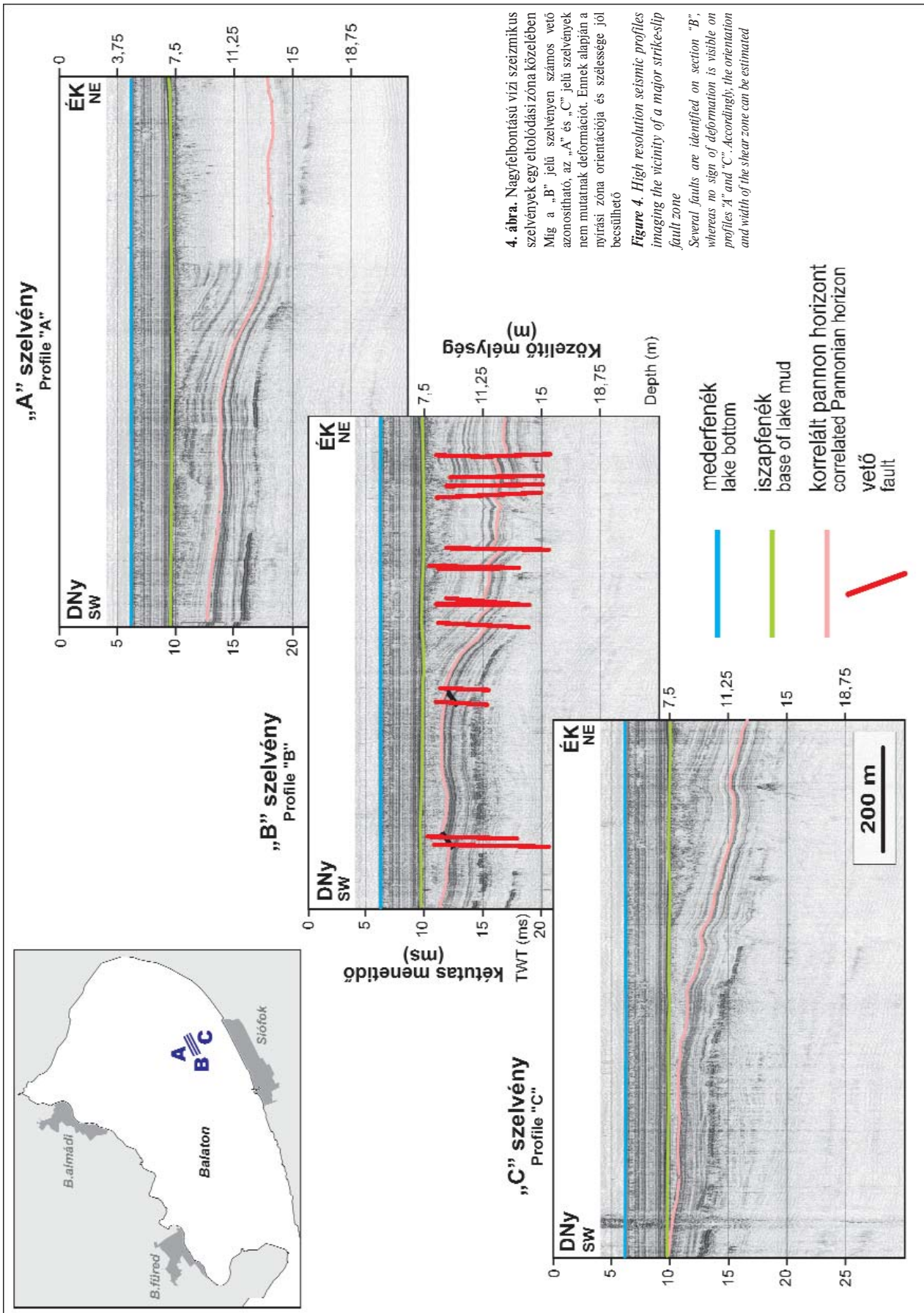
Az alábbiakban jellemző példákat mutatunk be a Balaton keleti medencéjének neotektonikai jellegzetességei szemléltetése céljából. A bemutatott szeizmikus szelvények kiválasztásánál fontos szempont volt, hogy 1) jól definiált és 2) tipizálható tektonikai jelenségeket tárjanak fel, valamint 3) megfelelő orientációban (csapás vagy dőlésirányban) 4) kellően nagyléptékű deformációs zónák részleteit mutassák. Először a töréses, majd a gyűrt szerkezeti elemeket, végül ezek kombinációit mutatjuk be.

Töréses szerkezeti elemek

A 4. ábra három egycsatornás szeizmikus szelvényt mutat, amelyek Siófoktól mintegy másfél km-re északra, a Balaton tengelyével párhuzamosan helyezkednek el. A szelvények mentén ÉK felé süllyedő pannóniai horizontok az egymástól mintegy 400 m távolságban lévő „A” és „C” jelű profilokon tektonikailag zavartalanok; sem törés, sem pedig redőződés nem mutatkozik. A köztes, „B” jelű szelvényen azonban több vető értelmezhető, melyek kisebb csoportokba rendeződnek, jellemzően néhány dm-es nagyságú elvetéssel. A szelvény erősen túlmagasított, ezért a töréses elemek közel függőlegesnek látszanak. A valódi dőlésszöget — részben a túlmagasítás, részben pedig a szelvény orientációja (áldőlés) miatt — csak becsülni lehet: mértéke kb. 40–60°. Az elvetések alapján látszólag normálvetőkkel van dolgunk, amelyek mellett egy-két kisebb feltolódás is látható. A vetők két oldalán eltérő a reflexiógeometria (pl. erős és gyenge reflexiók száma, reflexió együttesek vastagsági viszonyai), ami arra enged következtetni, hogy jelentősebb elmozdulás történhetett a szelvényre merőleges irányban, oldaleltolódás formájában. Ennek mértéke egyetlen profil alapján nehezen határozható meg. A szerkezeti értelmezés alapján, valamint a három szelvény párhuzamos volta és a köztük lévő kis távolság miatt az „A” és „C” jelű szelvények között egy nagyjából ÉK–DNy-i csapású eltolódási (nyírás) zónát rekonstruáltunk. Ennek kulisszasan rendeződő vetői a „B” jelű szelvényt hegyesszögben metszik, a zóna szélessége pedig kisebb, mint az A és C profilok távolsága.

A fenti értelmezést a zónán áthaladó nagyszámú további szelvény (2. ábra) is megerősíti, melyek közül két jellegzetes példát mutatunk be az 5. ábrán. Az „Ss1” jelű szelvény (5. ábra, a) — hasonlóan a 4. ábrán látható „B” jelű profillal — az eltolódási zónával párhuzamosan fut. A sűrűn összetoredezett pannóniai üledékek dőlése a törések mentén helyről helyre változik, amit az elvetésekhez kötődő finom kibillenések okoznak. Az egyes reflexiócsomagok vastagsága ellenben nem vagy alig változik. A szomszédos szelvényekkel való összevetés alapján úgy tűnik, hogy az „Ss1” jelű profil pontosan a nyírás zóna tengelyében, a kulisszás vetősíkokkal hegyesszöget bezáróan halad. Emiatt a szerkezetek valódi geometriája (dőlésirány és -szög) nehezen határozható meg. Jobb a helyzet az „Ss2” (5. ábra, b)

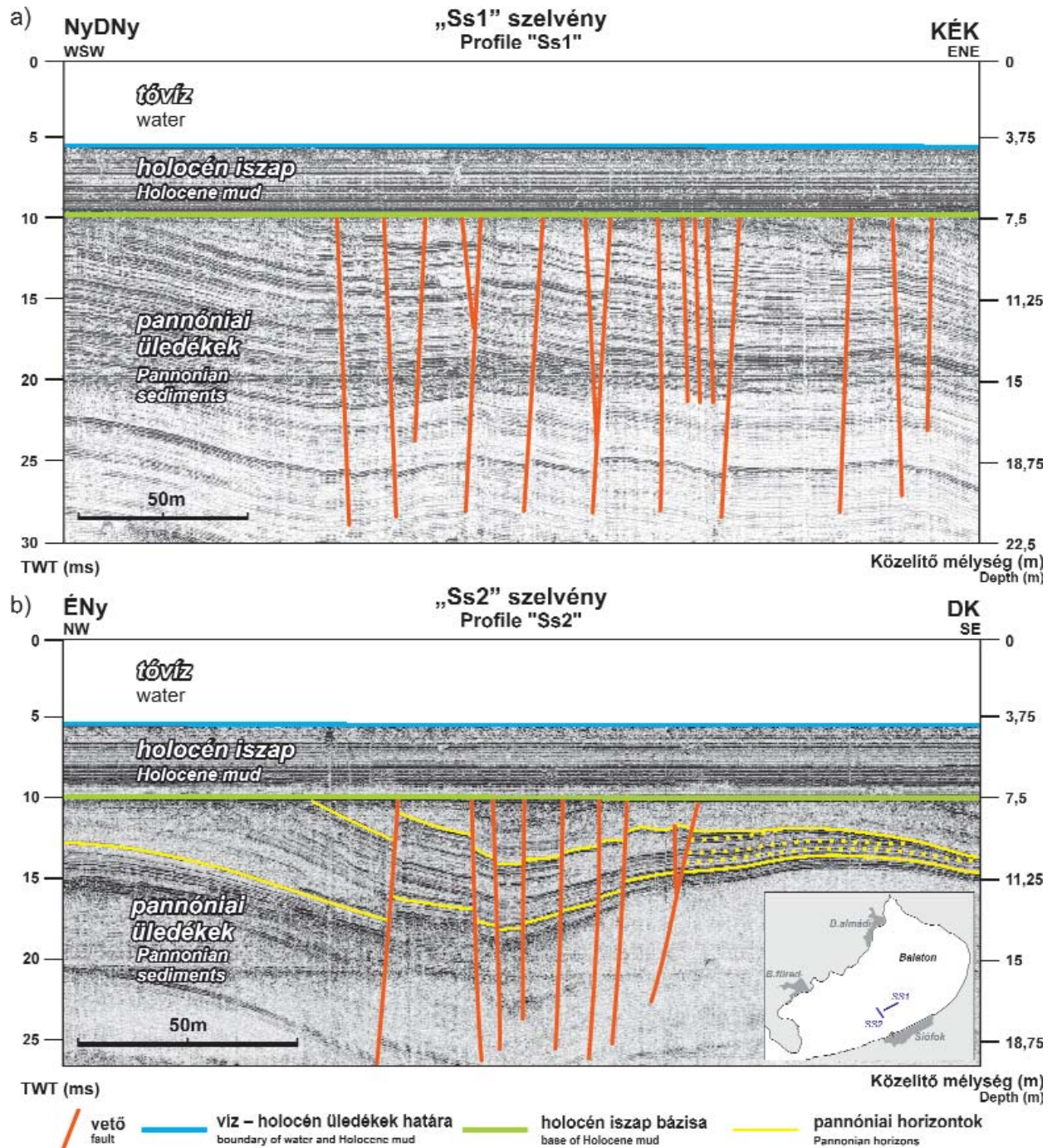
³ A „képlékeny deformáció” kifejezést a töréses deformációtól eltérő, folyamatos alakváltozásra használjuk, függetlenül attól, hogy a deformációnak pontosan milyen a mechanizmusa vagy a kőzet reológiai értelemben hogyan viselkedik.



4. ábra. Nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvények egy eltolódási zóna közelében. Míg a „B” jelű szelvényen számos vető azonosítható, az „A” és „C” jelű szelvények nem mutatnak deformációt. Ennek alapján a nyírás zóna orientációja és szélessége jól becsülhető.

Figure 4. High resolution seismic profiles imaging the vicinity of a major strike-slip fault zone. Several faults are identified on section „B”, whereas no sign of deformation is visible on profiles „A” and „C”. Accordingly, the orientation and width of the shear zone can be estimated.

- mederfenék
lake bottom
- iszapfenék
base of lake mud
- korrelált pannonian horizont
correlated Pannonian horizon
- vető
fault



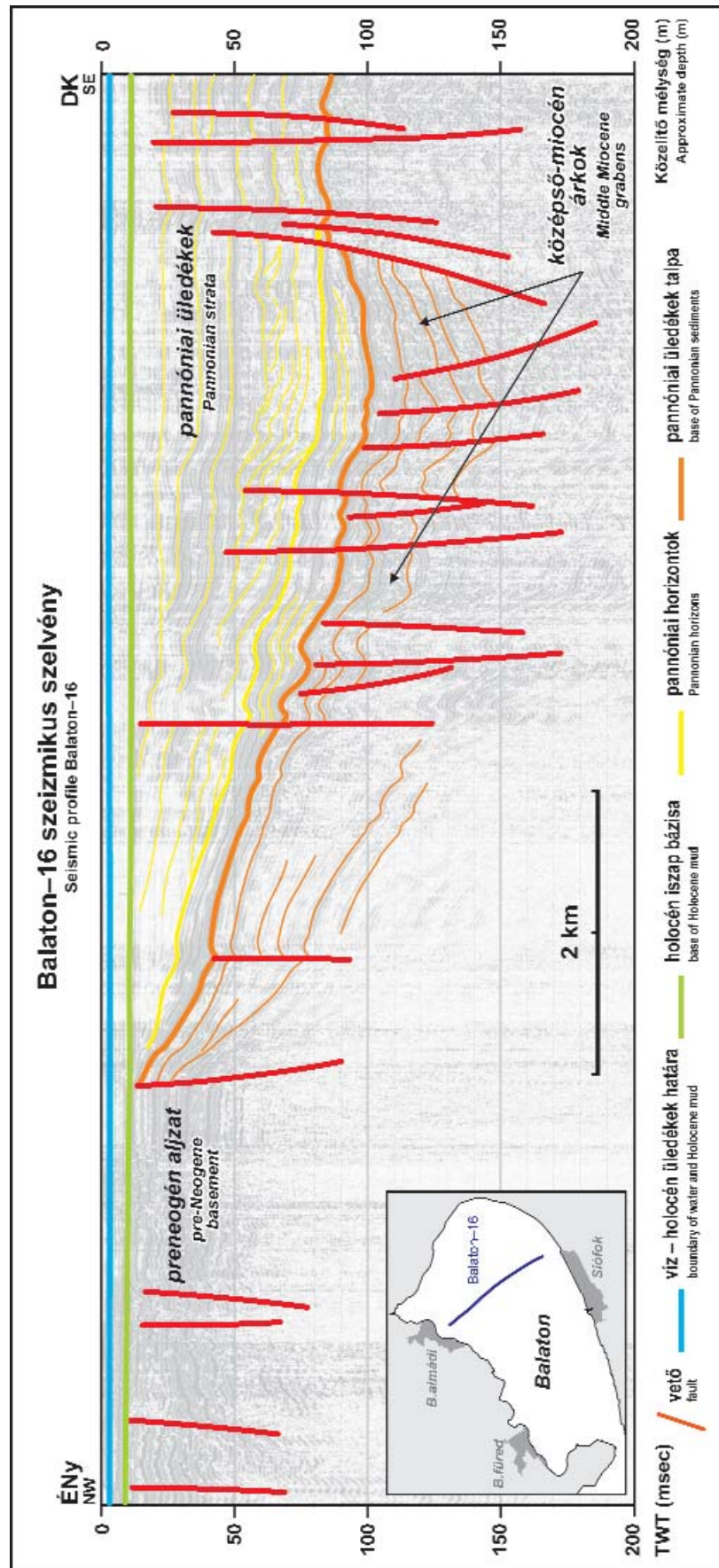
5. ábra. Eltolódási zóna belső szerkezete kulisszaszerűen elhelyezkedő vetőkkel az a) „Ss1” és b) „Ss2” jelű nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvényeken
 Figure 5. High resolution seismic profiles "Ss1" and "Ss2" highlight the internal structure of a strike-slip fault zone with individual faults aligned in en-echelon geometry

jelű szelvény esetében, amely az előzőre merőlegesen, nagyjából ÉNy–DK-i irányban halad. Itt a szerkezetek egy kb. 60–80 m széles sávban jelentkeznek. A pannóniai összlet a vetők mentén viszonylag kis elvetéssel deformált. A szelvény legészakabbi és legnagyobb elvetésű szerkezetét leszámítva a vetők a mélységgel egymás felé tartanak, ami egy negatív virágszerkezet jelenlétére utal. A kis behatolási mélység miatt az eltolódási öv feltételezett gyökérszónájának vizsgálata azonban nem lehetséges. Az eltolódásos

komponens jellegének és mértékének becslését megnehezíti, hogy az ábrán sárga vonalakkal értelmezett két pannóniai reflexió által közrezárt összlet eredeti rétegződése sem volt párhuzamos. Jól látszik, hogy ez az üledékköteg DK-i irányban egyre vékonyabbá válik: a szelvény végén a két korrelált horizont gyakorlatilag összeér. A sárga szaggatott vonalakkal jelzett reflexiók elvégződése „toplap” geometriát mutat, ami egy intrapannóniai eróziós eseményt sejtet a szelvény DK-i felén látható magaslat tetőzónájában.

Hasonló eróziós eseményt a tó más területein, így pl. Fonyód előtt is megfigyeltek (Novák 2006). A szelvény középső részén az összlet kivastagszik, ami tükrözheti az eredeti vastagságviszonyokat egy helyi süllyedékben. Ezt azonban lehet magyarázni úgy is, hogy a nyírési zóna egyes eltolódásai eltérő vastagságú üledékkötegeket helyeztek egymás mellé. Az üledékes és tektonikai szerkezetek tehát gyakran hasonló geometriai képpel és léptékben jelentkeznek.

A fentiek alapján Siófoktól 1–2 km-re északra, a Balaton partjával nagyjából párhuzamosan egy oldal-eltolódási zóna képe rajzolódik ki. Ennek nagyobb léptékű elemzése, a mélyebb és sekélyebb szerkezetek kapcsolatának feltárása a többcsatornás szeizmikus szelvényeken lehetséges. A teljes adatrendszer értelmezése jelenleg folyamatban van (Tóth 2009). Az alábbiakban egy tipikus példával szemléltetjük az interpretáció lehetőségeit. A 6. ábra a Balaton-16 jelű profilt mutatja, amely a Balatont majdnem teljes szélességében harántolja a tó tengelyére nagyjából merőlegesen. Jól értelmezhető reflexiók a szelvény déli háromnegyedén jelentkeznek, jellemzően 80–140 m mélyséig. Az igen vékony holocén tavi iszap alatt DK-felé fokozatosan vastagodó pannóniai üledékek láthatók. Az összletben látható reflexiók belső geometriája (gyakori rálapolódások) arra utal, hogy a szelvény északi részén látható magaslat már a pannóniai összlet lerakódása alatt (11–8 Ma?) is relatíve kiemelt helyzetben volt. Délies irányú, posztpannóniai korú billenést — és ezzel együtt az északi magaslat fiatal kiemelkedését — valószínűsít a rétegfejek eróziós lefejeződése a tavi iszap bázisán (l. még 5. ábra). Értelmezésünk szerint a pannóniai üledékek alatt jelentősen eltérő reflexiók képpel középső-miocén (szarmata és/vagy badeni) üledékek alkotják a pannóniai fekvését. Ezeket a képződményeket lokálisan más szeizmikus mérések is kimutatták (SACCHI et al. 1999, CSERNY et al. 2005), valamint partközeli

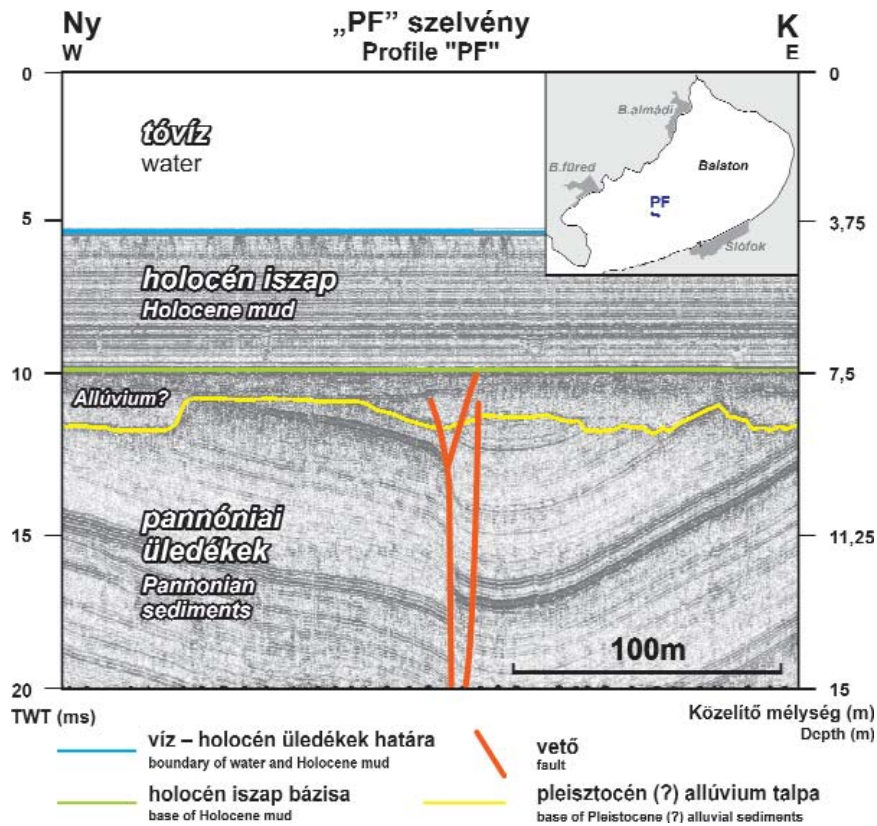


6. ábra. A Balaton tengelyére merőleges, Balaton-16 jelű többszörös vízi szeizmikus szelvény a pannóniai üledékek belső szerkezetét és szarmata fekvését, valamint számos törést mutat 100–120 m-es mélyséig. Figure 6. Multichannel seismic profile Balaton-16 shows the architecture of Pannonian sediments and the underlying Sarmatian strata, and the geometry of several faults.

fúrások harántolták (Balatonföldvár–MHSZ, Siófok–3, Tihany–62; JÁMBOR 1987). Ezek az üledékek kisebb (fél)árkokban települnek, melyek közül néhány enyhén invertált képet mutat. Az árkok jól láthatóan tektonikus eredetűek, peremüket általában vetők alkotják melyek nagy valószínűséggel középső-miocén korúak, azaz a Pannon-medence riftesedéséhez kötődnek. Független kiterjedésük nem korlátozódik a szarmata (badeni) üledékekre, hanem némelyikük jóval feljebb hatol, a teljes pannóniai összletet deformálva. Igaz ez még azokra a vetőkre is, melyek a szelvény közepe táján, még a pannóniai belül elhalva a vetőcsúcsuk felett boltozatokat hoznak létre (vakvetők). Mindezek fényében megállapítható, hogy a pannóniai deformáló törések egy jelentős része a középső-miocénból átöröklött szerkezeti elem. A feszültségtengelyek optimális orientációja esetén ezek a vetők a pannóniai korszak után, tehát már a neotektonikus fázis során ismételtelen működésbe léptek, reaktiválódtak. Erre jó példa a szelvény DK-i végén látható markáns törési zóna, melynek egyik fő ága a mélyebben fekvő szarmata süllyedék peremi vetőjében gyökerezik és egészen a felszín közelébe hatol. Ez a nyírási öv korrelálható a 4. és 5. ábrán bemutatott eltolódási zónával, amelynek csapása nagyjából egybe esik a Balaton tengelyével. Érdekes még a szelvény északi harmadán mutató, erőteljes reflexiókkal jelentkező térrész, melyet

észak felől kisebb vetők határolnak. Parti fúrások (pl. Balatonalmádi, Lovas) alapján a magaslaton prekainozoos aljzatképződményeket (Lovasi Fillit F. és Balatonfelvidéki Homokkő F.) valószínűsítünk. Ezt az értelmezést támogatja LÓCZY (1913) közelben mélyült IX-es számú tavi fúrása is, ami a tavi iszap alatt kavicsstetet tárt fel jelentős mennyiségű fillittörmelékkel.

A pannóniai rétegsort deformáló törések korolásának pontosítását segíti a 7. ábrán bemutatott szelvény szerkezeti értékelése. A „PF” jelű szelvény rétegtanilag is érdekes, hiszen a pannóniai üledékek meglehetősen szabálytalan lefutású, eróziós felszíne és a Balaton iszapja között egy a fedőjéltől és fekjétől is lényegesen eltérő szeizmikus arculatú összlet települ, átlagosan 1–2 m vastagságban. A képződmény térképezése (SZAFIÁN et al. 2007) arra utal, hogy valószínűleg folyóvízi eredetű üledékekkel van dolgunk, amelynek keletkezése egy a Balaton keleti medencéjében meanderezve kanyargó egykori folyóhoz köthető. Hasonló következtetésre jutott Fonyód térségében NOVÁK (2006) is. MIKE (1976) modelljében a Balaton alatt egy egykori folyó (szerinte Ős-Duna) medernyomaival számol, amelynek kora a szerző szerint mintegy 1000–700 ka (korai-pleisztocén). Lehetséges az is, hogy az általunk térképezett mederrendszer léptéke egy Ős-Duna-léptékű folyónál kisebb méretű mellékfolyóra utal. Mindenesetre a Balaton tómeden-



7. ábra. Holocén tavi iszap és pannóniai üledékek közé települő, bizonytalan (pleisztocén?) korú, valószínűleg folyóvízi eredetű összletet is elvető törés a „PF” jelű nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvényen

Figure 7. High resolution seismic profile “PF” shows faults offsetting sediments of uncertain (Pleistocene?) age and likely of alluvial origin, sandwiched between the Holocene mud lake and Pannonian strata

céjének eredetét egy ősi folyó meanderező medréhez kapcsoló elképzelés megerősítését a vízi szeizmikus mérések egyik fontos ősföldrajzi eredményének tekintjük (NOVÁK et al. 2010). A szelvényen (7. ábra) látható vető nem áll meg a pannóniai üledékek tetőszintjénél, hanem a pannóniaiainál (8 millió évnél) mindenképpen fiatalabb fluviális (?) összletet is deformálja. Ha ennek kora valóban pleisztocén, akkor a szelvény bizonyítottan negyedidőszaki deformációt mutat.

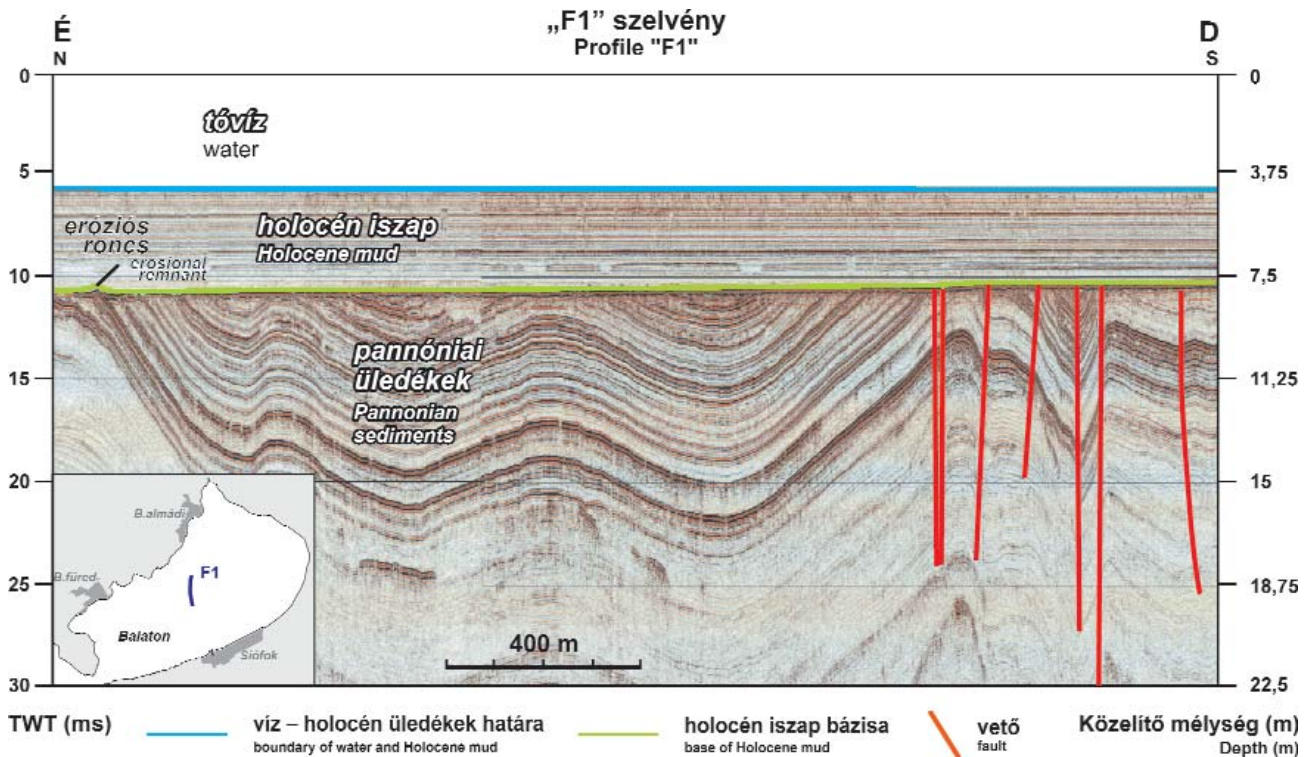
Gyűrődéses szerkezeti elemek

A pannóniai üledékek gyüredezettsége tipikus a Balaton keleti medencéjének térségében. A rétegek (szeizmikus reflexiók) valós dőlése alapján ennek mértéke igen csekély (néhány fok) és helyről helyre változik. A szeizmikus szelvények jelentős túlmagasításával azonban a redők könnyen felismerhetők, megbízhatóan térképezhetők és tektonikai jelentőségük megkérdőjelezhetlenné válik. Redőket más tanulmányok is kimutattak (SACCHI et al. 1999, CSERNY et al. 2005), de rendszeres térképezésük ez idáig nem történt meg.

A 8. ábra a keleti medence központi részén É–D-i irányban húzódó, nagyjából 2,5 km hosszú, „F1” jelű szelvényt mutatja. Míg a Balaton iszapja nem mutat deformációt, addig a pannóniai rétegek gyűrtek, ami még a szelvény déli végét átszelő eltolódási zóna belsejében is nyomozható. Az

iszap és a pannóniai rétegek közötti eróziós diszkordanciafelület a redők tetejét csaknem vízszintesre „borotválta”, számos rétegfejet lefejezve. Ez alól csupán egy kivétel látszik a szelvény északi végén, ahol egy erős reflexióval jelentkező kompetensebb pannóniai rétegfej kicsiny eróziós roncsként emelkedik ki a környezetéből. A függőleges és vízszintes lépték összevetésével a jellemző rétegdőlés — ami a szelvény orientációjának függvényében változó mértékű áldőlés — becsülhető: ennek maximális nagysága kb. 1–1,5°. Ez az érték a többi profil esetén is jó közelítésnek tekinthető. Részben a terepi eszközök limitált pontossága, részben pedig a feltárások általában korlátozott mérete miatt ilyen csekély rétegdőlés kimérése terepen gyakorlatilag kivitelezhetetlen. Ez egyfelől világossá teszi a szeizmikus szelvényezés fontosságát neotektonikai vizsgálatokban, másfelől pedig megértjük PÁVAI VAJNA F. hitvallásának jogosságát és méréseinek korlátozott érvényességét (HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet).

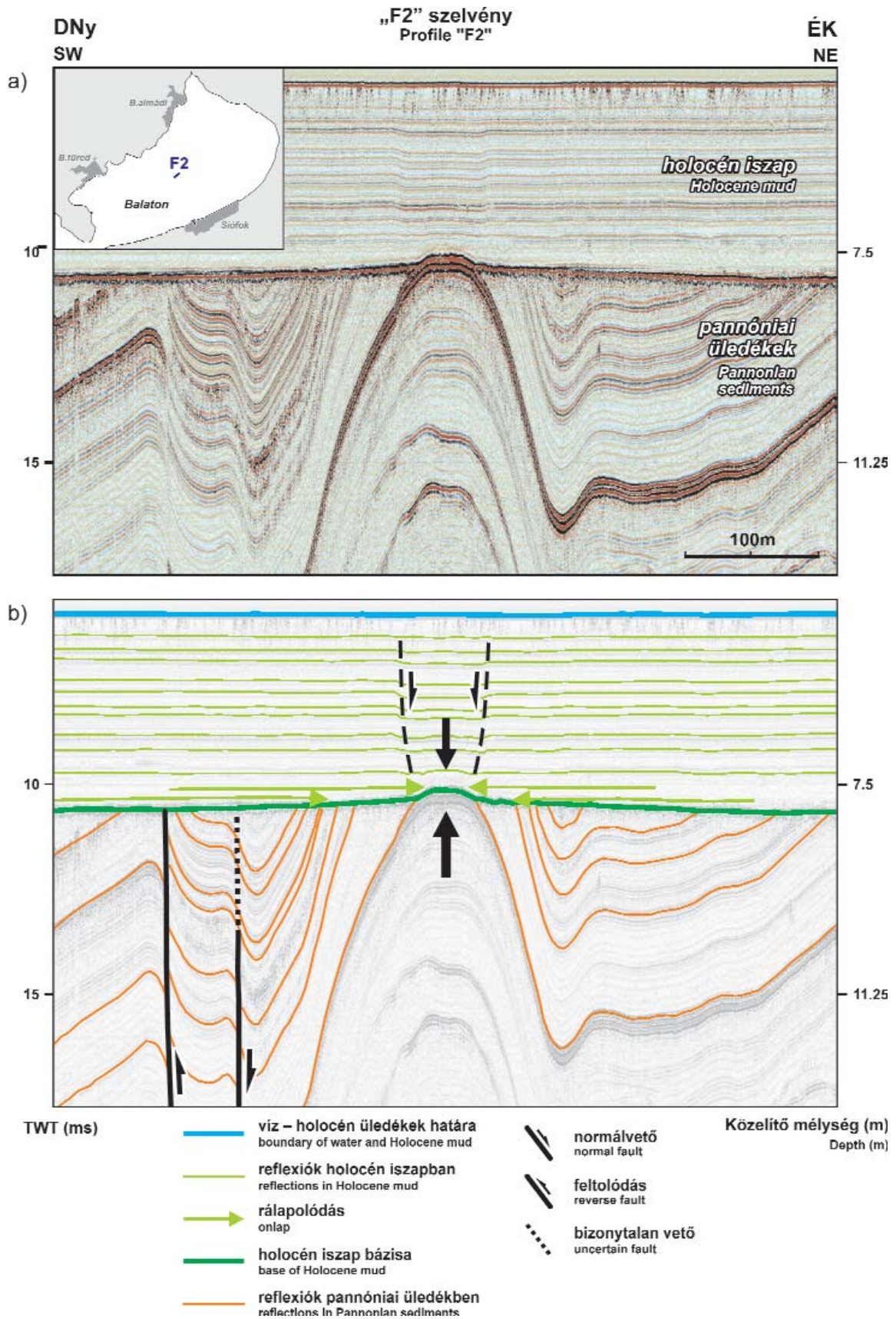
A 9. ábrán bemutatott „F2” jelű szelvény külön figyelmet érdemel, több szempontból is. A profil közepén egy markáns boltozat látszik, amelynek peremi helyzetén lévő reflexiók mindegyike eróziósan lefejezett. Az antiklinális tengelyében egy vélhetőleg kompetensebb réteg azonban enyhén kimagaslik a környezetéből. Ettől a ponttól DNy-i és ÉK-i irányban is enyhén dől a tavi iszap bázisát jelentő diszkordanciafelület. Az így előállt relatív magaslatra a legelső balatoni iszaprétegek rálapolódnak („onlap”), ami



8. ábra. Pannóniai üledékek jellegzetes gyüredezettsége az É–D-i lefutású „F1” jelű nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvényen. Mivel a szelvény jelentősen (~55×) túlmagasított, a valós dőlésviszonyokat nem tükrözi hűven. A számított maximális rétegdőlés értéke ~1–1,5°

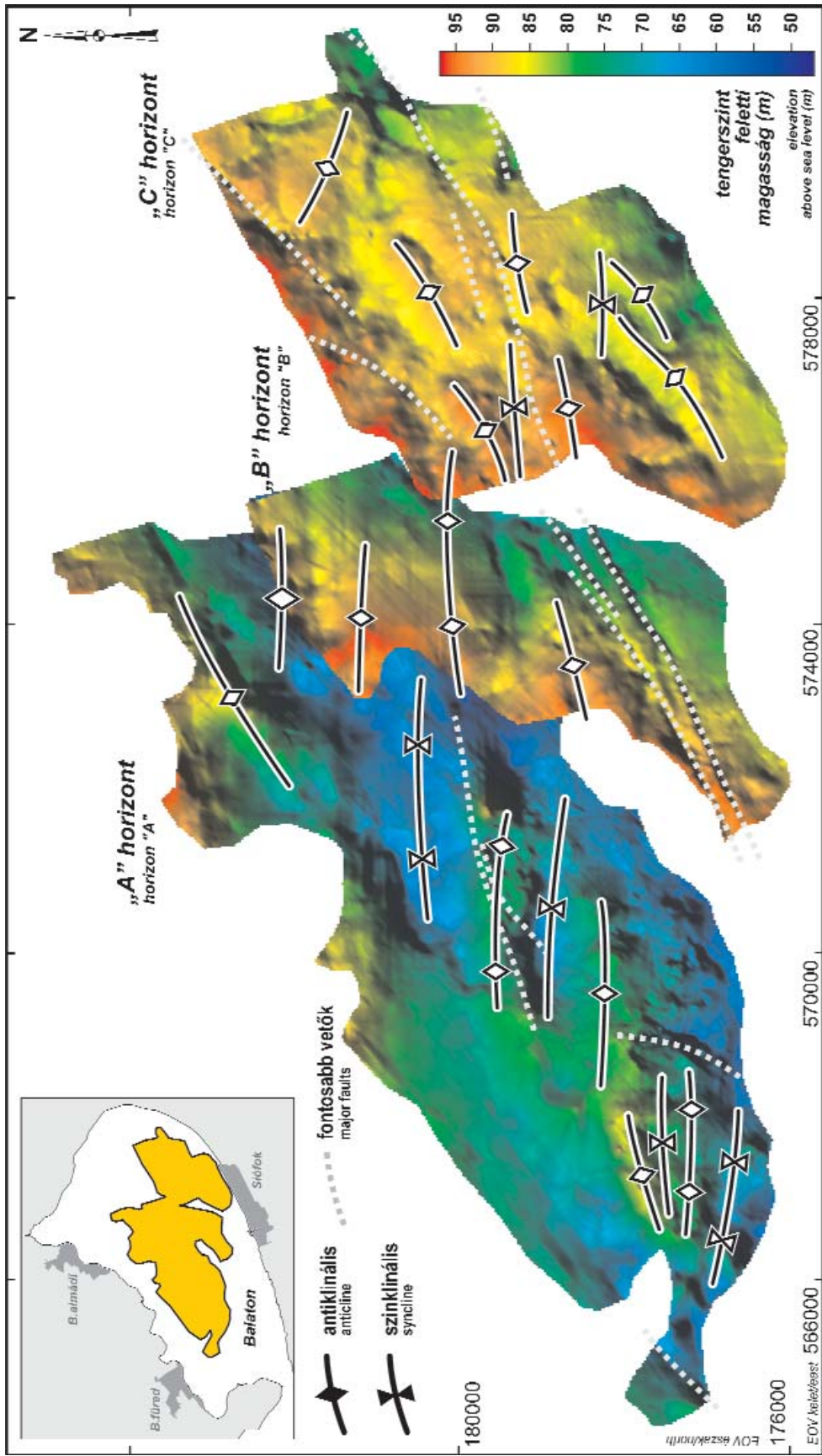
Figure 8. Characteristic folding pattern of the Pannonian strata on high resolution seismic section "F1"

As the profile is extremely (~55×) exaggerated vertically, apparent bedding is significantly higher than the calculated maximum of actual bedding (~1–1.5°)



9. ábra. Az „F2” jelű nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvény és tektonikai értelmezése
A holocén iszapban mutató deformációs bélyegek igen fiatal (aktív?) szerkezeti mozgásokra utalnak

Figure 9. High resolution seismic profile “F2” and its structural interpretation
Deformation pattern in the Holocene lake mud refers to very young (recent?) tectonic activity



10. ábra. Három kiválasztott pannóniai horizont, ill. unkonformitás tengerszint feletti magassága és a fontosabb gyűrődéses szerkezeti elemek (redőténgelyek) elhelyezkedése
 Figure 10. Elevation of three selected Pannonian horizons and unconformities above sea level, and the location of major folds axes

arra utal, hogy a magaslat már a Balaton kialakulásának kezdetén is létezett. Az iszap felsőbb részén egy szimmetrikus, ellentétesen dőlő (konjugált) normálvetőpár rajzoldódik kicsiny, de jól látható elvetéssel. Hasonló, normálvetők által lehatárolt beszakadás kialakulása antiklinálisok vagy sódómkok fedőüledékeiben gyakori jelenség (McCLAY 1989). Figyelembe véve az iszap reológiai tulajdonságait — lágy, plasztikusan deformálódó üledékről van szó —, nem rideg törés, hanem képlékeny nyírás zajlott az összletben, ami a rétegeket kis mértékben elmozdította. A legfelső, épp ezért legképlékenyebb iszaprétegek nem deformáltak, hanem valószínűleg viszkózus anyagként viselkedtek. A reflexiók kép mindezek alapján azt sugallja, hogy a redőződés rendkívül fiatal: véleményünk szerint a boltozat jelenleg is aktív. Hasonló szerkezeti jelenség rendkívül ritka a Balaton általunk tanulmányozott részein — elsősorban a balatoni iszap képlékeny volta miatt.

A nagyobb léptékű redők laterális korrelálásához, redőtengelyük meghatározásához kézenfekvőnek tűnt néhány markáns pannóniai horizont térképezése. Figyelembe kellett venni, hogy számos, elsősorban antiklinálisnak tűnő boltozat valójában korábbi, a pannóniai összlet keletkezésekor már meglévő topográfiai magaslatként is értelmezhető (5. ábra, b). Ez a reflexiók belső geometriájának, a reflexió elvégződés (rálapoldások, „toplap” geometria, rétegféjek lefejeződése) részletes vizsgálatával általában ellenőrizhető. Az egysatornás szeizmikus szelvények behatolása korlátozott és az összlet deformáltsága miatt a reflexiók rövid távon vagy lefejeződnek, vagy a profil által már le nem képzett mélységbe süllyednek. Emiatt nem volt lehetséges olyan horizont kijelölése, amely a vizsgált terület egészén térképezhető lett volna. A 10. ábra három viszonylag nagyobb távon követhető pannóniai reflexió mélységét mutatja.

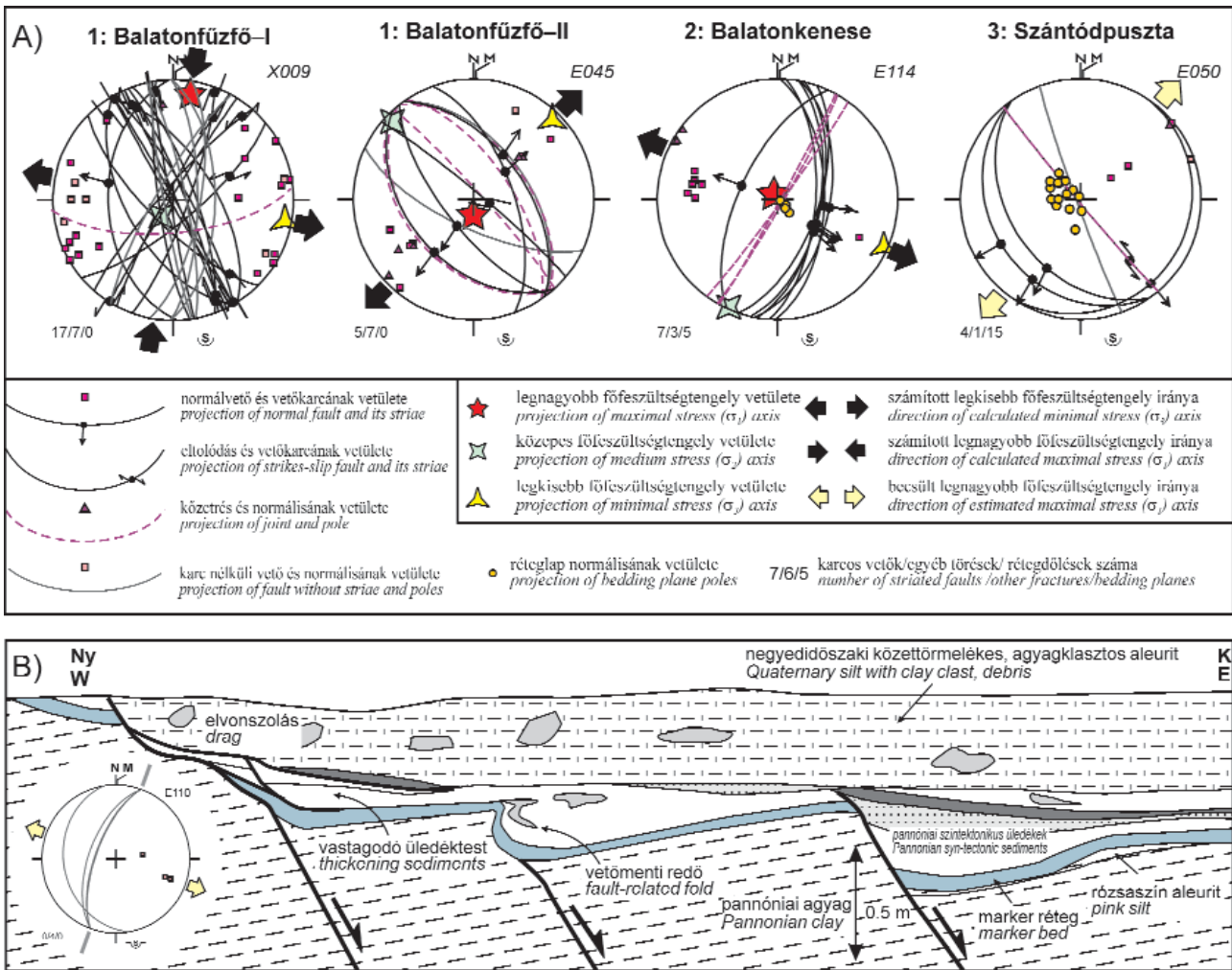
Az „A”, „B” és „C” rétegek ebben a sorrendben, azaz kelet-délkelet felé egyre magasabban helyezkednek el. Feltételezve, hogy ezeket a rétegtani szinteket hasonló jellegű és értelmű, posztpannóniai (neotektonikus) deformáció érte, a horizontok közös függőleges léptékbe helyezett mélységtérképeinek vizuális kiértékelésével kijelölhetőek voltak a nagyobb léptékű redők. A térképen magaslatként jelentkező formai elem (antiform) közül számosat antiklinálisnak, a topográfiai minimumok (szinform) egy részét pedig szinklinálisnak értelmeztük. Keresztező szelvények segítségével ellenőriztük, hogy az egyes szerkezetek valóban tektonikus eredetűek-e. Így jó biztonsággal kizárható volt, hogy a szerkezeti térképre olyan topográfiai elemek kerüljenek, melyek a késő-miocén deltarendszer részeként valójában egykori magaslatokat vagy mélyedéseket reprezentálnak. A térképen (10. ábra) a redőtengelyek — különösen a vizsgált terület központi és nyugati részén — viszonylag szabályszerűen, nagyjából K–Ny-i csapással jelentkeznek. A keleti részekben némiképp kuszább a kép: a tengelyvonalak kissé elfordulnak ÉK–DNy-i irányba. Előbbi területeken a redők hegyes-szögben metszik a szaggatott vonallal jelzett fontosabb

vetőzónákat, míg keleten többé-kevésbé párhuzamossá válnak azokkal. Helyi anomáliák is látszanak, amire jó példa az „A” horizonton térképezett legészakabbi antiklinális KÉK–NyDNy-i tengelyvonala. Az antiklinális-szinklinális párok jellemző távolsága — így a redőződés átlagos hullámhossza — a területen néhány száz méter és 1–2 km között változik. Ennél kisebb méretben is található számos másodlagos, gyűrt szerkezeti elem, melyek csapása jelentősebb szórást mutat (VINCZE 2006).

Neotektonikai megfigyelések a Balaton környezetében

A Balaton partja mentén felszíni szerkezeti vizsgálatokat is végeztünk (BADA et al. 1993), melyek jól kiegészítik a szeizmikus szelvények értelmezését (11. ábra). A kenesei magasparton ÉÉK–DDNy-i csapású kis normálvetők KDK–NyDNy-i extenzió hatására jöttek létre (11. ábra, a). A szántódpusztai homokbányában lapos normálvetők találhatók, melyek bizonytalanul ÉK–DNy-i széthúzást jeleznek. A balatonfűzfői Papvásár-hegyen a deformáció képe összetettebb: ÉÉNy–DDK-i csapású jobbos és ÉÉK–DDNy-i csapású balos eltolódások, É–D-i csapású vetők É–D-i összenyomásra és K–Ny-i széthúzásra utalnak. Az agyagfejtőben ugyanakkor ÉNy–DK-i csapású normálvetők is megjelennek (11. ábra, b; BADA et al. 1993). Két deformációs fázis fellépése valószínű, de a kettő sorrendje nem adható meg. Mivel a normálvetők párhuzamosak a hegy hosszú peremeivel, az sem zárható ki, hogy gravitációs hatásra jöttek létre — az eltolódásoknál ez kizárható. Az agyagbánya déli részén olyan normálvetők figyelhetők meg, melyek a pannóniai agyagot kb. 1 m-rel elvitték és kissé kibillentik. A pannóniai agyag felső része mállott, a felette levő szürke homok a vetők felé vastagodó ék alakú testeket formál, leülepedése a vetőmozgás alatt történt (szinszediment deformáció). A homokot fedő, szenes agyag és mészkő klasztozt tartalmazó kőzetliszt, permi homokkővet, édesvízi mészkövet, kvarckavicsot tartalmazó homok már biztosan negyedidőszaki és a vetők kismértékben deformálják. A vetők iránya közel É–D-i, és bár a pontos kinematika nem ismert, de a 60° körüli dőlésszög normálvetőt sejtet (11. ábra, b).

A megfigyelt szerkezetek jelentős részének iránya és kinematikai jellege jól illeszkedik a tavi szeizmikus szelvények által meghatározott vetőmintához, szerkezeti stílushoz és a szerkezetek által becsülhető feszültségtérhez. A vetőkről tudható, hogy neotektonikus eredetűek, egy részük pedig a negyedidőszaki képződményeket is deformálja. A megfigyelt szerkezetek közül az ÉK–DNy-i húzásra utalók nem illeszkednek a szeizmikus szelvények alapján meghatározott szerkezeti mintához. Ugyanakkor ezen szerkezetek tektonikus eredete bizonytalan a lapos dőlés, illetve a morfológiával párhuzamos lefutás miatt. Mindezek fényében elképzelhető, bár nem túl valószínű a feszültségtér megváltozása a neotektonikus (késő-miocén utáni) időszakban.



11. ábra. A) Rekonstruált feszültségterek a Balaton szomszédságában, pannóniai és negyedidőszaki üledékekben (BADA et al. 1993 után módosítva). B) Terepi szerkezeti méréseink szerint a Balatonfüzfő, papvásár-hegyi agyagfejtőben negyedidőszaki üledékek is deformáltak. A feltárások elhelyezkedése a 2. ábrán látható

Figure 11. A) Structural measurements in Pannonian and Quaternary sediments, and the reconstructed palaeostress fields in the vicinity of Lake Balaton (modified after BADA et al. 1993). Note that Quaternary sediments in the Papvásár-hegy clay pit, Balatonfüzfő, are also deformed (B). See location of outcrops in Figure 2

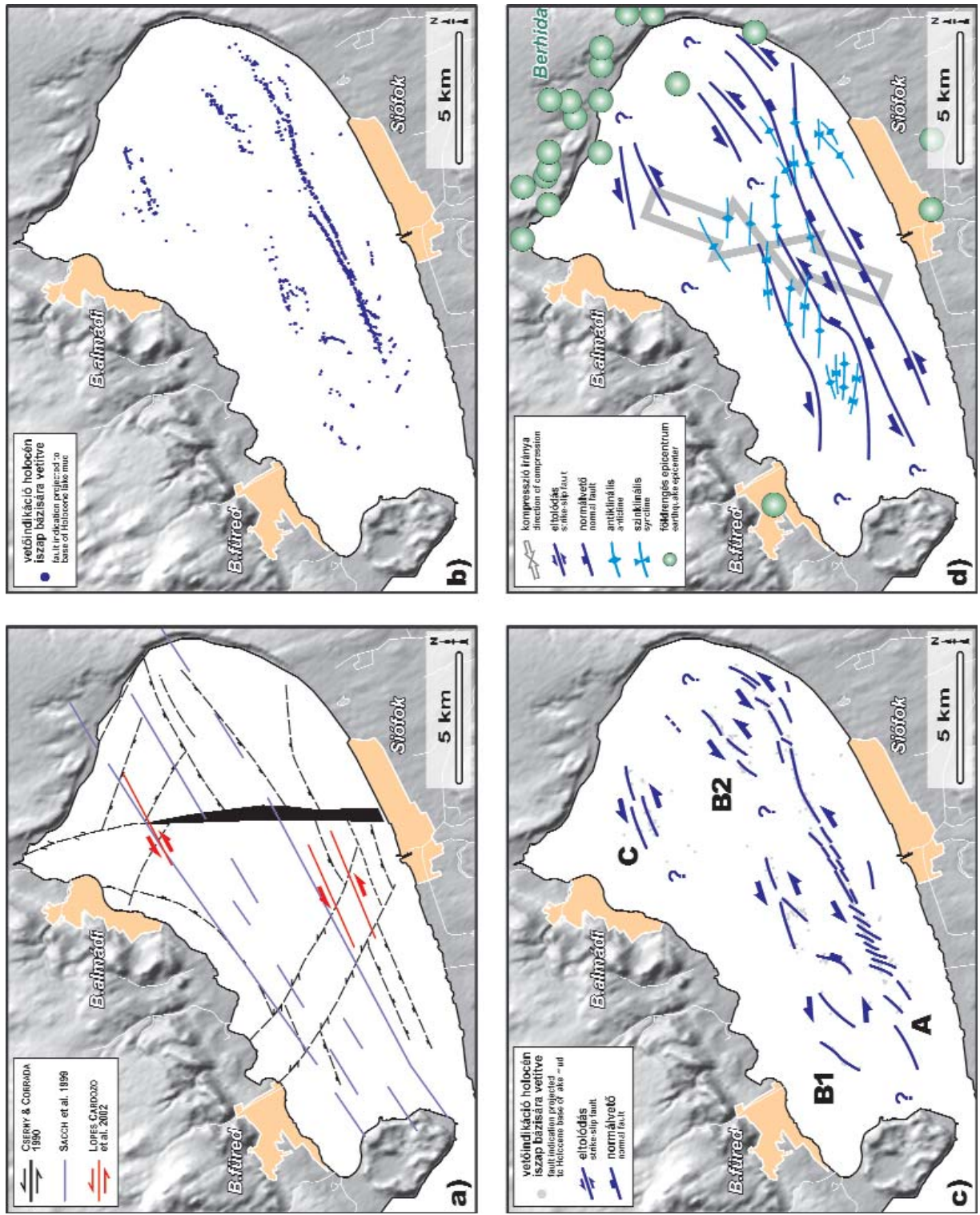
Diszkusszió

Szerkezeti szintézis: neotektonikai térkép

Munkánk szintézisét a Balaton keleti medencéje neotektonikai térképének megszerkesztése adja. Hasonló kísérletek korábban is történtek, ugyancsak vízi szeizmikus adatok értelmezésére építve (12. ábra, a). A legkorábbi mérések értelmezése alapján CSERNY & CORRADA (1990) egy nagyobb léptékű normálvetőzónát tételezett fel a tő tengelyével párhuzamosan, Siófok előterében. Szerintük ezt a több ágra szakadó vetőrendszert haránt irányú eltolódások szabdalják: ezek közül a legfontosabb a Balatonfüzfőtől Siófokig haladó, É–D-i csapású eltolódás és egy másik vetőzóna Balatonfüred és Siófok között. A szeizmikus adatrendszerünkben ilyen haránt irányú vetőket — legalábbis térképezhető léptékben — nem találtunk. Az egész Balatonra vonatkozó átnézetes elemzés alapján SACCHI et al.

(1999) a keleti medencében több ÉK–DNy-i csapású törést tételezett fel, a vetők részletes kinematikai jellemzése nélkül. Ezek közül LOPES CARDOZO et al. (2002) két balosnak tartott eltolódást azonosított, ami jó egyezést mutat jelen tanulmányunk eredményeivel.

A neotektonikai térkép kidolgozásához a teljes szeizmikus adatrendszer szelvényről szelvényre történő részletes szerkezeti értelmezését elvégeztük. Az adatsűrűség és a felbontás figyelembevételével megállapítható, hogy a szelvényekkel lefedett területeken sikerült a pannóniai tetőszintig felhatoló csaknem összes vetőt és redőt azonosítani. Először vetőindikáció térképet szerkesztettünk (12. ábra, b), amihez az értelmezett vetők és a tavi iszap bázisát adó diszkordanciafelület metszéspontját használtuk fel. Ha egy törés nem ért fel odáig, akkor annak legfelső pontját függőlegesen felvitettük erre a szintre. A térképen jól kirajzolódik a főbb vetőzónák domináns iránya, ami jellemzően ÉK–DNy-i, azaz a Balatonnal párhuzamos.



12. ábra. A Balaton keleti medencéjében végzett neotektonikai vizsgálat eredménye

a) Korábbi, vízi szeizmikus mérések alapján készített szerkezeti modellek. b) Szeizmikus szelvényeken azonosított vetők indikációinak térképe, a holocén tavi üledékek talpára vetítve. c) Vetőindikáció szerkezeti értelmezése. d) Generalizált neotektonikai térkép a fontosabb vetőkkel és redőkkel

Figure 12. Results of neotectonic investigation in the eastern part of Lake Balaton

a) Previous structural models based on water seismic measurements. b) Fault indications from seismic profiles projected to the base of Holocene lake sediments. c) Structural interpretation of fault indications. d) Generalised neotectonic map with main faults and folds

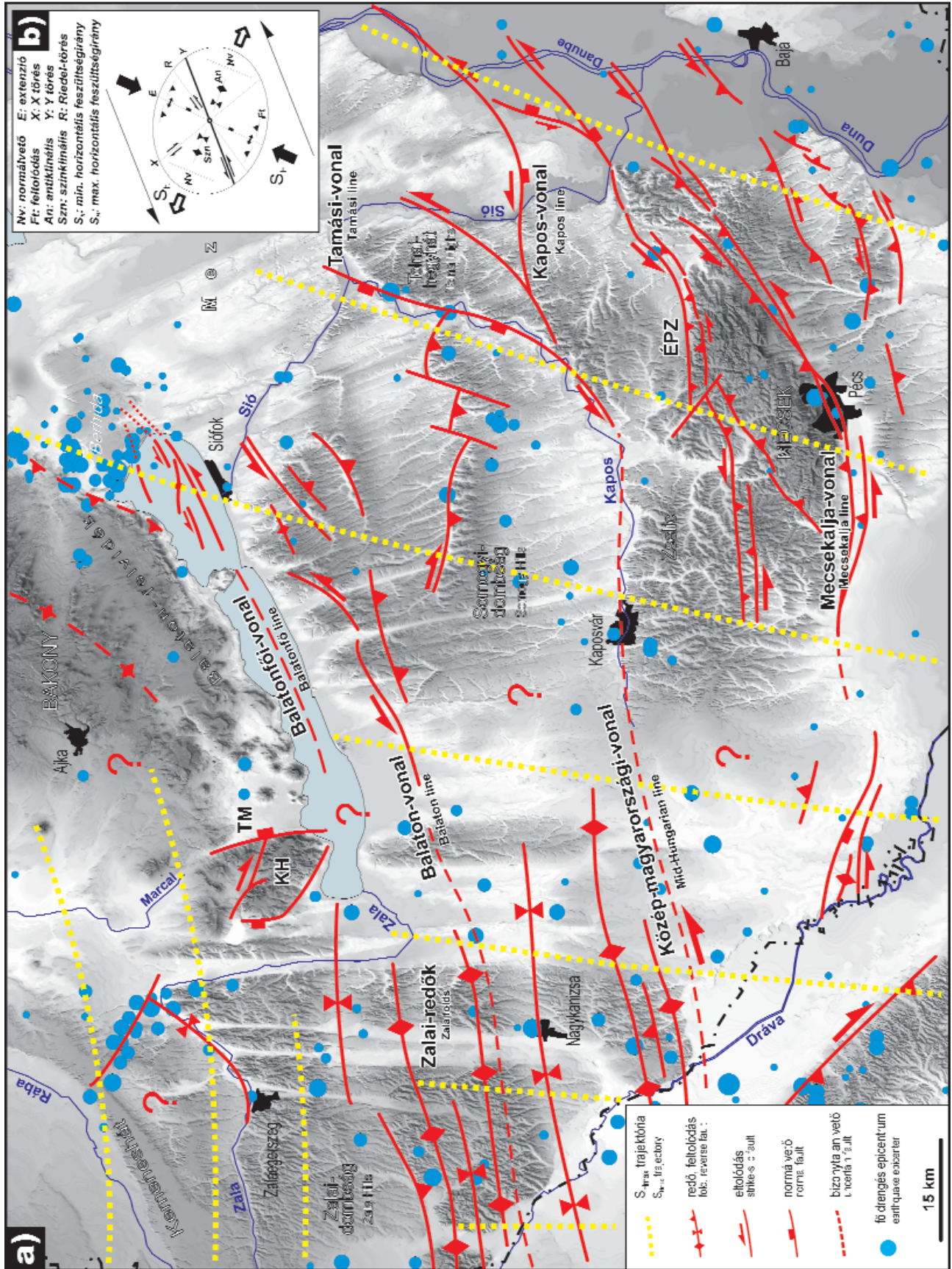
A vetőindikáció térkép segítségével lehetőség nyílt a szerkezetek korrelációjára és egységes kinematikai rendszerbe helyezésére (12. ábra, c). A munka során az értelmező bevallottan szubjektív döntéseire is szükség volt, hiszen még az extrém sűrű, helyenként 50–200 m közötti szelvényháló mellett sem mindig egyértelmű a szomszédos szelvények közötti korreláció (VINCZE 2006): akár ilyen rövid távon is változhat az egyes vetők csapása vagy, ritkábban, dőlésiránya, ill. az elvetés nagysága. Nyírási zónákban törvényszerű, hogy a törések elhalnak és a deformációt egy másik vető veszi át. Mindezen szempontokat is figyelembe véve a szerkezeteket szelvényről szelvényre korreláltuk. Ehhez figyelembe vettük 1) a törések geometriai jellemzőit (látszólagos dőlésirány és -szög), 2) a vetők elhelyezkedését egymáshoz képest, 3) az egyes törések mentén látható elvetés jellegét és mértékét, 4) a törések két oldalán látható reflexió együttesek geometriai sajátosságait, valamint 5) alapvető kőzetmechanikai megfontolásokat. Utóbbi alatt értjük az eltolódási zónákban létrejött vagy reaktíválódott törések általános geometriai és kinematikai szabályszerűségeit (pl. WILCOX et al. 1973, HANCOCK 1985; l. 13. ábra, b). Ezek közé tartozik pl. az extenziós és kompressziós szerkezetek viszonya egymáshoz képest, a másodlagos deformációs bélyegek térbeli elrendeződése és a gyakori Riedel-törések kulisszaszerű geometriája.

A fenti elméleti és gyakorlati megfontolások alapján a Balaton keleti medencéjében három fő eltolódási zónát sikerült azonosítani és geometriai viszonyait rekonstruálni (12. ábra, c). Ezek közül a legdélebbi, „A” jelű zóna a legjobban kifejezett és leghosszabban követhető. Értelmezésünk szerint ez megfelel a Balatonfői-vonalnak, legalábbis annak legfiatalabb szerkezeti megnyilvánulásának. A zóna nyugati felén a szeizmikus háló rendkívül sűrű, így a belső geometriája jól ismert. A területet itt néhányszor 10 méteres szelvényközzel tapogattuk le, így jól követhetők az egyes Riedel-törések, melyek egymással párhuzamos, nagyjából ÉK–DNy-i csapású vetőrendszerbe rendeződnek. Ezt egy nagyobb léptékű, balos értelmű oldaleltolódási zóna Riedel-rendszerének tekintjük, ahol a fő deformáció nem egy nagy törés mentén zajlott, hanem kisebb méretű, szegmentáltan megjelenő, kulisszás elrendeződésű vetők mentén összegződött. Természetesen egy szeizmikus szelvény alapján nem lehet az oldaleltolódások értelmét (balos vagy jobbos) meghatározni. Több tucatnyi, optimálisan elrendezett szelvény esetén azonban van erre lehetőség. A többi, „B” és „C” jelű vetőzónák esetén az értelmezés kevésbé megbízható, azonban a korrelációt elvégezve, hasonló geometriai megfontolások alapján ezeket is balos értelmű oldaleltolódásnak tekintjük. A „B” jelű zóna erősen szegmentált, a nyugati („B1”) és keleti („B2”) vége között a közvetlen szerkezeti kapcsolat bizonytalan. A „C” jelű zónát csak viszonylag rövid távolságon sikerült követni, a szerkezeti öv csapásirányú folytatása ezért kérdéses. Az „A” és „B” jelű eltolódások nyugat felé, csapásirányban a Tihanyi-félsziget felé folytatódnak, ahol indokoltnak tartjuk a vetők felszíni térképezését. Mindhárom eltolódási zónáról elmondható, hogy kelet felé a Balatonfő, azaz közvetlenül a Berhida

szeizmogén terület felé haladnak. Szárazföldi szeizmikus adatok hiányában a földrengések és vetők geometriai kapcsolatának elemzése a jövő feladata marad.

A 12. ábra c részén szembevetve a tó hossz tengelyére merőleges szerkezeti irányok szinte teljes hiánya: a tektonikai kép meglepően egyveretű, amit csak kisebb léptékű, lokális zavarzónák tarkítanak. Méréseink szerint a Balatontól délre kirajzolódó, meridionális értelmű völgyekhez és hátakhoz a Balaton alatt nem rendelhetők törések, vagyis ezen morfológiai elemek szerkezetileg nem preformáltak. Ezzel szemben az adataink, mint analógia, arra utalnak, hogy a longitudinális vagy hosszanti völgyek — melyek csapásiránya jó egyezést mutat a Balaton alatt térképezett eltolódási zónákkal — jó eséllyel tektonikus eredetűek. Bár egyértelmű bizonyítékkal nem rendelkezünk, elképzelhető, hogy a Balaton keleti medencéjének kialakulása is szerkezetileg, vetők által kontrollált volt. Neotektonikai elemzésünk főbb eredményei közelebb vihetnek a Dunántúl egyik legrégebbi morfortektonikai problémájának, a völgyhálózat tektonikus vagy denudációs eredetének tisztázásához. Adataink az utóbbi eredet támogatják, ami egybeesik a völgyek deflációs eredetét valló kutatók véleményével (CHOLNOKY 1936, BADA et al. 2005, FODOR et al. 2005, CSILLAG et al., jelen kötet).

A részletes vetőtérkép felhasználásával és a redők feltüntetésével elkészítettük a Balaton keleti medencéjének neotektonikai vázlatát (12. ábra, d). Ezen a fő eltolódási zónákat generalizálva mutatjuk, a redőgeometriát a 10. ábráról vettük át. A Dél-Dunántúl területére rekonstruált jelenkori feszültségtér (BADA et al. 2007a) fontos határfeltételt ad a szerkezetek értelmezéséhez. Eszerint a Balaton déli és keleti környezetét jelenleg ÉK–DNy-i és ÉÉK–DDNy-i irányú maximális horizontális feszültség (S_{Hmax}) éri (1. ábra). Ilyen kompressziós irány mellett az ÉK–DNy-i csapású vetők balos eltolódásként működnek (13. ábra, b), ami jó összhangban van a szerkezeti értelmezésünkkel. A vetőkön túlmenően a redőgeometriát is rekonstruáltuk. Ez jól illeszkedik a Somogyi-dombságban a kainozoos összletekben kimutatott antiklinálisok és köztük lévő szinklinálisok nagyjából párhuzamos, K–Ny-i irányú tengelyvonalával (PÁVAI VAJNA 1925). A Balaton keleti medencéjétől délre, ipari szeizmikus szelvények alapján CSONTOS et al. (2005) inkább a tó tengelyével párhuzamos, azaz ÉK–DNy-i lefutású, eltolódásokkal kombinálódó feltolódásokat értelmezett. A MAGYARI et al. (2005) által Somogyban térképezett É–D-i tengelyű redők a Balaton aljzatában meglehetősen ritkák, méretüknél fogva inkább lokális jelenségnek tűnnek. Szerkezeti elemzésünk — amely a fenti tanulmányokhoz képest jóval kisebb területre korlátozódik — két fő redőződési irányt (K–Ny-i és ÉK–DNy-i redőtengelyek) mutatott ki, fokozatos laterális átmenettel. Értelmezésünk szerint a kétféle irány egy kinematikai rendszerbe illeszthető. A redők jórészt a főbb eltolódási zónák környezetében jelentkeznek, azok körül gyakran kulisszaszerűen elrendeződve. Az eltolódási zónákra általában jellemző, hogy komplex deformációs képet hoznak létre maguk körül. Az eltolódások ismételt felújulása miatt a redők utólag is



13. ábra. a) Dél-Dunántúl neotektonikai vázlata a domborzati viszonyokkal, fontosabb szerkezeti elemekkel, földrengés epicentrumokkal és a maximális horizontális feszültség (S_{Hmax}) trajektóriáival

Részletes magyarázat és hivatkozások a szövegben. ÉPZ = Északi-pikkely-zóna, KH = Keszthelyi-hegység, TM = Tapolcai-medence

b) Eltolódási zónákban kialakuló szerkezeti elemek általános, elvi sémája HANCOCK (1985) nyomán

Figure 13. a) Neotectonic map of South Transdanubia with topography, main structural elements, earthquake epicentres and trajectories of the maximum horizontal stress S_{Hmax}

See text for details and references. ÉPZ = Northern Thrust Zone, KH = Keszthely Hills, TM = Tapolca Basin

b) Idealised structural pattern in shear zones after HANCOCK (1985)

deformálódhatnak, ami a redőtengelyek további változékonyságát okozhatja. Az ÉK–DNy-i tengelyű redőknél az az értelmezés is lehetséges, hogy ezek nem kompressziós eredetűek, hanem a vetők (eltolódások) mentén fellépő úgynevezett vetőkapcsolt redők kategóriájába tartoznak (SUPPE 1983).

Regionális neotektonikai modell

A balatoni szeizmikus adatrendszer alapján kidolgozott neotektonikai képet egy Dél-Dunántúl léptékű szerkezeti modellbe helyeztük (13. ábra). Ennek kivágatát északon a Balaton, nyugaton a Zalai-dombság, keleten a Duna vonala, délen pedig a Mecsek déli előtere határolja. A modell készítésekor hasonló elvet tartottunk szem előtt, mint a balatoni térkép szerkesztésénél: azon neotektonikus szerkezeteket tüntettük fel, melyeknél igazolható a posztpannoniai, azaz miocén utáni működés is. A munkánál felhasználtuk a területre vonatkozó újabb szerkezeti elemzések eredményeit is (TÓTH & HORVÁTH 1997; WÓRUM 1999; CSONTOS et al. 2002, 2005; BADA et al. 2003, 2005, 2006; SÍKHEGYI 2002; WÓRUM & HÁMORI 2004; FODOR et al. 2005).

Egymástól független (kőzetfeszültség, űrgeodéziai, szerkezetföldtani, morfológiák) adatrendszerek egyaránt a Pannon-medencében zajló aktív térrövidülést, a medence szerkezeti inverzióját bizonyítják. Az adatok és modellezési eredmények alapján megállapítható, hogy főképp a délnyugat felől ható nyomás felelős a Pannon-térség recens, főképp eltolódásos, ill. kompressziós jellegű feszültségterének létrejöttéért (BADA et al. 2007b). A területen tapasztalt feszültségi irányok regionális eloszlása jellegzetes legyezőszerű képet mutat: a kompresszió (S_{Hmax}) Alpokban tapasztalt É–D-i irányú délekelet és a medence-területek belseje felé fokozatosan elfordul és jellemzően ÉK-i orientációt vesz fel (BADA et al. 2007a). Űrgeodéziai mérések alapján 1,5–4 mm/év rövidülés becsülhető a Pannon-medence egészére vonatkozóan (GRENERCZY & BADA 2005, GRENERCZY et al. 2005), melynek iránya a központi területeken alapvetően DNy–ÉK-i.

A Pannon-medence délnyugati területein (pl. Zala, Mecsek) az inverzió szerkezeti jelei jóval fejlettebbek a keleti térségekhez képest. A (neo)tektonikai stílusra jellemző, hogy délnyugaton inkább a tisztán kompressziós szerkezetek uralkodnak, ami északkelet felé előbb transzpressziós (Dunántúl), majd eltolódásos, lokálisan transzpressziós (Nagyalföld) jelleget ölt. Bár az aktív szerkezetek — részben a feltársági viszonyok, részben a fiatal üledékek redukált vastagsága vagy éppen hiánya miatt — térképezése

nehéz, a térség neotektonikus szerkezeti viszonyairól elmondhatjuk, hogy a deformáció alapvetően egykori törésvonalak ismételt felújulásához köthető. Ezek a reaktivált vetők bonyolult geometriával rendelkező, szélesebb nyírási övekbe rendeződnek, melyek csapása jellemzően ÉK–DNy-i. Jó példa erre a Közép-magyarországi nyírási öv, amely az Alcapa- és a Tiszai-egységek között egy többször felújult (CSONTOS & NAGYMAROSY 1998) deformációs zónát alkot, amelynek neotektonikus aktivitására több bizonyíték van (pl. TÓTH & HORVÁTH 1997, BADA et al. 2005, CSONTOS et al. 2005).

A balatoni neotektonikai térképet regionális környezetbe helyezve (vö. 12. és 13. ábra) megállapítható, hogy a rekonstruált vetőzónák jól illeszkednek a Dél-Dunántúlon húzóódó, nagyjából ÉK–DNy-i csapású szerkezeti pásztákhhoz. Ide tartozik pl. a Közép-magyarországi nyírási öv északi peremét alkotó Balaton-vonal és a déli határát adó Tamási-vonal, ill. annak keleti leágazása, a Kapos-vonal is, valamint délebbre a Mecsekalja-vonal. Ez a szerkezeti trend nyugati irányban is folytatódik, bár Zalában a főbb tektonikai elemek csapása inkább K–Ny-i, ill. KÉK–NyDNy-i. A térképen látszik az is, hogy a Közép-magyarországi nyírási öv jelentése szigorúan neotektonikus értelemben felülvizsgálatra szorul. A Balaton alatt — tehát még az Alcapa-terrénum részét képező Dunántúli-középhegységi egységben — azonosított eltolódások neotektonikailag igen szoros rokonságot mutatnak a Balaton-vonal és az attól délre elhelyezkedő fiatal szerkezetek működésével. Ezért ezeket a vetőket akár egy zónába tartozónak is minősíthetjük.

Míg a főbb szerkezetek iránya meglehetősen egyveretű, a kinematikai képük nyugatról keleti irányban jellegzetes módon megváltozik. Az átöröklött szerkezetek — melyek, köszönhetően a Pannon-medence szerkezeti előéletének, döntő fontosságúak a területen (DANK et al. 1990) — az uralkodó jelenkori feszültségtér függvényében másképp reaktiválódnak (13. ábra). Zalában az É–D-i irányú kompresszió a közel K–Ny-i csapású aljzatszerkezeteket feltolódásként reaktiválja, ami a fedőüledékekben redőződéssel jár együtt (Zalai boltozatok, pl. Budafa, Liszó, Lovászi), a domborzaton is jól követhető módon. Keleti irányban a kompresszió iránya az óra járásával megegyezően elfordul, ami a fokozatosan ÉK–DNy-i csapásúvá váló szerkezeteket balos eltolódásként reaktiválja. A kompresszió és a felújuló szerkezetek által bezárt szög függvényében az eltolódásokat lokális térrövidülés (feltolódások–transzpresszió) vagy tágulás (normálvetők–transzpresszió) kísérheti. Előbbi eset inkább a Dél-Dunántúl központi, utóbbi pedig keleti részére

jellemző. A reaktiválódó szerkezetek a földkéreg felső, kb. 15 km vastag, ridegen viselkedő szeizmogén részében föld-rengéseket, a fiatal fedőüledékekben jellegzetes virágszerkezetet hoznak létre (WINDHOFFER et al. 2005).

A Dunántúlon a legfiatalabb vetők kora nem jól ismert. Az Alföldön, ahol több száz méter vastag, csaknem folyamatos kvarter rétegsor települ, szerencsésebb a helyzet. A Tiszán Martfű közelében mért, TÓTH & HORVÁTH (1999) által publikált nagyfelbontású szeizmikus szelvény nem hagy kétséget afelől, hogy az ott észlelt vetőzóna még a negyedidőszak fiatalabb részében, mintegy 300 ezer évvel ezelőtt (középső-pleisztocén) is biztosan működött. A szerkezeti korreláció szerint ez a vetőzóna nyugati irányban kapcsolatban áll a Kapos-vonallal, ami ennek megfelelően a kvarter folyamán szintén működhetett. Véleményünk szerint a Pannon-medence belsejében, így a Dél-Dunántúlon is áthúzódó, regionális elterjedésű, nagyjából ÉK–DNy-i csapású nyírási zónák számos vetője a negyedidőszak folyamán bizonyosan működött. Ezt szeizmológiai adatok is valószínűsítik (l. berhidai és a Kapos-vonalhoz köthető rengések). A szeizmicitás adatok és a GPS-es mozgásvizsgálatok eredményei szerint — amely alapján a területen 1 mm/év nagyságrendű horizontális kéregmozgás valószínűsíthető (GRENERCZY et al. 2005) — a jelenkori tektonikus aktivitás mérsékeltnek tekintendő.

A zalai és somogyi, valamint a mezőföldi területek legszembetűnőbb domborzati jelensége a markáns morfológiai arculattal bíró meridionális völgyrendszer. Ezek a lokális értelemben párhuzamos, regionális értelemben inkább sugaras elrendeződésű völgyek akár 50 km hosszúságúak, átlagosan néhányszor tíz méter mélyek és általában 0,5–5 km szélesek. A folyóvizek és a szél felszínformáló hatását a völgyek oldalában azonosított teraszmaradványok és jellegzetes morfológiai bélyegek, szélérozóiós jelenségek jól mutatják (pl. BULLA 1943; ERDÉLYI 1961; SOMOGYI 1961; MAROSI 1969; JÁMBOR 1992, 2002). A lineáris lefutású völgyek között hosszan elnyúló löszhátak általában enyhén billentettek délkeleti irányban — topográfiai és földtani értelemben egyaránt. ÉNy-i szegélyük meredekebb, mint a délkeleti elvégződésük; utóbbi irányban a kvarter fedő (általában lösz) is vastagodik. A völgyrendszer szerkezeti preformáltsága egyik fő „bizonyítékának” általában a völgyek feltűnő linearitását tekintik (pl. JÁMBOR 1993, SÍKHEGYI 2002), ami nem mutat túl LÓCZY és CHOLNOKY egykori érvein (HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet). A regionális értelemben sugaras elrendeződést azonban igen nehéz bármilyen kőzetmechanikai modellel összehangolni. Erre kísérlet ugyan történt (GERNER 1992), azonban a kidolgozott modell — léptéke és geometriája miatt — nem tűnik meggyőzőnek. Másfelől pedig a megfigyelt szeizmicitással — legyen a rengések helymeghatározása bármekkora hibával is terhelt — a meridionális völgyek lefutása nem korrelál. Ezen völgyek uralkodó iránya sem az aljzat idősebb, alpi szerkezeteivel, sem pedig a fiatalabb, neogén törésszerkezettel nem állnak semmilyen koherens geometriai és kinematikai kapcsolatban.

A neotektonikai modellek kritikai elemzésén túlmenően

nagyszámú dél-dunántúli szeizmikus szelvény értelmezése arra enged következtetni, hogy — legalábbis a szeizmikus felbontás határain belül — a meridionális völgyek szerkezetileg nem kontrolláltak. A szeizmikus felbontás hagyományos ipari szeizmikus adatok esetén néhány méter; nagyfelbontású, vízen kivitelezett szeizmikus szelvények esetén pedig 1–2 méterre, optimális esetben a szub-méteres tartományra csökkenthető. A kérdés szempontjából kulcsfontosságúak voltak a Balatonon mért szeizmikus szelvények, amelyek messze a legjobb felbontással bírnak a területen. Megállapítható, hogy a tanulmányunkban bemutatott szeizmikus adatrendszer — hasonlóan az ipari profilokhoz — nem mutatja a meridionális völgyek tektonikai meghatározottságát. Véleményünk szerint ehelyett inkább a külső felszínformáló erők, elsősorban is eolikus folyamatok dominanciájával számolhatunk. A szélérozóió döntő fontosságát már LÓCZY (1913) és CHOLNOKY (1918, 1936) felismerte, igaz ezek a szerzők a szerkezeti preformáltságot — ellentétben pl. PÁVAI VAJNÁVAL (1923) — is lényegesnek tartották (l. még GERNER 1994; CSILLAG et al. és HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet 2010). A völgyek eszerint szélsősorúaként értelmezhetők, melyeket a szélsőséesebb (interglaciális) időszakokban a folyóvizek tovább alakítottak. A folyók részben az emelkedő, dombvidéki térszint kivájtva az eolikus eredetű üledékleplet (löss, futóhomok) roncsolták — gyakran teraszokat maguk mögött hagyván —, hogy aztán az erodált anyagot a laposabb, süllyedő területeken hordalékkúp formában szétterítsék. Részben pedig a hordalékanyagot készítették elő a következő száraz időszak eolikus üledékszállításához. A negyedidőszak nagy részén a felszínformáló erők ilyen értelmű ciklikus váltakozását valószínűsítjük.

A „meridionális” (v. keresztirányú) völgyekkel szemben az ún. „longitudinális”, vagy hosszanti völgyek szerkezeti preformáltságot számos adat valószínűsíti. Elsősorban szeizmikus szelvények regionális tektonikai kiértékelése (BADA et al. 2003, 2005; WÓRUM & HÁMORI 2004; CSONTOS et al. 2005; FODOR et al. 2005), de morfológiai vizsgálatok (SÍKHEGYI 2002) és fúrások vizsgálata (NÉMEDI VARGA 1977) is fontos adatokkal szolgáltak. Az ÉK–DNy, ill. KÉK–NyDNy-i tektonikai irány jól egybecseng az aljzat főbb szerkezeti elemeivel, ami kőzetmechanikai szempontból is kedvez azok ismételt reaktivációjának (WINDHOFFER et al. 2005). A fontosabb szerkezetek közül neotektonikusnak minősítjük a Balatonfői-, a Balaton-, a Kapos-, a Tamási- és a Mecsek-alja-vonalakat, valamint több hasonló csapású, de kisebb léptékű vetőt is (13. ábra). Számos szerző a Duna medrének néhány kanyarulatát, így pl. a paksi kanyart is fiatal vetőkhöz köti (pl. JASKÓ & KROLOPP 1991, BADA et al. 2005).

Következtetések

Balaton keleti medencéjének geometriája az eltolódási övek jellegzetes felépítését mutatja, gyakran kulissza-szerűen elrendeződő másodlagos (Riedel-)törésekkel.

A Balaton alatti pannóniai üledékek enyhén gyűrtek: a redőtengelek uralkodó iránya K–Ny-i, ill. KÉK–NyDNy-i; a redők karakterisztikus hullámhossza néhány száz métertől 1–2 km-ig terjed. A szerkezeti kép kinematikailag jó összhangba hozható a területen uralkodó jelenkori feszültségtérrel. Az ÉK–DNy-i, ill. ÉÉK–DDNy-i irányú kompresszió a térképezett eltolódásokat balos értelemben aktiválta, míg a gyűrődések kissé ferdén helyezkednek el a maximális horizontális feszültség (S_{Hmax}) irányára.

A tektonikai elemek létrejöttének korát a Balaton alatti térrész földtani felépítése miatt nem lehet pontosan meghatározni. A szerkezeteket — bizonyítottan 8 millió évnél fiatalabb működésük alapján — neotektonikus eredetűnek minősítettük. Dunántúli és alföldi szerkezeti analógiák, valamint a berhidai földrengés tevékenység alapján feltételezhető, hogy a törések egy része a negyedidőszakban, vagy akár a jelenkorban is aktív lehetett.

Elemzésünk alapján úgy ítéljük meg, hogy a déldunántúli meridionális völgyhálózat nagy része neotekto-

nikai értelemben nem preformált. Ezzel szemben az ún. hosszanti vagy longitudinális völgyek egy jelentős része szerkezetileg kontrolláltnak mutatkozik.

Köszönetnyilvánítás

A mintegy másfél évtizedes múltira visszatekintő szeizmikus mérési kampányaink finanszírozásában és lebonyolításában számos intézmény vett részt. Elsősorban az OTKA pénzügyi segítségét (NK60445, T034928 és TS044765 sz. projektek), valamint a Geomega Kft. színvonalas munkáját köszönjük. Hálásak vagyunk a mérésekben részt vállaló összes egykori és jelenlegi kollégának, hallgatóknak. Köszönjük MAGYARI Árpád és POGÁCSÁS György lektori munkáját. A szeizmikus szelvények értelmezését GeoGraphix rendszeren végeztük, amelyet a Landmark University Grant program keretében használtuk.

Irodalom — References

- BADA G., ILLÉS K., KOROKNAI B., LELKES M., NÉMETH K. & TÓTH T. 1993: Összefoglaló jelentés az 1993. júliusában végzett geofizikai-geológiai terepgyakorlatról. — *Kézirat*, ELTE Geofizikai Tanszék, 53 p.
- BADA G., HORVÁTH F., TÓTH L. & TÓTH T. 2000: Radioaktív hulladékok elhelyezésének szeizmotektonikai problémái. — *Földtani Közlemények* **130/4**, 585–610.
- BADA G., FODOR L., WINDHOFFER, G., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., SACCHI, M., DUNAI, T., TÓTH, L., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2003: Lithosphere dynamics and present-day deformation pattern in the Pannonian basin. — *Geophysical Research Abstracts* **5**, 05772.
- BADA G., BUS Z., GRIBOVSKI K., HORVÁTH F., MAGYARI Á., MÓNUS P., SZAFIÁN P., SZEIDOVITZ Gy., TIMÁR G., TÓTH T., WÉBER Z. & WÓRUM G. 2005: A Paksi Atomerőmű tervezett üzemidő-hosszabbítására vonatkozó Részletes Környezeti Hatástanulmányt (RKHT) előkészítő földtani, szeizmotektonikai és geotechnikai értékelés. II. kötet: A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása. — *Kutatási jelentés az ETV-ERŐTERV Energetikai Tervező és Vállalkozó Rt. részére*, GeoRisk Kft. és Geomega Kft., Budapest, 219 p.
- BADA G., HORVÁTH, F., TÓTH, L., FODOR, L., TIMÁR, G. & CLOETINGH, S. 2006: Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. — In: PINTER, N., GRENERCZY, Gy., WEBER, J., STEIN, S. & MEDAK, D. (szerk.): *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. — *NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, Springer-Verlag* **61**, 385–402.
- BADA G., DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., SZAFIÁN P. & WINDHOFFER G. 2007a: Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi–dinári–kárpáti környezetében. — *Földtani Közlemények* **137/3**, 327–359.
- BADA G., GRENERCZY, Gy., TÓTH, L., HORVÁTH, F., STEIN, S., CLOETINGH, S., WINDHOFFER, G., FODOR, L., PINTER, N. & FEJES, I. 2007b: Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian basin: Seismicity, GPS velocities and stress transfer. — In: STEIN, S. & MAZZOTTI, S. (eds): *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues. Geological Society of America Special Paper* **425**, 243–262.
- BULLA B. 1943: Geomorfológiai megfigyelések a Balaton felvidéken. — *Földrajzi Közlemények* **71**, 18–45.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrológiája. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, 2. rész. Magyar Földrajzi Társulat Balaton-Bizottsága, Kilián F. Bizománya, Budapest, 316 p.
- CHOLNOKY J. 1936: Magyarország földrajza. — *A Föld és élete, VI. kötet*. Franklin és Társa Kiadó, Budapest, 530 p.
- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlemények* **132/ különszám**, 193–213.
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1990: A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ról*, 169–176.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. & KELTS, K. R. (eds): *Lake basins through space and time*. — *AAPG Studies in Geology* **46**, 605–618.
- CSERNY T., PRÓNAY Zs. & NEDUCZA B. 2005: A Balatonon végzett korábbi szeizmikus mérések újraértékelése. — *Magyar állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2004*, 273–283.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P., RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G., 2010. A defláció szerepe a Dunántúli hegységi és dombvidéki területeinek felszínfejlődésében. — *Földtani Közlemények*, jelen kötet.

- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. — *Tectonophysics* **297**, 51–71.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. & WÖRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **410**, 63–80.
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., VAN VLIET-LANOË, B. & MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (Part II): Evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **357**, 81–102.
- DANK V., FÜLÖP J., ÁDÁM O., BARABÁS A., BARDÓCZ B., BÉRCZI I., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., HORVÁTH F., JÁMBOR Á., KASSAI M., NAGY E., POGÁCSÁS Gy., RÁNER G., RUMLER J., SÍKHEGYI F., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L. & ZELENKA T. 1990: Magyarország szerkezetföldtani térképe. M = 1:500 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- DUDKO, A. 1986: A Velence-Balatonfő terület variszkuszi szerkezetalakulása. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, 23–63.
- ERDÉLYI M. 1961. Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közöny* **41**, 445–528.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F. & TIMÁR, G. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.
- GERNER P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon. — *Földtani Közöny* **122**, 89–105.
- GERNER P. 1994: Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. — *Földtani Közöny* **124**, 381–402.
- GERNER, P., BADA, G., DÖVÉNYI, P., MÜLLER, B., ONCESCU, M.C., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: Data and models. — 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**, 269–294.
- GRENERCZY, Gy. & BADA, G. 2005: GPS baseline length changes and their tectonic interpretation in the Pannonian Basin. — *Geophysical Research Abstracts* **7**, 04808.
- GRENERCZY, Gy., SELLA, G. F., STEIN, S. & KENYERES, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. — *Geophysical Research Letters* **32**, L16311.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. 1988: Seismicity and neotectonics of the East Alpine - Carpathian and Pannonian area. — In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (szerk.): The Pannonian basin. — *AAPG Memoir* **45**, 183–194.
- HANCOCK, P. 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. — *Journal of Structural Geology* **7**, 437–457.
- HORVÁTH, F. 1984: Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides. — *Annales Geophysicae* **2**, 147–154.
- HORVÁTH F. & DOMBRÁDI E. 2010: A magyar tektonika fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében. — *Földtani Közöny*, jelen kötet.
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY Gy., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T. 2005: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. — OTKA T034928 sz. projekt, zárójelentés. ELTE Geofizikai Tsz., Budapest, 38 p.
- JÁMBOR Á. (szerk.) 1987: Kunsági emelet — A Magyarországi Kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. — *Magyar állami Földtani Intézet Évkönyve* **69**, 452 p.
- JÁMBOR, Á. 1992: Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **35**, 407–436.
- JÁMBOR Á. 1993: Rövid magyarázó a pleisztocénben aktív magyarországi törésvonalak 1:500 000-es térképéhez. — Kézirat, MÁFI adattár, Budapest, 42 p.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. — *Földtani Közöny* **132/különszám**, 101–116.
- JASKÓ S. & KROLOPP E. 1991: Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, 65–84.
- LOPES CARDOZO, G., BADA, G., LANKREIJER, A. & NIEUWLAND, D. 2002: Analogue modelling of a prograding strike-slip fault: Case study of the Balatonfő fault, western Hungary. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (szerk.): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* **3**, 217–226.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, 1. rész, 1. szakasz. Magyar Földrajzi Társulat Balaton-Bizottsága, Kilián F. Bizománya, Budapest, 617 p.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M., MÜLLER, P. 1999: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlation of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 5–31.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L. & VAN VLIET-LANOË, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (Part I): Evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410**, 43–62.
- MAROSI S. 1969: Adatok Belső-Somogy és a Balaton hidrogeográfiájához. — *Földrajzi Értesítő* **18**, 419–456.
- MCCLAY, K. R. 1989: Analogue models of inversion tectonics. — *Geological Society, London, Special Publications* **44**, 41–59.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — In: CSOMA J. & LACZAY I. (szerk.): *VITUKI Vízirajzi Atlasz Sorozat* **21/1**, 30–39.
- NOVÁK D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — Szakdolgozat, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 89 p.
- NOVÁK D., KONCZ D., HORVÁTH A., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: medernyomok ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken. — *Földtani Közöny*, jelen kötet.
- NÉMEDI VARGA Z. 1977: A Kapos vonal. — *Földtani Közöny* **107**, 313–328.

- PÁVAI VAINA F. 1923: Válasz a magyar földgázkutatás kritikájára. — *Földtani Közlemények* **51–52**, 21–30.
- PÁVAI VAINA F. 1925: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. — *Földtani Közlemények* **55/1**, 63–85.
- RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, A. & BAMLER, R. 2003: The shuttle radar topography mission — a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. — *Photogr. Rem. Sensing* **57**, 241–262.
- 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.
- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central part of the Pannonian basin: A geomorphologic approach. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*. — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* **3**, 203–216.
- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténete. — *Földrajzi Közlemények* **9**, 25–50.
- SUPPE, J. 1983: Geometry and kinematics of fault-bend folding. — *American Journal of Science* **283/7**, 684–721.
- SZAFIÁN, P., BADA, G., SZTANÓ, O., ZLINSZKY, A., SZÉKELY, B. & HORVÁTH, F. 2007: High-resolution seismic investigations at Lake Balaton, Transdanubia, I: Paleoenvironments and lake level variations. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, HUNTEK Workshop, Sopron*, Absztrakt kötet, p. 33.
- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea* **9**, 105–108.
- TÓTH, L., MÓNUS, P. & ZSÍROS, T. 1989: The Berhida (Hungary) earthquake of 1985. — *Gerland. Beitr. Geophysik* **98**, 312–321.
- TÓTH, L., MÓNUS, P., ZSÍROS, T. & KISZELY, M. 2002: Seismicity in the Pannonian Region – earthquake data. — In: CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. (eds): *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*. — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* **3**, 9–28.
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T., BUS Z., KISZELY M. & CZIFRA T. 2009: Magyarországi földrengések évkönyve 2008. — *GeoRisk – MTA GGKI*, Budapest, 98 p.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. — In: MAROSI S. & MESKÓ A. (szerk.): *A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 123–152.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1999: Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! — *Földtani Közlemények* **129**, 109–124.
- TÓTH Zs., 2009. Balatoni többcsatornás vízi szeizmikus adatok feldolgozása és értelmezése. — *Szakkolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 87 p.
- VINCZE O. 2006: Neotektonikai vizsgálatok a Balaton keleti medencéje környezetében nagy és ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján. — *Szakkolgozat*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 73 p.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. — *AAPG Bulletin* **57**, 74–96.
- WINDHOFFER G., BADA G., DÖVÉNYI P. & HORVÁTH F. 2001: Új kőzetfeszültség meghatározások Magyarországon lyukfaldeformációs mérések alapján. — *Földtani Közlemények* **131**, 541–560.
- WINDHOFFER, G., BADA, G., NIEUWLAND, D., WÓRUM, G., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2005: On the mechanics of basin formation in the Pannonian basin: Inferences from analogue and numerical modelling. — *Tectonophysics* **410**, 389–415.
- WÓRUM G. 1999: A Mecsek-Villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján. — *Szakkolgozat*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 117 p.
- WÓRUM G. & HÁMORI Z. 2004: A BAF kutatás szempontjából releváns a Mol Rt. által készített archív szeizmikus szelvények újrafeldolgozása. — *Kutatási jelentés*, Geomega Kft., Budapest, 39 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

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 öszsvastagságban 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.

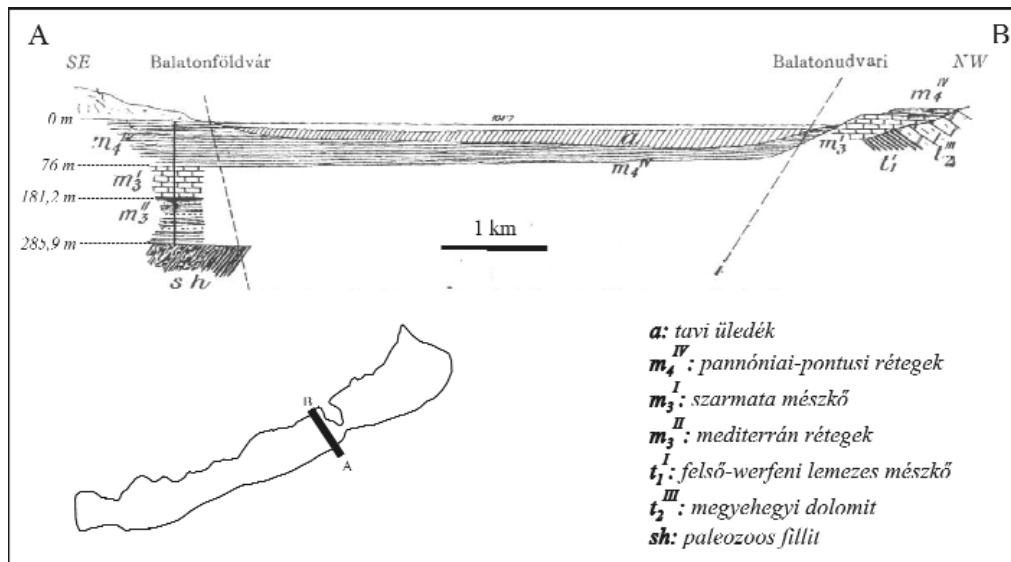
Ebben a tanulmányban először a hazai pannóniai sztratigráfia fő eredményeit és ellentmondásait tekintjük át.

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 progresszív (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 erőzión 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 erőzión melletti 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 bizonytalansággal terhes.

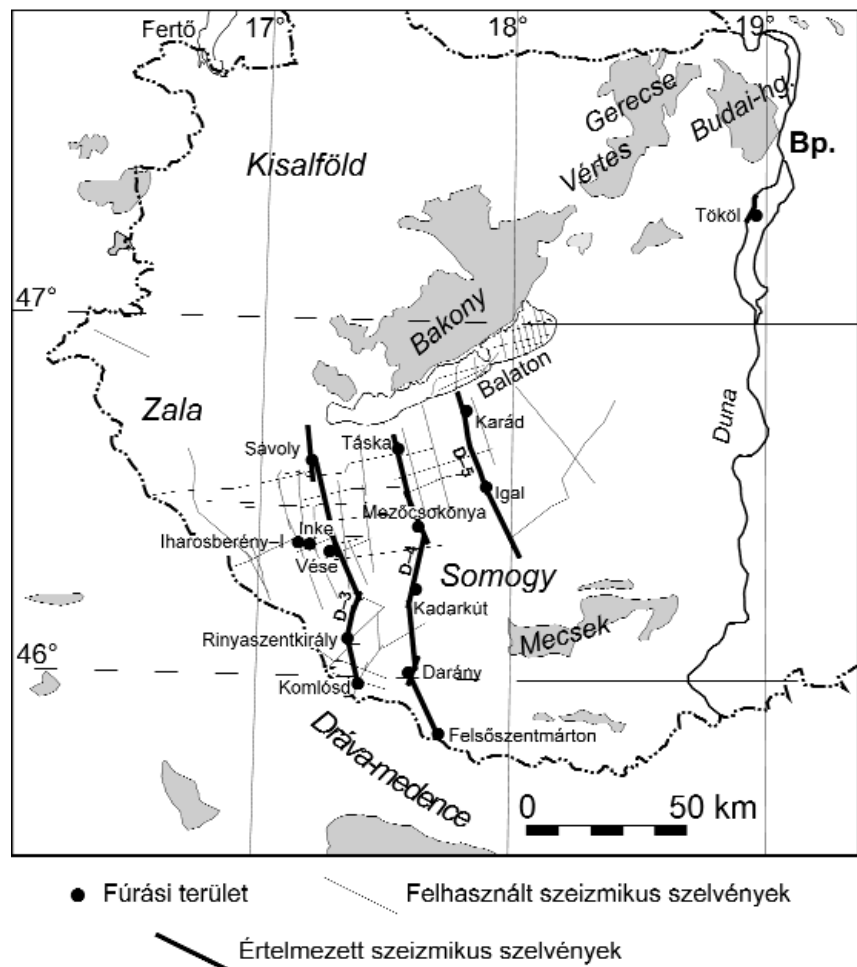
A radioaktív kormeghatározás mellett a magnetosztratigráfia tűnt olyan új módszernek, amely megoldja az numerikus korok hiányának problémáját. Hamarosan kiderült azonban, hogy folyamatos rétegsorok hiányában a mért polaritás zónáció nem használható, ha nincs független adat a standard polaritás-skálához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



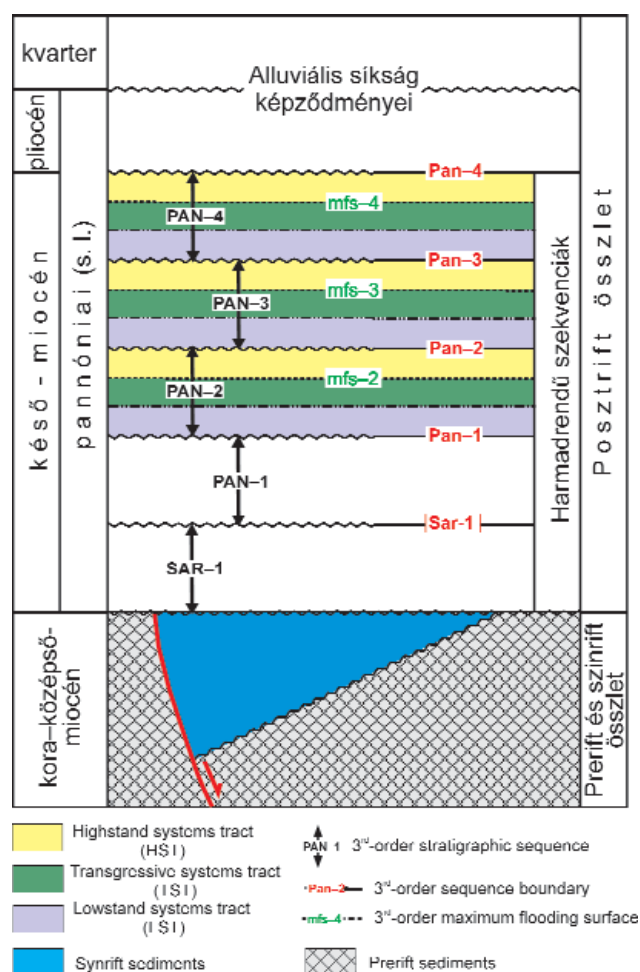
2. ábra. A szekvencia sztratigráfiai értelmezéshez felhasznált fúrások, ipari szeizmikus szelvények és a 7. ábra b részén látható dunai nagyfelbontású szeizmikus szelvény helyszínrajza. A balatoni szelvények részletes helyszínrajza a 8. ábrán látható.

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 rendszeregyeségeket. 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 rendszeregyeség, TST = transzgressziós rendszeregyeség, HST = nagyvízi rendszeregyeség, 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

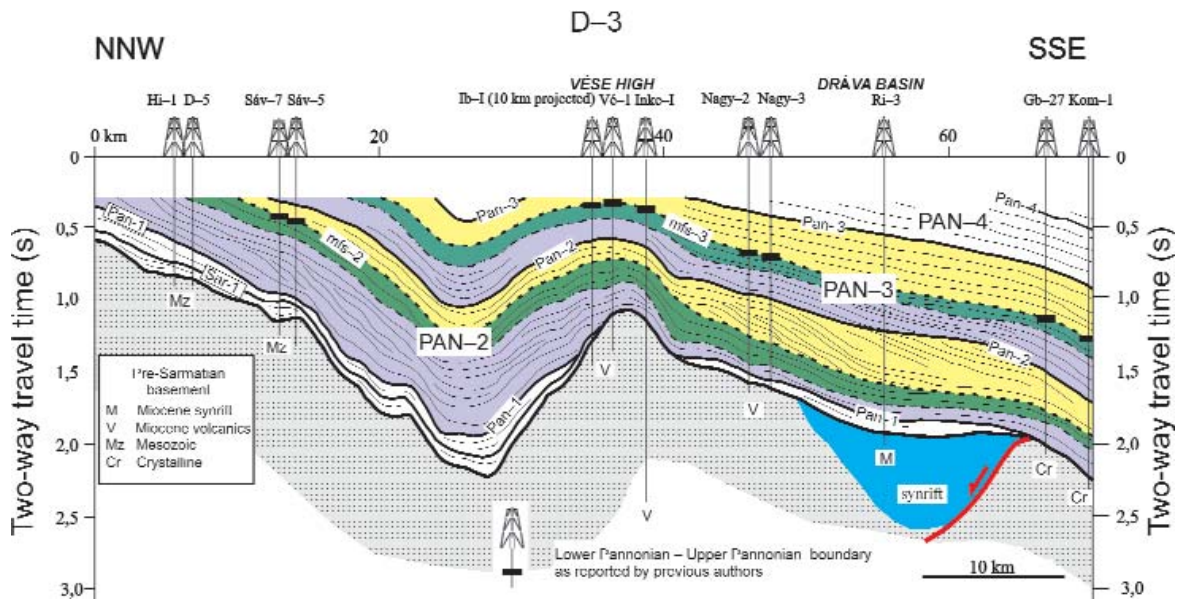
lévő szarmata képződményeket foglalja magába (SAR-1). E fölött négy pannóniai (s.l.) szekvenciát tudunk azonosítani (PAN-1, -2, -3 és -4), amelyek közül a másodikban és a harmadikban definiálhatók voltak a maximális elöntési felszínek is. A legfelső szekvenciahatár (Pan-4) csak a terület legmélyebb részén (Dráva-medence) található meg. A felette települő pliocén-kvarter összletben nem ismerhetők fel harmadrendű ciklushoz tartozó rendszeregyeségek (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 pannóniai 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-rel nyugatra lévő Iharosberény–I. Ezt a folyamatosan magmintavételezett fúrást a MÁFI alapfúrási programja keretében, közel 1400 m-ig mélyítették és mind litofációs 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 pannóniai 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 rendszeregyeségei 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).

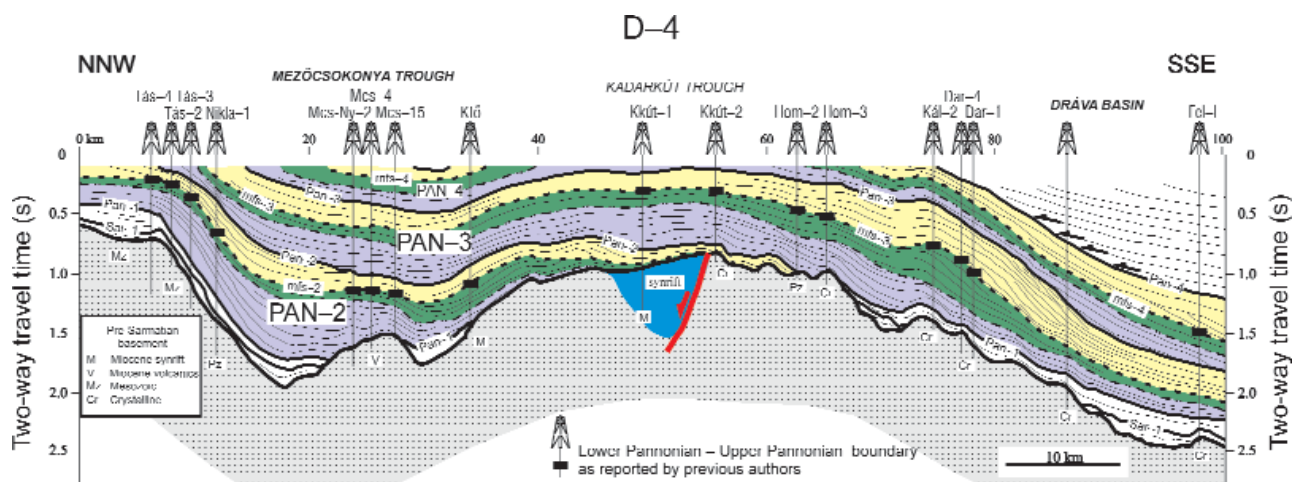
A PAN-2 szekvencia kisvízi és nagyvízi egységében (10–35 km, ill. 40–60 km között), valamint a PAN-3 szekvencia kisvízi egységében (50–70 km között) jellegzetes progradáló sorozatok láthatók (4. ábra). Megállapítható, hogy a medence feltöltődése északról-délre irányult, és az egykori vízmélységek valószínűleg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

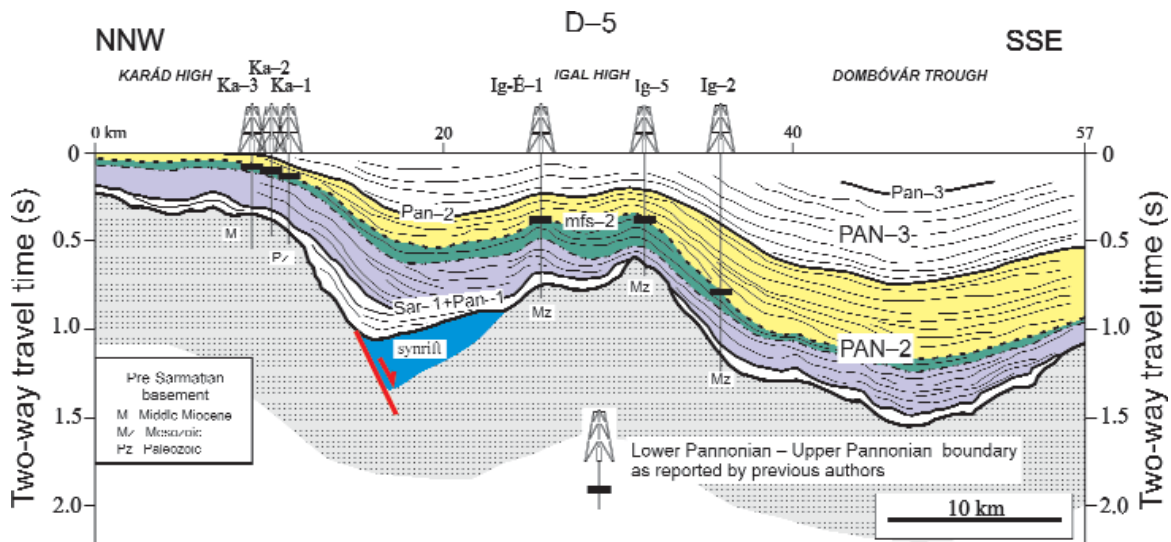
A szelvény közepén látható jellegzetes kettős csúccsal az Igaliblokk, amely egy felső-triász dolomit-mészköv bérc. A kiemelt blokk tetejéről hiányzik a szarmata, sőt a pannoniai idősebb része is. Ténylegesen a területen jelentős üledékhiányt jelöl az egyesülő Sar-1 és Pan-1 szekvenciahatár. Ezzel szemben 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 rétegelvégződése 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 pannoniai 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 kisméretű 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).

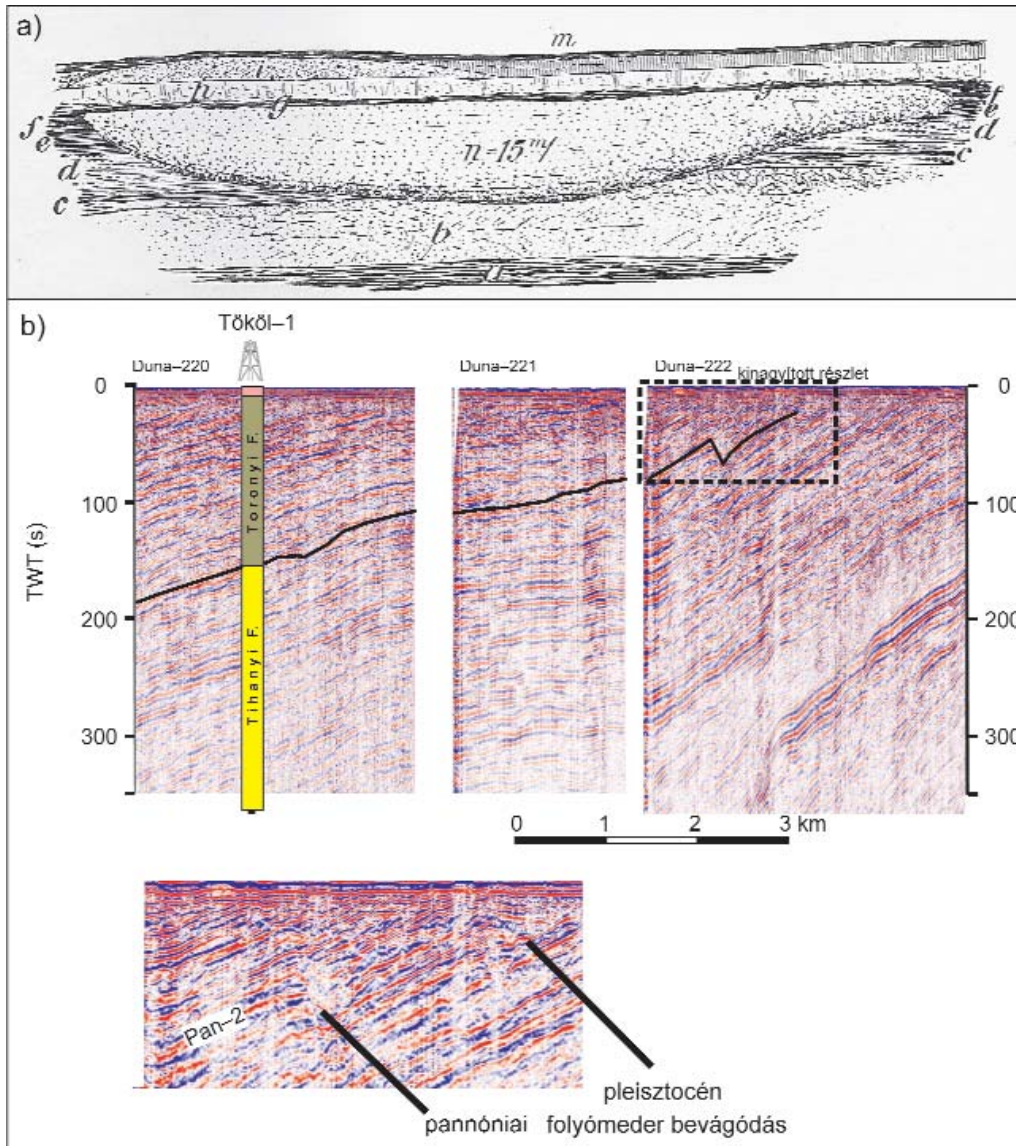
Terepi kutatásaik három helyszínre koncentráltak: a Száki és Kállai Formáció Tapolca környéki előfordulásaira, valamint a Tihanyi Formáció feltárásaira a Balaton keleti medencéje körül és a déli parton. A Tapolcai-medencében elért eredményeik fő következtetése annak megállapítása volt, hogy a Kállai 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 nagyméretű törmelékbehordás időszakában délies irányban progradáló Gilbert-típusú deltákat hozott létre (CSILLAG et al. 2010).

A Tihanyi Formációnak számos jó feltárása van a balatoni magaspártok 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, áthalmazott 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 erőziósan 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-

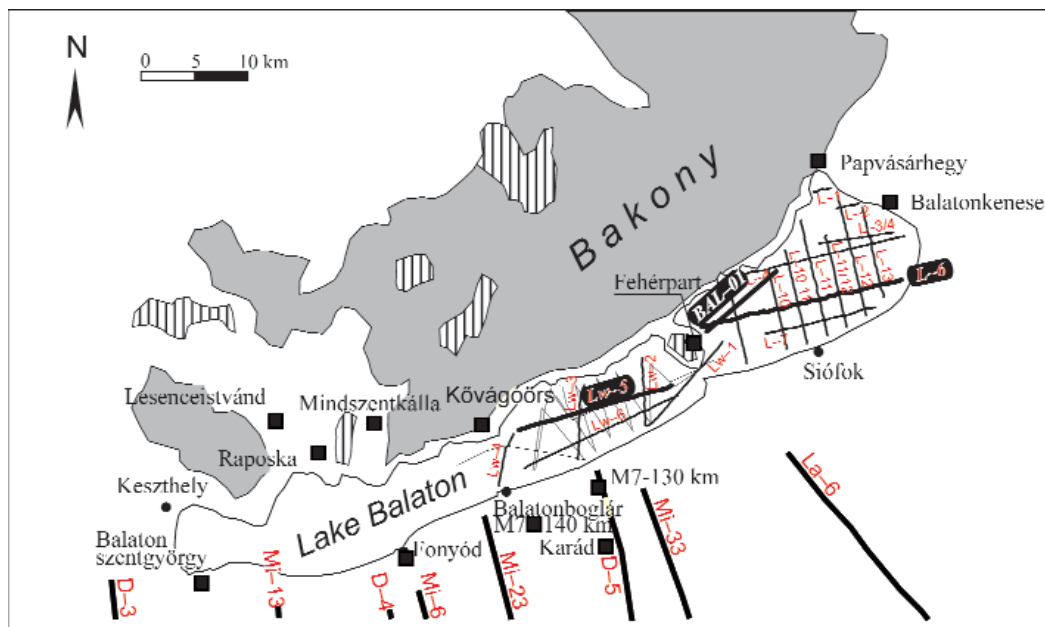
feltörésekkel magyarázta („gejziritek”). Ezt megerősítették MARTIN & NÉMETH (2004) vizsgálatai, akik a forrásmészkövek képződésének időtartamát kb. 50 000 évnél, a mészkőpadok maximális vastagságát a félszigeten pedig 15 méternek határozták meg.

A Tapolcai Bazalt Formáció legidősebb tagjának bizonyult Tihanyi-vulkán tanulmányozása további izgalmas eredményeket adott a szeizmikus értelmezéshez. Az alapitörölő árák 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 keletre 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 (kürtökitöltő 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.

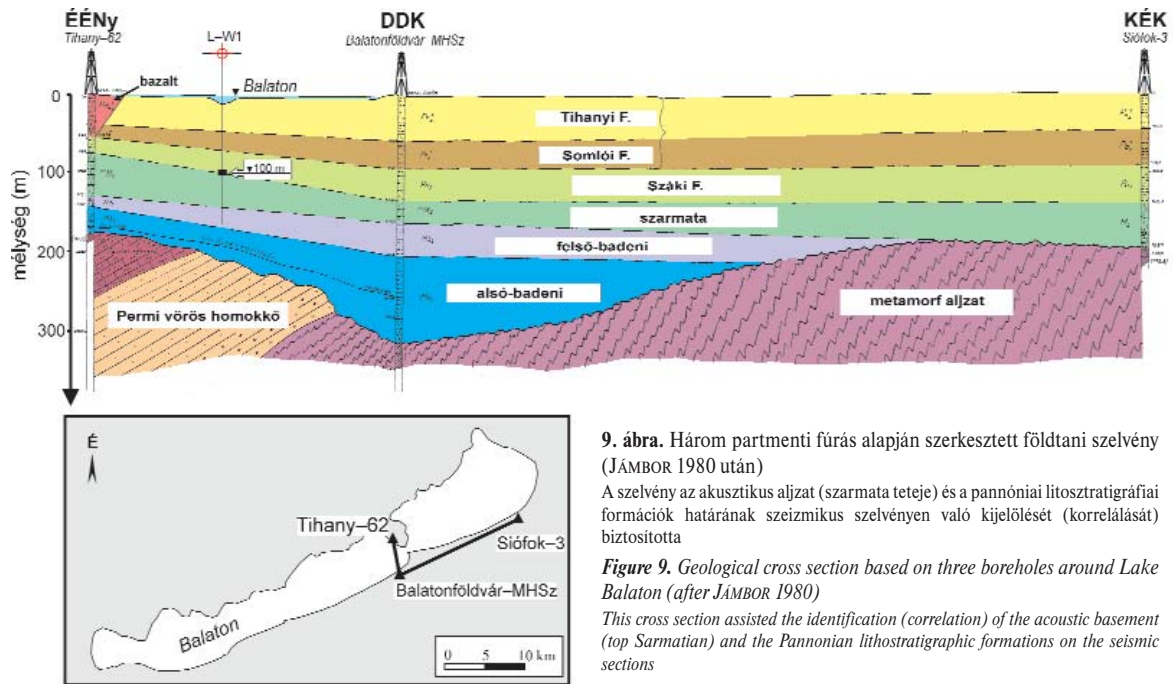


8. ábra. A Balatonon mért egy- és többcsatornás nagyfelbontású szeizmikus szelvények helyszínrajza, a 10–12. ábrán bemutatott szelvények kiemelésével

Az ábra a Tihanyi Formáció fontosabb feltárásait is 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 palák-ból álló, felszínközébe emelkedő medencealjzatot badeni és szarmata mészkövek borítják (BUDAI et al. 1999).

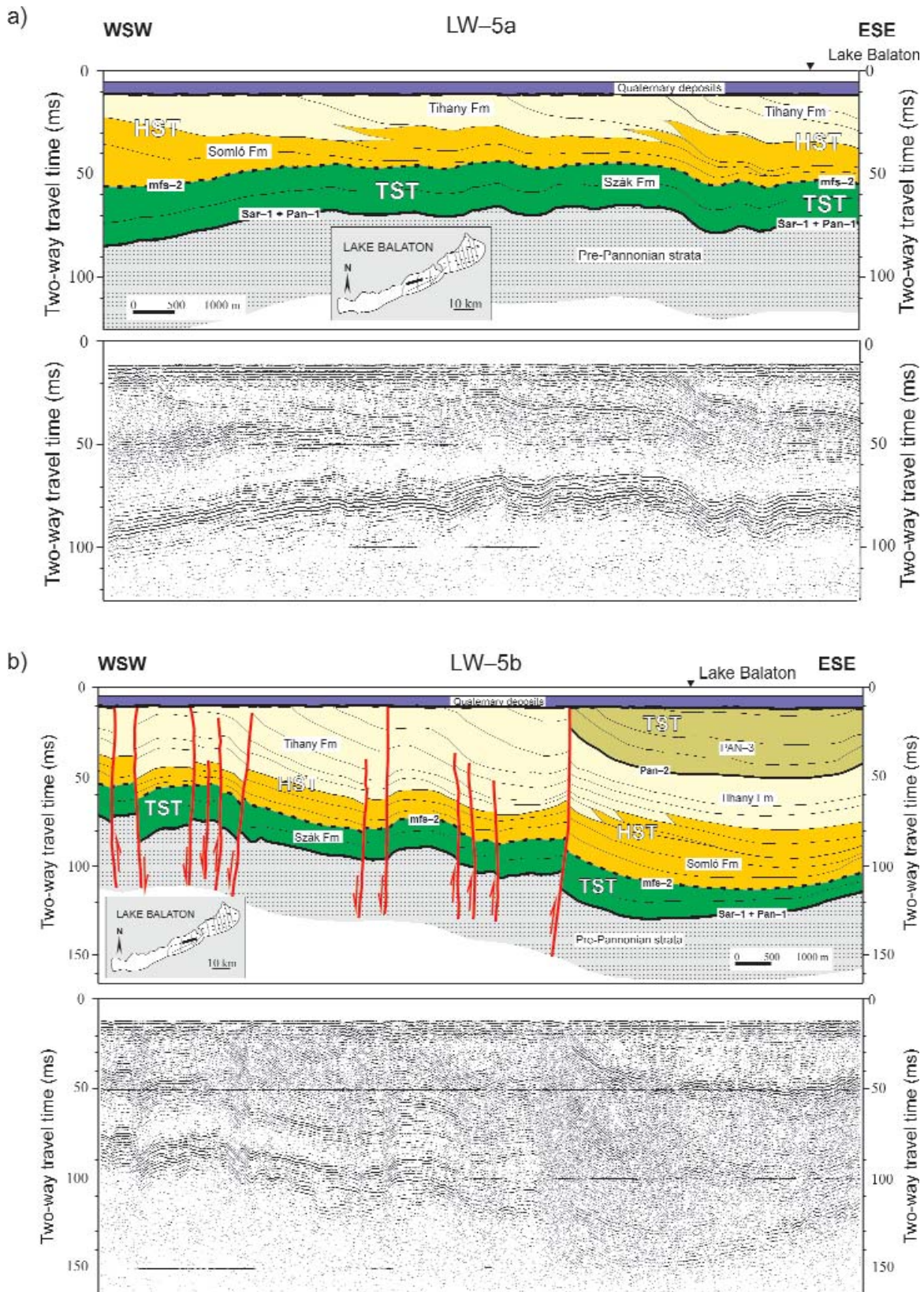
Szeizmikus mérések szerint a szarmata–pannóniai határán lévő diszkordanciafelülethez markáns akusztikus impedanciakontraszt tartozik. Ennek fő oka az, hogy a szarmata képződmények szinte kizárólag mészkövek a Balaton körzetében, s ezek gyakran a Lajtai Mészkővel összefüggő kemény (nagysebességű) rétegsort 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 húzódnó 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

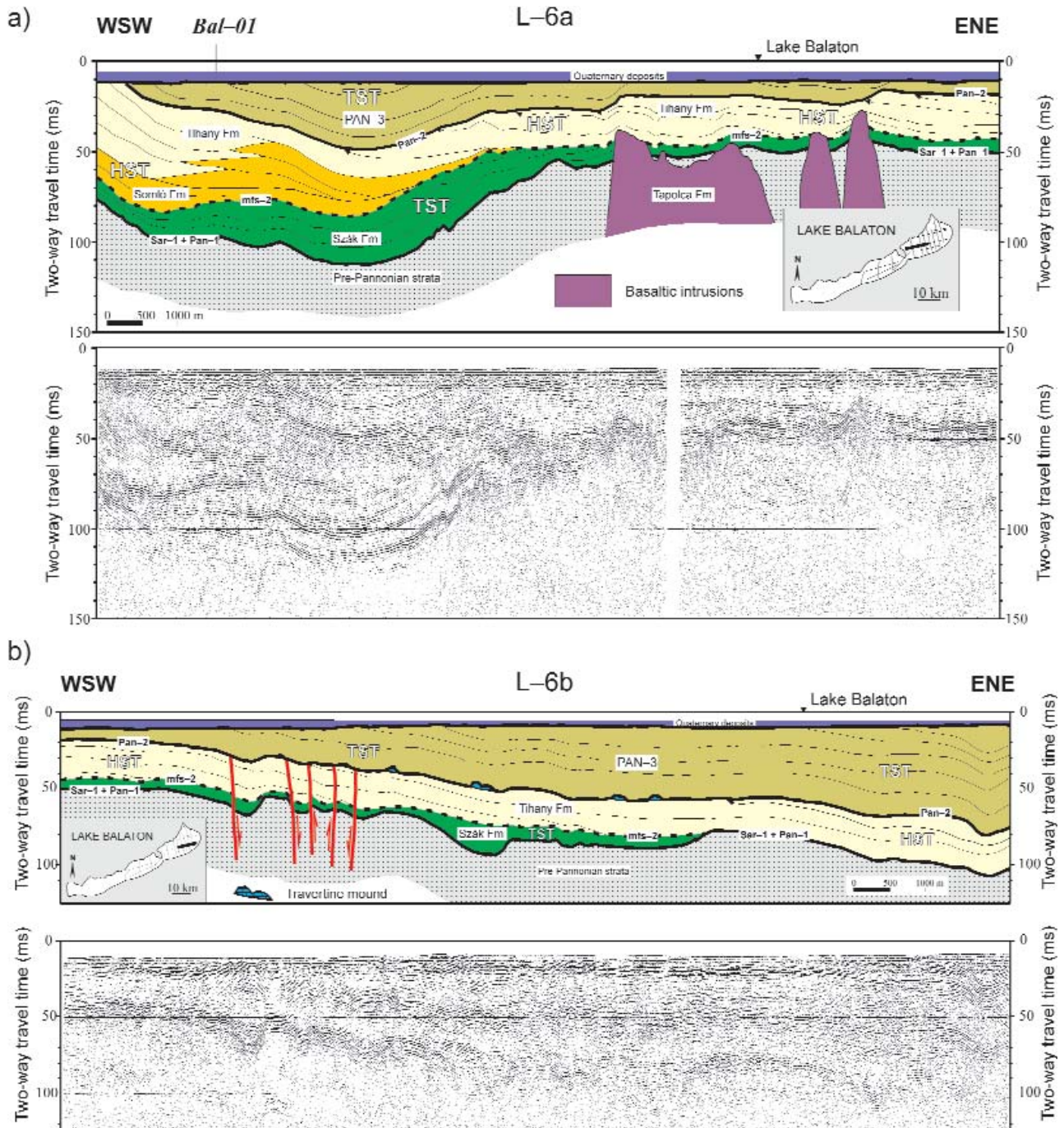


10a-b. ábra. Az LW-5 jelű balatoni egycsatornás szeizmikus szelvényen azonosított litosztratigráfiai egységek és azok szekvencia sztratigráfiai értelmezése két csatlakozó részletben (SACCHI 2001 után módosítva)

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 forrásmész-kúpoknak/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

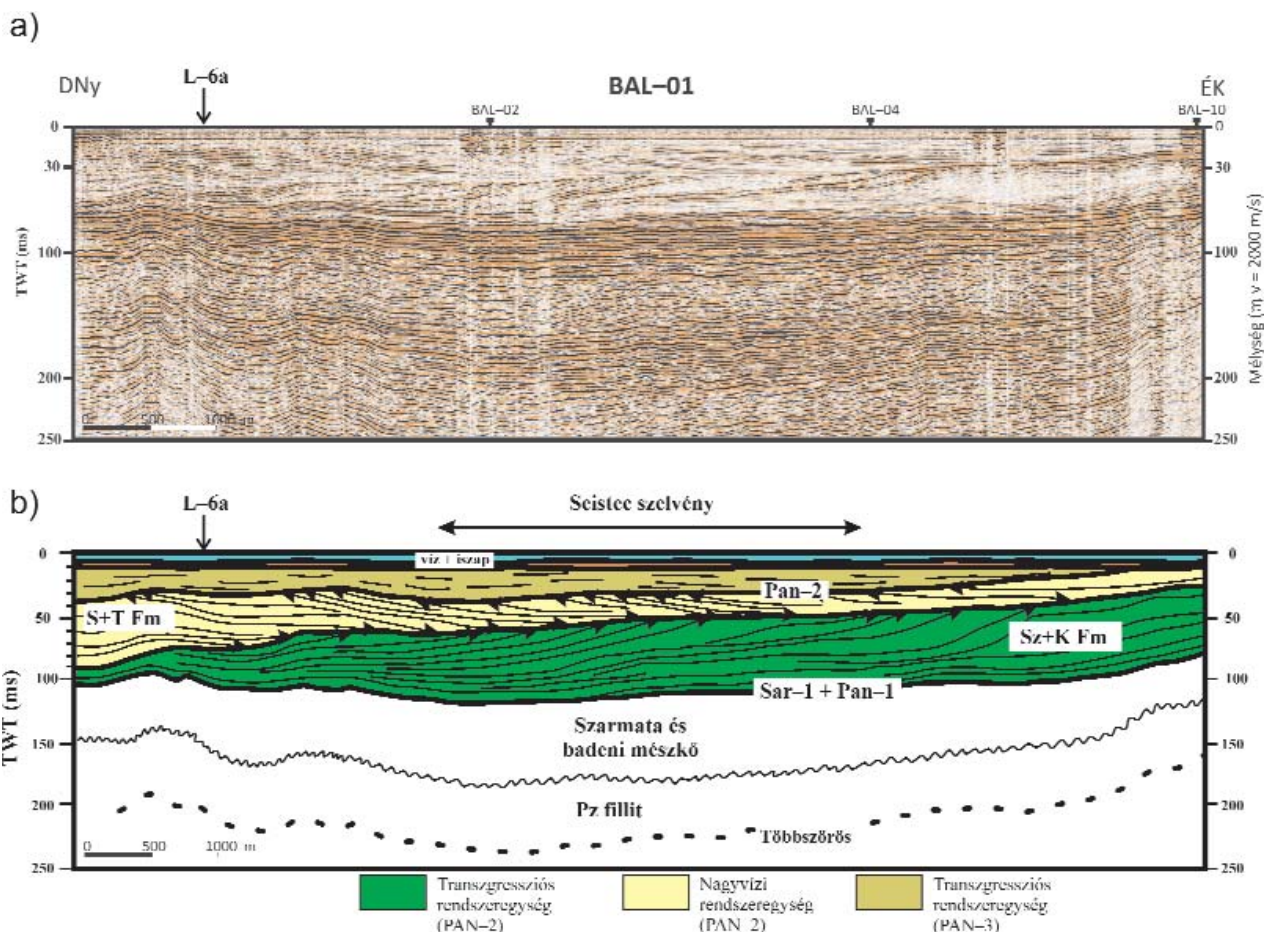
vastömeg zavarta a mérést, és a korrekciókkal kapott térkép is csak tájékoztató következtetésekre alkalmas. Eszerint a keleti medencében a szeizmikus értelmezés összhangban van a mágneses adatokkal. Támogató adatról számol be CSERNY & CORRADA (1989) amikor a tó keleti medencéjének közepén, az L-6a szelvény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

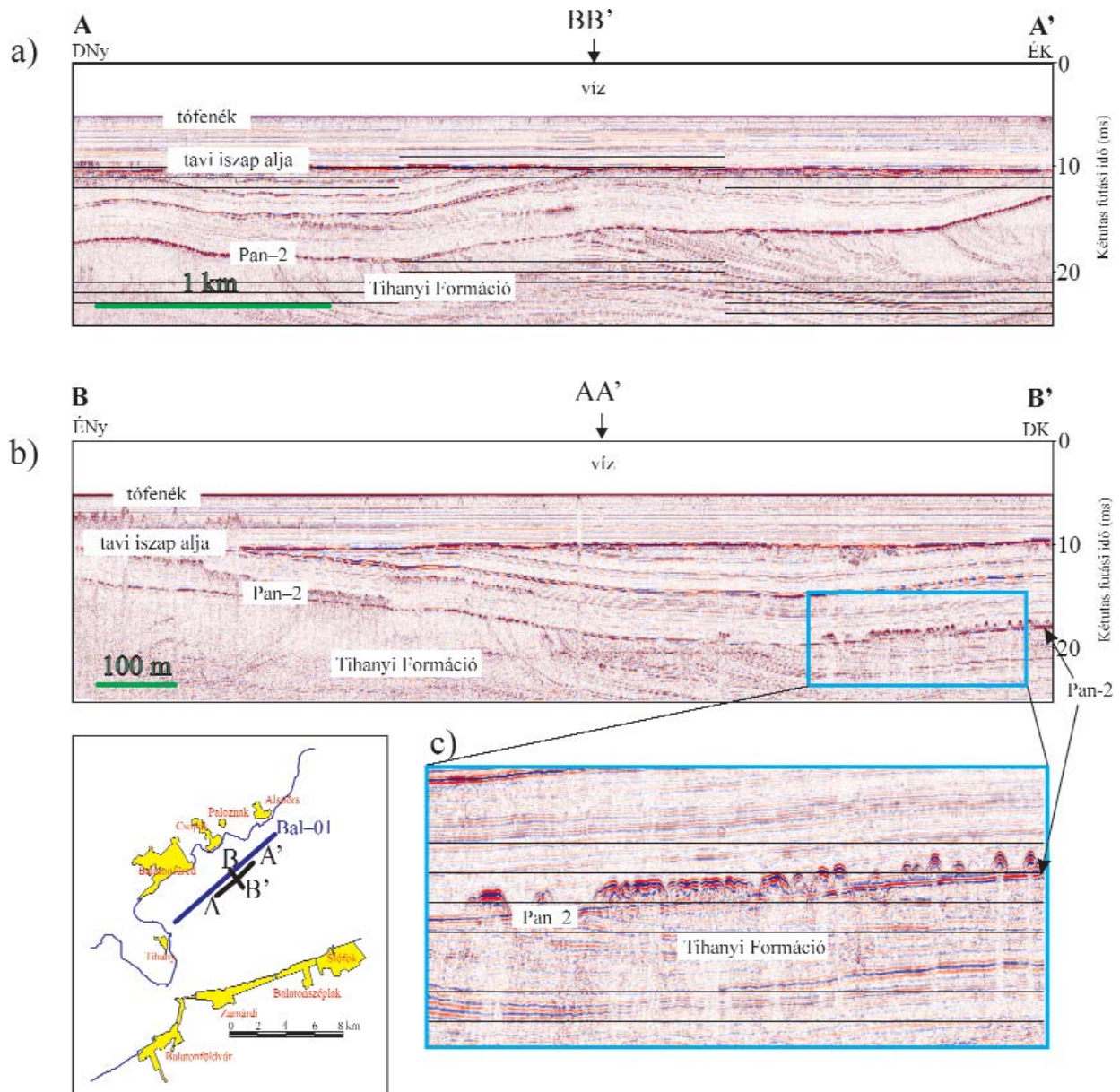
A szelvény mutatja a Tihanyi Formáció tetején kijelölhető eróziós diszkordanciát (PAN-2 szekvencia határa) és két különböző irányból progradáló Gilbert-típusú delta egymásra települését. Jelek (b): S+T= Somlói és Tihanyi Formáció együtt; Sz+K= Száki és Kállai Formáció együtt

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

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);

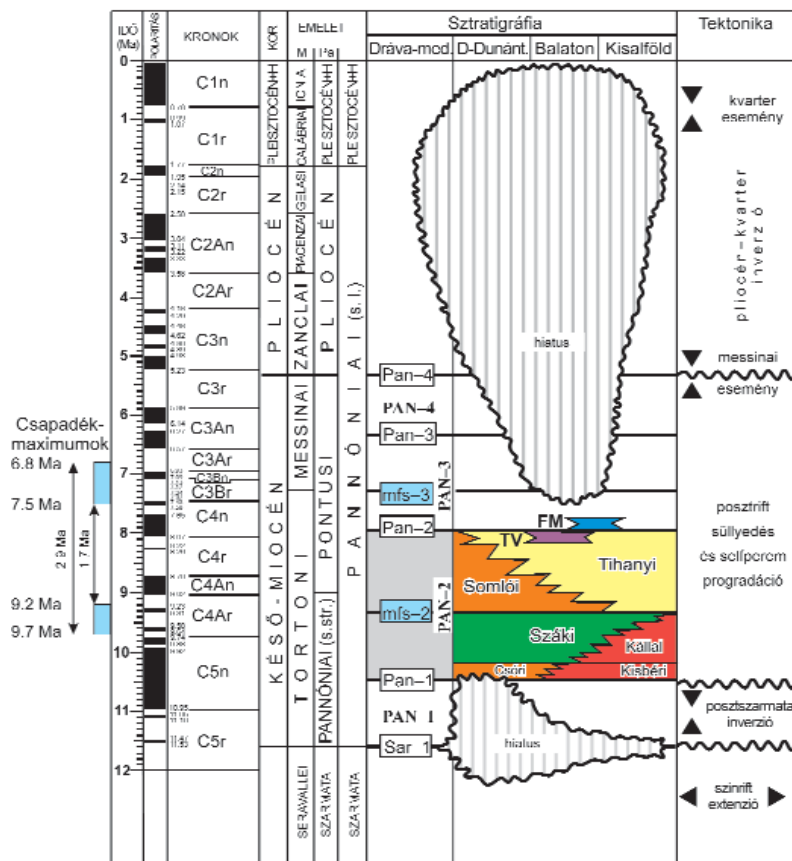
— Az ezt követő második ciklus transzgressziós, amelynek eredményeképpen a tavi vízzelborítottság maximálissá

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 időszakában, 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 időszakban 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 forrásmészkövek 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)

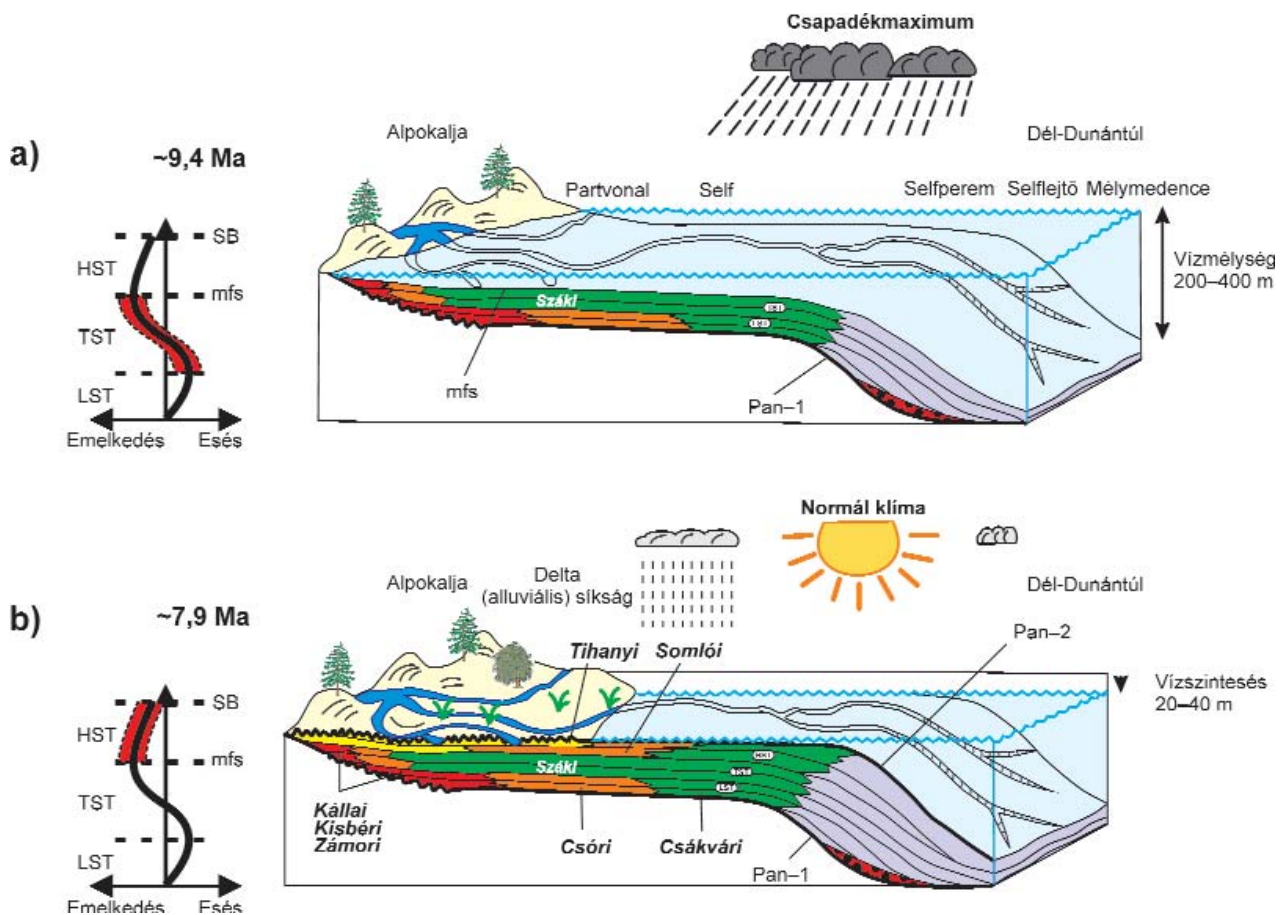
The ages of the determined sequence boundaries and the time span of the main lithostratigraphic units of Transdanubia are also shown together with the times of peak rainfall in the area of the Pannonian Basin (MAGYAR 2009). TV & FM indicate the stratigraphic position of the Tihanyi volcanites and trvaertines, 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 típuszselvényét 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 oldalelmozduláshoz 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.

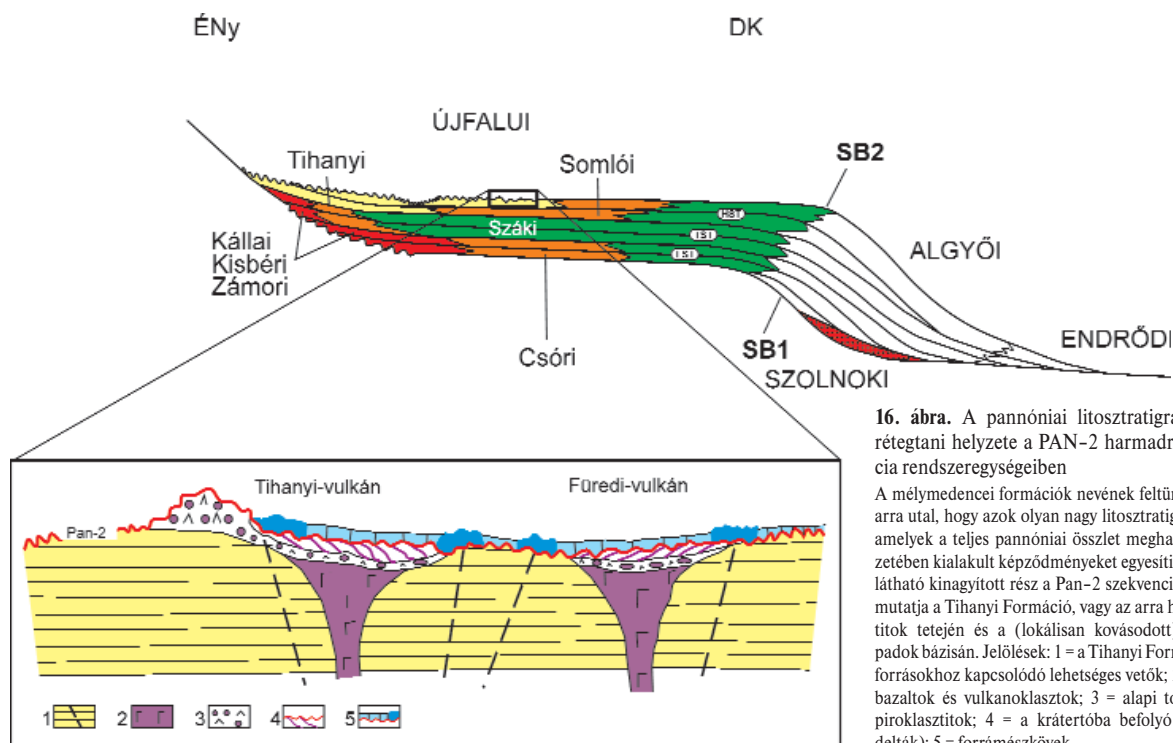
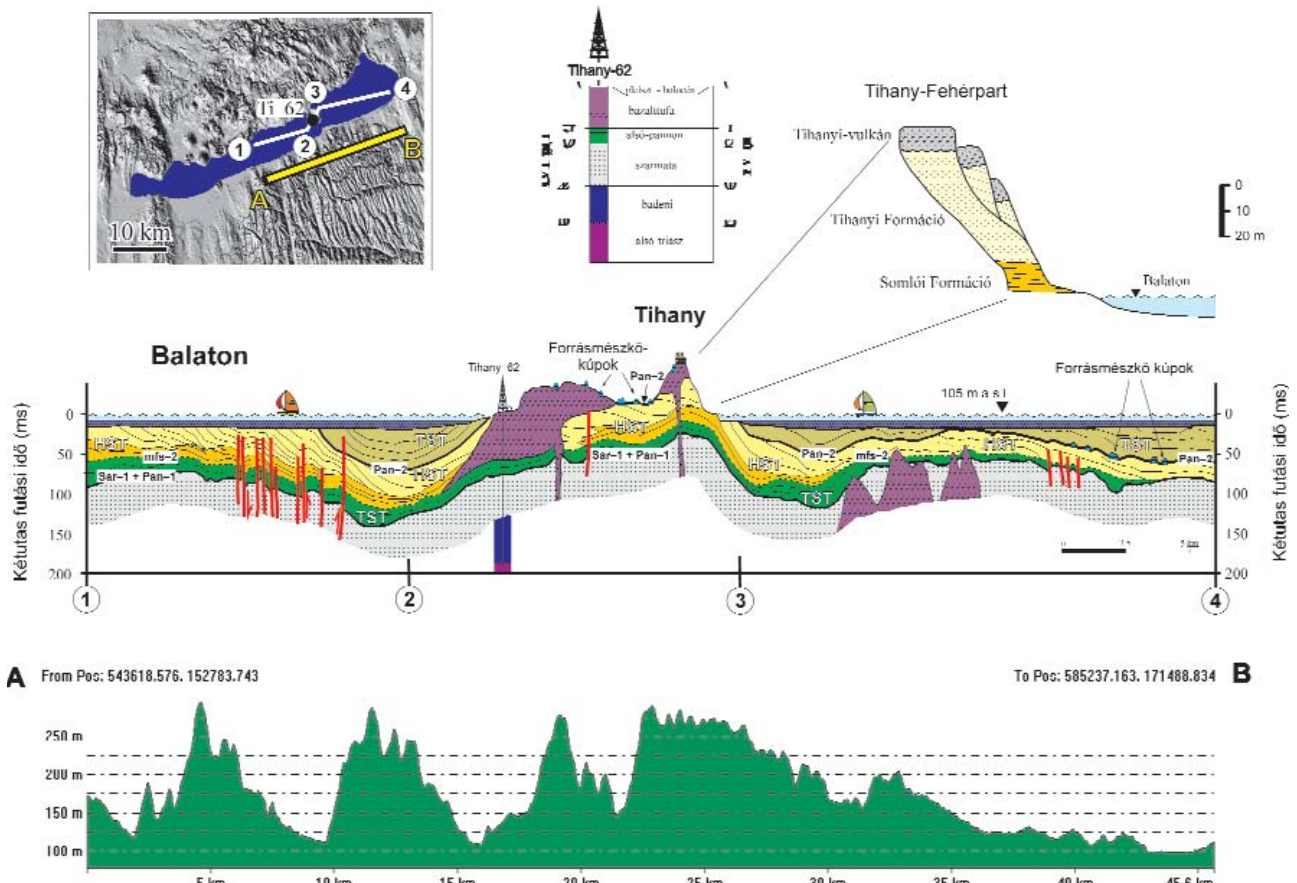


Figure 16. Inferred position of the basin margin lithostratigraphic formations within the systems tracts of the PAN-2 third-order depositional sequence

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 Tihanyi Formation or above the pyroclasts of the Tihanyi 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, Somlói, 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)

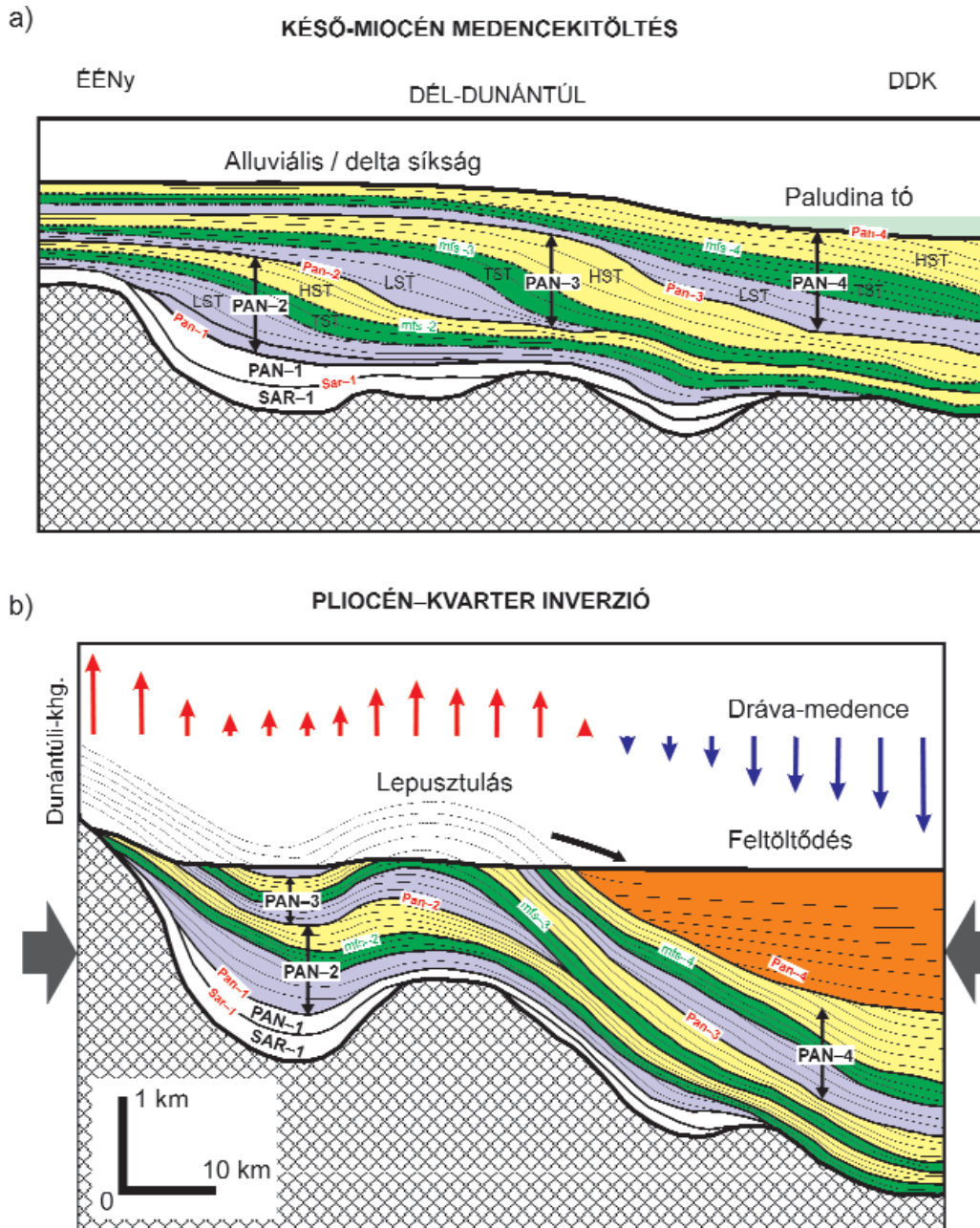
The compilation is based on water seismic profiles, field observations and borehole data. The Száki, Somlói, Tihany and Tapolca Formations can be found between the top Sarmatian and base Holocene unconformities. Basaltic intrusions occur below Lake Balaton (see Figure 12a), which are likely to be coeval 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 medencérsz mai szerkezeti viszonyainak (vö. 4–6. ábra) magyarázatára. A késő-miocén során feltöltődött dunántúli medencérsz (a) a miocén végén meginduló kompresszió hatására deformálódott (b). Az emelkedő területek lepusztulása szolgáltatta a törmelékanyagot a süllyedő medencérszék 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 Somló 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 fűtőösszletekre. 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, fűtési, 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 fűrészekkel 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 fűtőösszleteket 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 Lőrenthey, 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. — *Szakedolgozat*, 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.

Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: medernyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken

NOVÁK Dóra^{1,2}, KONCZ Dávid^{1,3}, HORVÁTH Anita⁴, SZAFIÁN Péter⁵, SZTANÓ Orsolya^{1,*}

¹ ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány s.1/c

² Jelenlegi címe: ExxonMobil Production Company, 800 Bell Street, Houston TX 77002 USA (dora.novak@exxonmobil.com)

³ Schlumberger-GeoQuest, 5599 San Felipe Suite 100, Houston TX 77056-2722 USA (dkoncz@slb.com)

⁴ TXM, Olaj- és Gázkutató Kft. 1011 Budapest, Közraktár u. 30–32.

⁵ Mol Nyrt., 1117 Budapest. Októberhuszonharmadika u. 18. (pszafian@mol.hu)

* levelező szerző: sztano@ludens.elte.hu

A Pleistocene meander loop near Fonyód: remnants of channels on ultra-high resolution seismic images, Lake Balaton

Abstract

A curved erosional surface with a radius of 1.5 km and a width of more than 600 metres can be identified on the ultra-high resolution seismic sections acquired on Lake Balaton in the vicinity of Fonyód. The corresponding sediments above the surface are 1–2 m thick. The three-dimensional shape, as well as the oblique reflections parallel with the trend of incision reveal the remnant of a meandering channel. This channel fill unit is situated unconformably above the tilted and folded Pannonian strata, and is overlain disconformably by the Holocene mud of Lake Balaton. The channel-fill deposit is younger than the deformation of the Pannonian, and was most likely formed somewhat before the wave activity associated with the development of the lake. Therefore the supposed age of the sedimentary body is Late Pleistocene.

The curvature of the meander seems to follow the Fonyód Hill on the shore of Lake Balaton, suggesting that the topography and the lithology of the hill determined the course of the Pleistocene river. Moreover, this meandering channel corresponds in terms of size, location and curvature with meanders situated outside the study area, below the peat of the Nagyberék, as mapped by MIKE (1976) from a series of densely-spaced shallow cores obtained near Fonyód. MIKE regarded these fluvial sediments as remnants of the „early Pleistocene Danube” which used to flow across this part of the country, although recent palaeohydrographic concepts dispute this idea. Nevertheless, a river of significantly high discharge must have left these channel belt deposits as it crossed the valley south of the Balaton Highland, routing towards the subsiding Danube Valley during the Late Pleistocene.

Keywords: meandering channel, ultra-high resolution seismic imaging, Pleistocene

Összefoglalás

A fonyódi Várhegy előterében a Balatonon mért ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken egy legalább 600 m széles, 1,5 km sugarú ívet követő eróziós felület rajzolódik ki. Ennek kitöltése szögdiszkordánsan települ az egyhén gyűrt és dél felé dőlő pannóniai rétegekre, míg felülről eróziós diszkordanciával a balatoni holocén iszap fedi. Az eróziós mélyedést kitöltő üledék 1–2 m vastag. Belső szerkezete az északi oldalon mutatózó gyenge amplitúdójú reflexiók miatt nem látszik, míg a déli oldalon észak-északnyugat felé dőlő nagy amplitúdójú, folytonos ferde reflexiók figyelhetők meg. A forma térbeli alakja és a bevágódással közel párhuzamos, lapos dőlésű kitöltése egyaránt egy meanderező folyómeder maradványát jelzi. A mederkitöltő üledékek tehát fiatalabbak a pannóniai rétegek gyűrődését okozó eseményeknél, és valamivel idősebbek a Balaton medrét kialakító hullámverésnél. A mélyedés kora így a késő-pleisztocénre tehető.

A meander íve követi a Balaton partján emelkedő fonyódi Várhegyet, azt jelezve, hogy a hegy topográfiája és anyaga meghatározta a pleisztocén folyóbevágódás nyomvonalát. Ez a kanyarulat szakasz helyzetét, méretét és ívét tekintve is pontos folytatása annak a meandernek, amelyet MIKE (1976) ismert fel a nagybereki tőzeg alatt, sűrű hálóban mélyített több ezer sekélyfúrás rétegsora alapján. MIKE ezt a folyót a területet átszelő kora-pleisztocén ős-Duna részeként értelmezte, melyet jelenlegi ósvízrajzi ismeretünk alapján nem tartunk valószínűnek. A meandereket valamely más, késő-pleisztocén, viszonylag nagyobb vízhozamú, a Balaton-felvidék előterét átszelő, és a közép-duna-völgyi süllyedék felé tartó folyó mélyítette ki.

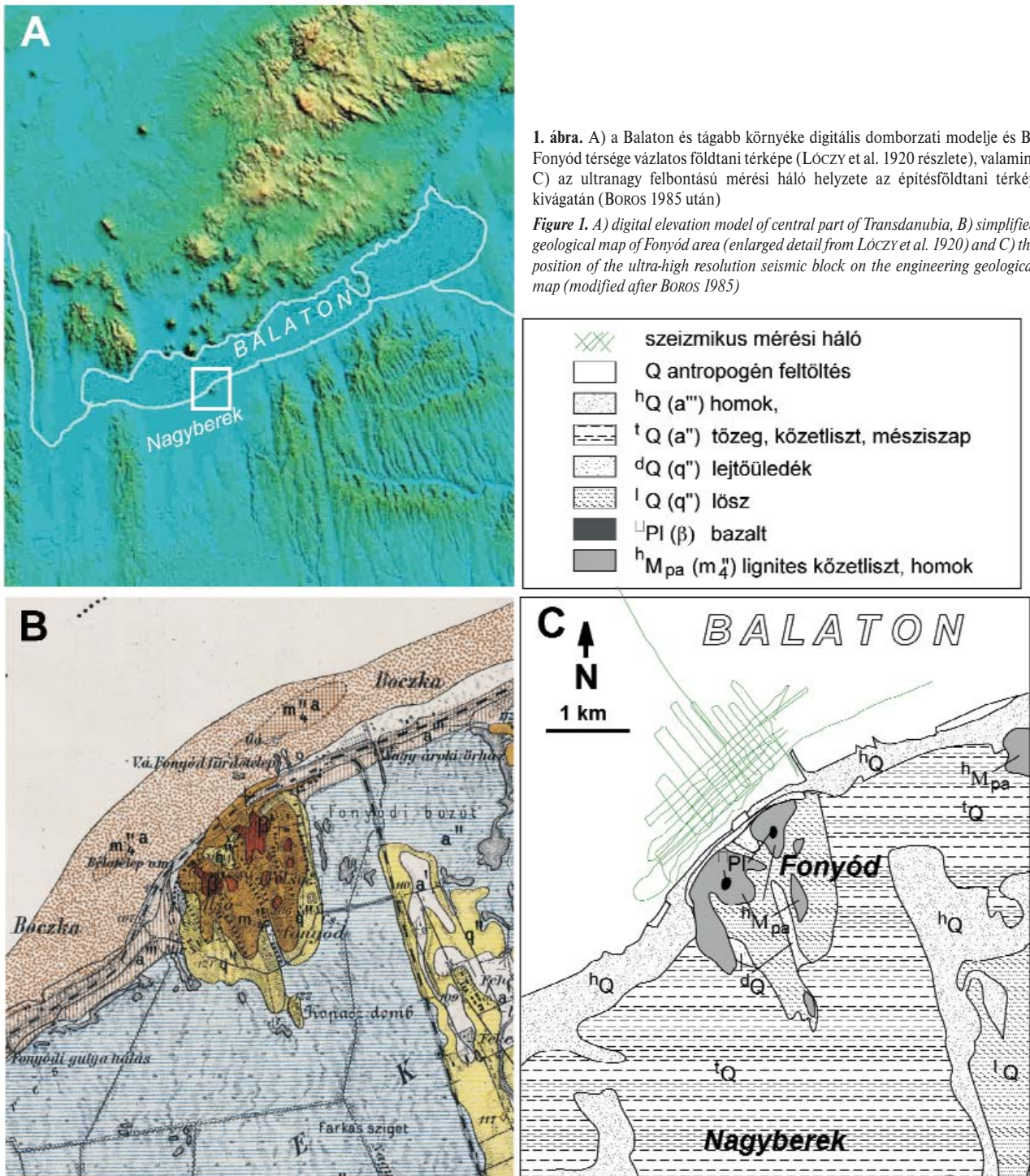
Tárgyszavak: meanderező meder, ultranagy felbontású szeizmikus szelvényezés, pleisztocén

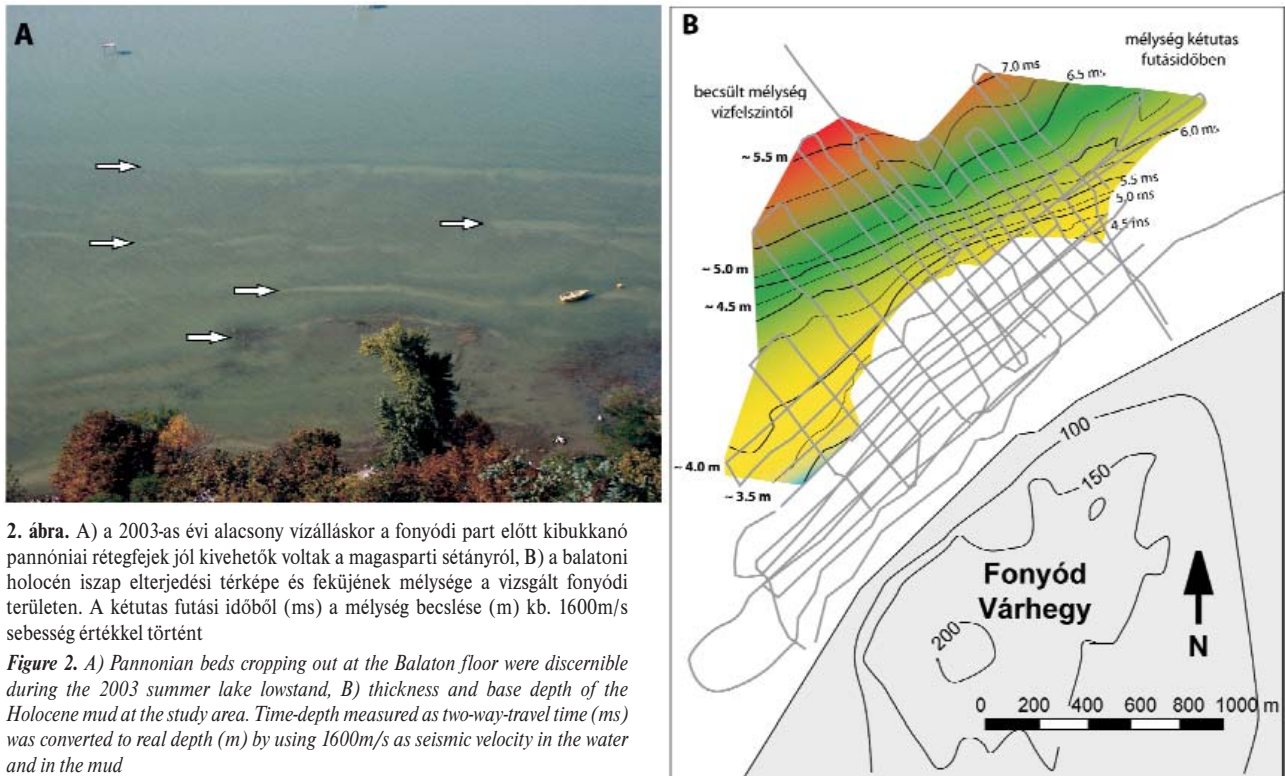
Bevezetés

A fonyódi magaspart a Nagyberék mély fekvésű, mocsaras területéből kiemelkedő szigethegy Balaton felé néző peremi része (HORVÁTH & SCHEUER 1975), melynek a területén a Tihanyi Formáció 9–7 millió éves, pannóniai korú üledékei bukkannak a felszínre. A hegyet körülvevő lapos térszint fiatal balatoni öntésiszapok, tőzeg, tőzeges aleurit fedik, míg kissé délebbre lösz borította dombok találhatók (1. ábra). Fonyód előterében a Balaton aljzatát

faunás pannóniai rétegek alkotják (LŐRENTHEY 1911, LÓCZY 1913), és a holocén iszap a parttól csak mintegy 1–1,5 km távolságban jelenik meg (2. ábra).

2003 nyarán ezen a területen az ELTE Geofizikai Tan-széke hallgatói többek között ultranagy felbontású, sekély behatolású szeizmikus méréseket végeztek, körülbelül 40 km összhosszúságban a pannóniai rétegek szedimentológiai vizsgálata céljából (NOVÁK 2006). Ezen szelvényháló északi részén észlelhető a délnek dőlő pannóniai rétegsorról származó reflexiók és a balatoni iszap jellegzetes reflexiói





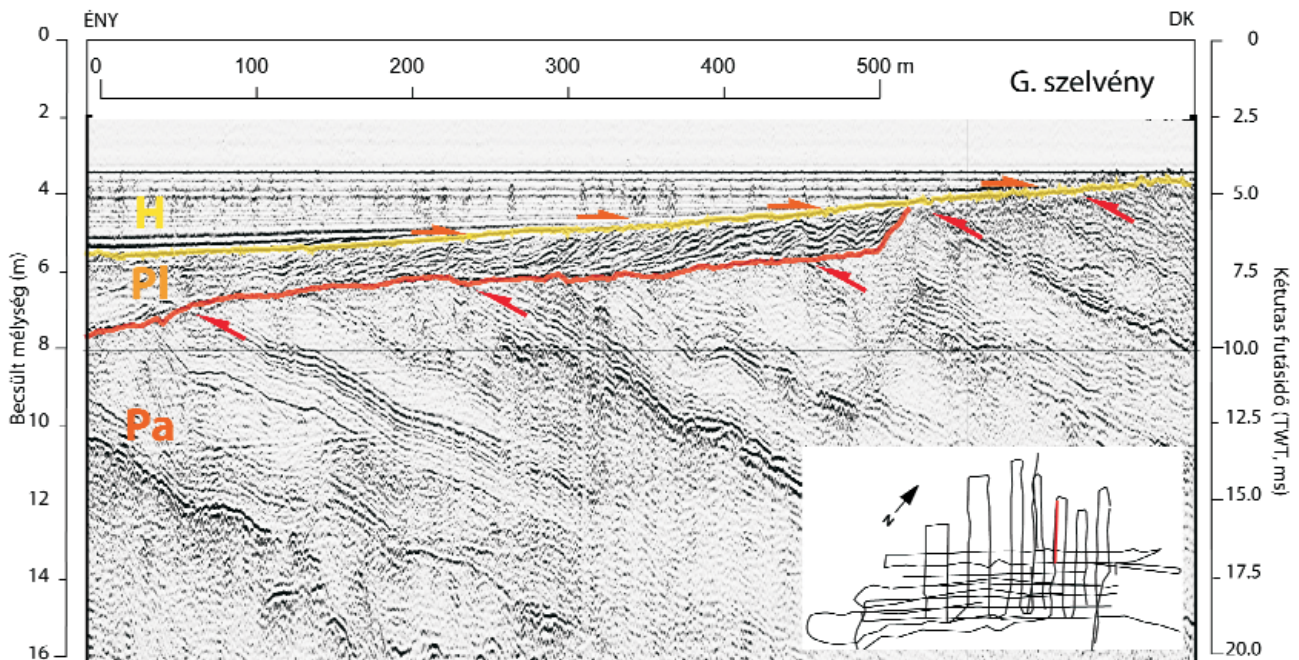
2. ábra. A) a 2003-as évi alacsony vízálláskor a fonyódi part előtt kibukkanó pannóniai rétegek jól kivehetők voltak a magasparti sétányról, B) a balatoni holocén iszap elterjedési térképe és fekvésének mélysége a vizsgált fonyódi területen. A kétutas futási időből (ms) a mélység becslése (m) kb. 1600m/s sebesség értékkel történt

Figure 2. A) Pannonian beds cropping out at the Balaton floor were discernible during the 2003 summer lake lowstand, B) thickness and base depth of the Holocene mud at the study area. Time-depth measured as two-way-travel time (ms) was converted to real depth (m) by using 1600m/s as seismic velocity in the water and in the mud

között egy harmadik szeizmikus egység. Ez a szeizmikus egység a pannóniakra szögdiszkordanciával települ, felülről pedig erőzión nyesi a balatoni iszap talpa (3. ábra).

Ezen tanulmány célja, hogy bemutassa a pannóniai és

holocén között található, feltételezhetően pleisztocén korú kőzettest alakját és belső szerkezetét. Ennek alapján meghatározzuk eredetét, hogy összevessük a pleisztocén vízhálózat Balatontól délre ismert elemeinek helyzetével.



3. ábra. Ultrahigh felbontású szeizmikus szelvény, melyen láthatók a mederfenék alatt a balatoni iszapról (H) származó vízszintes reflexiók, és azok transzgresszív rálapolódásai a „holocén” talpi diszkordanciára. Alatta (Pl) a feltételezett pleisztocén korú folyómeder oldalirányú vándorlással létrejött ferde reflexióknak kötege. Az újabb diszkordancia alatt a délkeletre dőlő ciklusos felépítésű pannóniai rétegekről származó reflexiók (Pa). A bemutatott szelvény pontos helyét a térképen vörössel jeleztük

Figure 3. An example of ultra-high resolution seismic sections with three stratigraphic units: H. horizontal reflections of the Holocene mud transgressively overlying the Base Holocene Unconformity; Pl. Oblique bedsets of the supposed Pleistocene fluvial deposits composing of lateral accretion units; Pa. Underlying the Base Pleistocene Unconformity a succession of SW dipping Pannonian deposits. Position of the displayed section is indicated by red on the map

A terület fejlődéstörténetének fő vonásai

A Dunántúl Balatonig terjedő részét a késő-miocénben, kb. 11–9 millió év között a Pannon-tó vize borította. Kb. 9 millió évvel ezelőtt elérte a mai Balaton térségét az az üledékbeszállító rendszer, mely először delta síksági, majd alluviális síksági üledékeket hagyott hátra (JÁMBOR 1980, MÜLLER & MAGYAR 1992, KÖRÖSI-HÓDI 1997, MAGYAR et al. 1999, SZTANÓ et al. 2005). A medence feltöltéséért felelős folyó, mely az Alpok előteréből és a Nyugati-Kárpátokból érkező vizeket vezette a Pannon-tóba tekinthető a Duna ősnének. A víztükör végső visszahúzódása után, kb. 6,5 millió évvel ezelőtt, alföld jellegű térszín alkothatta a Dunántúl nagy részét. A pliocén során megindult vulkáni tevékenység révén a pannóniai üledéket sok helyütt (pl. a Tapolcai-medence vulkánjaihoz kapcsolódó fonyódi hegy esetében is) bazaltlávaárák takarták be (MARTIN & NÉMETH 2004) és védték meg a területet érintő későbbi eróziótól. A vulkánokkal tarkított lapos térszín dombsággá alakulása a Dunántúli-középhegység területén már a pliocén elején megkezdődhetett (FODOR et al. 1999, SACCHI et al. 1999, SZTANÓ et al. 2007, CSILLAG et al. 2010). A jelenlegi morfológia részben a pleisztocénben intenzívvé váló kiemelkedés, „inverzió” (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, HORVÁTH & TARI 1999), és eolikus erózió (JÁMBOR 1998) összjátékaként alakult ki. A pleisztocén felszínfejlődésről elsősorban megbízható koradatok hiányában, másodsorban a viszonylag vékony és hézagos település miatt nem sokat tudunk. A Vituki kutatási programja révén a Nagyberek és más Balaton közeli lapos területeken több ezer sekélyfúrás mélyült. MIKE (1976, 1980, 1991) kavics-homok alapú tőzegfekü, tőzgegvastagság és mésziszap térképek alapján pleisztocén modernomokat azonosított a Balaton környékén. E folyómedrek, feltételezése szerint, az egykor erre folyó Dunának a nyomai, melynek meglátása szerint nagy jelentősége volt annak az eróziós völgynek a kialakításában, amelyet a későbbi szerkezeti mozgások és/vagy a szél a mai Balaton-medencévé alakítottak. Arról, hogy az ős-Duna hol és meddig szelte át DK felé a Dunántúlt, mikor váltott át a mai Dunakanyar irányába, megoszlanak a vélemények, de feltételezhetően a pleisztocénben már a jelenlegi nyomvonalon haladhatott (vö. GÁBRIS & NÁDOR 2007).

A Balaton kialakulásával kapcsolatban is számos elmélet született, melyben egyaránt szerepet kapott a szél eróziós tevékenysége és szerkezeti mozgások is. Ám míg LÓCZY (1913) szerint a területen először kisebb részmedencék alakultak ki a szélerózió eredményeként, melyek később egyesültek, addig CHOLNOKY (1918) elképzelése alapján már kezdetben is csak egyetlenegy főképp szerkezetiileg meghatározott árkos süllyedék jött létre. Mások szerint a Balaton kialakulása már a pleisztocén elején megkezdődött, kisebb, különböző mértékben süllyedő medencék létrejöttével, melyek egyesülését, és így egységes víztükör megjelenését egyes szerzők a riss végére valószínűsítették (MAROSI & SZILÁRD 1981, MIKE 1991). A Balaton iszapjában elsőként LÓCZY vezetésével mélyültek fúrások, majd

a 1980-as évektől további fúrások anyagán egyéb pl. geokémiai vizsgálatok mellett palinológiai és radiometrikus korhatározásokat is végeztek (CSERNY 1987, CSERNY & NAGY-BODOR 2000, NAGY-BODOR & SZUROMI-KORECZ 2002). Így ma már tudjuk, hogy a részmedencék kialakulása kb. 17–15 ezer éve kezdődött a Keszthelyi-öbölben és 10–12 ezer éve a legkeletibb Siófoki-medencét is tó borította. Ebben a folyamatban meghatározó szerepe volt az éghajlat hideg-szárazról meleg-nedvessé válásának. Sorozatos vízszintváltozások után, az egységes tőtükör csak kb. 5000 éve jött létre (CSERNY 2002). A „holocén” balatoni iszap alja, illetve az iszap alatt található tőzeg tehát valójában sok helyen késő-pleisztocén korú. A vizsgált fonyódi területen a fúrások alapján az iszap valóban holocén, nem harántoltak pleisztocén üledéket (CSERNY 2002), az iszap alatt a pannóniai Tihanyi Formációba sorolható kékesszürke agyagos kőzetlisztet, csillámos finomhomokos kőzetlisztet azonosítottak (CSERNY & CORRADA 1989).

Ultranagy felbontású szeizmikus mérés és adatfeldolgozás

A sekélytengeri kutatásban elterjedten alkalmazott vízi szeizmikus méréseket az utóbbi 15–20 évben hazai folyókon és tavakon is végeztek (CSERNY & CORRADA 1989, SACCHI et al. 1998, TÓTH 2003). A vízi szeizmikus mérések előnye a szárazföldi szeizmikus mérésekkel szemben azok egyszerűségében, gyorsaságában és legfőképpen nagy felbontóképességében rejlik. A vízi szeizmikus mérések esetében a vizsgált közzertérfogat pórusterét teljes egészében víz tölti ki, valamint a jelforrás és az érzékelő berendezések egyaránt víz alatt találhatóak. Így a magasabb frekvenciájú (1–10kHz) hullámok nagymértékű elnyelődése nem következik be, és akár a centiméteres felbontóképesség is elérhetővé válik. Ez a részletesség, figyelembe véve a szeizmikus szelvények gyakori túlmagasítását is, lehetővé teszi a szelvényeken megfigyelhető struktúrák összevetését a feltárásokban látható jelenségekkel. A mérések során az egycsatornás IKB-SeistecTM mérőműszert használtuk (TÓTH 2003). A fonyódi partnál mért szeizmikus szelvényeken a szeizmikus hullámok jellemző behatolási mélysége 15–20 m, felbontásuk pedig deciméteres nagyságrendű.

A mérés idején, 2003 őszén, hosszú meleg nyár után különösen alacsony volt a Balaton vízszintje. A partot a sekély víz miatt körülbelül 100 méterre lehetett megközelíteni, valamint meglehetősen nagy területen találtunk biogén gázt rejtő holocén iszapot. Ha az adott közeg — jelen esetben az iszap — pórusterfogatójának akár csak néhány százalékát víz helyett szabad gáz tölti ki, akkor az így kialakuló víz-gáz fázishatár gyakorlatilag tükörként viselkedik a rugalmas hullámokkal szemben, s azok szinte teljes egészében visszaverődnek. Az ilyen helyeken a behatolás a gáztelített iszapig terjed, ezért a mederfenék alatti rétegekről nem kapunk információt (DARAI 2006). Így az értékelhető mérési terület határait, a fonyódi strand előtti 4,5 km² területen megszabta a vízmélység, valamint az iszap gáztartalma.

Az ultranagy felbontású szeizmikus szelvények értelmezéséhez az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén telepített Landmark GeoGraphix SeisVision™ szoftvercsomagot használtuk. Ezzel teljes szeizmikus interpretáció végezhető személyi számítógépeken.

A szeizmikus szelvényeken a függőleges tengely a két-utas futási idő (TWT), a geológiai értelmezéshez azonban ezeket a mélység függvényében kívánjuk megjeleníteni. Az idő–mélység konverzió a közeg sebességadatainak birtokában könnyen elvégezhető, azonban a vizsgált képződményben nem történt olyan mérés, amelyből sebességadatok rendelkezésre állnának. Ezért a szakirodalomban fellelhető adatokra hagyatkozva (CSERNY & CORRADA 1989, TÓTH 2003), a különféle közegekből (víz, laza iszap, konszolidált agyag, homok) álló rétegsor vastagságbecsléséhez az 1600 m/s átlagsebességértéket ítéltük a leginkább megfelelőnek. Ezzel számolva a szelvények legalsó, még értelmezhető tartományai 15–20 méteres mélységintervallumban helyezkednek el. A bemutatott szelvények (3., 4. ábra) túlmagasítottak, ennek arányában a rajtuk megfigyelhető dőlésszögek a valóságban sokkal kisebbek.

Bár a GeoGraphix szoftver lehetőséget nyújt a szabályos rácsháló mentén felvett kétdimenziós adatok térbeli ábrázolására, a vizsgált felszín térbeli megjelenítését a jobb térképminőség elérése céljából a Golden Software Surfer 8.0 térképszerkesztő programmal végeztük. A szeizmikus adatok alapján interpolált felület szabályos rácshálóját is ennek krigelő algoritmusával számítottuk.

Szeizmikus fáciesegységek és azok értelmezése

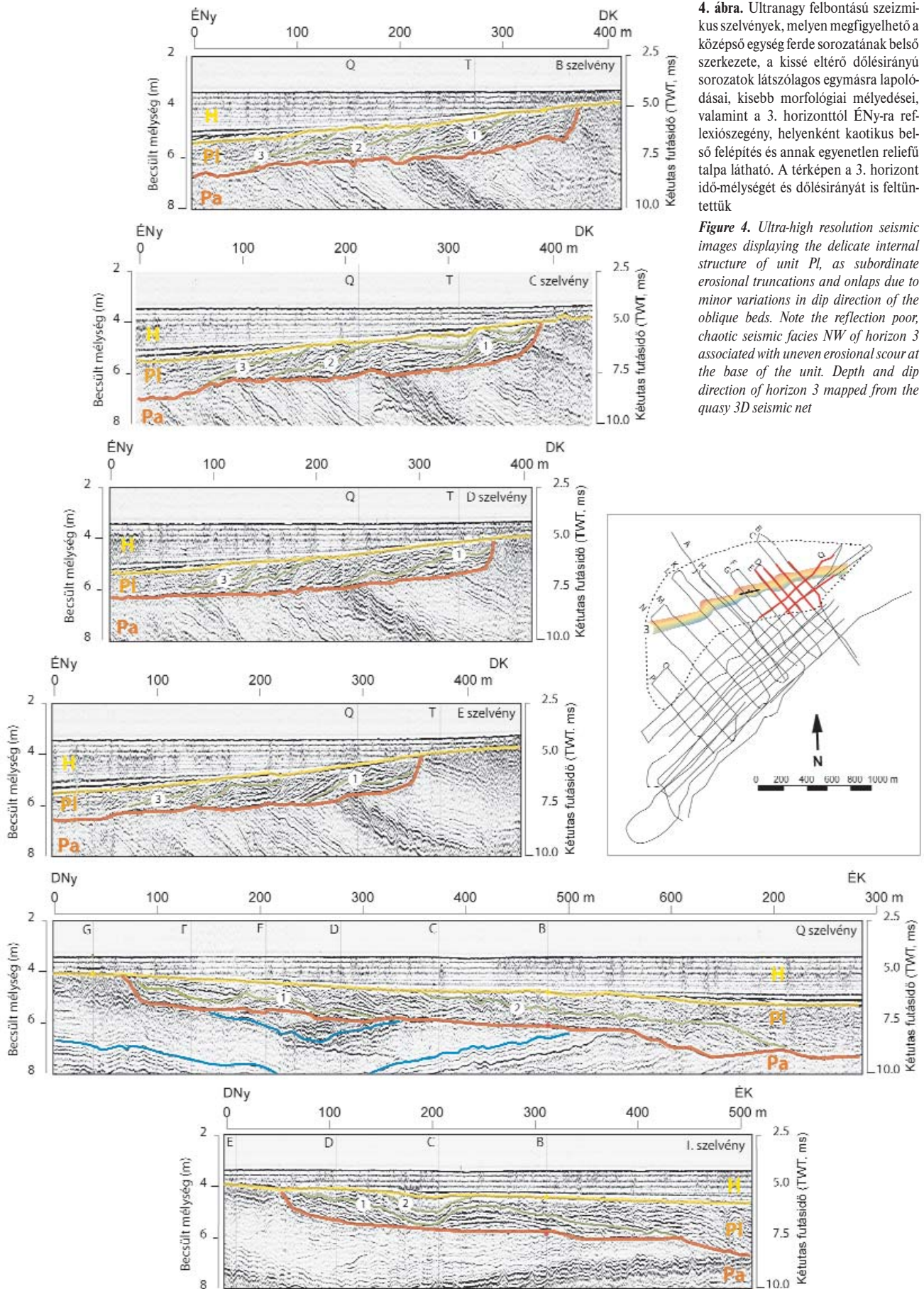
A szeizmikus szelvényeken alapvetően három, különböző jellegű reflexiókkal jellemezhető szeizmikus fáciesegység különíthető el (3. és 4. ábra). Ezek közül az alsó egység rendelkezik a leginkább összetett belső szerkezettel, valamint ennek vastagsága a legnagyobb és csak ez található meg a terület egészén. A középső és a felső egység térben és vastagságban is lényegesen kisebb kiterjedésű.

A *felső egység* (H) a balatoni iszap szerkezetét rajzolja ki. Ezen a területen csak a parttól 7–800 m távolságban jelenik meg (2. ábra) és a tó belseje felé vastagsága fokozatosan növekszik, a szelvényháló északi pereménél eléri a 2,5 m-t (3. ábra). Folytonos, vízszintes, közepesen erős, párhuzamos reflexiók jellemzik (3. és 4. ábra). Diszkonform módon rálapolódásokkal települ az alatta levő középső egységre, illetve délkeleti irányban azon túlterjedve szögdiszkonformán az alsó egység rétegeire. Alsó határfelülete a legerősebb reflexió, hiszen ez a laza, alig konszolidált balatoni iszap és az alatt fekvő kemény, de legalábbis konszolidált vagy gyengén cementált üledékes kőzetek határfelülete. Az iszapban helyenként megjelenő erős reflexiójú elnyúlt foltok helyi gázfelhalmozódásra, esetleg in situ képződésre utalnak (DARAI 2006). Amennyiben a gáz megjelenése közel pontszerű, kis tértartományra korlátozódik, úgy diffrakciós hiperbolákat hoz létre (3. ábra).

Az *alsó egység* (Pa), mely a terület egészén megtalálható a pannóniai rétegeknek feleltethető meg (vö. CSERNY & CORRADA 1989, SZTANÓ et al. 2005, SZTANÓ & MAGYAR 2007). Fő tömegét folytonos, enyhén hullámos, délkeleti irányba dőlő, változó erősségű párhuzamos reflexiók és valamivel vastagabb, kis amplitúdójú, zavaros elrendeződésű, gyenge reflexiókból álló egységek ciklikus váltakozása jellemzi. Az erős reflexiók kötegek felett gyakran lelapolódások figyelhetők meg. A párhuzamos reflexiók több helyen néhányszor 10 méter széles íves felület mentén megszakadnak és közéjük kis amplitúdójú, gyenge, esetenként kaotikus reflexióképző egység ékelődik. Nagy valószínűséggel az erős, folytonos, párhuzamos reflexiók finomszemcsés, agyagos-aleuritos rétegeket képeznek le, míg a gyenge, kaotikus elrendezésű reflexiók inkább homokos, összetett belső szerkezettel rendelkező képződményekről érkeztek. A „megszakítások” 1–2 m mély, valószínűleg erősen bioturbált agyagos mederkitöltések. A Balaton keleti részmedencéjében tapasztaltak (SZTANÓ et al. 2005), valamint a fonyódi Várhegy feltárásai (NOVÁK 2006) alapján ezek a rétegek a Tihanyi Formáció deltasíksági sorozatához tartoznak, torkolati zátonyok, öbölfeltöltések elemi üledékciklusaiként, paraszekvenciákként értelmezhetők. A terület délkeleti részén ettől eltérő szeizmikus fáciest találunk, a párhuzamos pannóniai reflexiók kötegeket minimum 5–16 m mély, 120–400 m széles eróziós felület szakítja meg, mely déli, délkeleti irányban fokozatosan mélyül és szélesedik. Az eróziós felszín feletti összlet belső szerkezetét csak igen kis amplitúdójú reflexiók mutatják. Ez a képződmény megfigyelhető a fonyódi magaspart feltárásában is. Itt ez egy többszintű mederbevágódással és kitöltéssel felépített folyóvölgy lehet, melynek pannóniai korát a fekvő pannóniai rétegekkel konform dőlése és a pannóniai fedő megléte bizonyítja (NOVÁK 2006). Maga a bevágódás egy negyedrendű vízszintes jelző szekvenciahatár, melynek kora kb. 8,5–9 millió év (SZTANÓ & MAGYAR 2007). A pannóniai összlet harmadrendű szekvenciáinak elemzését HORVÁTH et al. (jelen kötet) tanulmánya adja.

A tanulmányunk tárgyát képező *középső egység* (PI) kizárólag a vizsgált terület északi-északnyugati részén, egy kb. 1,5 km sugarú ívet formázó területen fordul elő. Mindig a felső egység (azaz a balatoni iszap) alatt található és az alsó egységre (azaz a pannóniai képződményekre) szögdiszkonformán települ.

Belső szerkezetét tekintve a középső egység déli és északi része különböző. A délkeleti részen erős, nagy amplitúdójú, ferde reflexiók jellemzik (4. ábra), melyek kissé girbe-gurba lefutásúak, helyenként látszólag változó dőlésszögük miatt kisebb egymásra lapolódó szakaszokra bonthatók. A valós dőlésirány és dőlésszög változékonyság ellenére megállapítható, hogy északnyugati irányban dőlnek. Mivel a bemutatott szelvények erősen túlmagasítottak, fontos hangsúlyozni, hogy a ferde reflexiókat létrehozó rétegek dőlésszöge mindössze néhány (1–3) fok. S noha csupán alig több mint 1 m vastag testről van szó, a ferde rétegek sorozata dőlésirányban 150–300 m hosszan követhető, tehát ezek



4. ábra. Ultra-nagy felbontású szeizmikus szelvények, melyen megfigyelhető a középső egység ferde sorozatának belső szerkezete, a kissé eltérő dőlésirányú sorozatok látszólagos egymásra lapoldásai, kisebb morfológiai mélyedései, valamint a 3. horizonttól ÉNy-ra reflexiószegény, helyenként kaotikus belső felépítés és annak egyenetlen reliefű talpa látható. A térképen a 3. horizont idő-mélységét és dőlésirányát is feltüntettük

Figure 4. Ultra-high resolution seismic images displaying the delicate internal structure of unit Pl, as subordinate erosional truncations and onlaps due to minor variations in dip direction of the oblique beds. Note the reflection poor, chaotic seismic facies NW of horizon 3 associated with uneven erosional scour at the base of the unit. Depth and dip direction of horizon 3 mapped from the quasi 3D seismic net

biztosan nem tekinthetők keresztretegződésnek, ennél nagyobb architektúrális elemről van szó.

Az északi részen az egység talpának mélyebbre vágódásával és reliefjének megnövekedésével párhuzamosan, az erős, ferde reflexiókat kis amplitúdójú, gyenge reflexiók váltják fel (3. horizonttól ÉNy-ra, 4. ábra), melyekből a belső szerkezet már nem állapítható meg. Feltehetőleg itt a kitérés nem rétegzett vagy többé-kevésbé homogén összetételű üledék sejthető. Egyes szelvényeken az alatta fekvő pannóniai képződmények geometriájáról sem kapunk érdeemi információt, azt jelezve, hogy maga a homogén kitérés nyeli el a rugalmas hullámok energiáját.

A középső egység bázisát képező diszkordanciafelület délkeletről északnyugat felé fokozatosan mélyebbre vág, majd közel állandó mélységben fut, morfológiai tagoltságot nem mutat. Ez a felület aztán a közettest északnyugati részén egyenetlenné válik. Ezzel együtt az öszzlet vastagsága is növekszik, — északon kb. 2 m, délen kb. 1 méter, — majd kiékelődik (4. és 5. ábra). Sajnos a fedő holocén iszap gáz-tartalma miatt további nyomozása sem az íves elterjedési terület északnyugati szélén, sem délnyugat vagy kelet felé nem volt lehetséges.

A középső egység elterjedési területének íve, ezzel összhangban talpának morfológiája, valamint a test ívére merőlegesen, a peremi bevágódással közel párhuzamosan futó 2–3° dőlésű reflexiók alapján egy nagyobb folyókanyarulat töredéke tárul fel. A ferde reflexiók az egykori meanderező folyó vándorlásának, és az ezzel összefüggő oldalazó gyarodásának eredményeképp létrejött „aktív mederkitöltés”, azaz övzátony rétegeit képezik le. A homogén szerkezetű rész a kanyarulat külső oldalán, annak fejlődését lezáró felhagyás utáni állapotban keletkezhetett, azaz a morotva „passzív mederkitöltése” (vö. ALLEN 1965).

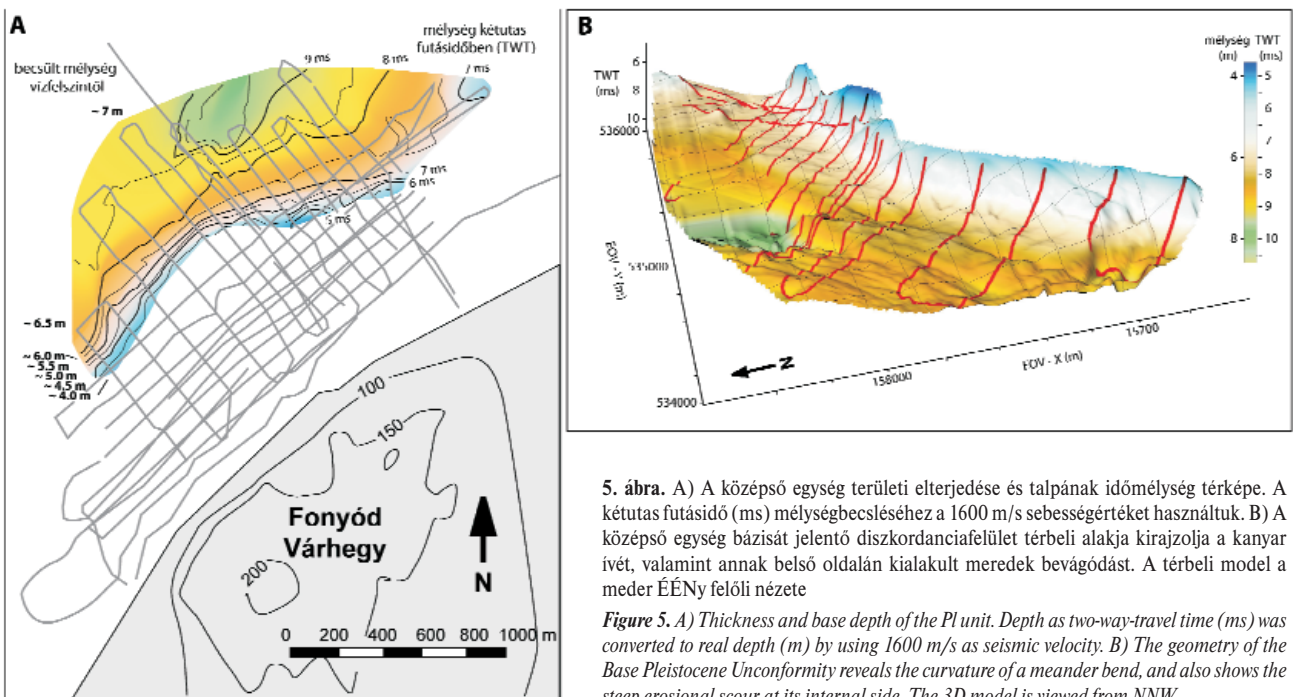
Az elterjedési térképről (5. ábra, a) leolvasható, hogy a

mederbevágódástól a külső ívig terjedő kanyarulat szélessége a 600 métert is meghaladja, melynek kb. fele az aktív, másik fele a passzív mederkitöltésből származik. Ne feledjük, hogy a térképezett közettest az eredeti mederkitöltésnek csupán a legalsó 1–2 m vastag része, a felette levő akár 5–10 m vastag üledékösszletet a Balaton kialakulásával járó hullámverés legyalulta. Az egykori folyó tekintélyes méretére csupán a mintegy 300 m széles felhagyott mederszakasz és az ív nagysága utal. Közismert, hogy a meanderező folyók kanyarulatának mérete a mederkitöltő vízhozammal arányosan nő (SCHUMM 1967), ilyen nagyságrendű kanyarulatokat Duna–Tisza méretű vízhozammal bíró folyók alakítanak ki.

A térképezett medernyom kora és ősvízrajza

A kitérképezett folyó kora fúrési adatok hiányában csupán csak feltételezhető. Biztosan fiatalabb az alatta található pannóniai korú (kb. 9–7 M év, vö. MÜLLER & MAGYAR 1992, SZTANÓ & MAGYAR 2007) egységénél, illetve az azt deformáló tektonikai fázisnál, valamint a Tapolcai-medence vulkáni tevékenységénél (3,5±0,9 M év; MARTIN & NÉMETH 2004) is. Viszont idősebb a balatoni iszapnál, mely a nyugati részmedencében 17–15 000 éves (CSERNY 2002). A közeli somogyi dombokon, lényegesen magasabb topográfiai helyzetben, a pannóniai üledékekre települő, a Dunántúli-középhegységéből származó szemcséket is tartalmazó folyóvízi üledékek kora késő-pleisztocén–kora-holocén, 49–39, 22 és 9 ezer év (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2009). A fonyódi meder kora, ezzel együtt sem adható meg, de keletkezése a késő-pleisztocénre valószínűsíthető.

E folyóvízi képződmény fiatal, a Balaton kialakulásával összevethető korára utalhat az a tény is, hogy e folyóvízi öszz-



5. ábra. A) A középső egység területi elterjedése és talpának idomélység térképe. A kétutas futásidő (ms) mélységbecsléséhez a 1600 m/s sebességértéket használtuk. B) A középső egység bázisát jelentő diszkordanciafelület térbeli alakja kirajzolja a kanyar ívét, valamint annak belső oldalán kialakult meredek bevágódást. A térbeli model a meder ÉÉNy felőli nézete

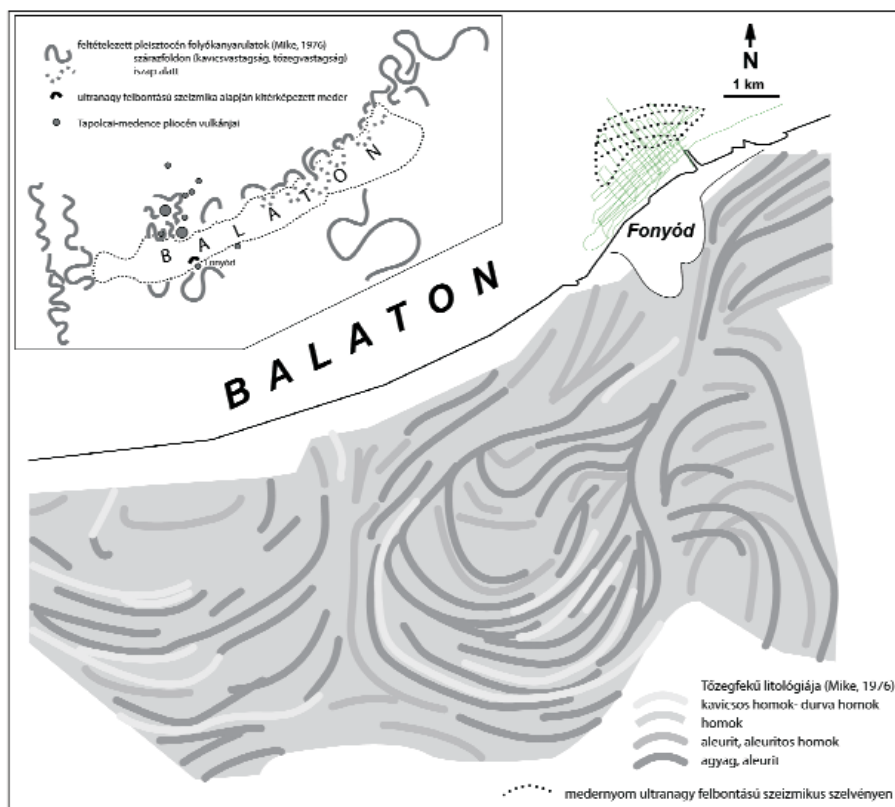
Figure 5. A) Thickness and base depth of the Pl unit. Depth as two-way-travel time (ms) was converted to real depth (m) by using 1600 m/s as seismic velocity. B) The geometry of the Base Pleistocene Unconformity reveals the curvature of a meander bend, and also shows the steep erosional scour at its internal side. The 3D model is viewed from NNW

let minden esetben a Balaton iszapja alatt található, a Balaton tavi üledékei azon kissé túlterjedően települnek. Ez a tény azzal magyarázható, hogy az a topográfiai mélyedés, amely egykor a meanderező folyót erre vezette, a Balaton medrének kialakulásakor is létezett, meghatározva annak helyét.

A szeizmikus szelvényeken kirajzolódó, a pannóniai rétegekre eróziós felszín mentén települő folyóvízi összlet, kanyarulatának mérete alapján egy nagy vízhozamú, jelentős folyó lehetett. A pleisztocén vízrajzzal foglalkozó munkák közül (SOMOGYI 1960, MAROSI & SZILÁRD 1981) kiemelkedő MIKE (1991) összefoglaló tanulmánya Magyarország ősvízrajzáról. A Dunántúl számos területén egy ősi Duna méretű vízrendszer nyomait tárta fel. Szerinte az ősi Duna a kora-pleisztocén végén a Dunántúli-középhegységet délről megkerülve talált lefolyást, miközben a mai Balaton területén is áthaladt. Elképzelése szerint így került sor annak a hosszanti eróziós völgynek a kialakítására is, amelyben ma a Balaton foglal helyet. Ennek a völgynek a későbbi feldarabolódását ugyanazok a szerkezeti mozgások idézték elő, amelyek az ősi-Dunát a Visegrádi-szoros felé terelték (MIKE 1976). A Balaton környéki tőzegfekű kavicsos-homokos anyagából MIKE (1976) kirajzolta az ősfolyó lehetséges nyomvonalát (6. ábra). Megállapította, hogy ez a meder „Unio Wetzleri-s” homokba — azaz pannóniai üle-

dékbe vágódott be, — tanúhegyként hátrahagyva a fonyódi Várhegyet. Fonyód körül sűrű hálóban mélyült sekélyfúrások rétegsora csak a tőzeggel borított Nagyberekből állt rendelkezésére, a kanyarulat bizonyított folytatása a Balaton területén hiányzott.

Az általunk vizsgált középső szeizmikus fáciesegység területi elterjedése mind méretét, mind ívét és a kanyarépülés irányát tekintve is pontosan kiegészíti a MIKE (1976, 1980, 1991) által rajzolt, a fonyódi Várhegyet megkerülő, és a Balaton területén hiányzó folyómedernek a kanyarulatát (6. ábra). Hasonló medernyomok a balatoni iszap alatt más területeken — pl. a Siófoki-medencében — is vannak (SZAFIÁN et al. 2007). Ez a felismerés alátámaszthatja a MIKE által vázolt ősvízrajzi kép helyességét, miszerint egy viszonylag nagyméretű folyó kanyargott erre egy pontosan meg nem határozható posztpannóniai — valószínűleg késő-pleisztocén — időszakban. A Balaton medencéjének kialakulása ezen ősfolyó mederövéhez kapcsolódhatott, kihasználva az egykori folyóvölgy környezeténél mélyebben fekvő helyzetét, és erodálható mederanyagát. Jelenlegi ősvízrajzi ismereteink alapján azt azonban kizárhatjuk, hogy ez a folyó az ősi-Duna lenne, az ugyanis akkor valószínűleg már a kiemelkedőben levő Dunántúli-középhegység északi oldalán a Visegrádi-szoros fele haladhatott (vö.



6. ábra. MIKE (1976) által — a tőzeg alatti kavics-homok vastagság adatai alapján — feltételezett pleisztocén ősmedernyomok a Balaton (a) — illetve Fonyód (b) — környékén. A fonyódi Várhegyet látszólag egy tekintélyes méretű kanyarulat ölelhetette körbe, melynek hiányzó darabja az általunk kiterképezett kanyarulatattörődék.

Figure 6. Based on a large number of shallow drillings thickness of gravel and sand underlying peat indicate Pleistocene channels according to MIKE (1976) both in the vicinity of Lake Balaton (a) at Fonyód (b). The Fonyód Várhegy might have been embraced by a huge meander bend. Its missing portion could have been mapped by the help of this ultra-high resolution seismic study

GÁBRIS & NÁDOR 2007). A medreket bármely más késő pleisztocén, viszonylag nagyobb vízhozamú, a Balaton-felvidék előterét átszelő, Duna-völgyi süllyedék felé tartó folyó kimélyíthette. A folyómeder kanyarulatának íve továbbá arra is utal, hogy a fonyódi Várhegy, mint topográfiai kiemelkedés már akkor is létezett, amikor a folyó ezen a területen meanderezett.

Következtetések

A Pannon-tó feltöltődése, deltasíksággá, majd alluviális síksággá alakulása után a pliocén vagy kora-pleisztocén feszültségtérben a balatonkörnyéki pannóniai rétegek enyhe redőkbe gyűrődtek. A balaton-felvidéki bazaltvulkanizmust követően, de főleg a pleisztocén eljegesedési fázisokban a hideg szelek hatására a laza aleurit – finomhomok méretű pannóniai üledék intenzív lepusztulása következett be. Helyenként — a tanúhegyek alatt — azonban, így Fonyódon is, a pliocén bazaltsapka megvédte azt a kifúvástól. A Balaton-felvidék elsősorban deflációval mélyített előterében talán a pleisztocén egy melegebb szakaszában, vagy éppen a pleisztocén végi felmelegedés miatt, egy jelentősebb nagyságú folyó kanyargott. Egyik kanyarolata a fonyódi Várhegyet kerülte meg. A kanyar egy szakaszának létét ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken kitérképezhető eróziós felszínek morfológiája és a ráakódott üledék belső szerkezete egyaránt bizonyítja. A kanyart építő folyó medrében alul az aktív épülés feltehetőleg durvaszemcsés

hordaléka, míg a meder felsőbb részében a felhagyást követő morotva finomszemcsés, szervesanyagdús, majd lápi üledékei képződhetnek. A Balaton kialakulásakor a hullámverés nagymértékben erodálta ennek a folyónak a nyomát, melyre azután a 17–15 ezer évtől kezdődően, de főleg a holocénben a Balaton iszapos üledékei rakódtak le. Délebbre, a Nagyberekben, ahová a Balaton csak magas vízállásai során öntött ki, az egykori meder kavicsos-homokos folytatása tőzeggel lefedett helyzetben megmaradhatott. Bár ez a folyó valószínűleg nem az ős-Duna, hanem egy a közép-duna-völgyi süllyedék felé tartó másik folyó lehetett. Eredményeink főbb vonásaiban alátámasztják MIKE (1991) koncepcióját a Dunántúl ősvízrajzáról és a Balaton kialakulásáról.

Köszönetnyilvánítás

Ez a tanulmány NOVÁK Dóra szakdolgozatának részeként készült az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén. A szeizmikus szelvényeket a Landmark Geographix „university grant” szerződés keretében biztosított szoftverrel értelmeztük. Ennek használatában CSONTOS László volt segítségünkre, akinek ezúton szeretnénk köszönetet mondani. Köszönet jár továbbá a Geomega Kft. munkatársának, TÓTH Tamásnak a geofizikai adatfelvétel és feldolgozás során nyújtott segítségéért. A szeizmikus méréseket és a munkához szükséges egyéb anyagi forrásokat az OTKA T037724 számú pályázatából fedeztük.

Irodalom — References

- ALLEN, J. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. — *Sedimentology* **5**, 89–191.
- BOROS J. (szerk.) 1985: A Balaton környékének építésföldtani térképsorozata 1/b 1:50 000. — *A MÁFI kiadványa*, Budapest.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — In: LÓCZY L. (szerk.): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. **I/2**, 316 p.
- CSERNY T. 1987: A Balaton aktuálgeológiai kutatásának eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1985-ről*, 343–364.
- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 193–213.
- CSERNY, T. & CORRADA, R. 1989: Complex geological investigation of Lake Balaton (Hungary) and its results. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 117–130.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): Lake Basins Through Space and Time. *AAPG Studies in Geology* **46**, 605–618.
- CSILLAG G., MAGYAR I., HÁMORI Z. & SZTANÓ O. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében — *Földtani Közlöny* **140/2**, 183–196.
- DARAI E. 2006: Sekély gázfelhalmozódások a Balaton holocén iszapjában és alatta. — *Egyetemi szakdolgozat*, ELTE Geofizikai Tanszék.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- GÁBRIS, Gy. & NÁDOR, A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* **26**, 2758–2782
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F. & TARI, G. 1999: IBS Pannonian basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. — 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**, 195–213.

- HORVÁTH F., SACCHI M. & DOMBRÁDI, E. 2010: Pannon medenceüledékek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata Dél-Dunántúlon és a Balatonon. — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.
- HORVÁTH Zs. & SCHEUER Gy. 1975: A balatonföldvári és a fonyódi magaspártok állékonyságának mérnökgeológiai vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **105**, 335–343.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 96–109.
- JÁMBOR Á. 1998: A Magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol–MÁFI, 495–517.
- KORPÁS-HÓDI M. 1998: Medenceperemi pannóniai s.l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol–MÁFI, 453–468.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **I**, 81 p.
- LÓCZY, L., CHOLNOKY, J., KORMOS, T., LACZKÓ, D., LÁSZLÓ, G., TAAGER, H., TREITZ, P., VADÁSZ, E. & VITÁLIS, I. 1920a: A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe 4 lapon, 1:75 000. — A M. Földr. Társ. Balaton Biz., Budapest.
- LÓRENTHEY I. 1911: Adatok a Balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigráfiai helyzetéhez. — In: LÓCZY L. (szerk.): *Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **I/1**, 23–30.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. — *Földrajzi Közlemények* **29**, 1–30.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica, ser. Geologica* **26**, 192.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — *Vízrajzi Atlasz* sorozat, Vtuki, **21**, 30–39.
- MIKE K. 1980: Ósmedernyomok a Balaton környékén. — *Földrajzi Értesítő* **29**, 313–334.
- MIKE K. 1991: *Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története*. — Aqua Kiadó, Budapest, 698.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992: A Prosodacnomyák rétegtani jelentősége a Kötce környéki pannóniai s.l. üledékekben. — *Földtani Közlöny* **112/1**, 1–38.
- NAGY-BODOR E. & SZURÓMI-KORECZ A. 2002: A Balaton negyedkori üledékeinek sporomorpha és ostracoda eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 215–229.
- NOVÁK D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — *Egyetemi szakdolgozat*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 92 p.
- SACCHI, M., TONIELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI O., MCGEE, T. M. & MIRABILE, L. 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. & SÉRRANE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 357–390.
- SOMOGYI S. 1960: Hazánk folyóhálózatának kialakulása. — *Kandidátusi értekezés*, Budapest.
- SCHUMM, S. A. 1967: Meander Wavelength of Alluvial Rivers. — *Science* **157/3796**, 1549–1550.
- SZAFIÁN, P., BADA, G., SZTANÓ, O., ZLINSZKY, A., SZÉKELY, B. & HORVÁTH, F. 2007: High-resolution seismic investigations at Lake Balaton, Transdanubia, I: Paleoenvironments and lake level variations. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, HUNTEK Workshop, Sopron, Abstract book*, p. 33.
- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea Geol. Palaont.* **9**, 105–108.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., KATONA, L., BABINSZKI, E. & MAGYARI, Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. — *Abstracts of 12th RCMNS, Vienna*, 227–230.
- SZTANÓ O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in the Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 38897836
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI Á., MUSITZ, B. & NAGY, A. 2009: OSL ages and origin of Late Quaternary sediments in the North Transdanubian Hills (Hungary): timing of neotectonic activity. — *Quaternary International* **222/1–2**, 209–220.
- TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — *Doktori értekezés*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 135 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

A Balaton vízmélységének és tavi üledékvastagságának térképezése vízi szeizmikus szelvények alapján

ZLINSZKY András¹, MOLNÁR Gábor^{2,3}, SZÉKELY Balázs^{2,3}

¹ MTA Balatoni Limnológiai Kutatóintézet,

² Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, 1040 Wien, Gußhausstr. 27–29, Ausztria

³ ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

Mapping bathymetry and thickness of lacustrine deposits of Lake Balaton (Hungary), using lake seismic profiles

Abstract

Previous research of the geological evolution of Lake Balaton (Hungary) has been based on sporadic borehole data, evaluation of the topography of the surrounding regions, and water seismic data characterized by low horizontal resolution. The lake bed itself has been surveyed four times at regular intervals since 1895, but the latest complete survey was carried out in 1975 using the echosounding and optical geodetic methods of the time.

In the framework of the cooperative efforts of the Eötvös Loránd University and Geomega Ltd, high resolution lake-seismic surveys were carried out on the Eastern Basin of the lake between 1997 and 2007. These provided precise and valuable data on the Pannonian strata overlain by Holocene sediments. The ultra-high resolution dataset made possible the determination of the water depth and the thickness of lacustrine sediments on a decimetre scale. A new digital elevation model of the lake bed was created for the Eastern embayment of the lake, together with the mapping of the Holocene sediment thickness and the erosion surface underneath. The calculated digital elevation model of the lake bed was compared to a model interpolated from the 1975 survey and thus the sedimentation rate could be calculated for the last 30 years. Although these surveys carry several possible sources of error, the calculated average deposition rate is in the same order of magnitude as the results acquired by previous authors using other methods. The present study also demonstrates that there are considerable differences in the sedimentation pattern and the differences show similarities with the topography of the discordance surface underlying the Holocene lacustrine sediment. The discordance surface separating the Pannonian and other pre-Holocene strata from the overlying Holocene lacustrine sediment shows a row of elevated features along the axis of the lake; these features have low slope angles towards the south and are relatively steep on their northern side. The line of this northern slope breaks in several places. There are no elements on the discordance surface surveyed which are similar to the meridional valleys of the areas to the south of the lake. The 30-year-scale lake bed changes, and the discordance surface of the lacustrine sediments and Pannonian strata also exhibit similarities with the characteristic directions of the surrounding topography. Thus they can partly be correlated with the previously documented neotectonic movements.

Keywords: Balaton, water seismic measurements, sediment thickness, neotectonics

Összefoglalás

A Balaton kialakulásának és geológiájának kutatását az eddigi munkák során szórványos fúrási adatokra, a környék domborzatának vizsgálatára és alacsony felbontású vízi szeizmikus mérésekre alapozták. Magát a medret 1895 óta négy alkalommal mérték fel teljesen, a legutóbbi mederfelmérés 1975-ben történt ultrahangos szonárral és optikai geodéziai módszerekkel.

Az ELTE és a Geomega Kft. együttműködésében 1997 és 2007 között nagyfelbontású szeizmikus méréseket végeztek a Balatonon, amelyek adatokat szolgáltatottak a holocén üledék alatti pannóniai rétegekről. Az ultranagy felbontású szeizmikus adatok alapján a vízmélység és a tavi üledék vastagsága deciméteres pontossággal meghatározható. A szeizmikus adatok alapján a Balaton keleti medencéjére egy új digitális medermodellt állítottunk elő, és feltérképeztük a holocén tavi üledék vastagságát valamint az alatta levő eróziós felszín topográfiáját. A kapott medermodellt összevetettük az 1975-ös mederfelmérés adataiból számított digitális domborzati modellel, és adatokat nyertünk az üledék-felhalmozódás intenzitásáról az utóbbi 30 évben. Bár ez a két adatrendszer különbségei miatt számos hibalehetőséggel terhelt, a számított átlagos üledékképződési ráta nagyságrendileg egybeesik a korábbi szerzők más módon nyert

eredményeivel. Vizsgálataink azt mutatják, hogy a tényleges ráta ettől az átlagértéktől egy határozott térbeli mintázatot követve helyenként lényegesen eltér. A holocén üledék és az ezek fekvését adó elsősorban pannóniai rétegek közötti diszkordanciafelszín vízközépen, a tó hossz tengelye mentén rendeződött magaslatok sorát mutatja, amelyek dél felé enyhén lejtnek egy ívelt völgy felé, az északi oldaluk viszont meglehetősen meredek, és vonala több helyen megtörik. A Siófoki-medencétől délre fekvő területekre jellemző meridionális völgyekhez hasonlóan azonban nem mutat az általunk felmért terület. A meder magasságának 30 év alatt bekövetkezett változásai, illetve a tavi üledék és a pannóniai rétegek közötti diszkordanciafelszín topográfiája rokonságot mutat egymással és a Balaton körüli felszínformák jellemző irányával, és részben megfeleltethető a tó területén korábban leírt neotektonikai mozgásoknak.

Tárgyszavak: Balaton, vízi szeizmica, iszapvastagság, neotektonika

Bevezetés

A Balaton vízmélységi és tavi üledékvastagsági térképezése több célt is szolgált egyszerre. A tóban zajló üledékfelhalmozódás mértéke és területi eloszlása régóta kutatott téma, a feliszapolódás problémája iránt nagy érdeklődés mutatkozik a nagyközönség részéről is. Mivel azonban a Balaton egy tektonikailag meglehetősen aktív és részleteiben nem teljesen ismert geodinamikájú területen fekszik, a tómeder geomorfológiai viszonyainak vizsgálatától szélesebb körű következtetéseket is várhatunk.

A tómeder első teljes térképezését az akkori Földművelésügyi Minisztérium (FM) vízrajzi osztálya végezte (PÉCH & ERDŐS 1898). Ennek a felmérésnek a célja elsősorban a tó térfogatának minél pontosabb megismerése volt a vízszint biztonságos szabályozása érdekében. A felmérést „szondázó rúddal és alattsággal” (vizesen sem nyúló kötéllel) végezték mintegy 2884 pontban, és megkísérelték az iszapvastagságot is felmérni oly módon, hogy a mélység megmérése után a szondázó rúd hegyét az iszapba nyomták. A tó mélységi viszonyairól 1:75 000-es, egy méteres alapszintközű térkép készült, ugyanakkor az iszapvastagságról tudomásunk szerint nem készült térkép, vélhetően a felmérés megbízhatatlan volta miatt. A későbbi mederfelmérések céljai között már szerepelt, hogy a tó feliszapolódásának a mértékét meghatározzák.

A FM Vízrajzi Intézet 1929–30-ban hasonló módszerekkel megismételte a térképezést, ez azonban az előzőnél megbízhatatlanabb a helymeghatározás pontatlansága miatt. 1955-ben a Vituki mérte fel a Balaton medrét, ekkor már ultrahangos mélységmérővel. A mérés eredményeit 1:25 000 léptékű térképen ábrázolták (VIRÁG 1998). A Balaton legutóbbi mederfelmérését 1975-ben, szintén a Vituki végezte, a tó tengelyére merőleges 77 szelvény és kb. 200, a partközélemben felvett csonkaszelvény mentén (SASS 1979). A felmérés eredményeit szintén 1:25 000 léptékben, 0,5 méteres alapszintközű térképlapokon ábrázolták (BALÓ 1975). A tavi iszap vastagságáról sokáig csak néhány, a part közelében felvett fúrás adatai álltak rendelkezésre (LÓCZY 1913), hiszen a tavon és a tó környékén készült üledékkutató fúrások nem feltétlenül érték el az iszap alsó szintjét (BUCZKO et al. 2009). A tó üledékéről az első szeizmikus felmérést CSERNY Tibor vezetésével a MÁFI végezte 1981-től. Az erről készült jelentés egyben áttekinti a tó területén korábban végzett fúrásokat is (CSERNY 1987). Összesen 33 fúrás és 370 km hosszúságú vízi szeizmikus szelvény alapján megszerkesztették a Balaton első iszapvastagság térképét. A kubai–magyar együttműködésben végzett nagyszabású

munkálatok eredményeként elsőnek közöltek adatokat a tavi üledék fekvésének morfológiájáról, és a szeizmikus és fúrási adatok együttes kiértékelése alapján a Balaton keletkezéséről egységes elméletet alkottak (CSERNY & NAGYBODOR 2000). A vízi szeizmikus szelvények digitalizálása és újraértékelése pontosította az ebből levont következtetéseket (CSERNY & PRÓNAY 2004).

Mindezek a felmérések az adott kor technikai színvonalán készültek és a Balaton kutatásának, így jelen munkának is fontos alapadatait jelentik. A szeizmikus térképezés negyedszázada, a mederfelmérés három évtizeddel ezelőtt történt, azóta pedig mind a szeizmikus adatgyűjtés és feldolgozás, mind pedig a geodézia ugrásszerű fejlődésen ment keresztül, a térinformatika elterjedése pedig gyorsabb és pontosabb adatfeldolgozást tesz lehetővé. Nyilvánvaló tehát, hogy a Balaton vízmélységének és iszapvastagságának egy újabb, a teljes tóra kiterjedő felmérése időszerű lenne.

Az ELTE Geofizikai Tanszéke a Geomega Kft.-vel együttműködve nagy- és ultranagy felbontású vízi szeizmikus méréseket végzett a tavon az utóbbi másfél évtizedben. A vizsgálatok különösen intenzív szakaszba kerültek az *Integrált kutató módszer kifejlesztése negyedidőszaki környezeti állapotok geofizikai vizsgálatára* című OTKA-projekt 2003-ban történt megindulásával. A felvételezés célja legfőképpen a Siófoki-medence alatti pannóniai korú rétegek térképezése volt, de a minden eddiginél sűrűbb mérési hálózat és a pontos műholdas helymeghatározás miatt az adatok felhasználhatóak a tómeder és a holocén üledékvastagság térképezésére is. A szeizmikus mérések ilyen célú értelmezésével a Siófoki-medence felmért területeire aktuális és pontos vízmélység és iszapvastagság térképeket szerkesztettünk, amelyek alkalmasak neotektonikai és szedimentológiai következtetések levonására is.

Adatok és módszerek

A szeizmikus adatok feldolgozása

Az alábbiakban bemutatjuk a mederdomborzati modell előállításához szükséges szeizmikus feldolgozási lépéseket, amelyek részben eltérnek a hagyományos vízi szeizmikus feldolgozási folyamattól.

A vízi szeizmikus mérési adatok futásidő-adatok, a műszer a jel kibocsátásától annak visszaverődés után a hidrofona való érkezéséig eltelt időt méri. A futásidő

adatoknak a mélységkonverziója során a jeladó és a hidrofon egymástól mért távolsága (offset) a mérendő kis mélységek esetében nem hanyagolható el. Emiatt a futásidő adatokból ennek az offsetnek a figyelembevételével számítottunk mélységadatokat, a 1450 m/s vízbeni terjedési sebességgel számolva. A mérés során mind a jeladó, mind a hidrofon a víz színe alatt van, ez a mélység hozzáadódik a futásidőből számított mélységadatokhoz. Mivel bemerülési mélység időben állandó, a számított mélységadatokat konstans értékkel történő korrekciójára volt szükség.

A mérés különböző éveken, különböző időszakokban történt, ezért a vízállásértékekkel korrigálni kell a mért mélységadatokat. Ismeretes továbbá, hogy a Balaton esetében a vízállásadatok nem együtt változnak az egyes parti mérési pontokon, ennek oka a Balaton vízének lengése, az ún. seiche (CHOLNOKY 1918). A vízlejtés a víz felszínét „megbillenti”, ami legfeljebb néhány m, 3–5 deciméteres amplitúdójú, több órás periódusidejű oszcillációt eredményez (MUSZKALAY 1973).

A hagyományos vízi szeizmikus feldolgozás során, a szelvényeken a víz és a tavi üledék, illetve az üledék és az alatta található rétegek határát jelöltük ki Geographix szoftverben (1. ábra). A réteghatár vonalát a szoftver kijelölés után automatikusan végigrajzolta addig, ameddig az jól követhető volt. A korrekciók után a nyomvonalakból és a szeizmikus eredményekből rekonstruáltuk a mért X és Y koordinátájára a földrajzi pozíciót adta meg EOV-ben, Z koordinátája pedig a reflektáló pont mélysége az aktuális vízfelszínhez képest. Több mérési szelvény együttes alkalmazása esetén a fenti hatások korrekciója során egy szelvényt függőlegesen rögzítettnek tekintettünk. Ennek tengerszint feletti magasságát is rögzítettük az aktuális (vagy közelítő) vízállásadat segítségével. Ennek a rögzített szelvénynek és egy korrigálandó másik szelvény nyomvonalának metszéspontjában meghatároztuk a két szelvényen mért medermélységet, és ezek különbségével mint konstans

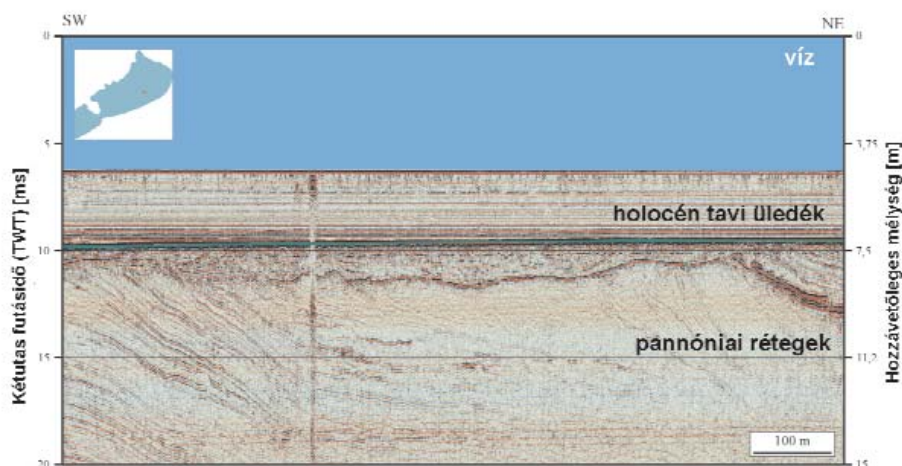
értékkel függőlegesen korrigáltuk a teljes második szelvényt.

Sok szelvény esetén, amelyek többszörösen is keresztelik egymást, ez a módszer ellentmondáshoz vezetett, vagyis előálltak olyan szelvénykeresztelő pontok, amelyekben a korrigált szelvények még különböző medermélységet mutattak.

A medermélység meghatározásához szükséges pontosabb korrekciós eljárás kiinduló adata, a fenti — hagyományos — módon korrigált adatrendszerből előállított X, Y, Z koordinátákból álló pontfelhő volt, amely valamennyi ponthoz tartalmazta az adott pont egyedi szelvényazonosítóját.

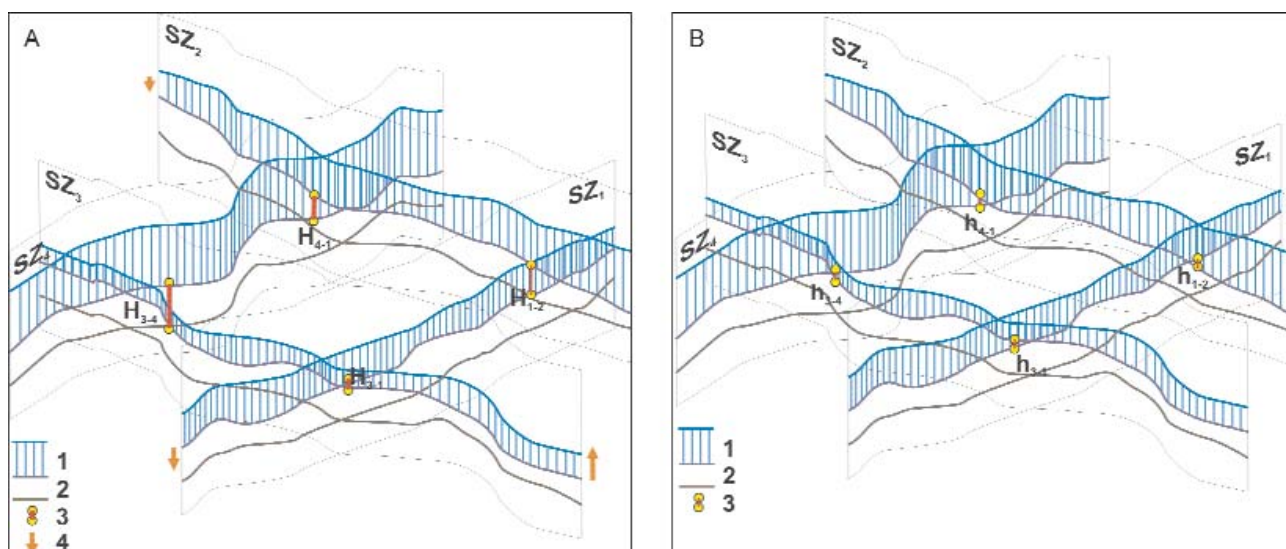
Ebből a pontfelhőből rekonstruáltuk az egyes mérési szelvényeket. Ezeknek a szelvényeknek meghatároztuk valamennyi metszéspontját valamennyi másik szelvényvel, és a metszéspontokban az egyes szelvényekhez tartozó medermélységeket. Ezután a közvetett mérések kiegyenlítését alkalmaztuk, vagyis a metszéspontokban a mélységkülönbségek négyzetösszegét minimalizáltuk. A kiegyenlítés eredménye (a kapott paraméterek) az egyes szelvények függőleges tolásának mértéke (minden szelvényhez egy érték). A korrekció alkalmazása során ezekkel a kapott értékekkel korrigáltuk az egyes szelvényekhez tartozó pontok magasságát.

A rekonstrukció során 541 szelvényszakaszt jelöltünk ki, és ezeknek közel 6200 metszéspontja van. Ezekben a metszéspontokban a feldolgozás előtt az átlagos eltérés 7 cm volt. Ez együttesen jellemzi a kiolvasási pontosságot és a fenti hibaforrások együttes hatását. A kiegyenlítés eredményeként ez az átlagos hiba 3 cm-re csökkent (2. ábra). Természetesen csak azokat a hatásokat sikerült ebben a lépésben kiküszöbölni, amelyek az egyes szelvényszakaszok mérése során állandónak tekinthetők, ilyen például a vízállás. Jelen munka során a síófoki vízmérce szerinti 100 centimétert jelöltük ki standard vízszintnek (105,09 m Adria



1. ábra. Szeizmikus szelvény részlete a Balaton keleti medencéjéből. Az ábrán elkülönül a víz, a vízszintesen települő tavi üledékretegek, és az alattuk elhelyezkedő pleisztocén rétegek, amelyek eróziós diszkordanciával települnek a pannóniai rétegekre

Figure 1. Water seismic section from the Eastern Basin of Lake Balaton, showing water, horizontally-layered Holocene lacustrine sediment and the underlying discordant Pannonian layers



2. ábra. A) $H_{i,j}$: kiegyenlített magasságkülönbség az i - j szelvények között. B) $h_{i,j}$: kiegyenlített magasságkülönbség az i - j szelvények között
 1 – víz, 2 – holocén üledék, 3 – ekvivalens pontok és magasságkülönbségük, 4 – kiegyenlítésből számolt szelvénykorrekció. Az ábra erősen magasságtorzított és a szelvények közötti magasságkülönbségek még ezen belül is túl vannak hangsúlyozva, különösen a korrigált esetben. Figyeljük meg az egyes szelvényekhez tartozó eltérő vízszintet

Figure 2. A) $H_{i,j}$: unequalized elevation difference between sections i - j . B) $h_{i,j}$: equalized elevation difference between sections i - j

The graphic has strong vertical exaggeration and the elevation differences are even more exaggerated, especially in the corrected case. Note different water levels corresponding to different sections. 1 – water, 2 – Holocene sediment, 3 – equivalent points and their elevation differences, 4 – section correction calculated by equalization

fölkött). A nagyszámú szelvénymetszés pont biztosítja a mérések redundanciáját: A mérések megismétlése, valamint újabb szelvények nem növelik jelentősen a reziduálokat, viszont komoly indikátorai a mérések megbízhatóságának és reprodukálhatóságának.

A szeizmikus mérések eddig tárgyalt hibáin kívül a hullámzás a zavart időjárású napokon felvett szelvényekben legalább 20 cm-es hibát okozhat. Ezt úgy korrigáltuk, hogy minden egyes szelvényre egy 50 mérési pont (25 m, két és fél rastercella) hosszúságú mediánszűrést alkalmaztunk, ami kisímtotta a félautomatikus kiértékelés egyes lépései közötti néhány tíz centiméteres ugrásokat is.

Az eredményül kapott pontfelhő a mérési nyomvonalak mentén nagyon sűrű (fél méteres térbeli felbontású), a vonalak között azonban üres, így az adatsűrűség térben két irányban anizotróp. A mérési adataink vertikális felbontása a szelvény tetején 5 centiméter körüli. A bemeneti mérési adatok a korábbi felvételezések adataihoz képest szelvényen belül (tehát relatív értelemben) minden eddiginél pontosabbak, abszolút értelemben vett hibájukat pedig a fenti korrekciók jóságát határozza meg.

Interpoláció

A felszínmodellek szabálytalan háromszöghálóba történő lineáris interpolációval 10×10 méter felbontással készültek. Ez egyfelől megőrizte a fentiek szerint korrigált mérési adatok pontos értékeit, másfelől nem igényelt túlságosan nagy számítási kapacitást még több millió pontra sem. Mivel a mérési pontjaink a térképezett topográfiai elemek léptékéhez képest igen sűrűn helyezkednek el, a képződött élek és sík felületek látszanak ugyan, de számottevően nem zavarják az értelmezést. A kapott felület

körbevágásánál eltávolítottuk azokat a területeket, ahol egymástól nagyon távoli pontok között történt az interpoláció és áthidalt valamilyen ismert topográfiai elem a mederben. Mivel a meder a képlékeny iszap és a fenék szintjében is aktív áramlások miatt egyenletes görbületű (MUSZKALAY 1973), erre csak kevés helyen (Fűzfői-öböl, Tihany környéke) volt szükség.

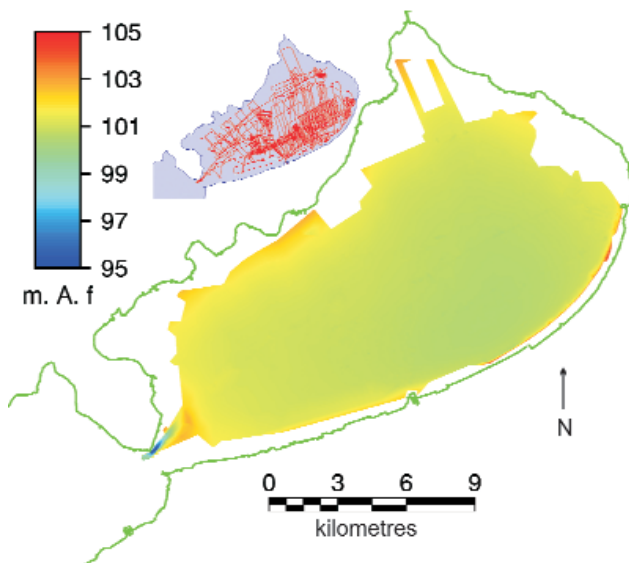
A tavi üledék alját képező eróziós felszín vizsgálatához ugyanezzel a módszerrel állítottunk elő domborzati modellt, de csak valamivel kisebb területet tudtunk feltérképezni, mert az iszapban lévő gázbuborékok miatt nem lehetett a mérés teljes területén kijelölni az iszap alsó felszínét. Az áthalmozódási folyamatok vizsgálatához összehasonlítottuk az így kapott medertérképet az utolsó vízrajzi felmérés (BALÓ 1975, SASS 1979) adataiból készült digitális medermodellel (ZLINSZKY et al. 2008a, b). Az echográfós mélységmérés pontossága 10 cm körüli, (BENEFY & V. NAGY 1969) és itt az aktuális helyi vízszint meghatározása is deciméteres pontatlanságot okozhat. A hullámzás hatása az 1975-ös felmérésnél elhanyagolható, mert az echográfós mérésre használt kutatóhajó lényegesen nagyobb volt, mint a szeizmikus műszereket hordozó úszótest.

Eredmények

Medermodell

A szeizmikus szelvényekből számított vízmélység-adatok feldolgozásával új, a felmért területeken minden eddiginél pontosabb medermodellt állítottunk elő a Balaton keleti medencéjének nyíltvízi területeire. A rasteres adatrendszer nem terjed ki a mérési vonalak által közrefogott

sokszögön kívülre (nem extrapoláltunk), tehát nem fedi le a tó teljes keleti medencéjét. A kapott mederprofil a várakozásainknak megfelelően a medence nagy részén meglehetősen sík, enyhén D–DK felé lejtő, topográfiai elemektől mentes felszín. A meder a Keleti-medencében az északi part közelében viszonylag sekélyebb, enyhén lejt DK felé, és a legmélyebb területek közvetlenül a déli part előtt húzódó marástól északra találhatóak a parttal párhuzamosan, illetve a Tihanyi-kút általunk felmért részén. A meder síknak tekinthető szakasza az északi parton 103 méteres tengerszint fölötti magasság körül kezdődik, és a déli part közelében, de még a marástól víz felé eső részen 101 méteres magasság körül ér véget. A marás és a part közötti sekély sávot az általunk használt mérőhajóval nem lehetett megközelíteni annak merülése miatt, így az nem szerepel a térképeken (3. ábra).



3. ábra. A Siófoki-medence medrének szeizmikus mérési adatok alapján készített digitális domborzati modellje

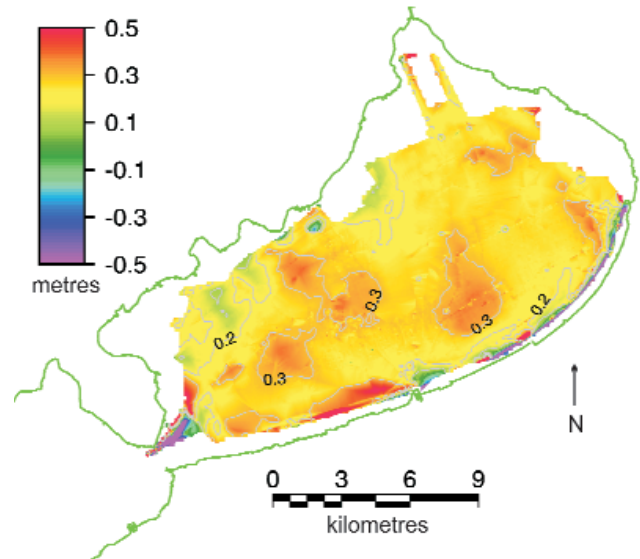
A mérések nem terjedtek ki a medence teljes területére, ahol azonban van adat, ott a meder enyhén lejt dél felé, és topográfiai elemektől csaknem teljesen mentes. A kis térkép a szeizmikus mérési nyomvonalakat mutatja a Keleti-medence területén

Figure 3. Digital Elevation Model of the Siófok Basin based on seismic measurements

The lake bottom has a slight slope towards S, and is practically free of topographic features, but not the whole area of the basin has been surveyed. The inset shows seismic tracks in the Siófok Basin

Mederváltozás az elmúlt 30 évben

A szeizmikus mérések alapján számított medermagassági adatokból pontról-pontra kivontuk az 1975-ben felmért mederprofil magasságait. Tekintve, hogy Z adatként nem vízmélységet, hanem tengerszint feletti magasságot használtunk, az így kapott térkép a meder tengerszint feletti magasságának a felmérési időszakban történt változásait mutatja. Ennek megfelelően ahol a kapott érték pozitív, ott felhalmozódás (vagy emelkedés), ahol negatív, ott elhordás (vagy süllyedés) történt (4. ábra). A legnagyobb nem pontszerű eltérés 40 cm-es emelkedésnek felel meg, az átlagos változás +25 cm, a Keleti-medence területének nagy részére ez az érték jellemző. A Siófok és Balatonaliga között,



4. ábra. A Siófoki-medencére az 1975-ös vizrajzi felmérés adataiból és a szeizmikus mérésekből számított medermodell magasságkülönbségének térképe

Pozitív értékek a vízfenék emelkedését, negatív értékek süllyedést jelölnek, az izovonalak lépésköze 10 cm

Figure 4. Elevation difference map of the Siófok Basin calculated from the 1975 bathymetric survey and the seismic measurements

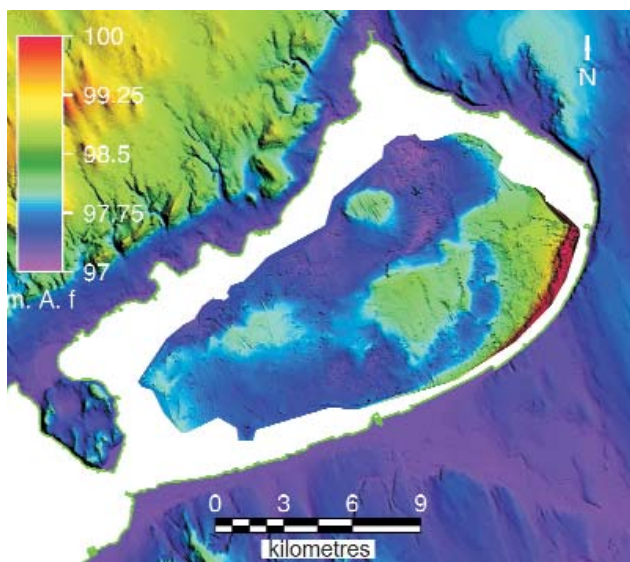
Positive values indicate rise of the lake bottom, negative values correspond to drop. Interval of iso-lines is 10 cm

éppen a Keleti-medence legmélyebb részén kb. 35 cm különbség mutatkozik a két felmérés során tapasztalt vízmélység között. Mivel ezen a területen 1975-ben számos mérési szelvény áthaladt, nem valószínű, hogy az akkori mérés hibája okozza ezt a tendenciát. Műtermék viszont az Alsóörs előtti pontszerű, erősen süllyedő terület, amelyet valószínűleg néhány hibás szeizmikus mérési pont okozott. Az átlagos felhalmozódás 24,5 cm kb. 28 évre, amelyből számolva a meder tengerszint feletti magasságának változási rátája 8,8 mm/év. Ez természetesen a medence területén belül különbségeket mutat, a legnagyobb mederváltozásokat a tó tengelyében, vízközépen, illetve a legmélyebb vízü területeken találtuk.

Az iszapfekü felszínmodellje

A holocén üledéket az alatta lévő pannóniai (és a helyenként előforduló más preholocén) rétegektől elválasztó diszkordanciafelszínhez tartozó pontok közötti interpolációval megkaptuk a tavi üledék alsó határát képező felszín domborzati modelljét (5. ábra). Ez a térkép tehát azt a felszínt ábrázolja, amelyet akkor kapnánk, ha a Balaton keleti medencéjéből a vízen kívül az összes holocén tavi üledéket is eltávolítanánk.

Mivel ez a felület a tó kialakulása óta tovább nem erodálódik (hiszen befedi a víz és a holocén üledék), a topográfiája a tó kialakulását megelőző idő óta csak a tektonikus mozgások következtében változik. A diszkordanciafelszín domborzata tehát tükrözi mind a tó kialakulása előtt, illetve azzal egyidőben zajló eróziót, mind pedig az azóta történt tektonikai folyamatokat, de a fenti



5. ábra. A holocén tavi üledék és a pannónia rétegek közötti diskordanciafelszín térképe a Balaton keleti medencéjében

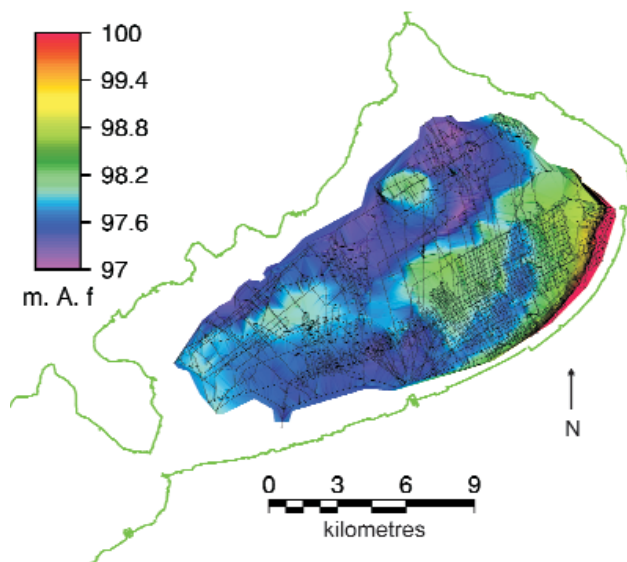
Az ábrán feltüntetett színskála az iszapfekü tengerszint feletti magasságára vonatkozik, a jobb láthatóság érdekében egy szűkebb tartományra igazítva. A maximális szintkülönbség 6 méter

Figure 5. Map of the discordance surface between the Holocene lacustrine sediments and the underlying Pannonian strata in the Eastern Basin of Lake Balaton

The legend corresponds to the elevation above sea level of the discordance surface, set to enhance a range considerably narrower than the relief for better interpretation. The relief of the discordance surface is 6 metres

hatások nem választhatóak szét, így az egyes topográfiai elemek kialakulásának módja nem határozható meg egyértelműen.

A parttól távoli területeken a legmagasabban és legalacsonyabban fekvő felületek között mintegy két méter a reliefkülönbség, ennek nagyságrendje nem zárja ki, hogy a tó kialakulása óta, kizárólag neotektonikai folyamatok eredményeként jött létre a szintkülönbség. A legmeredekebb lejtő és a legmagasabban fekvő preholocén felszín Aliga és Balatonszabadi között található a parttal párhuzamosan. Itt egy kis területen felfutnak a marásra a szelvények, és a tavi üledék felszínéhez nagyon közel vannak a pannóniai rétegek (bár a szeizmikus szelvények tanúsága szerint az általunk felmért területen mindenütt befedi őket az üledék). Azonosítható Balatonalmádi előtt egy kisebb kiemelkedő terület, amelyről nem lehet eldönteni, hogy folytatódik-e észak felé, (ahol már nem történt újabb mérés) vagy szigetszerűen áll ki. Balatonkenese és Balatonfüred között egy elhúzódó mélyedés található, ettől délre, Balatonakaratya–Balatonvilágos környéke és Tihany között pedig egy újabb kiemelkedő terület. A Balatonligától Tihany felé húzódó kiemelkedő területek, bár nem függenek teljesen össze, de egyenes vonal mentén rendeződnek. Egy ÉK–DNy irányú ívelt völgy határolja ezt a területet dél felől, amely egy szigetszerűen kiálló magaslatot vesz körül, amelyet minden irányból völgy határol, az északi oldala pedig egy NyDNy–KÉK irányban hosszan elhúzódó és két helyen megtörő, markáns, csaknem lépcsőszerű topográfiai elem. A kapott mintázatok természetesen nem minden esetben függetlenek a mérési nyomvonalak elhelyezkedésétől (6. ábra). Azokat a topográfiai elemeket lehet nagy biztonsággal azonosítani, amelyeken több szelvény is áthalad, és amelyek teljes egészükben felmért területen találhatóak. Az ívelt völgyek értelmezhetőek paleomeanderként, a magaslatok és az északi oldalukat határoló vonal értelmezhető neotektonikus mozgások eredményeként, a Balaton tágabb környezetére a déli parton jellemző közel meridionális vagy sugaras formák azonban egyáltalán nem jelennek meg az iszapfekü felszínén.



6. ábra. Az 1997–2007 közötti vízi szeizmikus felmérés mérési nyomvonalai a holocén tavi üledék és az alatta fekvő rétegek közötti diskordanciafelszín ezen mérések alapján készült térképére vetítve

Figure 6. The tracks of the water seismic measurements carried out between 1997–2007 overlain onto the map of the discordance surface between the Holocene lacustrine sediments and the underlying strata based on these measurements

Értelmezés

A meder nagy részére jellemző topográfiai elemektől gyakorlatilag mentes felszínt a sekély tóban a teljes vízoszlopot megmozgató hullámzás és vízlengés tartja fenn (VIRÁG 1998, MUSZKALAY 1973). Az üledék lerakódását és elmosódását alapvetően és rövid távon a tó vízének áramlási rendszere befolyásolja, és így főként az áramlások felelősek a 4. ábrán kialakuló mintázatokért. A Balaton áramlási rendszeréről meglehetősen kevés mérési adat, illetve modell van, és azok is elsősorban a Keszthelyi-, (LUETTICH et al. 1990, ISTVANOVICS et al. 2008), illetve a Keszthelyi-, Szigligeti-, Szemesi-medencére és a Tihanyi-szorosra korlátozódnak (MUSZKALAY 1973), így ezekkel való összehasonlításra nem nyílt lehetőség. A teljes tómedencére kiterjedő matematikai áramlási modellt ír le KOLODKO et al. (1980), ennek a térbeli felbontása viszont nem alkalmas felhalmozódási és lerakódási zónák elkülönítésére. A medence legmélyebb területein mutatkozó lerakódás mindenesetre magyarázható lehet azzal, hogy a már egyszer lerakódott üledéket a mélyebb vízi területekről keveri fel legkevésbé a

szél, hiszen az áramlások erőssége a vízfelszíntől a fenék felé haladva csökken (MUSZKALAY 1973).

Jelen adatsor és az 1975-ös felmérés között kimutatott különbségek az 1975-ös felmérés mérési hibáinak nagyságrendjébe esnek, tehát jogosan vethető fel a kérdés, hogy értelmezhető-e egyáltalán a két adatrendszer közötti különbség. A legfontosabb hibaforrások az 1975-ös mérésnél a mélységmérés hibája és a helyi vízszint meghatározásából adódó hiba. A mérés publikált leírása (SASS 1979) nem tér ki arra, hogy ez utóbbit hogyan korrigálták, csak azt említi, hogy a térképek rajzolása során a +75 cm-es vízállásra korrigáltak. Az értelmezés során abból a feltételezésből indultunk ki, hogy a szelvényekben mért 1975-ös felmérés hibája szelvényenként különböző, és a hibák várhatóan véletlenszerű mintázatban és mindkét irányba egyformán szóródnak. Mivel a kapott áthalmozódási mintázat nem véletlenszerű, mivel kis területen található az 1975-ös adatokhoz képest akár csak kismértékű üledékhiány is, de nagy területeken tapasztalható felhalmozódás, és mivel a különbségek nem az 1975-ös szelvények mentén jelennek meg, hanem számos akkori szelvényt átfogó mintázatban, ezért feltételezhető, hogy nem elsősorban a két mérés hibái okozták a kapott mintázatot. Bár ez a hibák nagyságrendje és a két mérés között eltelt viszonylag rövid idő miatt nem állítható teljes bizonyossággal, nem áll módunkban ennél erősebb következtetéseket levonni, hiszen nem készült 1975 óta az egész medencére kiterjedő pontosabb felmérés.

A két mérés között eltelt időszakra számított átlagos felhalmozódási ráta nagyságrendileg megfelel a CSERNY *et al.* (1995) izotóp-geokémiai kutatásai során a holocénre számított felhalmozódási rátának (5–14 mm/év), a felhalmozódott üledék számított térfogata pedig a lefolyási modellekből becsülhető felhalmozódott üledéktérfogatnak (ZLINSZKY *et al.* 2008b). Az általunk számolt feltöltődés valamivel több, mint a BENDEFY & V. NAGY (1969) által az utóbbi 191 évre a Keleti-medencében számolt felhalmozódási ráta (5 mm/év), és jól megfelel a FELFÖLDY és munkatársai (1969) által közölt rátának (7 mm/év), valamint a Vituki által az 1975 előtti mederfelismerések összehasonlításával az egész Balatonra átlagosan számolt felhalmozódásnak (1 cm/év) (SASS 1979).

A meder tengerszint feletti magasságát a fentiekben tárgyalt áramlási viszonyok mellett neotektonikai folyamatok is befolyásolhatják. A vizsgált időtáv erre első látásra rövidnek, a várható változások talán csekélynek vagy zajsztint alattinak tűnhetnek. Úgy véljük azonban, hogy elképzelhető, hogy a neotektonikának és ezen belül is akár az aktív tektonikának szerepe lehet a medermorfológia alakításában.

Ha a tó egész környékének léptékében vizsgáljuk a kérdést, legelső érvként a Balaton keleti medencéjének északkeleti–keleti peremén tapasztalható földrengés aktivitást érdemes megemlítenünk (TÓTH *et al.* 2008). Ugyan a rengések sekély mivolta és szerencsére kis energiája nemigen teszi lehetővé, hogy fészekmechanizmust állapítsanak meg belőlük, ennek megfelelően a tektonikus aktivitás jellege sem pontosan ismert, de viszonylag rendszeres aktivitás miatt a folyamatos mozgás feltételezhető.

A Balaton északi és déli partjának paleomagassági viszonyait vizsgálva már LÓCZY (1913) és CHOLNOKY (1918) is felvetette az abrúziós színlők magasságkülönbsége alapján a differenciális kiemelkedés lehetőségét. Az ismételt magasrendű szintezésekből (JOÓ 1992) levezethető vertikális kéregmozgások alapján kiszámítható szintkülönbségek viszonylagosan jó egyezést mutatnak a differenciális kiemelkedésből számolható szintkülönbséggel (TIMÁR *et al.* 2006). A meder síknak tekinthető szakasza az északi parton 103 méteres tengerszint fölötti magasság körül kezdődik, és a déli part közelében, de még a marástól víz felé eső részen 101 méteres magasság körül ér véget (ZLINSZKY *et al.* 2008a). Ezt a két méteres (a Siófoki-medencében akár három méteres) magasságkülönbséget az északi és a déli part között mért differenciális kiemelkedés sebessége, amely JOÓ (1992) szerint 0,3–0,5 mm/év, hatezer–tízezer év alatt létrehozhatta, amely időtartam rövidebb a tó medencéinek feltételezett koránál (CSERNY & NAGY-BODOR 2000, NAGYNÉ BODOR *et al.* 2000).

A preholocén felszín tükrözi a tó kialakulásakor zajló eróziót és egyben az azóta lezajlott neotektonikai folyamatokat. Ha a kapott domborzati modellt az erózió szempontjából értelmezzük, két olyan ívelt mélyedést is találunk, amelyek értelmezhetőek folyóvölgyként a MIKE (1976) által közölt paleomeander elméletnek megfelelően. Ezek a mélyedések nem mutatnak egyértelmű lejtést és egymással sem függenek össze a vizsgált területen belül, de ez nem zárja ki, hogy valamikor folyóvölgyek lettek volna. A felszínen nem mutatkoznak olyan, a somogyi part domborzatára jellemző közel meridiális struktúrák, amelyeket pl. FODOR *et al.* (2005) a szélerózióknak tulajdonítanak azon az alapon, hogy a völgyrendszerek szeizmikus felmérése során nem találtak a késő-miocén üledékeket elvető töréseket. A preholocén erózió nyomait azonban egyfelől a tektonika, másfelől éppen a kezdődő intenzív tavi abrúzió tüntethette el.

Az iszapfekü térképén a keleti medencét DNy–ÉK irányban átszelő hát iránya azonos a tágabb környékre, ezen belül is a Somogyi-dombságra leírt antiklinálisok és/vagy fő vetők irányával (CSONTOS *et al.* 2005, FODOR *et al.* 2005), feltételezhetjük tehát, hogy a jelenkorban is zajló tektonikai folyamatokhoz kapcsolható. Szintén figyelemreméltó, hogy az említett magaslatot észak felől határoló mélyedés több részből, a CSERNY és NAGY-BODOR által leírt részmedencékből áll és a hát északi éle cikcakkosan megtört formát mutat, mert ez feltűnően hasonlít a SÍKHEGYI (2002, 2009) által a Balaton északi partjára és számos somogyi folyó völgyére leírt, transzpressziós elmozdulások által kiváltott rotáció létrehozta struktúrákhoz.

A szűk értelemben vett tómedence területén korábban kimutatott jelenségekkel is össze lehet vetni az itt bemutatott eredményeket. A balatoni üledék áthalmozódásának általánosan elfogadottnak tekinthető tendenciája, vagyis a finom szemcsés üledéknek az északi part közelében, a durva szemcsés üledéknek pedig a déli part és a marás között történő lerakódása (ENTZ & SEBESTYÉN 1942) az általunk kapott eredményeken semmilyen formában nem mutatkozott meg, az iszap felhalmozódása az áthalmozódási

térkép (4. ábra) tanúsága szerint ugyanis tóközépen a legintenzívebb, és mind az északi, mind pedig a déli part felé csökken. Feltételezhető tehát, hogy a meder általános topográfiai jellemzőit, vagyis az enyhe lejtést az északi parttól a déli part felé, és a marás alkotta „küszöböt” nem elsősorban az üledék áthalmozódása hozta létre az ENTZ és SEBESTYÉN által leírt módon, hanem a tavat is kialakító eróziós és/vagy neotektonikai folyamatok.

Ahogy már említettük, jelen munka során a szeizmikus mérésen nem terjedtek ki a marás és a part közötti sekély vízü sávra, és a korábbi vízi szeizmikus mérések (CSERNY & CORRADA 1990) során is csak a 2 méternél mélyebb vízü területek kerültek felmérésre (CSERNY et al. 2004), de az akkor mért adatok alapján sikerrel találtak magyarázatot a marás kialakulására is. A déli part marásán az üledékvastagság szinte mindenütt 2 méternél kevesebb (CSERNY & CORRADA 1990), holott a marás előtti legmélyebb sáv és a marás és a part közötti pad között a magasságkülönbség gyakran 3 méternél is több, és a legmélyebb részeken is van a fenékholocén tavi iszap. A marás tehát a preholocén felszín (CSERNY & CORRADA [1990] által leírt, az általunk használt mérőhajóval nem megközelíthető) kiemelkedéséből és az erre a hullámok megtörése következtében egy-két méteres rétegben lerakódott nagyszemcsés tavi üledékből áll.

SACCHI et al. (1999) valamint LOPES CARDOZO et al. (2002) a Balaton keleti medencéjén DNy–ÉK irányban végighúzó, feltehetően oldaleltolódásos vetőt térképeztek, amely jelen mérés szeizmikus szelvényein eltolódásoknál gyakori, bonyolultabb (szétseprűződő, helyenként meg-megszakadó) formában jelentkezik (HORVÁTH 2003), és feltételezhetően a Holocén rétegeket is elveti (LOPES CARDOZO et al. 2002). A kutatás jelen állása alapján a vetőzónára vonatkozóan vertikális elmozdulási komponens nem adható meg, ugyanakkor a medermorfológiát esetlegesen befolyásoló vertikális elmozdulás sem zárható ki. Az azonban feltűnő, hogy az iszapfekü térképén (5. ábra) említett (NyDNy–KÉK) irányú markáns szintváltozás fő tengelye párhuzamos ezzel a vetővel, bár attól északra lényegesen eltolódott. A Balatonligától Tihany felé húzó kiemelkedő területek, bár nem függenek teljesen össze, de szintén egyenes vonal mentén rendeződnek. A háttól északra és délre elhelyezkedő mélyedések pontosan megfelelnek a CSERNY & NAGY-BODOR (2000) által a Dryas II és Dryas III időszakra felvázolt résztavaknak, vagyis vélhetően az egységes tó kialakulása előtti állapotot tükrözik. Ezt támasztja alá az iszapfekü térképen (5. ábra) látható, őket délnyugatról határoló és különösen a déli „elő-medence” esetében viszonylag meredek fal, amely jellegében (de természetesen magasságában nem) hasonló az Enyingi-hátnak a Balaton partjával való metszévonalában kialakuló magasparthoz.

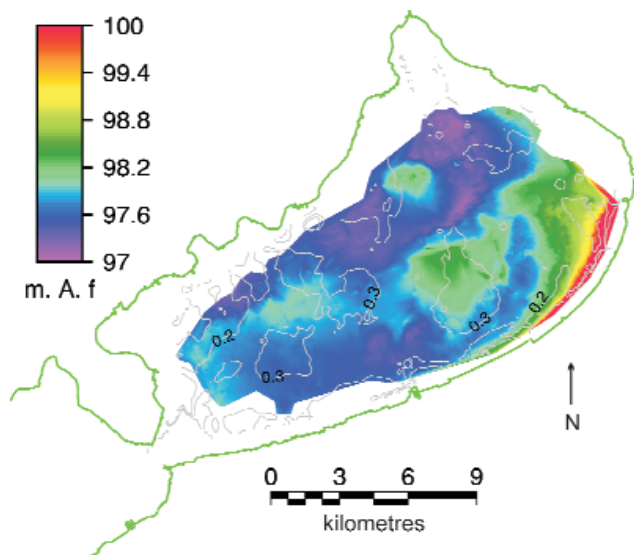
A Balatonszabadi–Balatonvilágos–Balatonkenese háromszögben megjelenő, magasabban fekvő terület kialakulhatott napjainkban is zajló tektonikai folyamatok eredményeképpen is (BENEFY 1964), de valószínűbb, hogy az Enyingi-hát átöröklött, reliefjében szinte elhanyagolható

formájáról van szó, vagy — amennyiben az Enyingi-hát kialakulása recensen is tart — e folyamat hozzájárulhat e mintázat kialakulásához. Ennek a formának a külső, ÉNy felé eső részén nagy üledékfelhalmozódást tapasztaltunk a vizsgált időszakban.

Bár sem a tó vizének áramlásrendszerei, sem pedig a környék preholocén eróziós története nem tökéletesen ismert, mind az áthalmozódás, mind pedig az iszapfekü mintázatairól állíthatjuk, hogy nem magyarázhatóak kizárólag áramlástani, illetve eróziós jelenségekkel. A korábbi vizsgálatok során kimutatott neotektonikus formák azonban számos esetben hasonlóságot mutatnak a mederváltozás és az iszapfekü térképén felfedezhető topográfiai elemekkel. Ráadásul egyes helyeken a két térkép egymáshoz is hasonló, felvethető tehát, hogy az utóbbi évtizedek folyamatai esetleg a hosszú távú (ezeréves) folyamatok térbeli mintázatához hasonlóak. Ez ahhoz a jelenleg nem bizonyítható következtetéshez vezethetne, hogy az eredeti tómeder (az eróziós felszín) jelenlegi tengerszint feletti magasságát nemcsak az egykori kialakító faktorok (pl. szél, folyóvölgyek) határozzák meg, hanem időközben, tektonikusan is alakul.

Ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy a vizsgált időszakban az áramlási okokból történő lerakódás várhatóan egy nagyságrenddel nagyobb, mint a tektonikai eredetű köthető változás.

A kapott adatrendszer számos kérdést is felvet. A tavi üledék alatti felszín topográfiája nem mutat a meder kialakulásának módjára utaló egyértelmű jeleket. Továbbra is vitatható, hogy milyen mértékben járult hozzá a jelenlegi Balaton kialakulásához differenciális kiemelkedés, szél-erózió, folyami erózió, illetve tavi abrázió. Az eróziós felszín topográfiája alapján nem cáfolható a jelenlegi tó helyén húzó ősfolyamra alapuló elmélet sem. A további vízi szeizmikai mérések adatainak hasonló feldolgozása ki fogja terjeszteni a tavi üledék alatti felszín felderített területét, de ezt korlátozza az üledékben található gáz, illetve a mérőhajó merülése. Mivel a vízi szeizmikával felmérhető mélység a vízmélységgel arányos, a partközeli területek vizsgálata nem is várható. Az eddig felmért terület nem tartalmazza a tómeder azon részeit, ahol az üledék áthalmozódása várhatóan a legintenzívebb, nevezetesen a Zala torkolatának közelében és a Tihanyi-szorostól keletre és nyugatra elhelyezkedő területeket. A parti övben zajló felhalmozódásról sem nyertünk adatokat, pedig a tóba bejutó lebegőanyag egy része minden bizonnyal a nádasokban, illetve a déli parti maráson ülepszik le. A meder-térképeknek a vizsgált területen történő összehasonlítása alapján számítható szedimentációs ráta tehát nem feltétlenül felel meg az egész tóra jellemző átlagos szedimentációs rátának. A feliszapolódási viszonyok és a diszkordanciafelszín topográfiájának részletesebb, pontosabb vizsgálatát a fúrás adatokkal való összehasonlítás tenné lehetővé. Az utóbbi évtizedek szedimentációs mintázata (4. ábra) és a preholocén felszín (5. ábra) térbeli mintázata rokonságot mutat egymással (7. ábra), de további, más módszerekkel végzett kutatásokra van szükség ahhoz, hogy ennek az okát megtaláljuk.



7. ábra. Az 1975 és a mérések időpontja közötti mederváltozás szintvonalai az iszapfekü magassági modelljére vetítve

Az intenzív mederváltozások elhelyezkedése részben rokonságot mutat a preholocén felszín topográfiájával

Figure 7. Contour lines of the elevation changes of the Lake floor between 1975 and the seismic measurements projected on the elevation model of the discordance surface separating lacustrine sediments and preholocene layers

The locations of intensive elevation changes show similarities to the topography of the preholocene surface

Következtetések

A Balaton keleti medencéjének vízi szeizmikus felmérése által szolgáltatott adatokból kiszámítottuk a meder domborzati modelljét és a holocén tavi üledék fekéjének felszínmodelljét.

Megállapítást nyert, hogy a holocén tavi üledék fekéjének topográfiája rokonságot mutat a tó szűkebb környékének egyes felszínformáival, mint az Enyingi-hát vagy a cikcakkos lefutású meredek völgyek, ugyanakkor a felmért területen nem azonosítottunk olyan meridonális struktúrákat, amelyek szél-erózióra utalnának. Az iszapfekü egyes mélyedései értelmezhetők folyóvölgyként, de mindent egybevetve a felszín nem mutat a tó keletkezési módját egyértelművé tevő elemeket.

A mederváltozások térképe és a tavi üledék fekéjének domborzata szintén hasonlóságokat mutat egyes csökkenő vízmélységű területeken, ami arra enged következtetni, hogy a tó területe ma is tektonikai aktivitást mutat, és ez az aktivitás döntő szerepű lehetett a Balaton medencéjének kialakulásában.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA TS44765 és T47104, valamint a 3B022-04 NKFP (BALÓKO) projektek anyagi támogatása tette lehetővé. A vízi szeizmikus mérési kampányok egy részében közreműködtek az Eötvös Loránd Tudományegyetem és a University of Leeds geofizika szakos hallgatói 2004 és 2007 között. A GeoGraphix szoftver a Landmark University Grant támogatásának köszönhetően került beszerzésre az ELTE Geofizikai Tanszéken. Köszönjük SZAFIÁN Péter és HÁMORI Zoltán tanácsait és aktív segítségét az eredmények feldolgozásában, továbbá KISS Rózsa, TIMÁR Gábor, TÓTH Tamás, és a mérések kivitelezésében résztvevő hajózó személyzet segítségét. Köszönjük továbbá a kézirat bírálóinak, CSERNY Tibornak és SIKHEGYI Ferencnek segítségét és tanácsait.

Irodalom — References

- BALÓ Z. (szerk.) 1975: Balaton Vízrajzi Atlasz. — *Vízrajzi Atlasz Sorozat*. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest.
- BENDEFY, L. 1964: Geokinetic and crustal structure conditions of Hungary as recorded by repeated precision levelings. — *Acta Geologica Hungarica* **8/1-4**, 395–411.
- BENDEFY L. & V. NAGY I. 1969: *A Balaton évszázados partvonalváltozásai*. — Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 215 p.
- BUCZKO, K., MAGYARI, E. K., BITUSIK, P. & WACNIK, A. 2009: Review of dated Late Quaternary palaeolimnological records in the Carpathian Region, east-central Europe. — *Hydrobiologia* **631/1**, 3–28.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. Franklin Társulat, Budapest, 1–318.
- CSERNY T. 1987: A Balaton aktuálgeológiai kutatásának eredményei. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1990: A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe. — *A MÁFI Évi Jelentése* **1988. évről**, 169–176.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton, Hungary. — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): *Lake basins through space and time. AAPG Studies in geology*, 605–618.
- CSERNY T. & PRÓNAY Z. 2004: Szeizmoakusztikus mérések a Balatonon: a kezdetektől napjainkig. — *Földtani Kutatás* **41/2**, 3–12.
- CSERNY, T., HERTELENDI, E. & TARIÁN, S. 1995: Results of isotope-geochemical studies in sedimentological and environmental geologic investigations of Lake Balaton. — *Acta Geologica Hungarica* **38/4**, 355–376.
- CSERNY T., PRÓNAY Z. & NEDUCZA B. 2004: A Balatonon végzett korábbi szeizmikus mérések újraértékelése. — *A MÁFI Évi Jelentése* **2004**, 273–283.
- CSONTOS, L., MAGYARI, A., VAN VLIET-LANOE, B. & MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (Part II): Evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410/1-4**, 63–80.
- ENTZ G. & SEBESTYÉN O. 1942: *A Balaton élete*. — A Királyi Magyar Természettudományi Társulat Könyvkiadó Vállalata, Budapest, 349 p.

- FELFÖLDY, L., MUSZKALAY, L., RÁKÓCZI, L. & SZESZTAY, K. 1969: Origin and movement of sediment in Lake Balaton. — In: FREY, D. G. (ed): *Symposium on Paleolimnology. Tihany, Hungary*, E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 282–291.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 15–41.
- HORVÁTH A. 2003: Balatoni üledékek vizsgálata vízi szeizmikus szelvényezések alapján. — *Szakkolgozat*, Eötvös Loránd University, Budapest, 80 p.
- ISTVANOVICS, V., HONTI, M., KOVÁCS, A. & OSZTOICS, A. 2008: Distribution of submerged macrophytes along environmental gradients in large, shallow Lake Balaton (Hungary). — *Aquatic Botany* **88/4**, 317–330.
- JOÓ, I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. — *Tectonophysics* **202**, 129–134.
- KOLODKO, J. JACKOWSKI, B. L. & SKIBA, M. 1980: Sekély tavakban a szél hatására kialakuló áramlások számítása: Kezdeti eredmények a Balaton esetén. — *Vízügyi Közlemények* **62/4**, 623–631.
- LOPES CARDOZO, G., BADA, G., LANKREIER, A. & NIEUWLAND, D. 2002: Analogue modelling of a prograding strike-slip fault: Case study of the Balatonfő fault, western Hungary. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 217–226.
- LUETTICH, R. A., HARLEMAN, D. R. F. & SOMLYODY, L. 1990: Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events. — *Limnology and Oceanography* **35/5**, 1050–1067.
- 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.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — In: BALÓ Z. (szerk.): *Balaton*. — *Vízrajzi Atlasz Sorozat*. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest, 30–39.
- MUSZKALAY L. 1973: *A Balaton vizének jellemző mozgásai*. — Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest, 85 p.
- NAGYNÉ BODOR E., SZUROMINÉ KORECZ A. & CSERNY T. 2000: A Siófoki-medence vízborításának fejlődéstörténete, palinológiai és ostracoda vizsgálatok alapján. — *Hidrológiai Közöny* **80/5**, 329–332.
- PÉCH J. & ERDŐS F. 1898: A Balaton Vízrajzi fölvétele. — *Vízrajzi Évkönyv* **8** (1897), 86–94.
- 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): *Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 357–390.
- SASS J. 1979: A Balaton vízrajzi felmérése. — *Vízügyi Közlemények* **4**, 560–581.
- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 203–216.
- SÍKHEGYI F. 2009: A Somogyi- és Zalai-dombság neotektonikája — morfostrukturális vizsgálatok. — Nyugat-Magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Kar, Sopron, 151 p.
- TIMÁR, G., SZÉKELY, B. & MOLNÁR, G. 2006: Estimation of the maximum Holocene water level of the Lake Balaton (Hungary) based on geomorphic maps and geodetic uplift rate indicators. — *Geophysical Research Abstracts* **8**, 04495.
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T., BUS Z., KISZELY M. & CZIFRA T. 2009: Magyarországi földrengések évkönyve 2008. — *GeoRisk – MTA GGKI*, Budapest, 98 p.
- VIRÁG Á. 1998: *A Balaton múltja és jelene*. — Egri nyomda, Eger, 904 p.
- ZLINSZKY A., MOLNÁR G. & HERODEK S. 2008a: A Balaton medrének digitális geomorfológiai vizsgálata. — *Hidrológiai Közöny* **88/6**, 239–241.
- ZLINSZKY, A., SZÉKELY, B. & CLEMENT, A. 2008b: Comparing sediment load and deposit thickness values in the eastern embayment of shallow Lake Balaton, Hungary. — *Geophysical Research Abstracts*, **10**, EGU2008-A-06101.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

A Bakony vetőmintázatának morfolometriai vizsgálata és az ebből levonható néhány tektonikus geomorfológiai következtetés

ZÁMOLYI András^{1,2}, KOVÁCS Gábor^{1,3,4}, SZÉKELY Balázs^{1,5}, TIMÁR Gábor¹

¹ ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

² Department für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A–1090 Wien

³ ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

⁴ ELTE IK Térképtudományi és Geoinformatikai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/a

⁵ Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, Gusshausstr. 27–29, A–1040 Wien

A morphometric analysis of the fault pattern of the Bakony Mountains: some tectonic geomorphological implications

Abstract

The unique tectonic setting of the Pannonian Basin was recognised as early as 1900. In particular, the evolution and geologic characteristics of the outcropping pre-Cenozoic mountain ranges have been subject to detailed studies and prolonged discussions. Among these efforts, the Transdanubian Range occupies an important position because its well-preserved outcrops, (which are rare in the Pannonian Basin) make it possible to collect direct measurements of the fault striations and fault plane orientations. The tectonic position of the Transdanubian Range provides the key to the link up of the Carpathian–Pannonian system to the Eastern Alps. It is interpreted as the uppermost thrust sheet of the Alpine nappe system that was emplaced in the Cretaceous.

A key advance was made by the pioneering approach of MÉSZÁROS, who compiled a 1:100,000-scale structural and economic-geologic map of large parts of the Transdanubian Range in 1982 (northern and southern Bakony and Balaton Highlands). This detailed work puts a major emphasis on the mapping of structural features, distinguishing their sense of movement and constraining the time of their activity. Unfortunately, the map itself has never been published. However, parts of the map which were important for mining activities taking place at that time were produced in a summary paper (MÉSZÁROS 1983). This study focuses on the correlation of the fault pattern with geomorphologic features. Integration of the original map of 1982 into a GIS environment and subsequent tectonic geomorphological analysis reveals the close relationship between tectonics and the landscape evolution of the Bakony Mountains (PÉCSI 1987). A selected set of study areas provides results for further characterisation of the structural elements.

A total of five hundred faults were subdivided and, segmented into two basic groups: one group consists of faults with spatially-related geomorphologic surface expression and the other group comprises tectonic elements not directly related to characteristic morphological features. These groups were further analysed on the basis of the properties assigned to them by MÉSZÁROS (direction of fault movement and age); the orientation patterns were compared to fault datasets from different authors for the whole of Transdanubia.

Orientation analysis of various classes of faults reveals a surprisingly uniform angular distribution: the overall orientation pattern in the Bakony shows a slight but significant difference with respect to the general orientation in Transdanubia. Azimuthal distribution of the faults mapped by MÉSZÁROS is bimodal and can be interpreted as orthorhombic sets of faults. Additionally, the strike of geomorphologically significant faults differs from the strike direction of geomorphologically non-visible faults by 15 to 20 degrees.

Keywords: Transdanubian Range, Bakony Mountains, structural geologic map, tectonic geomorphological analysis, azimuthal distribution

Összefoglalás

A Pannon-medence egyedi tektonikus környezetét már az 1900-as években felfedezték. Kiváltképp a kibukkanó pre-kainozoos középhegységek földtani fejlődése és felépítése részletes tanulmányokra és hosszú vitákra adott alkalmat. A középhegységek közül a Dunántúli-középhegységnek jut kiemelkedően fontos szerep, többek között, mert jól hozzáférhető feltárásai vetősíkok és vetőkarcok közvetlen mérését teszik lehetővé. A Dunántúli-középhegység szerkezetföldtani helyzete kulcsfontosságú információt szolgáltat a Kárpát–Pannon térség és a Keleti-Alpok közötti átmeneti zóna kutatásában. Ezt ma az alpi takarók legfelső, krétában áttolódott egységének tartják.

MÉSZÁROS 1982-es előremutató szerkezetföldtani összeállítását egy fontos alaptérképet szolgáltat kutatásaink számára. Az 1:100 000-es léptékű szerkezet- és gazdaságföldtani térkép a Dunántúli-középhegység nagy részét lefedi,

főleg az Északi- és a Déli-Bakonyra és a Balaton-felvidékre összpontosítva. Ez a részletes munka külön figyelmet szentel a szerkezeti elemek osztályozásának, nemcsak különbséget téve sokféle vetőtípus között, hanem azoknak korolását is dokumentálva. Magát a térképet sosem publikálták, viszont a folyamatban lévő bányászati tevékenység számára fontos részleteket és részlettérképeket egy összefoglaló cikkben tette közzé (MÉSZÁROS 1983). Jelen munkában a vetők és geomorfológiai elemek közötti kapcsolatra összpontosítottunk. Az 1982-ben készült eredeti térkép térinformatikai integrációja és tektonikus geomorfológiai elemzése a Bakonyvidék (PÉCSI 1987) szerkezetföldtani és felszínfejlődése közötti szoros összefüggésre enged következtetni. A kiválasztott elemzési területek a szerkezetföldtani elemek további jellemzését teszik lehetővé.

Összesen félezer vetőt osztályoztunk két alapvető szempont szerint, szükség esetén a vető vonalát felszabdalva: az első csoport olyan vetőket foglal magába, melyeknek geomorfológiai megnyilvánulásuk dokumentálható; a második csoport nem mutat közvetlen összefüggést jellegzetes geomorfológiai változásokkal. Ezeket a csoportokat tovább bontottuk a MÉSZÁROS által hozzárendelt tulajdonságok (vető mozgásának iránya és kora) alapján és csapásirányukat összehasonlítottuk más szerzők szerkezetföldtani adatbázisaival az egész Dunántúli-középhegység területére.

A különböző vetőosztályok csapásirány-elemzése meglepően egyveretű eloszlásokat mutat: az általunk elemzett vető-adatbázisokban a Bakonyban fekvő összes vető enyhe, de jól kimutatható iránybeli eltérést mutat az egész Dunántúlon megfigyelhető eloszláshoz képest. A MÉSZÁROS-féle térképen dokumentált vetők csapásirány-eloszlása bimodális és romboéderes térbeli elrendezést mutat. A geomorfológiaiilag megnyilvánuló MÉSZÁROS-féle vetők csapásiránya az egyéb vetők csapásirányától 15–20 fokot tér el.

Tárgyszavak: Dunántúli-középhegység, Bakony, szerkezetföldtani térkép, tektonikus geomorfológiai elemzés, csapásirány-eloszlás

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység (1. ábra) és azon belül a Bakonyvidék (PÉCSI 1987) takarós felépítését már a múlt század elején felismerték (UHLIG 1907, STRAUSZ 1942). Később ezeket az ismereteket bővítették. Így például KÁZMÉR (1984) és KÁZMÉR & KOVÁCS (1985) a Dunántúli-középhegység kelet felé irányuló kiszökése mellett érveltek a Periadriai-vonal és a Defereggental–Anterselva–Vallesvonal mentén 400 km-re eredeti elhelyezkedésétől. Szeizmikus szelvények kiértékelése és felújult, miocénben keletkezett mélyszerkezeti elemek térképezése (pl. RUMPLER & HORVÁTH 1988, TARI 1996) a tektonikusan aktív Bakonyvidék képét támasztják alá. Recens vertikális kéregmozgások meghatározására irányuló geodéziai mérések eredményei a Bakonyvidék területére 0,3 és 0,5 mm/év kiemelkedést mutatnak (JOÓ 1992).

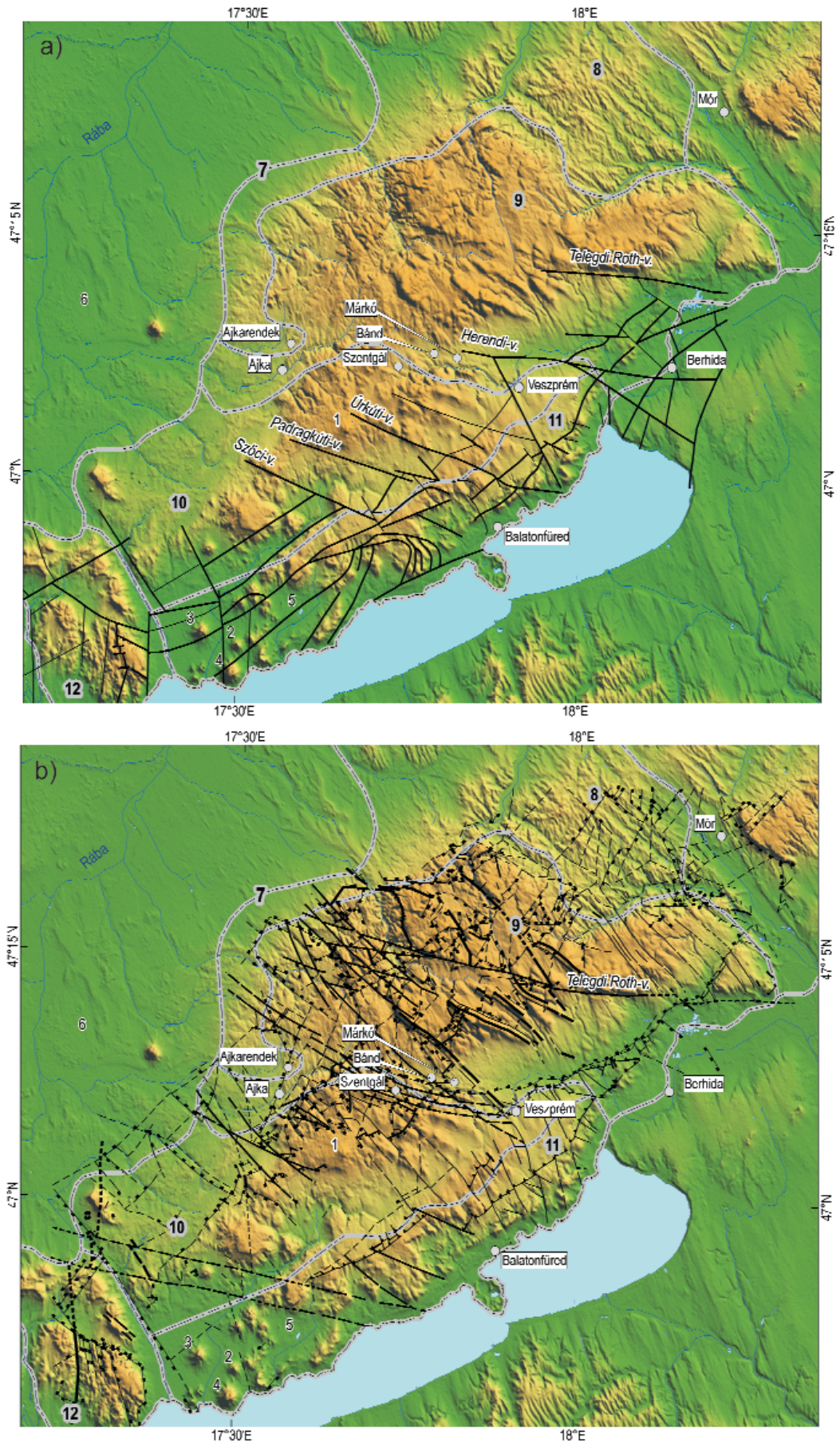
Ez a földtani környezet messzemenően alkalmas a szerkezetföldtani folyamatok geomorfológiai megnyilvánulásainak vizsgálatára. A MÉSZÁROS által összeállított szerkezetföldtani térkép (2. ábra) nemcsak a részletessége és területi kiterjedése miatt bizonyult alkalmas alaptérképnek, hanem a vetők osztályozása miatt alcsoportok képzésére is alkalmas. A vetők fekvése, futása és kinematikája a külszíni fejtésekben és bányavágatokban végzett megfigyelések alapján nagy térbeli pontossággal dokumentált (MÉSZÁROS 1983).

A tanulmányban nagy hangsúllyal szerepel az oldaleltolódások jellemzése és korolása (1. táblázat). Főleg a bauxit-előfordulások elhelyezkedésében látta az oldaleltolódások meghatározó szerepét (MÉSZÁROS 1983). A NYÉNY–KDK-i csapású jobbos oldaleltolódások keletkezését TARI (1996) az albaira teszi. Felújulásukat több szerző a miocénbe helyezi (CSONTOS et al. 1992, FODOR et al. 2005, SASVÁRI et al. 2007). Az oldaleltolódásokat szakítós

1. táblázat. MÉSZÁROS által kor és jelleg szerint megkülönböztetett vetőtípusok.

Table 1. Types of faults from the map of MÉSZÁROS differentiated by age and fault type

Szerkezeti elem	Kor	Jelleg
Szinklinális		
Antiklinális		
Vető általában		megállapított/ feltételezett
Törésvonal	jura	megállapított/feltételezett; széles dörzsbreccsa-zónával rendelkezik
Oldaleltolódás		megállapított; nem egyértelmű irányú
	késő-neogén	megállapított
	késő-neogén	megállapított; jobbos
	késő-neogén	feltételezett, balos
	késő-neogén	feltételezett, jobbos
	késő-neogén	fedett balos
	késő-neogén	fedett jobbos
		megállapított/feltételezett; balos szerkezetet tagoló
		megállapított/feltételezett; jobbos szerkezetet tagoló
		fedett; jobbos/balos szerkezetet tagoló
		megállapított/feltételezett jobbos/balos szerkezetet megszabó
		fedett jobbos/balos szerkezetet megszabó
	szubhercini	megállapított/feltételezett; fiatalabb mozgások során vetővé felújult jobbos /balos
Feltolódás		megállapított/feltételezett
Áttolódás		



1. ábra. a) A kutatási terület áttekintő térképe (háttér: árnyékolt DDM10 domborzatmodell) a Bakony déli részének főbb posztpaleozoos szerkezeti elemeivel (DUDKO 1991) és a cikkben előforduló fontosabb helyrajzi nevekkel
 1 = Kab-hegy, 2 = Gulács, 3 = Szent György-hegy, 4 = Badacsony, 5 = Káli-medence, 6 = Marcal-medence. Szürke háttérrel rendelkező számok: 7 = Dunántúli-középhegység, 8-12 = Bakonyvidék, 8 = Bakonyalja, 9 = Északi-Bakony, 10 = Déli-Bakony, 11 = Balaton-felvidék, 12 = Keszthely-hegység

b) MÉSZÁROS (1982) szerkezeti vonalai ugyanazon a háttéren összehasonlításképpen

Figure 1. a) Overview map of the study area (background: hillshaded DDM10 digital elevation model) with the main post-paleozoic structures (DUDKO 1991) and important location names mentioned in the text

1 = Kab Hill, 2 = Gulács, 3 = Szent György Hill, 4 = Badacsony, 5 = Káli Basin, 6 = Marcal Basin). Numbers with grey background: 7 = Transdanubian Range, 8-12 = Bakony Mountains, 8 = Bakony Promontory, 9 = Northern Bakony, 10 = Southern Bakony, 11 = Balaton Highlands, 12 = Keszthely Mountains

b) Structural features of MÉSZÁROS (1982) on the same background for comparison

törésekként értelmezi, melyek az eoalpi felső-kelet-alpi takarórendszeren belül nyesődtek le (TARI 1996).

A Bakonyvidék részterületein már korábban végeztek részletes geomorfológiai elemzéseket. JORDÁN et al. (2003, 2005) szisztematikusan digitális domborzati modell elemzést hajtottak végre a Káli-medence területén (1. ábra). Megállapították, hogy a Káli-medence alapja egységesen DNy-felé billen. Lejtőkiettség-elemzésük É–D és ÉNy–DK irányítottágú szerkezeti elemekre enged következtetni (JORDÁN et al. 2005).

Földtani háttér

A Bakonyvidéket számos szerző az észak-pannóniai terrénhez sorolja (BALLA 1984) és kiperéselődését az alpi területről a kora-miocénben nagyméretű eltolódások (Rábavonal, Balaton-vonal) mentén tekinti valóságosnak (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, TARI 1991, CSONTOS et al. 1992). Eredeti elhelyezkedése miatt a Bakony mind a Déli-Alpok, mind az Északi-Alpok szerkezeti jegyeivel rendelkezhet, vagyis pikkelyes és takarós szerkezeti felépítése is lehet (BUDAI et al. 1999; 1. ábra).

A Bakonyvidék szerkezetileg (mostani elhelyezkedését alapul véve) az ÉK–DNy-i csapású, hosszanti alpi feltolódásokat elvető, K–Ny-i csapású oldaleltolódások által tagolt és miocén medencékkel szabdalta terület. Ezek a harántirányú oldaleltolódások a Bakonyvidék markáns és fontos szerkezeti elemei. MÉSZÁROS (1983) térképén kiemelt szerepet juttat a harántirányú, túlnyomóan jobbos eltolódásoknak. Néhány ilyen eltolódásos zónát már korábban felfedeztek (pl. Litéri-vető, Telegdi Roth- és Herendi-vető, lásd 1. ábra), fekvésük és elhelyezkedésük bizonyítottan tekinthető (PÁVAI-VAJNA 1930, TELEGDI ROTH 1935, KÓKAY 1976). Néhány egyéb jobbos oldaleltolódás MÉSZÁROS térképén ábrázolt futását viszont nem sikerült későbbi szerzőknek megerősíteniük. Így például a Padragkúti-, illetve a Szőci-vonal BUDAI et al. (1999) térképén sokkal rövidebb, mint a MÉSZÁROS-féle térképen található hasonló futású és jellegű vetők. FODOR et al. (2005) vizsgálatai alapján a Padragkúti-vonal a litéri áttolódásos szerkezetben végződik el. Az Úrkúti-vonal DUDKO (1991) és BUDAI et al. (1999) szerint végigkövethető a Balaton partvonaláig. Az oldaleltolódások mellett a feltolódásos szerkezetek Balaton partvonalával szinte párhuzamosan futnak és egy viszonylag keskeny zónára korlátozódnak. Fiatalabb szerkezetföldtani fejlődését tekintve a pannóniai üledékeket is érintő deformáció egy ÉNy–DK-i extenziós feszültségteret mutat, amely normál vetők mentén alakult ki (BUDAI et al. 1999, KISS & FODOR 2007).

A felszínfejlődés fontosabb állomásai

A Dunántúli-középhegység domborzata összetett tektonikus fejlődése miatt erősen tagolt és több geomorfológiai különböző egységre oszlik. Ezek között szerepelnek (i) maradványfelszínek, (ii) etchplaine (CSILLAG 2004),

(iii) karsztfelszínek, (iv) sasbérc- és árok-szerkezetek, (v) késő-miocén bazaltvulkanizmushoz köthető felszíni formák (JUHÁSZ 2002).

Jelenleg a késő-permig lehet a felszínfejlődési folyamatokat visszavezetni (CSILLAG 2004). Geomorfológiai jelentős felszínformát a kréta és a középső-eocén során kialakult etchplaine képeznek, melyek szubszekvens eróziós folyamatok során részben lepusztultak (CSILLAG 2004).

A kainozoos tektonikus mozgásokhoz köthető felszíni formák az eocén tengerből kialakulása során részben eltemetődtek. Az öblöt körülvevő szárazulatokon a lepusztulás különböző mértékben hatott. Maga a terület egésze vetőkkel tagolt sasbérc és árok jellegűnek képzelhető el (DUDICH & KOPEK 1980). Az oligocén pedimentációs és eróziós folyamatok során ezek a sasbérc átformálódtak (CSILLAG 2004). A miocénben a meglévő felszínformák eltolódások mentén (pl. Telegdi Roth-vető; SASVÁRI et al. 2007) elnyíródtak (KÓKAY 1996), és transzpressziós szerkezetek mentén jelentős kiemelkedés is végbement (CSILLAG 2004). A szarmata során a kiemelkedés folytatódott, ami erősen megnövekedett eróziós folyamatokhoz vezetett. A késő-pannóniai következő lepusztulási folyamatot (KÓKAY 1996, CSILLAG 2004) a pliocén vulkanizmus jelentősen befolyásolta. E vulkanizmus első fázisa során a lávafolyások már erodált felszíni formákat töltötték ki és így részt vettek a felszín aktív formálásában. A második fázisban maguk a vulkáni felépítmények pusztultak le (CSILLAG 2004).

Fontos megjegyezni, hogy a kréta-középső-eocén etchplaine olyan mértékben átalakultak, hogy már nem mutatkoznak a mai geomorfológiában (CSILLAG 2004). A terület csaknem 1 mm/év jelenkori emelkedését figyelembe véve (JOÓ 1992) az eróziós folyamatok feltehetően egy, a neoalpi szerkezeti mozgások által feldarabolt ősfelszín takarnak ki a szarmata-pannóniai üledékfedő alól (JÁMBOR 1980, CSILLAG 2004). A terület relatív kiemelkedése (a Kisalföldhöz és a Balatontól délre eső területekhez képest, lásd JOÓ 1992) a völgyek fokozatos hátravágódását eredményezi, és hozzájárulhat egyes morfostrukturális elemek kihangsúlyozódásához.

Alapadatok

MÉSZÁROS 1982-ben szerkesztett térképének színes, eredeti, kéziratos példányát szkennelés után megfelelő számú illesztőponttal EOVS koordinátarendszerbe illesztettük. Az ezen a raszteres alapon készült digitalizált vektoradatbázis magába foglalja a litológiai poligonokat, a szerkezeti elemek polivonalait és a rétegdőlések pontos adatait a hozzátartozó attribútumokkal együtt (2. ábra). MÉSZÁROS bakonyi szerkezetföldtani térképét TARI szeizmikus szelvényekből levezetett szerkezetföldtani térképével (TARI 1996), és a zalai terület presenon felszínével és szerkezeti vonalaival (JOCHA-EDELÉNYI 2005) vetettük össze. Az Északi- és Déli-Bakony és a Balaton-felvidék területén

DUDKO (1991) által szerkesztett szerkezetföldtani térképpel egészítettük ki a csapásirány-elemzéseket (1. ábra, a).

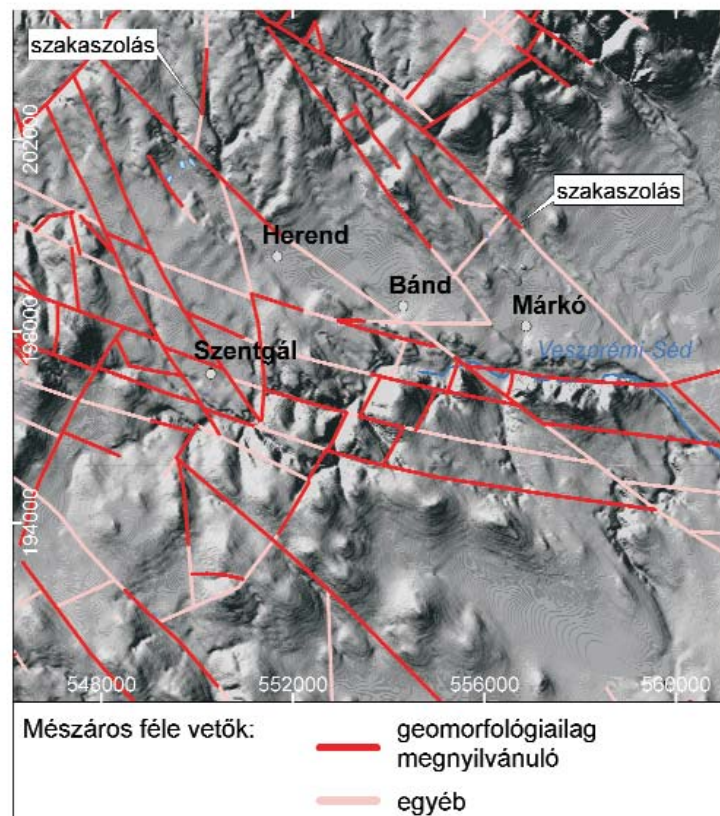
Az árnyékolt globális SRTM domborzati modell alapján készült morfostrukturális elemek térképét (HORVÁTH et al. 2006a, b) összehasonlítású adatbázisként használtuk. Mivel az idézett két mű szempontunkból azonos adatbázist ír le (HORVÁTH et al. 2006a magát az adatbázist és az eredményeket, HORVÁTH et al. 2006b pedig a digitális képeket tartalmazza).

A geomorfológiai elemzés kiindulási adataként a terület 10 m felbontású digitális domborzati modellje (Honvéd Térképészeti KHT, Magyarország) szolgált, amely 1:50 000-es szintvonalterképek adatainak interpolációjából készült.

Alkalmazott módszerek

A terület elemzése során több szempontot is figyelembe vettünk: (i) a terület földtani és geomorfológiai fejlődéstörténetét, (ii) geomorfológiai jellemzők halmozódásának vizsgálatát és (iii) tisztán eróziós és szerkezetföldtanilag meghatározott felszíni formák megkülönböztetését. Ezek

közül a harmadik szempontot tekintettük a jelen kutatásban a legfontosabbnak. E megkülönböztetés során feltételeztük, hogy MÉSZÁROS szerkezetföldtani térképe terepi megfigyeléseken alapszik, és mint ilyen adattartalmát tényként fogadjuk el. Ebből kiindulva a domborzatmodell elemzése kifejezetten az ezen a térképen található vetők osztályozására és nem a vetők helyének vizsgálatára irányult (1. ábra, b). Továbbá e szerkezetföldtani térkép tartalmát használtuk vonatkoztatási alapként, amelyhez a többi szerkezeti elemét hasonlítottuk. Ezáltal többek között számszerűsített adatot tudunk szolgáltatni a térkép minőségének megítélésére. Az összes, MÉSZÁROS 1982-es szerkezetföldtani térképén található vetőt, tekintet nélkül a vélhetően terepen megfigyelt elmozdulási jellegükre, két csoportba osztottuk: (i) geomorfológiailag megnyilvánuló és (ii) egyéb. Szükség esetén a vetőt két vagy több szakaszra bontottuk (3. ábra). A MÉSZÁROS-féle vetők darabolási alapjaként egy kompozitképet használtunk, mely a terület lejtőszögtérképéből, az árnyékolt domborzatmodellből és a magassági szintvonalakból állt. A 3. ábrán jól kivehető, hogy egy vető mentén a domborzat jelentősen változhat, a vető egy darabon völgyben, illetve annak közvetlen közelében fut, később



3. ábra. A MÉSZÁROS-féle vetők darabolásának bemutatása a kutatási terület egy példaként kiemelt részterületén

Ezt a geomorfológiailag megnyilvánuló és meg nem nyilvánuló szakaszokra történő darabolást az egész Bakony és Balaton-felvidék területére elvégeztük és az így keletkezett kétféle szakaszcsoporthoz a továbbiakban külön elemezzük. Hátér: árnyékolt DDM10 domborzatmodell és hozzátartozó szintvonalak 10 m szintközzel

Figure 3. Splitting scheme of the MÉSZÁROS-faults shown as an example for a part of the study area. This split into segments with and without geomorphologic surface expression was done for the entire Bakony and Balaton Highland area. The two distinct groups were further analysed separately. Background: hillshaded DDM10 digital elevation model and related contour lines with 10 m vertical spacing

viszont nem köthető futásához semmilyen jellegzetes geomorfológiai felszínforma. Mint később látni fogjuk, ez a megfigyelés jól mutatkozik a két kategóriához tartozó lejtőszögeloszláson is. A geomorfológiailag megnyilvánuló vetőszakaszok lejtőszögeloszlása bimodális trendet mutat, vagyis mind a völgyfenékhez köthető alacsony lejtőszögeket, mind a völgy oldalaihoz köthető meredek lejtőszögeket tartalmaz. A geomorfológiailag meg nem nyilvánuló vetőszakaszok lejtőszögeloszlása sokkal egyveretűbb, túlnyomóan sík területre utaló alacsony lejtőszögértékeket tartalmaz. A kompozitképen ezáltal megbízhatóan ki lehetett választani a megfelelő kategóriába eső vetőszakaszokat. A döntéshozatal JORDÁN et al. (2003) eljárása alapján történt, ami feltételezi, hogy szerkezeti elemek, illetve szerkezetföldtanilag meghatározott felszínformák jellegzetesen lineáris elemekként mutatkoznak. Ilyen elemek lehetnek eltolódások esetében egyenes gerincvonalak, egyenes völgyek, egyenes, váltakozó meredekségű lejtők. Normál vetők esetében egyenes, meredek lejtők, vagy a lejtő meredekségében bekövetkező változás, amely szintén egy lineáris trendet követ (JORDÁN et al. 2003). A többi szerző vetőadatbázisát nem hasonlítottuk össze a kompozitképpel, mivel jelen dolgozatnak e vizsgálat nem képezi tárgyát.

Kiválasztott területeken, geomorfológiailag megnyilvánuló vetőszakaszok mentén a digitális domborzati modell alapján a völgyek keresztmetszetét vizsgáltuk a V_f -index segítségével (KELLER & PINTER 1996). A V_f -index a völgy keresztmetszeti alakját számszerűsíti (4. ábra). A völgykeresztmetszet alakjának egyik szélső esete a teknővölgy és KELLER & PINTER (1996) szerint a völgy fenékén kanyargó és oldalirányban erodáló folyóra utal. A másik szélső eset a szurdokvölgy, mely a völgyben lezajló erős bevágódásra és egyúttal a terület erős (relatív) emelkedésére utal.

A litológiai egységek geomorfológiai jellemzését az egész térképszelvény területére alkalmazott magassághisztogramokkal egészítettük ki, mivel ez a geomorfológiai elemzés egyik alapvető technikája. Ezt a vizsgálatot érdemes megtenni, mert egyes kőzettípusok (pl. karbonátos

kőzetek, alacsony viszkozitású lávából keletkezett vulkanikus kőzetek) esetén fontos jelenségekre utalhatnak a magasság-hisztogramok tulajdonságai. Ez még akkor is igaz, ha — mint esetünkben — a területet jelentős részben érintette és érinti a bevezetésben már említett differenciális kiemelkedés. A magasság-hisztogramokat a digitális domborzati modellből számoltuk MÉSZÁROS térképén ábrázolt egységes litológiai egység területére eső részt kivágtuk és az azon a területen található magassági értékeket ábrázoltuk hisztogram formájában.

Diszkusszió

Magassághisztogramok

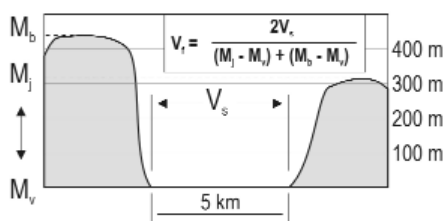
A magasságeloszlásokat kiválasztott, főbb litológiai egységekre készítettük el: a felső-triász (Fődolomit, Dachsteini Mésző Formáció), alsó-jura (Kardosréti Mésző) karbonátokra, felső-triász márgarétegekre (Veszprémi Formáció), oligocén képződményekre (Csatka Formáció), miocén képződményekre és bazaltos egységekre.

A karbonátos litológiai egységek (5. ábra) esetében jellegzetes bimodális eloszlás mutatkozik: az eloszlás csúcsai 300 és 400 m tengerszint feletti magasságok körül fekszenek. Ez ugyan szerkezetföldtanilag befolyásolt elrendezés — ugyanis Balatonfüredtől nyugatra a Fődolomit egy ÉK–DNy tengelyű szinklinális magjában települ (BUDAI et al. 1999) — viszont nem köthető az általunk vizsgált vetőmintázathoz.

Az oligocén és miocén képződmények magasság-eloszlása (6. ábra) szintén enyhén bimodális. Az egységek fő magassági tartománya 200 és 230 m között fekszik, de egy alárendelt csúcs 300 m, illetve 350 m tengerszint feletti magasságnál világosan elkülönül. Az oligocén képződmények MÉSZÁROS térképén megoszlának a Bakony ÉNy-i szélén fekvő Marcal-medence alacsony térszínei (1. ábra) és a Bakonyvidék dombságának magasabb fekvésű területei között, amit a differenciális kiemelkedésnek tulajdonítunk. A miocén esetében megfigyelhető, hogy a Bakonyvidéken található félárkokban települ. Egy szép példa erre a Veszprém északi határában található miocén előfordulás.

A márgarétegek (7. ábra) 150 és 320 m tengerszint feletti magasság között egyenletesen oszlanak el. Elterjedésük a Balaton-felvidék középső részén jellegzetes; a délkeleties lejtés és a kőzettípus nagyobb eróziós érzékenysége határozza meg a hisztogram alakját.

Noha a bazalt (8. ábra) az előbbieken tárgyaltaknál jelentősen kisebb területet foglal el, hisztogramja széles, lényegében egycsúcsú, de enyhén mégis bimodális jelleget mutat. A csúcs a tanúhegy-jelleghez köthető, míg a széles eloszlás és a másodlagosan gyakori magasságok a vulkáni képződmények korbelti és genetikai sokféleségéhez kapcsolhatók. Így például a 100 és 200 m közé eső magassági tartományt a Tihanyi-félsziget, valamint a

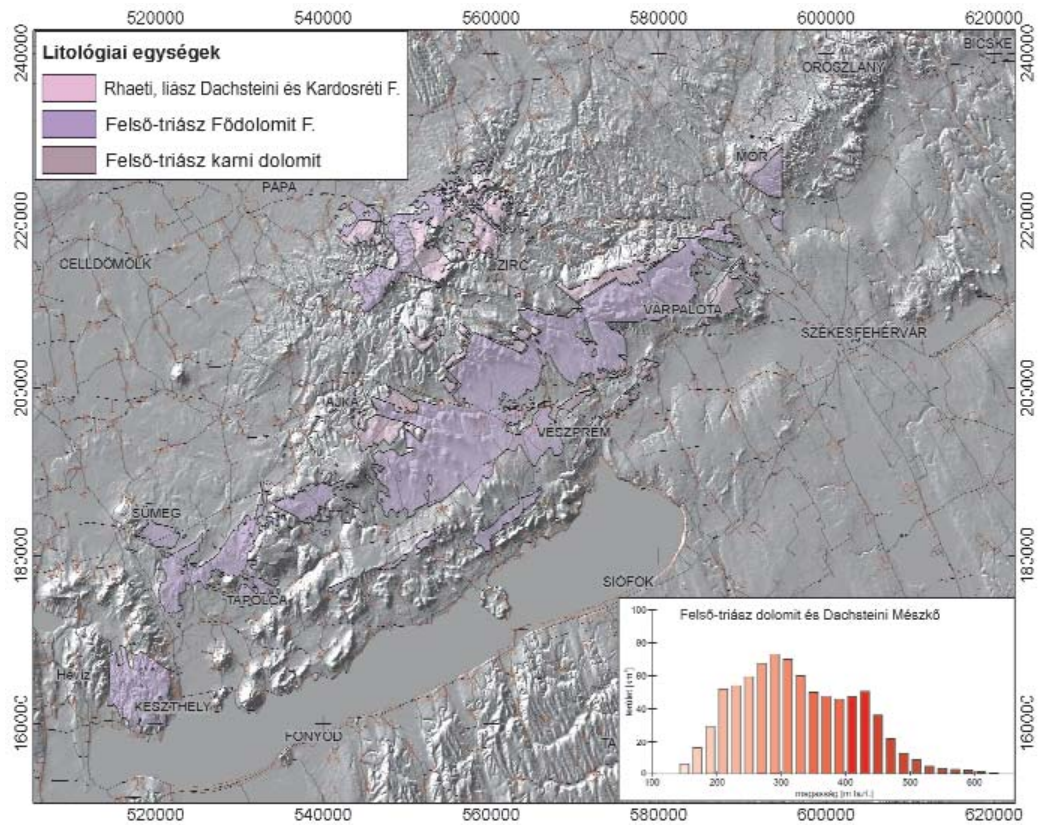


4. ábra. A V_f -index számítása (KELLER & PINTER 1996 után)

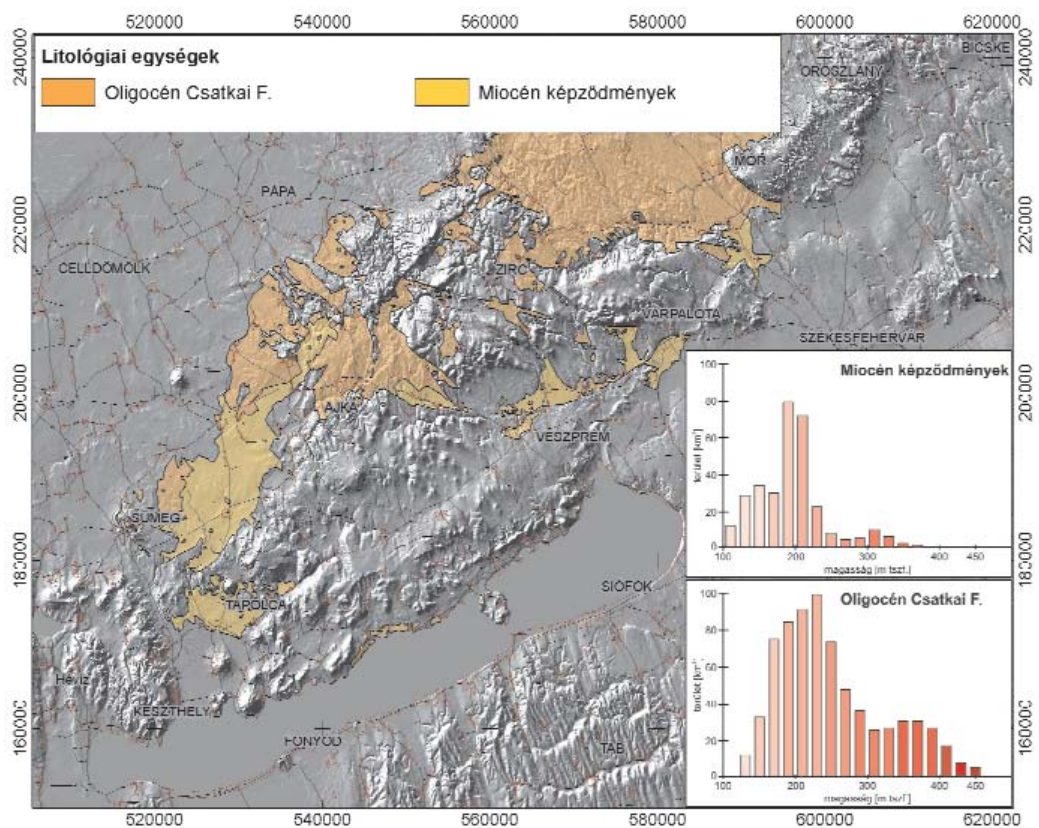
Az ábra egy sematikus völgykeresztmetszetet mutat két különböző magasságú völgyoldallal. M_v : völgyfenék magassága, M_l : jobb völgyoldal magassága, M_r : bal völgyoldal magassága, V_s : völgyfenék szélessége

Figure 4. Calculation of the V_f -index or valley floor width to height ratio (modified after KELLER & PINTER 1996)

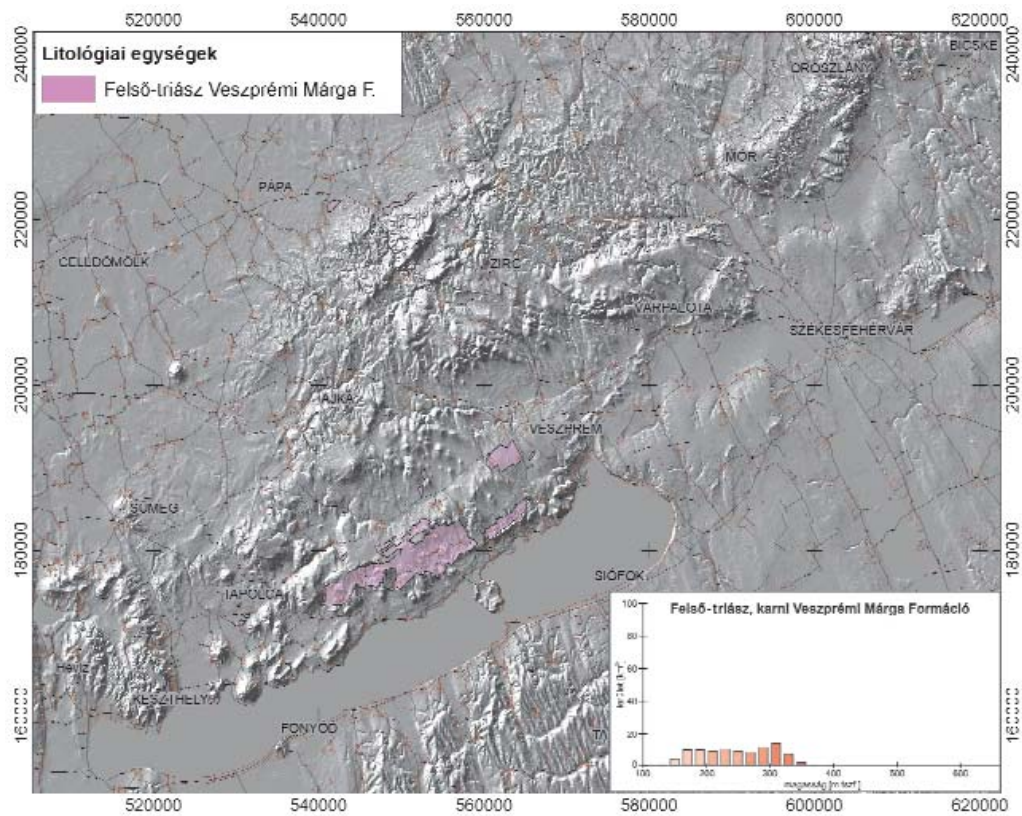
The figure shows a schematic cross section of a valley with valley flanks showing different elevations. M_v : elevation of valley floor, M_l : elevation of right valley flank, M_r : elevation of left valley flank, V_s : width of the valley floor



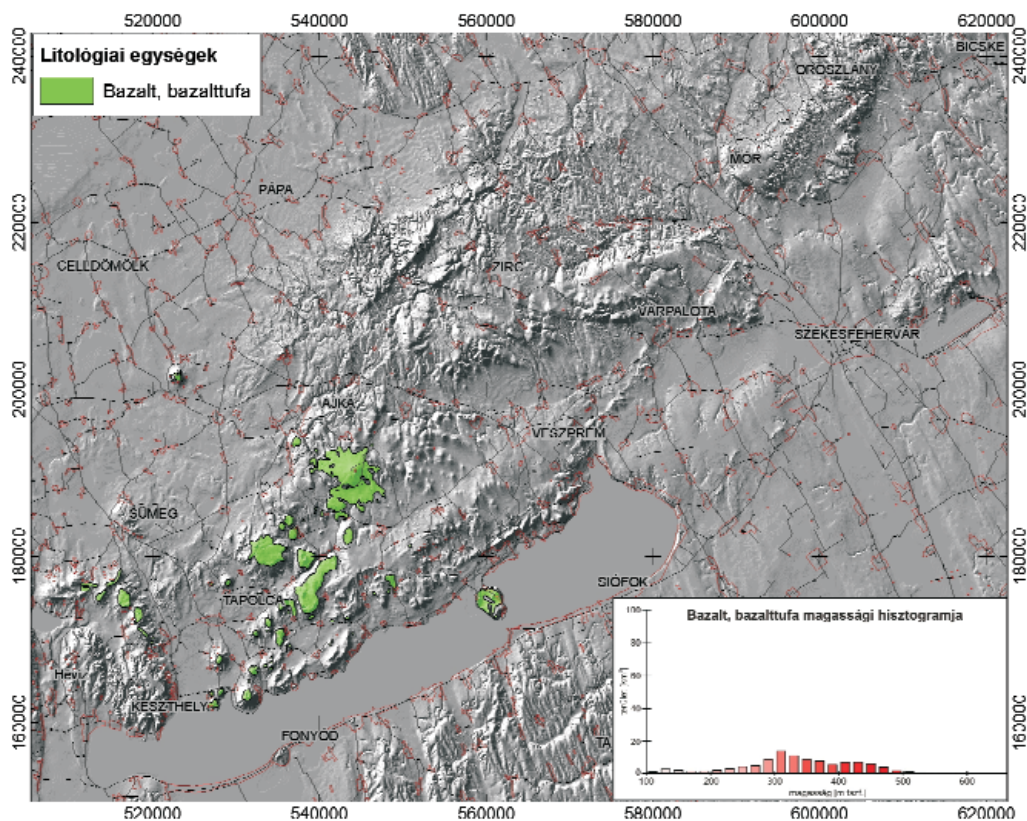
5. ábra. A karbonátos kőzetek elhelyezkedése és magassági hisztogramja
 Figure 5. Position and elevation histogram of carbonate lithology



6. ábra. A márga jellegű kőzetek elhelyezkedése és magassági hisztogramja
 Figure 6. Position and elevation histogram of marly lithology



7. ábra. Az oligocén és miocén képződmények elhelyezkedése és magassági histogramja
 Figure 7. Position and elevation histogram of Oligocene and Miocene formations



8. ábra. A bazalt, bazalttufa elhelyezkedése és magassági histogramja
 Figure 8. Position and elevation histogram of basaltic units

Szigliget alacsonyan fekvő bazaltos térszínei alkotják. 280 és 460 m között nagyjából egyenletes az eloszlás, ami a szabályos kúp alakú Kab-hegy (599 m; 1. ábra) következménye.

Vetők csapásirány-elemzése

A következőkben a csapásirány-vizsgálat eredményeit elemezzük. A könnyebb áttekintés érdekében egy rövidített nevezéklístát vezetünk be, amelyet a 2. táblázat összegez. A 3. táblázat áttekintést nyújt az elemzésben szereplő MÉSZÁROS-féle vetők szakaszainak hosszáról és darabszámairól, mutatva a statisztikai elemzés robusztusságát. A feldolgozás és kiválasztás után a felszínformához köthető vetők csoportjába 695 szegmens tartozott 1420 km összhosszal. Az egyéb vetők kategóriájába 429 szegmens volt sorolható 867 km összhosszal.

H06B, H06T: egész Dunántúl és Bakonyvidék. Már a H06T és a H06B jelű csoportok összehasonlítása is tanulságos eredményt hoz. Mindkét csoport keletkezésétől függetlenül, viszont geomorfológiailag megnyilvánuló lineamentek, melyek egy adatbázisból származnak, csupán területileg osztottuk fel őket. Az Északi- és Déli-Bakonyra leszűkített lineamentrendszerben az ÉÉNy–DDK kissé keletesebb és egy elkülönülő ÉNy–DK-i komponens is megjelenik (9. ábra, b).

H06T, M83T: egész Dunántúl és MÉSZÁROS-féle vetők. Az M83T érdemi eltérést mutat a H06T-től: a H06T-ben

kevésbé jellemzőek a konjugált irányok (9. ábra, a és c). A H06T fő ÉÉNy–DDK irányú lineamentjeihez képest az M83T túlnyomórészt ÉNy–DK (alárendeltekben NyÉNy–KDK), konjugált iránynak pedig ÉÉK–DDNy csapású lineamentcsoport tekinthető. Ez utóbbi a H06T-ben rendkívül alárendelt. Az M83G irányeloszlása még sokkal inkább csúcsosabb, itt ÉNy–DK irány dominál és erős a konjugált irányok interpretált ÉÉK–DDNy-i irány.

M83T, M83G, M83E: a MÉSZÁROS-féle vetők és a domborzat összefüggése. Az M83T és M83G lineamentek irányeloszlásában a feltolódások érdemben befolyásolják az irányeloszlás konjugált voltát (9. ábra, d–f). Az irodalom a geológiai szerkezetfejlődés során a bakonyi feltolódások aktív fázisát eoalpinak tekinti (TARI 1995), az oldaleltolódások elvetik a feltolódások szerkezeti vonalait (MÉSZÁROS 1983, DUDKO 1991). Ilyenformán a feltolódások képződése és fő aktív fázisa az oldalelmozdulásokhoz képest sokkal régebbi.

Feltételezzük, hogy a geomorfológiailag aktív vonalak vagy fiatalabbak, vagy valamilyen okból felújultak és kipreparálódtak. A kipreparálódást nem tartjuk véletlenszerűnek a vonalak erősen irányított irányeloszlása miatt. A Bakonyvidék kiemelkedése következtében az erózió által lepusztított felszínen kirajzolódnak az egykor fedett vetőrendszerek. A feltolódások geomorfológiai megnyilvánulását vagy a feltolódások felszíni folyamatok általi kipreparálódásának köszönhetjük, vagy a feltolódások mentén felújult tektonikus mozgásnak. A geomorfológiailag

2. táblázat. A felhasznált vetők tartalma és a szövegben használt rövidítése

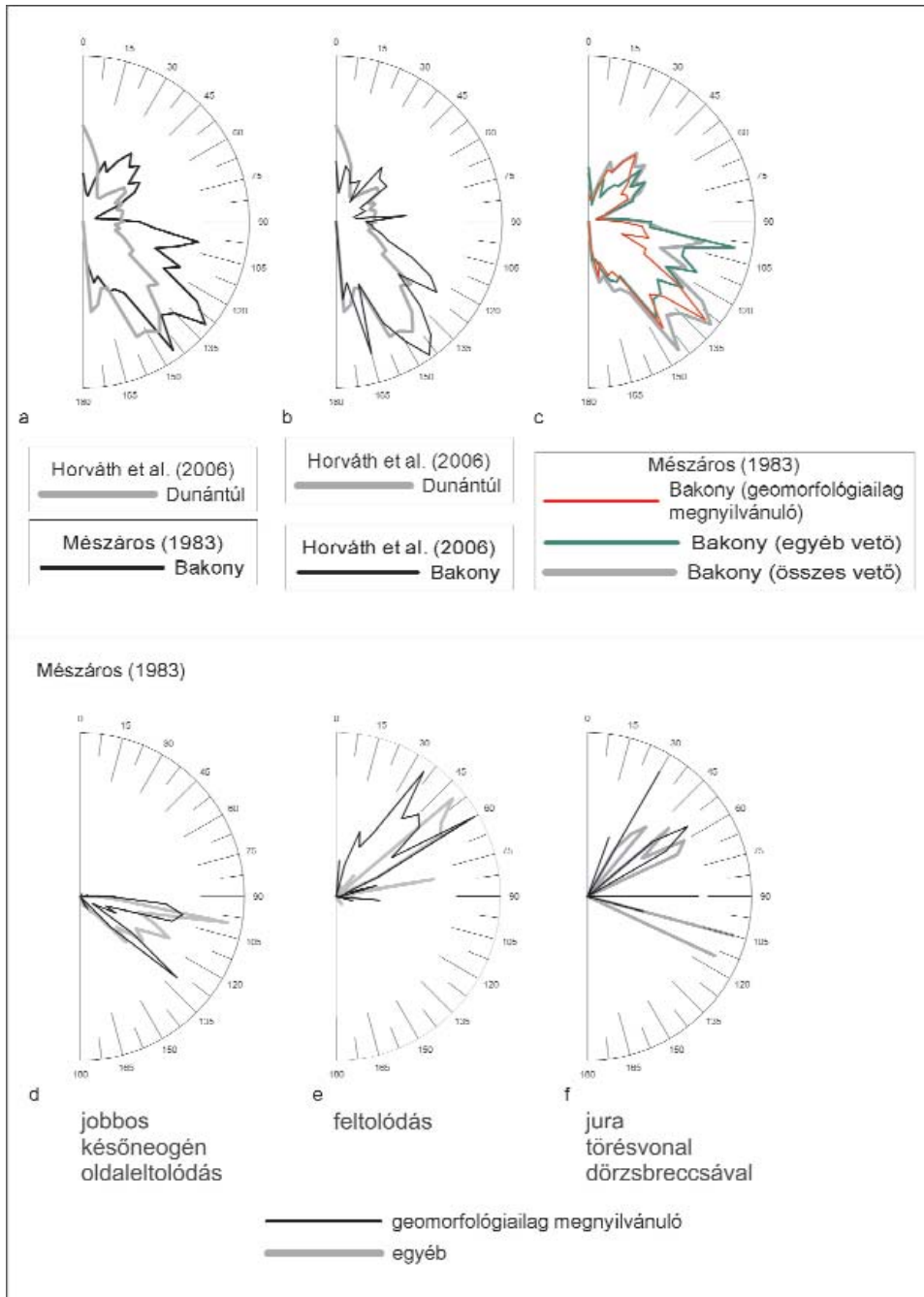
Table 2. Descriptions and used abbreviations of the investigated faults

Tartalom	Eredeti adat területe, térképi méretaránya	Hivatkozás	Részcsoport	Rövidítés
Szerkezetföldtani térképezés	Bakony, 1: 100 000	MÉSZÁROS (1983)	összes vető geomorfológiailag megnyilvánuló egyéb	M83T M83G M83E
SRTM-DDM -en térképezett morfostrukturális elemek	Pannon-medence, 1: 100 000 - 1: 1 000 000	HORVÁTHI et al. (2006)	az egész Dunántúl területére a Bakony területére	H06T H06B
Szeizmikus szelvények értelmezése alapján	Dunántúl, 1: 1 000 000	TARI (1996)	feltolódások, normál vetők, jobbos/balos eltolódások	T96
Hydrologiai térképezés	Zala, 1: 500 000	JOCHA-ÉDELENYI (2005)	vetők általában	J05T
Szerkezetföldtani térképezés	Balaton-felvidék, 1: 363 636	DUDKO (1991)	feltolódások, normál vetők, jobbos/balos eltolódások	D91

3. táblázat. A MÉSZÁROS-féle vetők statisztikailag jelentős osztályokra bontott darabszáma és az ezekben az osztályokba tartozó vetők összhossza

Table 3. Numbers and total length of segments, which fall within statistically meaningful classes of the MÉSZÁROS-faults

Típus	M83T	M83G	M83E
Balos fiatalabb mozgások során vetővé felújult szubhercini oldaleltolódás	6 db 33,36 km	5 db 27,18 km	2 db 6,18 km
Feltolódás	47 db 75,31 km	33 db 55,45 km	17 db 20,3 km
Jobbos késő neogén oldaleltolódás	91 db 396,04 km	53 db 163,04 km	65 db 234,25 km
Vetőket megszázó jura törésvonal széles dörzsbreccsa zónával	15 db 26,61 km	8 db 10,25 km	9 db 16,35 km



9. ábra. A feldolgozott MÉSZÁROS-féle vetők rózsadiagramjai és az összehasonlításhoz felhasznált morfostrukturális elemek (HORVÁTH et al. 2006) elemek irányeloszlása 0–180° között, 5°-os felosztásban

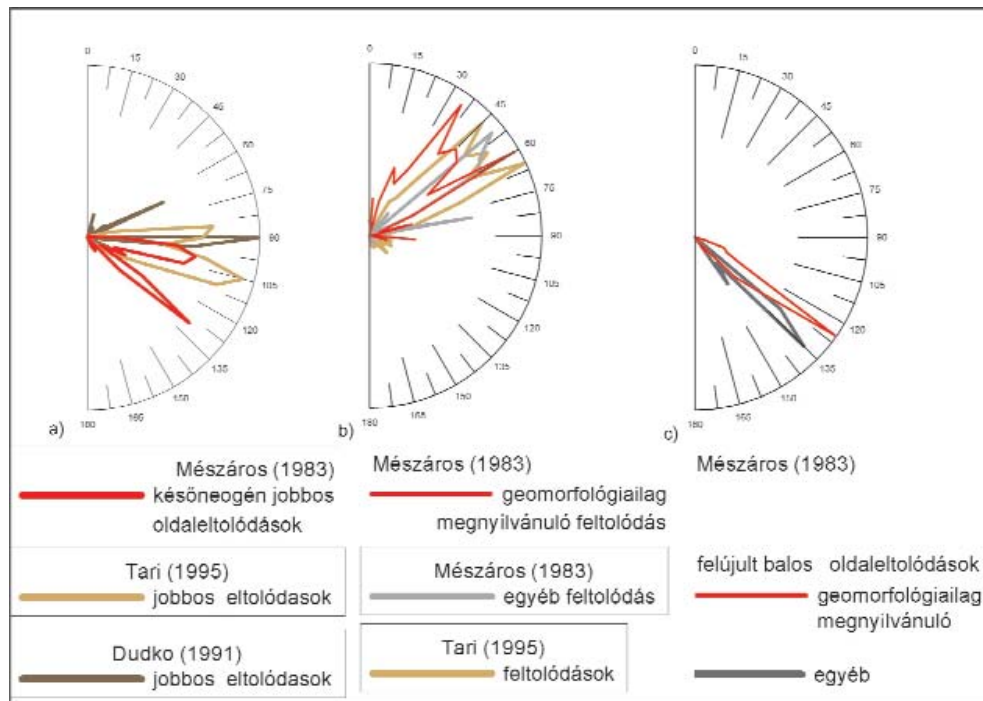
Figure 9. Rose diagram of the analysed MÉSZÁROS-faults and the morphostructural elements (HORVÁTH et al. 2006) between 0 and 180°, bin size is 5°

megnyilvánuló és a többi vető között jól kimutatható különbség van. A feltolódások esetében ez 20°-os, a jobbos késő-neogén vetők esetében 5–10°-os eltérés mutatkozik.

M83G, T96, D91: a MÉSZÁROS-féle vetők és más szerzők által térképezett vetők. Ebben az összeállításban további osztályokra bontottuk a MÉSZÁROS-féle vetőket és összehasonlítottuk őket más szerzők szerkezetföldtani adatbázisaival (10. ábra).

MÉSZÁROS geomorfológiailag megnyilvánuló késő-

neogén jobbos oldaleltolódásainak csapásiránya jó összhangban van TARI (1996) által szeizmikus szelvényeken interpretált jobbos vetőivel (10. ábra, a). Fontos megfigyelni, hogy az M83G osztályon belül a jobbos vetők két csapásirányra oszlanak: egy KDK és egy DK irányú csoportra. Ugyanakkor a T96-os csapásirányában is megfigyelhető egy enyhén bimodális eloszlás (K és KDK). A D91-be tartozó vetők főleg a T96-os osztály keleti irányú vetőivel esnek egybe és az M83G KDK csapásirányú vetői



10. ábra. A MÉSZÁROS-féle vetők összehasonlítása más szerzők szerkezetföldtani elemeivel

Figure 10. Comparison of the MÉSZÁROS-faults with fault interpretations from other authors

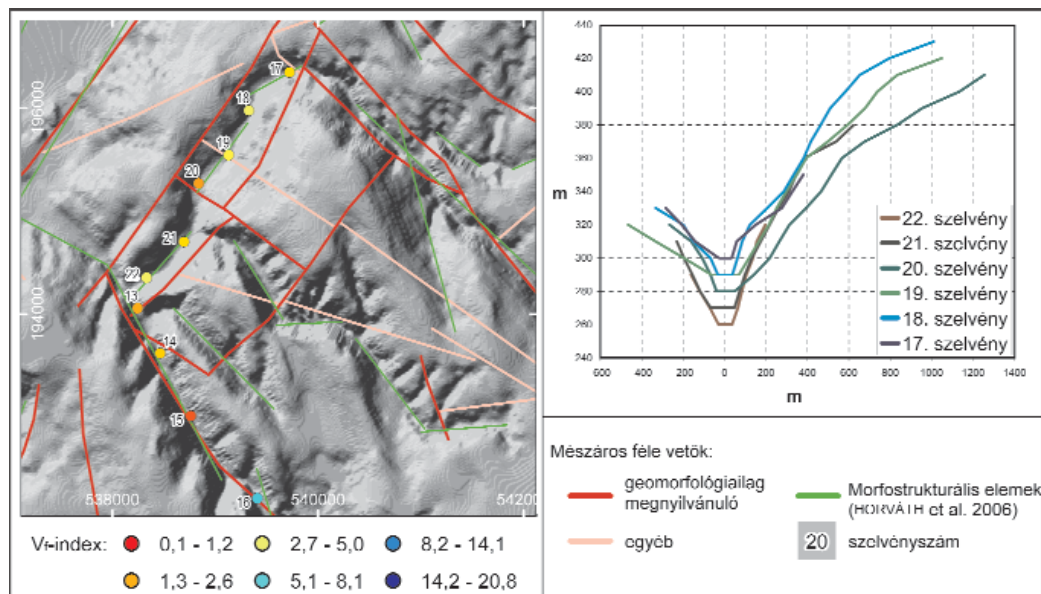
egy körülbelül 12° -os elfordulást mutatnak a T96 és D91 osztályokba tartozó vetőkhöz képest.

Az M83G, M83E és T96-os osztályokba tartozó feltolódások egyveretű eloszlást mutatnak (10. ábra, b), viszont itt is észrevehető egy $5-7^\circ$ -os eltérés az M83G és a többi osztály között.

Végül az M83G és M83E felújult balos vetői között ez az $5-7^\circ$ -os eltérés megint mutatkozik (10. ábra, c).

V_f -index

A völgykeresztmetszetre számolt V_f -index értékei 0,06 és 20,8 között váltakoznak. A kiválasztott területeken két fő trend figyelhető meg: egyrészt az alacsony, szurdokvölgyre tipikus V_f -értékek szimmetrikus völgykeresztmetszeteknél mutatkoznak (pl. Ajkától keletre, a Csinger-patak mentén; 11. ábra). Másrészt a magas, teknővölgyekre jellegzetes



11. ábra. A Csinger-patak völgyének domborzati keresztmetszénei és azok fekvése az árnyékolt domborzatmodellen

A keresztmetszvények számai a térképi nézeten is megjelennek az arra a szelvényre számolt V_f -index színnel kódolt értékével együtt

Figure 11. Cross sections of the valley of the Csinger Stream. The location of the cross sections are also shown on the hillshaded digital elevation model

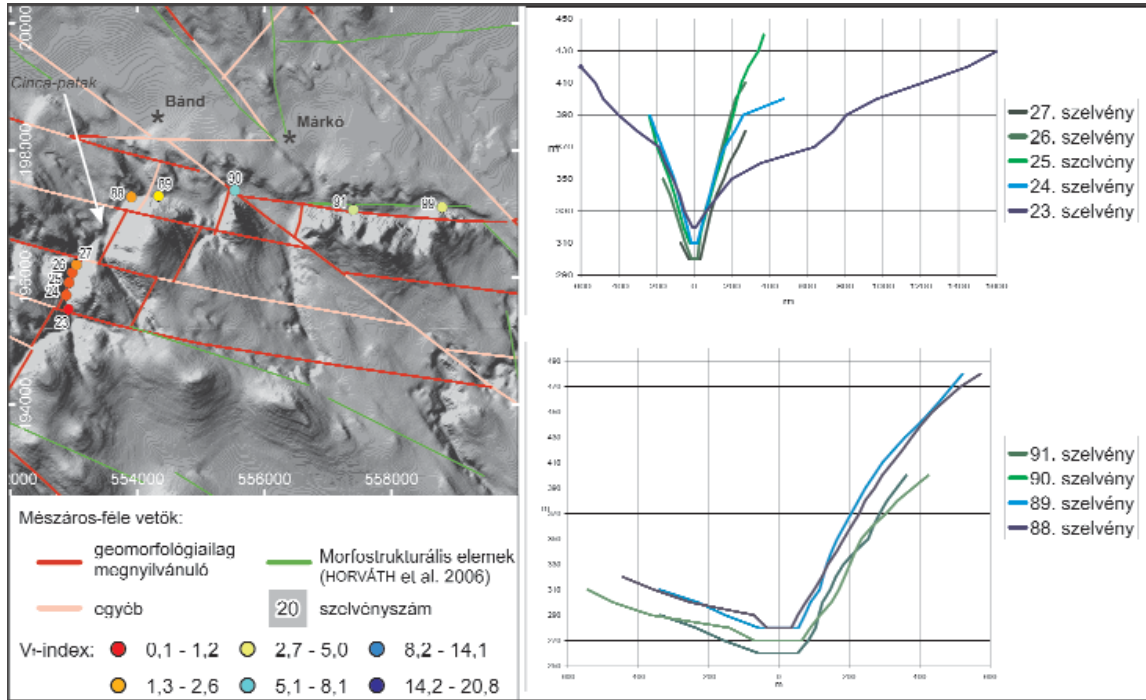
The numbers of each cross section are also shown on the map view along with the color-coded V_f -index values

értékek aszimmetrikus völgykeresztmetszetekkel párosulnak (pl. Szentgál közelében a Cinca völgyében és Ajkarendek közelében a Borsod-völgy mentén; 12. és 13. ábra). Bár a völgyaszimmetria egyes szerzők szerint utalhat deflációs eredetre is, jelen tanulmányban kifejezetten a MÉSZÁROS által észlelt, illetve interpretált vetőket és az azokhoz köthető formákat vizsgáljuk. Így definíció szerint a formákat tektonikus eredetűnek tekintjük, nem zárva ki azt a

lehetőséget, hogy egyes esetekben a formák kialakulásához eolikus folyamatok is hozzájárulhattak.

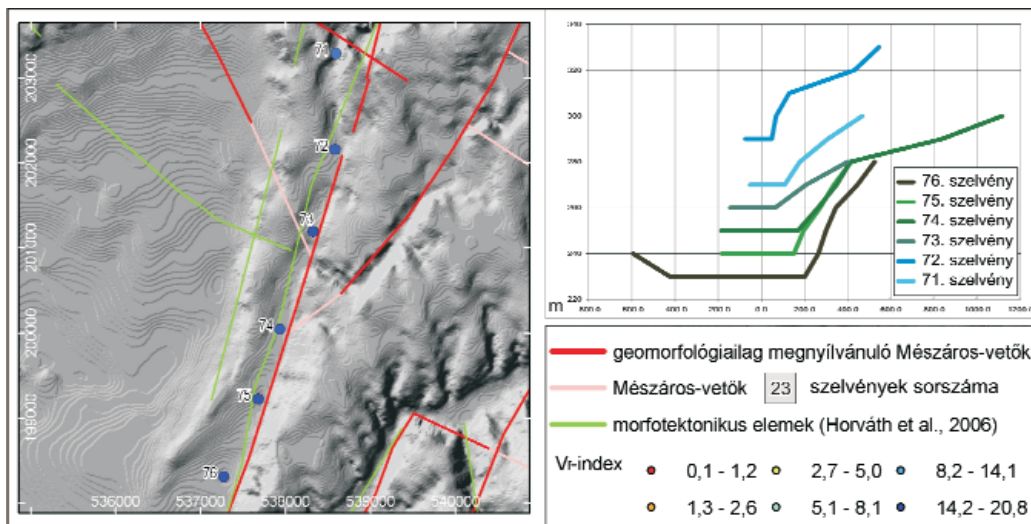
Következtetések

A MÉSZÁROS-féle szerkezetföldtani térképből előállított térinformatikai vektoradatbázis további szerkezetföldtani és



12. ábra. A Cinca völgyének domborzati keresztelvényei és azok fekvése az árnyékolt domborzatmodellen. A keresztelvények számai a térképi nézeten is megjelennek az arra a szelvényre számolt V_f -index színnel kódolt értékével együtt.

Figure 12. Cross sections of the valley of the Cinca Stream. The location of the cross sections is indicated on the hillshaded digital elevation model. The numbers of each cross section are also shown on the map view along with the color-coded V_f -index values.



13. ábra. A Széles-völgy domborzati keresztelvényei és azok fekvése az árnyékolt domborzatmodellen. A keresztelvények számai a térképi nézeten is megjelennek az arra a szelvényre számolt V_f -index színnel kódolt értékével együtt.

Figure 13. Cross sections of the Széles Valley. The location of the cross sections is indicated on the hillshaded digital elevation model. The numbers of each cross section are also shown on the map view along with the color-coded V_f -index value.

geomorfológiai vizsgálatok elvégzésére megfelelő pontosságú. A térkép a Bakonyvidék kutatásának egy fontos állomását képviseli. A MÉSZÁROS által alkalmazott vetőosztályozás a maga korában előremutató jellegű volt, noha a térkép földtani tartalma nem korunk modern felfogásait tükrözi.

A térinformatikai vektoradatbázis és más szerzők szerkezetföldtani, ill. morfostrukturális adatbázisainak összehasonlításából kimutatható, hogy az Északi- és Déli-Bakony szerkezeti elemeinek fő csapásiránya az egész Dunántúl morfostrukturális elemeinek csapásirányához képest 10–15°-kal elfordul (H06B és M83T jelű csoportok a 9. ábra a részén). MÉSZÁROS geomorfológiailag megnyilvánuló jobbos eltolódásai is legalább egy ilyen nagyságrendbe eső mértékkel (15°) vannak elforgatva más szerzők a Bakonyvidék nyugati előterében fekvő jobbos vetővel szemben (10. ábra, a). A morfostrukturális elemek irányeloszlását tekintve fontos szem előtt tartani, hogy ezen elemek keletkezése részleteiben nem tisztázott — lehet a tektonika, vagy más hatások eredménye. Jelen tanulmányban az irányok közötti eltérést indikáció szintűnek tekintjük, mélyebb okát további földtani, geomorfológiai, illetve morfológiai vizsgálatokkal kell kutatni.

A MÉSZÁROS-féle térképen található vetők és a domborzat között a Bakonyvidék területén statisztikailag kimu-

tatható összefüggés létezik. Geomorfológiailag megnyilvánuló és nem megnyilvánuló szerkezeti elemek jól elkülöníthető csoportokat alkotnak (9. ábra, c és 10. ábra). Ezért a szerkezeti elemek kipeparálódása sem tekinthető teljesen véletlenszerűnek.

A V_f -index esetében a teknővölgyekre jellemző értékek csupán akkor figyelhetők meg, ha a völgy egyik oldala jóval alacsonyabb a másiknál és így erősen aszimmetrikus völgykeresztmetszetek keletkeznek. Az összes többi vizsgált völgy szurdokvölgyekre jellemző értékeket mutat. Az értékek alapján a legjellegzetesebb szurdokvölgyek karbonátos kőzetekben és a MÉSZÁROS térképén ábrázolt vetők mentén fordulnak elő.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a T47104 számú OTKA-pályázat keretében végeztük. Köszönjük HORVÁTH Ferencnek a MÉSZÁROS-féle térkép eredeti példányának rendelkezésünkre bocsátását. ZÁMOLYI András a Bécsi Egyetem FA536001 [*Karpatian Tectonics*] projektje támogatta. SZÉKELY Balázs a kutatómunka egy részét Békésy György posztdoktori ösztöndíjaként végezte. Köszönjük KISS Adrienn és CSILLAG Gábor szakszerű és gondos bírálatát.

Irodalom — References

- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30**, 313–353.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe M=1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSILLAG G. 2004: Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. Geomorphologic levels of the Kál Basin and its vicinity. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002. évről**, 95–110.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁČ, M. 1992: Tertiary Evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241.
- DUDICH E. & KOPEK G. 1980: A Bakony és környéke eocén ősföldrajzának vázlatja. — *Földtani Közlöny* **110/3–4**, 417–431.
- DUDKO A. 1991: A Balaton-felvidék szerkezeti elemei. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 15–41.
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DOMBRÁDI E., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY G., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T. 2006a: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. — *Magyar Geofizika* **47/4**, 133–137.
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DOMBRÁDI E., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY G., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T. 2006b: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. <http://geophysics.elte.hu/atlas/09.htm>
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. Pannonian in the Transdanubian Central Mountains. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **63**, 61–63.
- JOÓ, I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. — *Tectonophysics* **202/2–4**, 129–134.
- JOCHA-EDELÉNYI, E. 2005: Karsthydrogeology of the Transdanubian Range, Hungary: Geological constraints and human impact on a unique karst reservoir. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 53–58.
- JORDÁN, Gy., CSILLAG, G., SZÜCS, A. & QVARFORT, U. 2003: Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of the Kali Basin, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie* **47**, 145–169.
- JORDÁN, Gy., MEIJNINGER, B. M. L., VAN HINSBERGEN, D. J. J., MEULENKAMP, J. E. & VAN DIJK, P. M. 2005: Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and Greece. — *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* **7**, 163–182.

- JUHÁSZ Á. 2002: A Dunántúli-középhegység. — In: KARÁTSZON D. (szerk.): *Magyarország földje (Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére)*. Magyar Könyvklub, Budapest, 339–351.
- KÁZMÉR M. 1984: A Bakony horizontális elmozdulása a paleocénben. — *Általános Földtani Szemle* **20**, 55–102.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungarica* **28**, 71–84.
- KELLER, E. A. & PINTER, N. 1996: *Active Tectonics: Earthquake and Landscape*. — Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 338 p.
- KISS, A. & FODOR, L. 2007: Miocene dextral transpression along the Csesznek Zone of the northern Bakony Mountains (Transdanubian Range, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58/5**, 465–475.
- KÓKAY, J. 1976: Geomechanical investigation of the southeastern margin of the Bakony Mts. and the age of the Litér fault line. — *Acta Geologica Hungarica* **20**, 245–257.
- KÓKAY J. 1996: A várpalotai neogén medence tektonikai összefoglalója. — *Földtani Közlöny* **126/4**, 417–445.
- MAROSI S. 1987: A Dunántúli-hegység főbb táji jellemzői. — In: PÉCSI, M. (szerk.): *A Dunántúli-középhegység, A*, *Természeti adottságok és erőforrások*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 11–23.
- MÉSZÁROS J. (szerk.) 1982: A Bakony és a Balatonfelvidék tektonikai térképe. — *A MÁFI, ELGI és BKV térképeinek felhasználásával, M=1: 100 000*. — *Kézirat*, MÁFI, Budapest.
- MÉSZÁROS J. 1983: A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, 485–502.
- PÁVAI-VAJNA F. 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — *Földtani Közlöny* **60/1**, 7–33.
- PÉCSI M. 1987: A Dunántúli-középhegység tájbeosztása. — In: PÉCSI M. (szerk.): *A Dunántúli-középhegység, A*, *Természeti adottságok és erőforrások*. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 13.
- RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Some representative seismic reflection lines and structural interpretation from the Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin — a study in basin evolution*. — *American Association of Petroleum Geologist Memoir* **45**, 153–169.
- SASVÁRI, Á., KISS, A. & CSONTOS, L. 2007: Paleostress investigation and kinematic analysis along the Telegdi Roth Fault (Bakony Mts., Western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58/5**, 447–486.
- STRAUSZ L. 1942: Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — *Földtani Közlöny* **72**, 119–120.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199**, 93–108.
- TARI, G. 1996: Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). — *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österr.* **41**, 1–17.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & WEIR, G. 1995: Palinspastic reconstruction of the Alpine/Carpathian/Pannonian system. — In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (eds): *Extensional collapse of the Alpine orogene and Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin Fill of the Western Pannonian Basin*. AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip No. 6., Hungary, pp. 119–132.
- TELEGDI ROTH K. 1935: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozóos fejlődéstörténetéhez. — *Mathematikai és Természettudományi Értekezések* **52**, 205–247.
- UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. — *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse* **116/1**, 871–982.
- Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

A Balaton legnagyobb kiterjedésének rekonstrukciója a függőleges kéregmozgások figyelembevételével

TIMÁR Gábor¹, CSILLAG Gábor², SZÉKELY Balázs^{1,3}, MOLNÁR Gábor^{1,3}, GALAMBOS Csilla², CZANIK Csenge¹

¹ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

²Magyar Állami Földtani Intézet

³Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, Ausztria

Reconstructing the maximum extent of Lake Balaton (Transdanubia, Hungary) with respect to vertical crustal movements

Abstract

The quality and resolution of digital elevations models (DEMs) are rapidly improving and the analyses they provide are suitable tools for reconstructions. This study considers a reconstruction of the former inundation levels which characterize the maximum extent of lakes using DEMs and it focuses on Lake Balaton. However, the static filling algorithms which model the inundation in a DEM by a pre-set level often do not produce reliable results. To achieve more reliable models it is suggested that it is necessary to take into account the results of repeated and precise levellings as well. According to these results, the northern shore and foreland of Lake Balaton is being uplifted, in contrast to the southern one. The rate of this relative movement is a few tenths of a millimetre per year. Assuming the rate of uplift has been constant over the past few millennia, in the Early and Middle Holocene the level of the northern embayments (especially the one far to the north at Tapolca) were lower by 2–3 metres compared to the southern ones (especially the one far to the south at Nagyberek). Using this method (DEMs with repeated levellings) more reliable results can be obtained; this approach results in an outline of the lake which fits well to the lacustrine sediments mapped by LÓCZY. Furthermore, there is still no overflow on the southern edge of the watershed. The small differences between this outline and the extent of mapped lacustrine sediments, however, may reflect the small temporal variations of the vertical movements over the recent millennia.

Keywords: Lake Balaton, water level change, digital elevation model, precise levelling, vertical surface movement, Holocene

Összefoglalás

A Balaton egykori, a tó legnagyobb kiterjedésére jellemző vízszint meghatározására kézenfekvő lehetőségként adódik az utóbbi időben egyre jobb pontossággal és felbontóképességgel jellemzett digitális domborzati modellek alkalmazása. A tómedence statikus kitöltése a domborzati modelleken beállított vízszintű elárasztással önmagában azonban nem hoz pontos eredményt. Az elárasztási modellek alkalmazásakor az utólagos függőleges kéregmozgásokat is figyelembe kell venni, a rekonstruált partvonalak ekkor mutatnak jó egyezéseket a geológiai térképeken jelzett tavi üledékek határával. Az ismételt szintezések eredményeként a tó északi partja és előtere a délihez képest emelkedik. E relatív elmozdulás mértéke évente néhány tizedmilliméter. E mozgás állandóságát feltételezve az elmúlt néhány ezer évben, a holocén elején, közepén az északi (elsősorban a messze kinyúló tapolcai) öblözetek szintje a déliekhez (elsősorban a messze kinyúló nagyberekihez) képest a mainál 2–3 méterrel mélyebben lehetett. Ezzel a megfontolással a statikus modellhez képest egyértelműen jobb eredményekhez jutunk; olyan tókörvonalat állíthatunk elő, amely a LÓCZY által is térképezett tavi üledékekhez jól illeszkedik, ugyanakkor a déli peremen sem „csordul túl” a vízgyűjtő határán. Az így megállapított maximális tókiterjedés és a tavi üledékek borított terület határának kismértékű eltérései emellett utalnak a mai, geodéziai úton meghatározott felszínemelkedési ráta időbeli változásaira is az elmúlt évezredek folyamán.

Tárgyszavak: Balaton, szintváltozások, domborzati modell, szintezés, vertikális felszínmozgás, holocén

Bevezetés

A Balaton a földtani közelmúltban a mainál nagyobb kiterjedésű volt, és a legnagyobb kiterjedés megismerése végig meghatározta a tó kutatásának történetét (pl. PÉCH & ERDŐS 1898; LÓCZY 1913; BENDEFY 1958; RÓNAY 1969;

CSERNY 1993; CSERNY & NAGY-BODOR 2000; SÜMEGI et al. 2004, 2008a; BRADÁK 2007; legújabban pedig ZLINSZKY & MOLNÁR 2009). Geológiai értelemben a legegységesebben talán LÓCZY remekbe szabott geológiai térképe (LÓCZY 1920) adja meg e kutatás földtani alapjait. Ezen a térképen (részben LÁSZLÓ [1913] nyomán), a „Tavi alluvium,

mocsárföld” megjelölés adja meg a Balatont körülvevő azon területeket, amelyekn a tó legnagyobb kiterjedése idején üledékképződés folyt. A térkép vízszintes pontosságát a legújabb, GPS-alapú vizsgálatok is igazolták (GALAMBOS et al. 2009). A Balaton tavi üledékeinek elterjedése nem azonosítható teljes mértékben a Balaton egykori partvonalával. A Balaton építésföldtani térképezése során nagyszámú kézi fúrás rétegsorának vizsgálata alapján megállapítható volt, hogy tavi üledékek 107–108 m tsz. felett nem fordulnak elő egy Siófok melletti kis előfordulás kivételével, ahol 110 m-en vékony tőzegréteg települ (BOROS et al. 1980, 1982). A geomorfológiai térképen magas színű jelöléssel 110 m-nél húzta meg a tavi üledékképződés felső határát CSILLAG (1985), e szint fölött azonban a terepen és a topográfiai térképeken is elkülöníthető sávban ábrázolta a Balaton legmagasabb vízállásához köthető abrázíós színűt. Ennek felső határát a 2,5 m-es szintvonal-beosztású 1:10 000-es topográfiai térképek felbontásához alkalmazkodva a 112,5 méteres szintvonalon húzta meg. Jelen vizsgálatunkba bevontuk a MÁFI 1:100 000 méretarányú geológiai térképművének megfelelő szelvényét (BUDAI & SCHAREK 2000) is.

Napjaink részletes szintvonalrajzzal ellátott topográfiai térképei, de különösen a digitális domborzati modellek (KOÓS 1996, MH-TÁTI 1992, TIMÁR 2003, WINKLER 2003, FARR et al. 2007) új eszközt adtak a kutatásokhoz. Fölmerül a lehetőség, hogy a domborzati modellen a tó medencéje körül a mainál magasabb vízszintig történő kitöltéssel (BATES & DE ROO 2000) rekonstruáljuk a korábbi maximális tókiterjedés határvonalát (pl. CSONGRÁDINÉ & SÍKHEGYI 2005). Szintvonalak alapján történt a korábbi tómedence lehatárolása a térség építésföldtani térképein és adatbázisain is (BOROS & CSERNY 1983, CSERNY et al. 1997). A statikus, kizárólag a mai felszínmagasságon alapuló lehatárolás kismértékben ellenmondott az öblözetek részletes vizsgálatának (NAGY-BODOR & CSERNY 1998). A LÓCZY-féle tavi üledékek elterjedése és a mai felszínmagasságból rekonstruált tómedence legjobban a Tapolcai-medencében tér el. Míg a térkép szerint a Szent György-hegy sziget a tavi üledékkel borított térszínben, így feltehetően a Balatonnak is szigete volt, amennyiben a domborzati modellen olyan előtést generálunk, amely a hegyet valóban szigetté teszi, az elárasztás a déli partvonal mentén, elsősorban a Nagyberék öblözetében a tavi üledékszónán jelentősen túlnyúlik, sőt a déli vízválasztó peremen túlcorduláshoz vezet.

Az utóbbi másfél évtized geodinamikai és geodéziai kutatásai ugyanakkor megoldást kínálnak e problémára. A recens vertikális kéregmozgások hatását az eddigi szerzők elhanyagolták. Jelen munkában kísérletet teszünk e hatás figyelembevételére és a következményeinek felmérésére. Eredményeink azt mutatják, hogy a vertikális kéregmozgásoknak akár mintegy tízezer éves skálán is lehet érdemi befolyása a Balaton kiterjedésére, és az ebből eredő hatás a fenti megfigyelésekre kézenfekvő magyarázatot adhat.

Elméleti megfontolások

A Kárpát-medence kialakulásának általános geodinamikai modellje (HORVÁTH 1993; a térséget illetően SÍKHEGYI 2002, SACCHI & HORVÁTH 2002, FODOR et al. 2005) szerint a posztrift fázisban (HORVÁTH 1995) az elvékonyodott litoszfé-ralemez ismételt tektonikai inverzió során kompresszió alá került, helyenként felboltozódott, másutt pedig kisebb-nagyobb medencék jöttek létre (HORVÁTH & CLOETINGH 1996). Ilyenek az Alföld, a Kisalföld és a Dráva-mente, míg a Dunántúli-középhegység, így a Bakony és a tóhoz kapcsolódó Balaton-felvidék is a felboltozódási zónák közé tartozik.

A folyamat mai is tart, sőt a legutóbbi idők *kozmogén izotópos* mérési eredményei és az azokon alapuló geomorfológiai értelmezések szerint a Dunántúli-középhegység egyes területeinek kiemelkedési üteme lényegesen gyorsabb a korábban feltételezetténél (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b; KARÁTSÓN et al. 2006, 2007). Miközben már LÓCZY (1913) is felismerte, hogy a Balaton környékén az azonos korú üledékek magassági helyzete eltérő, ezt a megfigyelést nem terjesztette ki a legfiatalabb rétegekre, valószínűleg azért, mert az ehhez szükséges szélső pontosságú geodéziai, szintezési adatok csak évtizedekkel később születhettek meg (BENDEFY 1958). A fent említett geomorfológiai szintézisen alapulóan ugyanakkor SZÉKELY & MOLNÁR (2008) legújabbban a Bakony délnyugati végén és a Balaton körül található fiatal bazaltvulkánok bazalt-feküszintjének eltérő magasságát is a terület eltérő függőleges szintváltozásának üteméből vezetik le. A mintegy hárommillió éves bazaltvulkáni felszíneken mutatkozó több száz méter magasságkülönbség pedig tizedmilliméter/év nagyságrendű vertikális sebességkülönbségeket jelent.

A felsőgeodéziában járatos szakemberek számára ez a mozgási sebesség nem jelent semmi meglepőt. A hazánkban az 1950-es években elvégzett felsőrendű szintezési munkák (az ún. BENDEFY-felmérés) és annak az 1980-as években történő felújítása (az ún. JOÓ-féle felmérés) magassági adatainak különbségéből érdekes kép rajzolódik ki hazánk függőleges felszínmozgására (JOÓ 1992, 1996, 1998). Eszerint a Bakony és a Vértes kiemelkedésének üteme jelenti a hazai maximumot (+1–1,5 mm/év), míg a legnagyobb süllyedést az alföldi nagyvárosok környékén, a rétegvíz- és kisebb mértékben a szénhidrogének kitermelése miatt felgyorsuló lazaüledék-kompakció miatt észleljük (Debrecen: –7 mm/év). Mivel a „nulla emelkedés” kérdése értelmezési problémákat okoz (részletesen lásd GUBLER et al. 1992), a továbbiakban csak az egyes területeknek másokhoz képest értelmezett, relatív függőleges elmozdulását, illetve a számított ráták szignifikáns különbségeit vesszük figyelembe. Ennek megfelelően a Balaton környékén a fent említett néhány tizedmilliméter/év nagyságrend a jellemző.

A fentiekből következően a tó maximális vízszintjéhez tartozó tókiterjedés helyreállításakor nem lehet csak a mai felszínmagasságokat használni, és azokat változatlan formában a múltba vetíteni. Évi néhány tizedmilliméter pár ezer év alatt 1-3 méter magasságkülönbséget okoz, amely különösen akkor jelentős, ha vízszintes (és itt ez szó szerint értendő!) felszínnek kutatását végezzük (TIMÁR et al. 2006). Ebben a

munkában arra teszünk kísérletet, hogy a jelenlegi felszínmagasságokat a jelenlegi felszínmozgási ütem (1. ábra) időbeli állandóságát feltételezve rekonstruáljuk a LÓCZY-féle tavi üledékek elterjedéséhez tartozó vízszintértéket.

Adatok és módszerek

A vizsgálatba vonható domborzati modellek közül az SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*; WERNER 2001, FARR et al. 2007), a HM Térképészeti Hivatal által forgalmazott DDM-10 (MH-TÁTI 1992) és a Földmérési és Távérzékelési Intézet DDM-5 (WINKLER 2003, TIMÁR 2003) alkalmazását fontoltuk meg. Ezek közül az ingyenes hozzáférésű SRTM használatát a kisebb térbeli felbontása és magassági megbízhatósága miatt elvetettük.

A DDM-10 domborzati modell az 1:50 000 méretarányú katonai térképek 5 méteres alapszintvonalai és néhány felező ill. kisegítő szintvonal digitalizálásán alapul. Vízszintes felbontása 10 méter, a jelen munkában ehelyett 5 méteres felbontást használtunk. A közel sík területeken a felező szintvonalak alapján a vertikális pontosság 2 méter körüli.

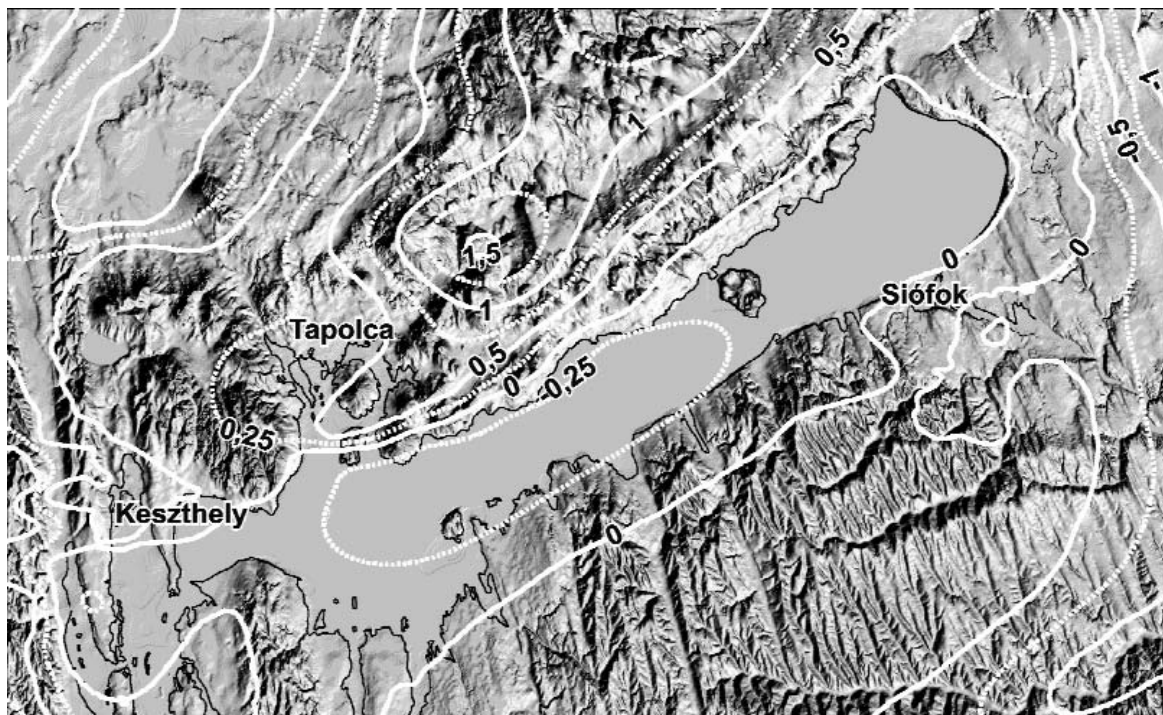
A DDM-5 adatbázis térképeinek (FÖMI 1:10 000 méretarányú topográfiai térképmű) alapszintköze a területet érintő szelvények nagy részén 5 méter, 2,5 méterenkénti felező, és 1,25 méter közötti kisegítő szintvonalakkal. Csak helyenként találkozunk egy méteres alap-

szintközzel. Vertikális pontossága 1 méter körüli. E modellt célzottan, a Tapolcai-öblözlet területén vontuk be a vizsgálatba.

A függőleges felszínmozgás vizsgálatához a Joó (1992, 1996, 1998) által közölt, a teljes Magyarországra megadott szintváltozási térkép szintvonalainak digitalizált változatát használtuk (1. ábra). A szintvonaladatokról készített rácshálót a domborzati modellhez hasonló, 50 méteres rácshálóban készítettük el. Az adatrendszer digitalizálásából eredő hibákat nehéz becsülni, a szerzők megítélése szerint a 0,25 mm/év és ezt meghaladó függőleges mozgássebességkülönbségek már szignifikánsak.

A vizsgálatot LÓCZY (1920) a Balaton környékét ábrázoló geológiai térképének bázisán végeztük el, melynek georeferálását TIMÁR et al. (2003) és GALAMBOS (2009) módszerével készítettük. A térképen körberajzoltuk a „Tavi alluvium, mocsárföld” felirattal jelölt területet a tómedencével összefüggő részeit úgy, hogy a turzások területét is a tóhoz rendeltük. A vizsgálatba bevontuk a MÁFI legújabb, 1:100 000 méretarányú geológiai térképművének a tapolcai öblözletet bemutató szelvényét (BUDAI & SCHAREK 2000) is; ezen a „tavi üledék” ($_{1b}Q_h$ földtani index), illetve részben a „mocsári üledék” ($_{6}Q_h$ földtani index) jelzik a Balaton korábbi elöntési területeit.

A vizsgálat szempontjából lényeges kérdés még, hogy a mikor volt maximális a Balaton vízfelülete. A rendelkezésre álló adatok, elsősorban BENEFY & NAGY (1969), ill. CSERNY (1993, 1997), továbbá SÜMEGI et al. (2008a, b) alap-



1. ábra. A Balaton térségének függőleges felszínmozgási rátája Joó (1992) szerint, mm/év egységben

Vékony fekete vonal jelöli a Balatonhoz kapcsolódó tavi és mocsári üledékek kiterjedését Lóczy (1920) szerint. Amennyiben ezt tekintjük a tó maximális kiterjedésének, észre kell vevnünk, hogy e területet érintő függőleges mozgások helyről helyre változnak, az eltérés a tó többi részétől különösen Tapolca térségében jelentős

Figure 1. The vertical movement of the surface after Joó (1992) in the Balaton area

The lacustrine and marsh sediments connected to the Lake Balaton (after Lóczy 1920) are outlined by black line. We interpret these regions as the maximum extents of the lake. It can be seen that this area is affected by different vertical movement from place to place. This difference, with respect to the main area of the former lake, is most considerable in the region of Tapolca

ján a maximális kiterjedés korát a jelenhez képest 9–11 ezer évvel ezelőtre tehetjük. A vizsgálatot a 0–15 000 év időszakra, ezer éves lépésközzel, vagyis minden ezredfordulóra végeztük el.

Az alkalmazott módszer a fenti adatok felhasználásával a következő. A Balaton térségének domborzati modelljét pixelenként módosítottuk a JOÓ-féle magasságváltozási ütem és a feltételezett maximális kiterjedési kor szorzatával:

$$H_{kor}(x,y) = H_{DTM}(x,y) - t_{max} \times v(x,y) \quad (1)$$

ahol $H_{kor}(x,y)$ a korrigált magasság az (x,y) koordinátájú pontban, $H_{DTM}(x,y)$ a domborzati modell szerinti magasság, t_{max} a maximális tó-kiterjedés becsült kora, $v(x,y)$ pedig a pixelre vonatkozó éves függőleges (emelkedés esetén pozitív) felszínmozgás sebessége. Az így korrigált magasságokra végeztük el az elöntési vizsgálatokat, a balti tengerszint feletti magasságokra vonatkoztatva.

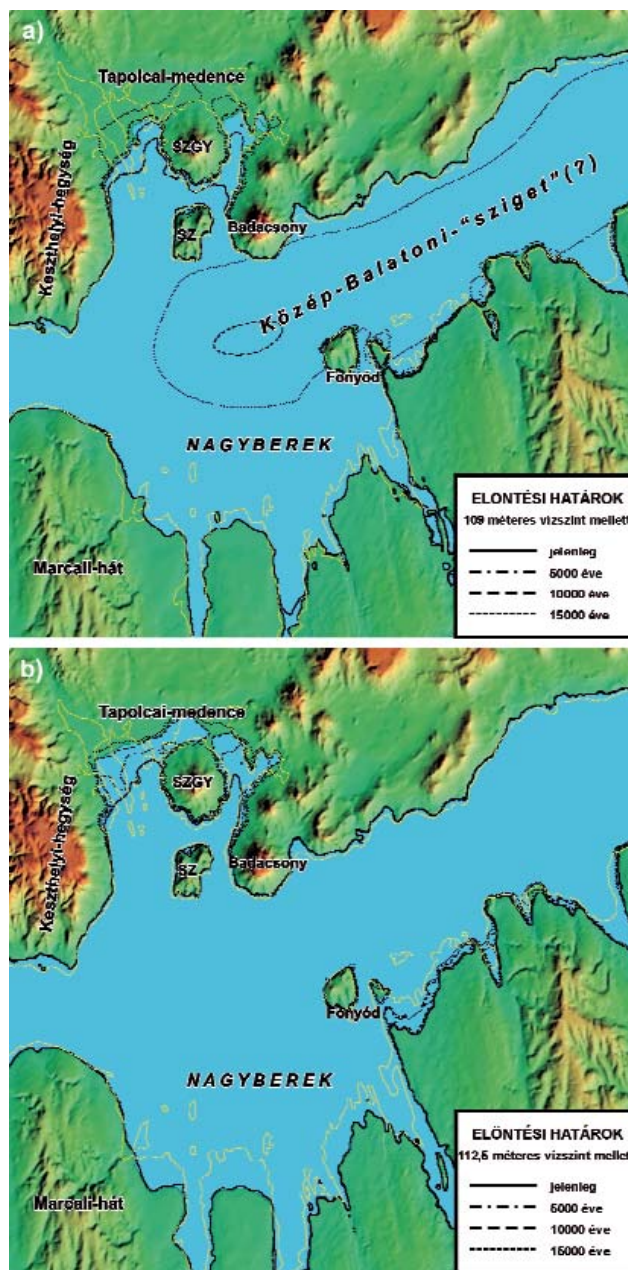
Az alkalmazott vizsgálati módszer a fentiek szerint geometriai: az eleve hibákkal terhelt domborzati modell és a függőleges felszínmozgás adatainak figyelembevételével kíséreljük meg a legjobb illeszkedést elérni az elöntés és a LÓCZY-féle térképen a tóval kapcsolatba hozható üledékek kiterjedése között. A modellnek két paramétere van, amelynek a megbecslésére kísérletet teszünk: a maximális elöntés vízszintje és kora.

Eredmények

A fenti módszer által megadott eredményeket két térképen adjuk közre. A térképeken megjelöltük a LÓCZY (1920) által megrajzolt tavi és mocsári üledékek kiterjedését. Feltüntetettük az elöntés mértékét a LÓCZY (1913) által megadott 109 méteres (2. ábra, a), és a CSILLAG (1985) által használt 112,5 méteres (2. ábra, b) szinten, a kéregmozgások figyelembevételével 0, 5000, 10 000 és 15 000 évre visszakorrigált felszínmagasság-értékekkel.

Az eltérések a tó kerületének nagy részén nem jelentősek, azonban érdemi különbségeket tapasztalhatunk a Tapolcai-medencében, a Nagyberekben és Fonyód térségében, továbbá a Zala völgyének a Kis-Balaton feletti részén (2. ábra, a és b). Érdekes, hogy a JOÓ-féle adatbázis (JOÓ 1992) által a Balaton középvonalában megadott minimum-érték (a környezethez képest értelmezett gyors süllyedés) visszakorrigálása miatt az alacsonyabb elöntési szinten 10 és 15 ezer éves korrekció esetén sziget jelenik meg a tóban (ez a 2. ábra a részén feltüntetett „Közép-balatoni-sziget”). A szerzők ezen süllyedésirata-minimum megbízhatóságát, mivel az kevés helyen érint partot, így a magassági alaphálózatnak csak kevés pontjához köthető, vitatják, e sziget(ek) létét nem látják bizonyítottnak.

A 3. ábrán bemutatjuk a nagy felbontású DDM-5 domborzati modell segítségével becsült elárasztás kiterjedését, összevetve a terület ma használt földtani térképével (BUDAI & SCHAREK 2000). Észrevehetjük, hogy a Szent György-hegy északnyugati és keleti peremét a domborzati modellből



2. ábra. A Balaton lehetséges kiterjedése (a) 109 méter (b) 112,5 méter tengerszint feletti vízszint mellett különböző időpontokban

A Balatonhoz kapcsolódó tavi és mocsári üledékek kiterjedését a sárga vonallal körülvett terület jelzi. Figyeljük meg, hogy a déli part mentén a korabeli lehetséges partvonalak futása a 109 méteres vízszintre utal, emellett a legjobb illeszkedést a 10 ezer évvel ezelőtti korhoz tartozó vonal adja (SZGY=Szent György-hegy; SZ=Szigliget; a „Közép-balatoni-sziget” magyarázatát lásd a szövegben)

Figure 2. The outline of the possible extents of the Lake Balaton with the water level of (a) 109 meters (b) 112.5 meters above sea level, at different ages

Yellow line represents the limit of the lacustrine and marsh sediments connected to the Lake Balaton. Note that the southern palaeo-coastlines allows the water level only at 109 metres and the most fitting coast-age occurs at 10,000 years before present (SZGY= Szent György Hill SZ=Szigliget; "Közép-balatoni-sziget"="Mid-Balaton island"; an artefact resulted by the geometric approach of the study)

a felszínmozgás sebességével korrigált elöntés meglepően jó egyezést mutat a tavi üledékek, illetve a legkeletebbi melléköblözet mentén a mocsári üledékek térképezett kiterjedésével.



3. ábra. A tapolcai öblözet elöntési modellje a nagyfelbontású DDM-5 domborzati modell és a felszínmozgás alkalmazásával, a MÁFI 1:100 000 méretarányú térképszelvényére (BUDAI & SCHAREK 2000) vetítve

Sötétkék régió: elöntés a mai domborzat szerint (felszínmozgási korrekció nélkül), 109 méteres tengerszint feletti magasságú vízszint esetén. Halványkék régió: 109 méteres tengerszint feletti magasságú elöntés a felszínmozgások 10 ezer éves extrapolációjával

Figure 3. Inundation model of the Tapolca embayment using the high resolution DDM-5 elevation model and the vertical crustal movements, projected to the 1:100,000 scale geological map of BUDAI & SCHAREK (2000)

Dark blue hue shows the inundation according to the static fill to the level at 109 metres a. s. l. Light blue hue indicates the inundation according to the water level at 109 metres a. s. l. corrected by the vertical crustal movement extrapolation with the range of 10,000 years

Diszkusszió

A legfontosabb észrevétel az eredményképekkel kapcsolatban az, hogy a jelenkori felszínmozgások korrekciójával előállított elöntési kép lényegesen pontosabban adja vissza a LÓCZY-féle tavi és mocsári üledékek elterjedését, mint a korábban alkalmazott egyszerű, csak a mai felszínmagasságokon alapuló elöntési modellek. A megjelenő szigetek (Tihany, Fonyód, Szigliget, részben a Szent György-hegy) egy része a történelmi időkben is sziget volt, ahogy ezt az elmúlt évszázadok térképei és leírásai mutatják (IRMÉDI-MOLNÁR 1958, 1964; HRENKÓ 1979; PLIHÁL 2003; CSONGRÁDI & SÍKHEGYI 2005; MÉSZÁROS 2005; BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI 2007; SZÉKELY et al. 2009). A korrekciós hatás természetesen elsősorban a tó középvonalától messze kiugró területeken, így a Szent György-hegy térségében és a Nagyberek déli öbleiben jelentkezik. Érdekes illeszkedési helyszín még a Fonyódi-hegytől délkeletre húzódó korábbi partvonal. Meg kell jegyeznünk, hogy Tihany, Szigliget és Fonyód szigetjelleget az egyszerű elöntési modellek is megvalósítják, a Szent György-hegyét azonban még részlegesen sem.

A 2. ábra a és b része alapján megállapíthatjuk, hogy a Tapolcai-medencében a tavi és mocsári üledékek paleovízborítottságát a magasabb elárasztási szint és a korai (15 ezer évvel ezelőtti) időpont adja vissza legjobban. A

nagyberek és a Fonyód-környéki partvonalak futása mindazonáltal e lehetőséget kizárja. A déli part e kritikus szakaszain csak a 109 méteres elárasztás, illetve a 10 ezer éves, vagy ennél valamivel idősebb kor választása esetén kapunk elfogadható egyezést. Ez az eredmény a tapolcai paleo-partvonal lefutását is elfogadhatóan biztosítja, figyelembe véve a térséget érintő, és alább részletesebben is említett szárazföldi szedimentációs folyamatokat.

Az elért illeszkedés mindazonáltal nem teljesen pontos. Ennek többféle oka lehet:

— Az alkalmazott domborzati modell vertikális pontosságát az illeszkedés jóságát eleve korlátozza.

— Az alkalmazott felszínmozgási adatsor pontossága korlátozott.

— Az alkalmazott módszer nem veszi figyelembe a maximális vízszinttel jellemzett időszakot követő szárazföldi üledékfelhalmozódást és eróziót.

— A függőleges felszínmozgások a valóságban nem lineáris (nem állandó) jellegűek, mértékük helyről helyre és időben is változik.

— A kérdéses képződmények nem feltétlenül egykorúak.

A fenti faktorok közül a legutóbbi okozhatja a legnagyobb — adott esetben szisztematikus hibát is hordozó — eltérést. A lokális hatások között érdemes megfontolni, hogy a szárazföldi üledékfelhalmozódás a Tapolcai-medence területén jól nyomon követhető (BUDAI et al. 1999a, b). A felső-pleisztocén–holocén képződmények részben valamilyen kiemelkednek, terasz helyzetben települnek a völgyekben, mint folyóvízi–proluviális kavics, homok, részben belesimulnak a tavi üledékek térszínébe. Ez utóbbi jellemző példája a tó második legfontosabb tápláló vízfolyása, az Eger-víz hordalékkúpja, ami szinte összeolvad az egykori Balaton peremi, mocsári képződményekkel. Az 1:50 000-es földtani térkép összevonva folyóvízi–mocsári képződményt jelöl a völgy előtti területen (BUDAI et al. 1999a). Az Eger-víz korabeli torkolatánál fellépő üledékfelhalmozódás alapvetően befolyásolja, hogy a Szent György-hegy szigetként vagy félszigetként rekonstruálható a bemutatott eljárással. A felső-pleisztocén–holocén proluviális összletek a Tapolcai-medence peremén 115–120 méteren fekvő felszínre települtek a medence Ny-i részén Lesencetomaj és Törekpuszta között, valamint a Tapolcai-medence északi peremén, Tapolcától Ny-ra (BUDAI et al. 1999a). Részletes vizsgálatok hiányában ezek pontos kora nem ismert, de nem zárható ki, hogy a legidősebb tavi szintekhez kapcsolódó heteropikus fáciesek. Az északi peremen kialakult hordalékkúp dél felé egy fiatalabb, a térkép szerint holocén hordalékkúppal érintkezik, amit a mocsári–tavi környezetű, holocén balatoni üledékek határolnak már dél felől.

Rekonstrukciónkkal szemben leggyakrabban megfogalmazott kritika az ismételt szintezésekből származtatható vertikális mozgási ráták viszonylag nagy bizonytalansága. Ezt részben elismerve ugyanakkor érdemes megjegyezni, hogy a Balaton térsége neotektonikai szempontból kifejezetten aktív, és az eltérések részben éppen az emiatt fellépő, a geodéziai adatok által szolgáltatott trendhez képest is

helyről helyre változó vertikális mozgásokra utalnak. Nagyobb bázisvonal mentén, nevezetesen a két part közötti távon származtatható rátabeli eltérés véleményünk szerint mindenképpen szignifikáns. Pillanatnyilag jobb becslést nem lehet erre adni, a felszínmozgási adatok pontossága akkor lesz majd növelhető, ha megvalósul az ország újabb, legalább elsőrendű magassági felmérése. Ebben az esetben a mérési pontokon nemcsak kettő, de három időpontban mért, azonos alapszintre vonatkoztatott magassági adattal fogunk rendelkezni. Az eredményeket, különösen a maximális elöntés korát mindenképp érdemes egybevetni KÁZMÉR et al. (2005) dendrokronológiai, illetve SÜMEGI et al. (2008b) fűrasmintákból vett szemcseméret-, pollen- és mollusca-elemzési eredményeivel a Balatontól keletre elterülő fiatal süllyedék, a Sárrét területéről.

A legújabb, előntéseket előrejelző hidrológiai modellek (DI BALDASSARRE et al. 2009) bizonytalanságokat is tartalmazó bemenő adatok esetén az előntésnek nem a lehatárolását, hanem annak pixelenkénti valószínűségét adják meg. Esetünkben e módszer alkalmazása a jövőben mindenképpen javasolt, hiszen — amint azt korábban leírtuk — mind a domborzati modellek, de különösen a vertikális felszínmozgásokra vonatkozó adatok megbízhatósága erősen korlátozott.

Összességében meg kell állapítanunk, hogy a vázolt módszer és az abból származó eredmények valójában egy helyről-helyre és időben is változó függvénynek, a vertikális felszínmozgásnak a mai — részben bizonytalan — adatok alapján történő lineáris extrapolációja alapján tett becslésével készültek. Ez nyilván pontatlanságot fog eredményezni — de ez még mindig kisebb mértékű annál, mintha a vertikális felszínmozgást teljesen figyelmen kívül hagynánk.

Következtetések

A domborzati adatoknak a jelenlegi függőleges felszínmozgás adataival korrigált változatán elvégzett előntési

modellek eredményeként az alábbi következtetésekre jutottunk:

— Feltéve, hogy az említett üledékek lényegében egykorúak, a Balaton a maximális vízszintjét (amely a LÓCZY-féle térképen tavi és mocsári üledékekkel jelölt, a tóval határos területeket öntötte el) mintegy 10 ezer évvel ezelőtt érte el; ez megfelel SÜMEGI et al. (2008) adatainak.

— Ebben az időszakban a Balaton vízszintje a mai felett mintegy 4–5 méterrel, valamivel a Balti-tenger feletti 109 méteres szint felett volt; ez megfelel LÓCZY (1913) következtetésének.

— A Dunántúli-középhegység peremén, a Tapolcai-medencében a mai kiemelkedési sebesség (0,25–0,5 mm/év) jó átlagértéknek tekinthető az utóbbi 10 ezer évre vonatkozóan. Az alkalmazott geometriai modell szerint mindkét adat alsó becslés; a maximális elöntés kora a 10 ezer évet, az előntési magasság pedig a 109 métert kismértékben meghaladhatja.

Mivel mind az alkalmazott domborzati modellek, mind pedig a felszínmozgási adatok pontatlansággal, ill. bizonytalansággal terheltek, vizsgálatainkat a DI BALDASSARRE et al. (2009) által bevezetett valószínűségi előntéstérképek előállításával tervezzük folytatni.

Köszönetnyilvánítás

A projekt az Európai Unió támogatásával és az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg, a támogatási szerződés száma TÁMOP 4.2.1./B-09/KMR-2010-0003. A cikkben bemutatott eredmények részben a T47104 számú OTKA pályázat keretében jöttek létre. SZÉKELY Balázs a projekt elején Békésy György poszt-doktori ösztöndíjasként vett részt a kutatásokban. A szerzők ezúton fejezik ki hálájukat néhai JOÓ István professzor iránt, aki elérhetővé tette a függőleges felszínmozgások adatbázisát.

Irodalom — References

- BATES, P. D. & DE ROO, A. P. J. 2000: A simple raster-based model for flood inundation simulation. — *Journal of Hydrology* **236/1–2**, 54–77.
- BENDEFY L. 1958: *Szintezési munkálatok Magyarországon*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 736 p.
- BENDEFY L. & NAGY I. 1969: *A Balaton évszázados partvonalváltozásai*. — Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 154 p.
- BOROS J., CSERNY T. & CSILLAG G. 1980: Magyarázó a Balaton környékének építésföldtani térképsorozathoz. M=1:20 000. — Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BOROS J., CSERNY T., CSILLAG G. & KURIMAY Á. 1982: Magyarázó a Balaton környékének építésföldtani térképsorozathoz. M=1:50 000. — Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BOROS J. & CSERNY T. 1983: A Balaton-környék negyedidőszaki képződményeinek építésföldtani jellemzése. — *Építőanyag* **35/4**, 146–152.
- BRADÁK, B. 2007: Őskörnyezet-rekonstrukció Vörs, Máriasszonsziget régészeti lelőhely környezetében — Szedimentológiai és paleotalajtani megközelítés. — *Archeometriai Műhely* 2007/1, 67–76.
- BREZSNYÁNSZKY, K. & SÍKHEGYI, F. 2007: Das Ungarische Geologische Institut, eine herausragende Werkstatt der thematischen Kartographie. — *Nova Acta Leopoldina NF* **94**, 49–69.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999a: A Balaton-felvidék földtani térképe, M=1:50 000. — MÁFI kiadvány, Budapest.

- BUDAI T. & CSILLAG G. (szerk.) 1999b: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék 1:50 000-es földtani térképéhez. — MÁFI alkalmi kiadvány, **197**, 257 p.
- BUDAI T. & SCHAREK P. 2000: Magyarország Földtani Térképsorozata. M=1:100 000. — Keszthely. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSERNY, T. 1993: Lake Balaton, Hungary. — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. & KELTS, K. R. (eds): A Global Geological Record of Lake Basins, Cambridge University Press, 397–401.
- CSERNY, T. 1997: Environmental geological research in the Lake Balaton region. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* Suppl.-Vol. **110**, 137–144.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton, Hungary. — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. & KELTS, K. R. (eds): Lake basins through space and time. *AAPG Studies in Geology* **46**, 605–618.
- CSERNY T., HÍDVÉGI M. & TULLNER T. 1997: A Balaton partvidékének környezetföldtana. — CD-lemez, Országos Földtani Szakkönyvtár, L.sz.: K36/1–6.
- CSILLAG, G. 1985: 2. Geomorphological map. — In: BOROS, J., CSERNY, T., CSILLAG, G. & KURIMAY, Á. (eds): Engineering geological map series of the environs of Lake Balaton, scale 1:50 000, MÁFI, Budapest.
- CSONGRÁDI J.-NÉ. & SÍKHEGYI F. 2005: Fonyód és környéke térképeken. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 28 p.
- DI BALDASSARRE, G., SCHUMANN, G. & BATES, P. D. 2009: A technique for the calibration of hydraulic models using uncertain satellite observations of flood extent. — *Journal of Hydrology* **367**, 276–282.
- FARR, T. G., ROSEN, P. A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. & ALSDORF, D. 2007: The Shuttle Radar Topography Mission. — *Reviews of Geophysics* **45**, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.
- FRANYÓ F. 1992: Magyarország negyedidőszaki üledékeinek vastagságtérképe. M=1:500 000. — MÁFI kiadvány, Budapest.
- GALAMBOS, Cs. 2009: Development of color signs and projections of the Hungarian archive geological maps. — *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **44/1**, 131–140.
- GALAMBOS Cs., TIMÁR G. & SZÉKELY B. 2009: GPS-navigáció történeti és modern földtani térképeken. — *Földtani Közlöny* **139/1**, 93–100.
- GUBLER, E., ARCA, S., KAKKURI, J. & ZIPPELT, K. 1992: Recent vertical movement data (Germany and Switzerland). — In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, ST. (eds): *A continent revealed: The European Geotraverse Database*. Cambridge University Press, Cambridge, 275 p.
- HALMAI, R. 1982: Orography and hydrography on Lazarus maps. — In: STEGENA, L. (ed.): *Lazarus Secretarius — The first Hungarian mapmaker and his work*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 84–86.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and their 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.
- HRENKÓ P. 1979: Válogatás a Balatonkörnyék régi térképi ábrázolásából. — *Veszprém Megyei Múzeumok Közleményei* **14**, 245–260.
- IRMÉDI-MOLNÁR L. 1958: Lázár deák és térképe. — *Geodézia és Kartográfia* **10/3**, 177–179.
- IRMÉDI-MOLNÁR, L. 1964: The earliest known map of Hungary from 1528. — *Imago Mundi, A Review of Early Cartography* **18**, 53–59.
- JOÓ, I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. — *Tectonophysics* **202**, 129–134.
- JOÓ I. 1996: A földfelszín magassági irányú mozgásai Magyarországon. — *Geodézia és Kartográfia* **48/4**, 6–12.
- JOÓ I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. — *Geodézia és Kartográfia* **50/9**, 3–9.
- KARÁTSON, D., NÉMETH, K., SZÉKELY, B., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. & PÉCSKAY, Z. 2006: Incision of a river curvature due to exhumed Miocene volcanic landforms: Danube Bend, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **95/5**, 929–944.
- KARÁTSON D., RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. & SZÉKELY B. 2007: Miért kanyar alakú? A Dunakanyar kialakulása az évmilliók vulkáni formák és az évszázazredes folyóvízi erózió tükrében. — *Földrajzi Közlemények* **55/4**, 289–302.
- KÁZMÉR, M., MIKES, T., BENKÓ, Zs., KOVÁCS, I., POCSAI, T., PROHÁSZKA, A., KROLOPP, E., FEKETE, N., TIMÁR, G. & SZÉKELY, B. 2005: Small-scale Quaternary flexural basins in the Carpathian-Pannonian system: the Transdanubian Sárret Basin as an example. — *Geophysical Research Abstracts* **7**, 09450.
- KOÓS Á. 1996: *Digitális terepmodellek a vezeték nélküli összeköttetések tervezésében — PKI 1972–1994*. — Távközlési Könyvkiadó, Budapest, 105 p.
- LÁSZLÓ G. 1913: A balatonmelléki tőzeg-lápok és berkek. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, I. rész, I. szakasz. — Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 567–577.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, I. rész, I. szakasz — Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 617 p.
- LÓCZY L. 1920: A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe. M=1:75 000. — Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 4 szelvény.
- MÉSZÁROS O. 2005: Szigliget várának története a középkorban. — *FONS* **12/3**, 299–377.
- MH-TÁTI (Magyar Honvédség Tóth Ágoston Térképészeti Intézete) 1992: DDM-10 — A Magyar Köztársaság 10 méter vízszintes felbontású digitális domborzati modellje.

- NAGY-BODOR E. & CSERNY T. 1998: A balatoni öblök vízborítottságának fejlődéstörténete a palynológiai vizsgálatok eredményei alapján. — *Hidrológiai Közlemény* **78/5–6**, 360–363.
- PÉCH J. & ERDŐS F. 1898: A Balaton Vízrajzi fölvétele. — *Vízrajzi Évkönyv* **8**, 86–94.
- PLIHÁL K. 2003: *A Tabula Hungariae és változatai*. — Cartofil, Budapest, 31 p.
- RÓNAI, A. 1969: The geology of Lake Balaton and surroundings. — *Mitt. Internat. Verein Limnol. [Stuttgart]* **17**, 275–281.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., HORVÁTH, E. & DUNAI T. 2005a: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: a review of chronological data along the Danube river, Hungary. — *Tectonophysics* **410**, 157–172.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005b: Middle to Late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend (Pannonian Basin) using in situ produced ^3He . — *Tectonophysics* **410**, 173–187.
- SACCHI, M. & HORVÁTH, F. 2002: Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys). — *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* **3**, 79–94.
- SACCHI, M., TONELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, TH. & MIRABILE, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 63–88.
- SASS J. 1979: A Balaton vízrajzi felmérése. — *Vízügyi Közlemények* **4**, 560–581.
- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach. — *Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 203–216.
- SÜMEGI P., BODOR E., JUHÁSZ I., HUNYADFALVI Z., HERBICH K., MOLNÁR S. & TIMÁR G. 2004: A Balaton déli partján feltárt régészeti lelőhelyek környezettörténeti feldolgozása. *MŰMOÓ III.*, “Halottkultusz és temetkezés”. — *Őskoros Kutatók III. Összejövetelének konferenciakötete*, 399–420.
- SÜMEGI, P., GULYÁS, S. & JAKAB, G. 2008a: Holocene paleoclimatic and paleohydrological changes in Lake Balaton as inferred from a complex quantitative environmental historical study of a lacustrine sequence of the Szigliget embayment. — *Documenta Praehistorica* **35**, 33–43.
- SÜMEGI, P., GULYÁS, S. & PERSAITS, G. 2008b: Holocene paleoclimatic and paleohydrological changes in the Sárrét basin, NW Hungary. — *Documenta Praehistorica* **35**, 25–31.
- SZÉKELY, B. & MOLNÁR, G. 2008: Do the post-Miocene volcanic features really mark a single paleoaltitude in the Transdanubian Range (Pannonian basin)? — *Geophysical Research Abstracts* **10**, 11566.
- SZÉKELY B., MOLNÁR G. & TIMÁR G. 2009: Lázár deák és a folyódinamika — térképezési hibák vagy valós mederváltozás? — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezettörténet — Az utóbbi 500 év környezeti eseményei történeti és természettudományi források tükrében*. Hantken Kiadó, Budapest, 75–98.
- TIMÁR G. 2003: Az Alföld nagyfelbontású digitális domborzati modellje. — *Geodézia és Kartográfia* **55/4**, 19–23.
- TIMÁR G., MOLNÁR G. & MÁRTA G. 2003: A budapesti sztereografikus, ill. a régi magyarországi hengervetületek és geodéziai dátumaik paraméterezése a térinformatikai gyakorlat számára. — *Geodézia és Kartográfia* **55/3**, 16–21.
- TIMÁR, G., SZÉKELY, B. & MOLNÁR, G. 2006: Estimation of the maximum Holocene water level of the Lake Balaton (Hungary) based on geomorphic maps and geodetic uplift rate indicators. — *Geophysical Research Abstracts* **8**, 04495.
- WERNER, M. 2001: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), Mission overview. — *Journal of Communication (Frequenz)* **55**, 75–79.
- WINKLER P. 2003: Magyarország digitális ortofotó programja (MADOP) és nagyfelbontású digitális domborzati modell (DDM) az ország teljes területére. — *Geodézia és Kartográfia* **55/12**, 3–10.
- ZLINSZKY, A. & MOLNÁR, G. 2009: Georeferencing the first bathymetric maps of Lake Balaton, Hungary. — *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **44/1**, 79–94.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

A szélrózió szerepe a Dunántúl negyedidőszaki felszínfejlődésében

CSILLAG Gábor¹, FODOR László¹, SEBE Krisztina², MÜLLER Pál¹, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia³,
THAMÓNÉ BOZSÓ Edit¹, BADA Gábor⁴

¹ Magyar Állami Földtani Intézet

² Pécsi Tudományegyetem TTK, Földtani Tanszék

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem TTK, Természetföldrajzi Tanszék

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem TTK, Geofizikai Tanszék

The role of wind erosion in the surface development of Transdanubia during the Quaternary

Abstract

The role of deflation in the Pliocene–Quaternary evolution of Transdanubia (western Pannonian Basin) is one of the long-debated questions of earth sciences in Hungary. The present paper investigates the importance of wind erosion in shaping the topography of the area using data collected from existing literature, field records and digital elevation models. With respect to the morphology of the fan-shaped system of N–S to NNW–SSE striking linear (“meridional”) valleys, the basaltic buttes of the Little Hungarian Plain and of the Tapolca and Kál Basins, the deflation hollows together with the relatively abundant ventifacts in the Transdanubian Range. In other words, from the Keszthely to the Vértes Hills and in the foreland of the Mecsek Mountains the morphology indicates the significance of deflation. Analogies from the Sahara suggest that deflation could have played an important role in the formation of the row of depressions now partly filled with shallow lakes in the south-eastern, lee-side foreland of the Transdanubian Range. Furthermore, the “meridional” ridges can be considered to be yardangs, while the valleys between them are wind channels. Naturally, during intervals with a climate similar to that in the Holocene, fluvial erosion, slope processes and, in the case of lakes, wave abrasion were also important factors in forming the present-day topography. The minimum exposure ages of wind-polished rock surfaces and OSL ages of the accumulated aeolian sands were used to date wind erosion. Chronological data indicate that in Transdanubia deflation must have caused considerable denudation in several phases at least during the last 1.5 million years and sand movement recurred as late as the early Holocene.

Keywords: wind erosion, yardang, Pannonian Basin, Transdanubia, Quaternary

Összefoglalás

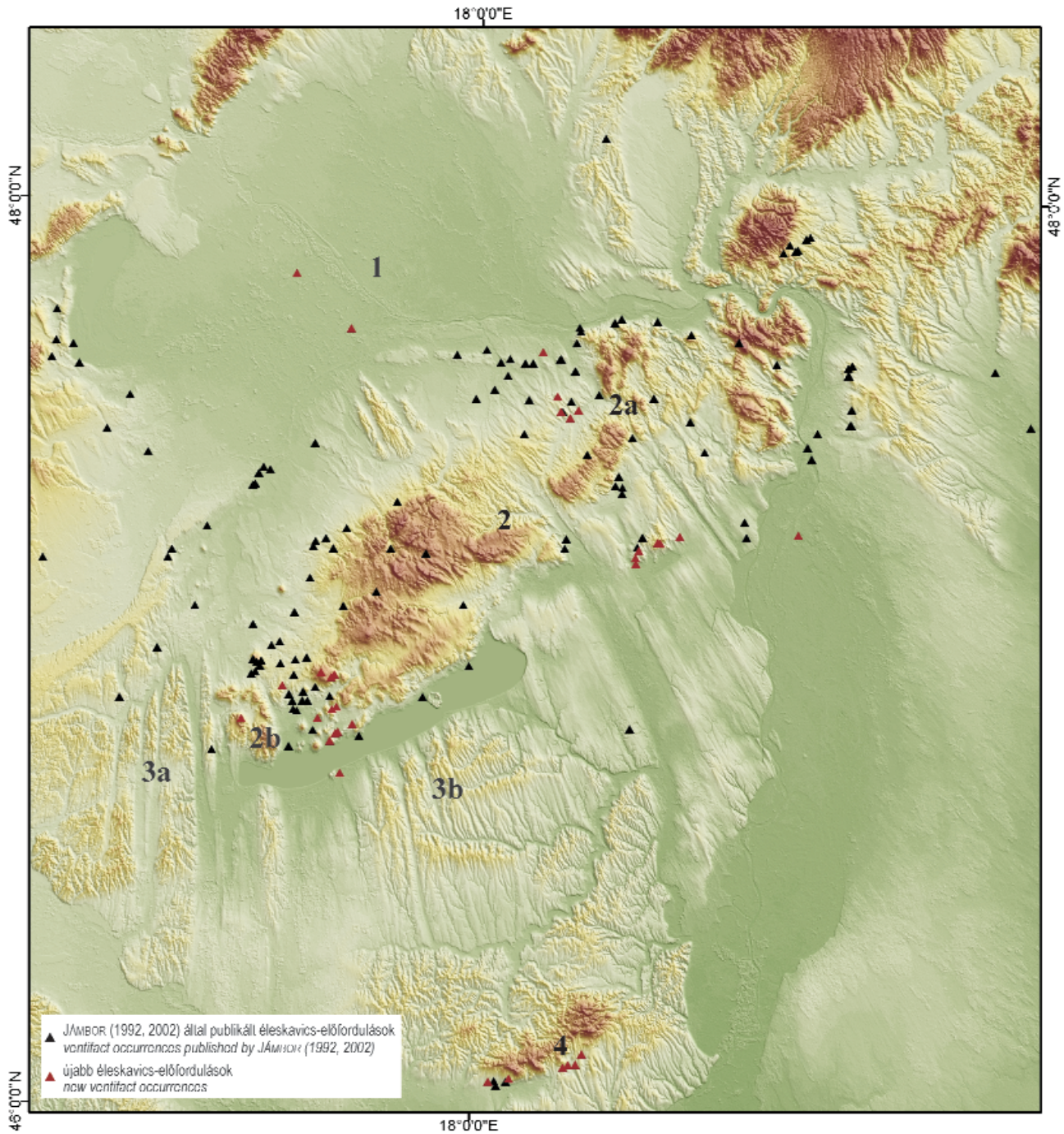
A defláció szerepe a Dunántúl területének pliocén–negyedidőszaki fejlődéstörténetében a hazai földtudomány régóta vitatott kérdése. Jelen tanulmány az irodalmi adatokat, a terepi észleléseket és a digitális domborzatmodell nyújtotta vizsgálati lehetőségeket kiaknázva tárja fel a szélrózió jelentőségét a terület felszínformálásában. A szélrózió jelentőségét igazolja a zalai és somogyi É–D és ÉÉNy–DDK-i csapású, legyezőszerű rajzolatot mutató „meridionális” völgyrendszer morfológiája, a Tapolcai- és Káli-medence, valamint a Kisalföld tanúhegyei, a területen megfigyelt deflációs mélyedések, valamint a szélcsiszolta kőzetfelszínek és sarkos kavicsok relatíve nagy gyakorisága a Dunántúli-középhegységben a Keszthelyi-hegységtől a Vértesig és a Mecsek előterében. Szaharai analógia alapján a szélrózió komoly szerepet játszhatott a Dunántúli-középhegység DK-i, szél alatti előterében húzódó, ma részben sekély tavakkal kitöltött mélyedéssorozat és a „meridionális” hátaik, geomorfológiailag deflációs maradékgerincek (yardangok) kialakításában, míg a hátaik között levő völgyek a nemzetközi szakirodalom szóhasználatával szélcsatornáknak, CHOLNOKY eredeti kifejezésével szélbarázdáknak tekinthetők. A maihoz hasonló klímájú időszakok során természetesen a folyóvízi erózió, a lejtőfolyamatok, ill. a tavak esetében az abrázio is jelentős tényezője volt a jelenlegi domborzat kialakításának. A szélrózió időbeliségének meghatározására a szélcsiszolta kőzetfelszínek kozmogén izotópos kitértési korát és a felhalmozódott eolikus homok OSL korát használtuk fel. Kronológiai adataink alapján a defláció domborzatformáló szerepe a Dunántúlon legalább az utolsó mintegy 1,5 millió év során több fázisban jelentős lepusztulást eredményezett és kisebb mértékű homokmozgással még az óholocén során is számolhatunk.

Tárgyszavak: szélrózió, yardang, Pannon-medence, Dunántúl, negyedidőszak

Bevezetés

A szél eróziós szerepe a Kárpát-medence domborzatának (1. ábra) kialakításában a hazai geomorfológia egyik legrégebben vitatott kérdése. A defláció felismerése, nyomainak hatásának kimutatása már a 19. század végi, 20. század eleji hazai publikációkban megtörtént (PAPP 1899, TAEGER 1909). Máig érvényes hatása azonban elsősorban LÓCZY Lajos és CHOLNOKY Jenő munkásságának volt.

LÓCZY (1913) monográfiájában számos bizonyítékát mutatja be a dunántúli-középhegységi szélerózióknak. CHOLNOKY munkái (CHOLNOKY 1918, é.n. a, é.n. b) ugyancsak megerősítik a szél felszínalakító hatásának jelenlétét a Dunántúlon és a Balaton tómedencéjének kialakításában. Az általuk felismert deflációs formákat a pliocén kori meleg sivatagi klíma nyomaként értelmezték mindketten. Az irodalomban általában használt meridionális völgy elnevezés ebből az időszakból származik. A későbbiekben



1. ábra. A kutatási terület áttekintő domborzati térképe

1 – Kisalföld; 2 – Dunántúli-középhegység (DKH); 2a – Vértes és Gerecse; 2b – Keszthelyi-hegység; 3a – Zala; 3b – Külső-Somogy; 4 – Mecsek

Figure 1. Topography of the Transdanubian part of the Pannonian Basin

1 – Little Hungarian Plain; 2 – Transdanubian Range; 2a – Vértes-Gerecse Hills; 2b – Keszthely Hills; 3a – Zala Hills; 3b – Külső-Somogy Hills; 4 – Mecsek Mts

ERDÉLYI (1961, 1962) a Bakony, illetve a Balaton tengelyével párhuzamos völgyekre a hosszanti, az ezekre gyakorlatilag merőleges völgyekre a keresztvölgy kifejezést használta. MAGYARI et al. (2004) a meridionális völgyekre a haránt- vagy sugárirányú völgy kifejezést használták. Cikünkben a meridionális völgy, keresztvölgy, harántvölgy, sugárirányú völgy tehát szinonimák, a hosszanti völgy kifejezést az ERDÉLYI-féle (1961, 1962) értelemben használjuk. A Tapolcai-medence tanúhegyeit, a zalai és somogyi meridionális völgyeket LÓCZY és CHOLNOKY egyaránt a deflációs folyamatok eredményeként kialakult formáknak tartották. CHOLNOKY (é.n. b) a zalai és somogyi völgyek közötti hátaikat (*I. abra 3a, b*) yardangként értelmezte, de fontosnak tartotta azok tektonikai preformáltóságát (lásd HORSVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet).

A későbbiekben a klimatikus geomorfológiai irányzat térhódításával párhuzamosan jelentősen háttérbe szorultak a defláció szerepét elismerő munkák a hazai geomorfológiai szakirodalomban. A pannóniai üledékképződés lezárulását követő, pliocén sivatagra vonatkozó bizonyítékok is erősen vitathatók voltak, noha szórványos paleontológiai leletek megerősítették egy meleg, száraz időszak létét a pliocén során (pl. HABLY & KVAČEK 1998). A Pannon-tó feltöltődését követő, de a pliocén megelőző időszakban JUSSI & ROOK (2004) 400 mm/év alatti csapadékmennyiséget feltételez az MN11 időszakában, a késő-miocénben a Kárpát-medence Ny-i részén, míg kisémlősökre alapozott becslések 600 mm/év értéknél több csapadékot tételeznek fel (DAM 2006).

A pleisztocénre vonatkozóan a folyóvízi erózióknak a kutatók sokkal nagyobb szerepet tulajdonítottak a deflációnál. A legtöbb vélemény szerint a szél hatása a pleisztocénben elsősorban a löszképződésre, másodsorban a jelentőségében igen alárendeltnek vélt futóhomok-képződésre szorítkozott. Erre a szemléletváltozásra jó példa a Vértes környezetének esete. TAEGER (1909) munkájában még kiemeli a szél deflációs szerepét, az éleskavicsok jelenlétét a vizsgált területen, azonban ÁDÁM (1988) összefoglaló munkájában a szél szerepét mindössze a löszképződésre redukálja.

A szél eróziós és akkumulációs szerepének vizsgálata az alföldi futóhomok-területeken folytatódott, valamint MAROSI (1970) és LÓKI (1981) belső-somogyi kutatásaihoz kapcsolódott. Itt BORSY (1977, 1993), BORSY et al. (1982), KÁDÁR (1956, 1966), ÚJHÁZY (2002), ÚJHÁZY et al. (2003), GÁBRIS (2003) és NYÁRI & KISS (2005) munkáit kell említeni; eredményeik nagyban hozzájárultak a homokmozgások folyamatának és korának megismeréséhez.

A Dunántúli-középhegységben (DKH) a földtani térképezés során sok helyen megfigyelhetők voltak a szél hatásának nyomai: szélcsiszolta kavicsok, futóhomokszemcsék a negyedidőszaki rétegekben, illetve helyenként futóhomokrétegek (BENCE et al. 1990). A futóhomokszemcséket és -közbetelepüléseket tartalmazó összleteket „fluvioeolikus” rétegekként írták le, amelyek — elsősorban a Dunántúli-középhegység északnyugati előterében — nagy területeket borítanak. Az eolikus üledékek azonban nem csupán

folyóvízi, hanem proluviális, deluviális képződményekkel is keveredtek a negyedidőszak során, és ezért nem szerencsés megoldás ezeket „fluvioeolikus” homok néven említeni (CSILLAG et al. 2008). A térképezés mellett JÁMBOR (1967, 1973, 1992, 2002) nevéhez köthetők azok a publikációk, amelyek a szél jelentős szerepét hangsúlyozzák a negyedidőszaki lepusztulási és üledékképződési folyamatokban egyaránt.

Az 1980-as évek végén kezdődött meg az a szemléletváltozás, ami fokozatosan a szél hatásának „rehabilitációjához” vezet. Ez szorosan kapcsolódik a „messinai krízis” felismeréséhez. A Földközi-tenger medencéjének a miocén-pliocén határ környékén ekkoriban feltételezett kiszáradása ismét LÓCZY Lajos és CHOLNOKY Jenő elméletére fordította a figyelmet. Ennek egyik első nyoma PÉCSI (1986) munkájában olvasható, aki a meridionális völgyrendszer kialakulására vonatkozóan utalt a „messinai krízis” esetleges szerepére, elismerve LÓCZY és CHOLNOKY hasonló véleményének megalapozottságát és nem zárta ki a pliocén kori arid esemény lehetőségét és ennek geomorfológiai hatását. Ugyanakkor felvetette — a nagyszámú, LÓCZYtól napjainkig a pleisztocénbe sorolt éleskavics-előfordulás alapján — a száraz, hideg időszakok deflációban játszott szerepének a lehetőségét is. SCHWEITZER (1993, 1997, 2000) a késő-miocén–kora-pliocén korúnak tartott Béraltavárium meleg-száraz időszakára teszi a sivatagi mázak, sivatagi mázas kavicsok keletkezését. SCHWEITZER (2000) szerint ez az időszak volt a „valódi, típusos hegyláb felszínek képződésének kora”. Ugyancsak ebben az időszakban jelent meg két tanulmány (BOKOR 1988, 1992), amelyekben a szerző morfometriai módszerekkel kísérelte meg igazolni a Tapolcai-medence és a Kisalföld bazalt tanúhegyeinek deflációs eredetét. Szerinte a tanúhegyeket déli szelek alakították ki, majd a pleisztocén glaciálisokban ÉNy felől fújó szelek formálták át, de természetesen a szél hatása mellett a többi külső erő is alakította a tanúhegyeket.

Ezt követően váratlan irányból érkezett egy újabb argumentum. Az eolikus geomorfológiától távoli szakterülettel foglalkozó kutatók, szerkezetföldtani szakemberek munkái erősítették meg a deflációs hatás megkerülhetetlen voltát. FODOR et al. (2005a, b) és BADA et al. (2007) munkái megállapították, hogy a zalai és somogyi sugárirányú völgyek alapvetően nem tektonikus eredetűek, kialakulásuk lepusztulási folyamatok eredménye. Ugyanakkor a „hosszanti” völgyek esetében a szerkezeti meghatározottság igen valószínű. Eredményeik megerősítették STRAUSZ (1942) terepi földtani észleléseken és VAJK (1943) geofizikai méréseken alapuló hasonló véleményét. A Dunántúli-dombság területéhez domborzatában és felépítésében igen hasonló Gödöllői-dombság vizsgálata során RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2007b, c; 2009) is megállapították, hogy a szerkezeti mozgások által érintett területek nem esnek egybe a domborzat nagyformáit jelentő ÉNy–DK-i irányú völgyekkel és vonulatokkal, melyek a sugárirányú völgyrendszer legészakabbi részének tekinthetők. Ennek megfelelően e felszínformákat szélbarázdáknak és maradékgerinceknek tekinthetjük. Ugyanakkor az erre merőleges, a Dunántúl

hosszanti völgyeinek csapásirányában húzódó völgyzakszakok szerkezeti előrejelzettsége bizonyítást nyert. E részletes vizsgálat során tehát sikerült elkülöníteni a szerkezeti mozgások és az általuk befolyásolt folyóvízi erózió által kialakított formákat a döntően defláció formálta domborzati elemektől, mely analógia a Dunántúli-dombság területére is kivetíthető.

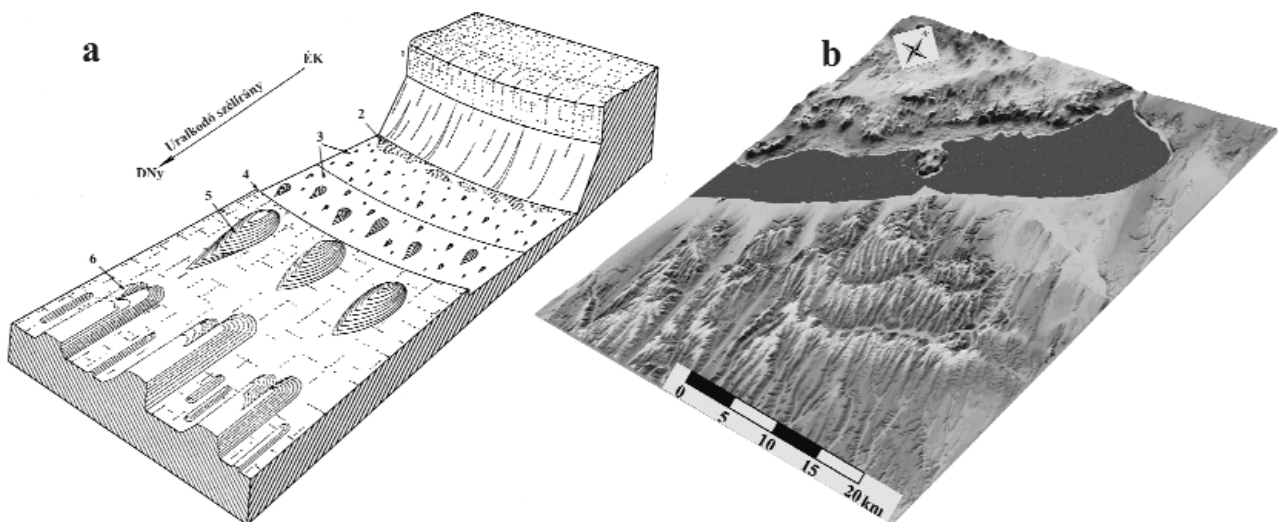
A nagy kiterjedésű deflációs térszínek és yardangok kialakulásához természetesen a Kárpát-medencében a mainál szárazabb klímára, jelentősen csekélyebb növényborításra volt szükség. Az arid, szemiárid területek deflációs folyamatainak ismerete nyújthat kiindulási alapot a Kárpát-medence ma már pusztuló deflációs formái keletkezési körülményeinek megértéséhez. Ilyen folyamatokat értelmez például MAINGUET modellje (MAINGUET 1972, GUTIERREZ 2005); ő a saharai homokkővidékek vizsgálata alapján írta le a yardangok, lefolyástalan mélyedések és a környező kiemelt helyzetű területek elrendeződésének sémáját (2. ábra). Az uralkodó szélirányra közel merőleges hegyvonulatok megszakítják a szélérozió hatására kialakult, yardangok uralta morfológiai képet. A kiemelkedés árnyékoló hatása lejjebb csak fokozatosan szűnik, így a yardangrendszer az akadályoktól távolabb jelentkezik ismét. A DNy-ÉK csapású DKH ugyanolyan akadályt jelent a Dunántúlon uralkodó ÉNy-i szeleknek, mint a saharai homokkőhegyek. A DKH DK-i előterében mindenütt jelenlévő mélyedések és a somogyi völgyek és hátak ugyancsak jól párhuzamosíthatók MAINGUET modelljével. A jelenlegi mérsékelt övi klímának megfelelően természetesen a deflációs mélyedések jelentősen átalakultak, a tavi abrázió hatása nem csak a Balaton és a Velencei-tó esetében módosította a mélyedések peremét, hanem kimutathatók kis abráziós színlők a Vértes előterében, a Csíkvarsai-rét déli

peremén is (CSILLAG et al. 2008). Ugyancsak jelentősen átalakultak, eróziós és deráziós völgyekkel felszabdaldódtak a nagy méretű deflációs maradékgerincek felszínei is. Ennek ellenére úgy tűnik, hogy a modell jól használható a hazai morfológia magyarázatához, és a defláció szerepét az újabb terepi kutatások eredményei is alátámasztják.

Célok, módszerek

A fenti előzmények után úgy véltük, hogy érdemes összegyűjteni a szélérozióra vonatkozó adatokat és azokat saját vizsgálatokkal kiegészítve értékelni. Bár a Kárpát-medence más részein is kimutathatók a defláció nyomai, a munkához a legalkalmasabb egyértelműen a klasszikus terület, a Dunántúl volt, ahol a szél eróziós hatása legerősebben jelenik meg a morfológiában. Ez utóbbinak több oka is lehet: e területen lehetett a legerősebb a szél, a terület nem süllyed, tehát a széléroziós felszínformák nem temetődtek be, a felszínen lévő laza pannóniai képződmények kedvezőek a deflációs formák kialakulásához, de ugyanakkor néhány formáció képes a szélcsiszolási nyomok megőrzésére is. A deflációs jelenségek összeírása mellett célunk volt a vitatott eredetű nagyformák (szélalatti medencék, meridionális völgyek és hátak) kialakulásának lehetőség szerinti tisztázása, valamint a szélcsiszolta kőzetfelszín kitettségi korának és lepusztulási sebességének megállapítása is.

Tanulmányunk a széléroziós jelenségekre és eolikus képződményekre vonatkozó irodalmi adatok mellett a Dunántúli-középhegységben zajló földtani térképezés és az egyéb célirányos terepbejárások során szerzett ismeretekre, valamint digitális domborzatmodellek feldolgozására támaszko-



2. ábra. a) Yardangok és deflációs mélyedések elhelyezkedése a Saharában (MAINGUET 1972 nyomán) és b) hasonló domborzati elrendeződés a DKH-Balaton-medence-Külső-Somogy területen

1 – a mélyedést a kiemelt területtől elválasztó tereplépcső, 2 – tavi zóna, időnként közel recens, 3 – kis yardangok a mélyedés területén, 4 – az alacsonyabb lépcső pereme, 5 – yardangok a plató felszínén, 6 – maradékgerincek és szélbarázdák rendszere a yardangok mögötti területen

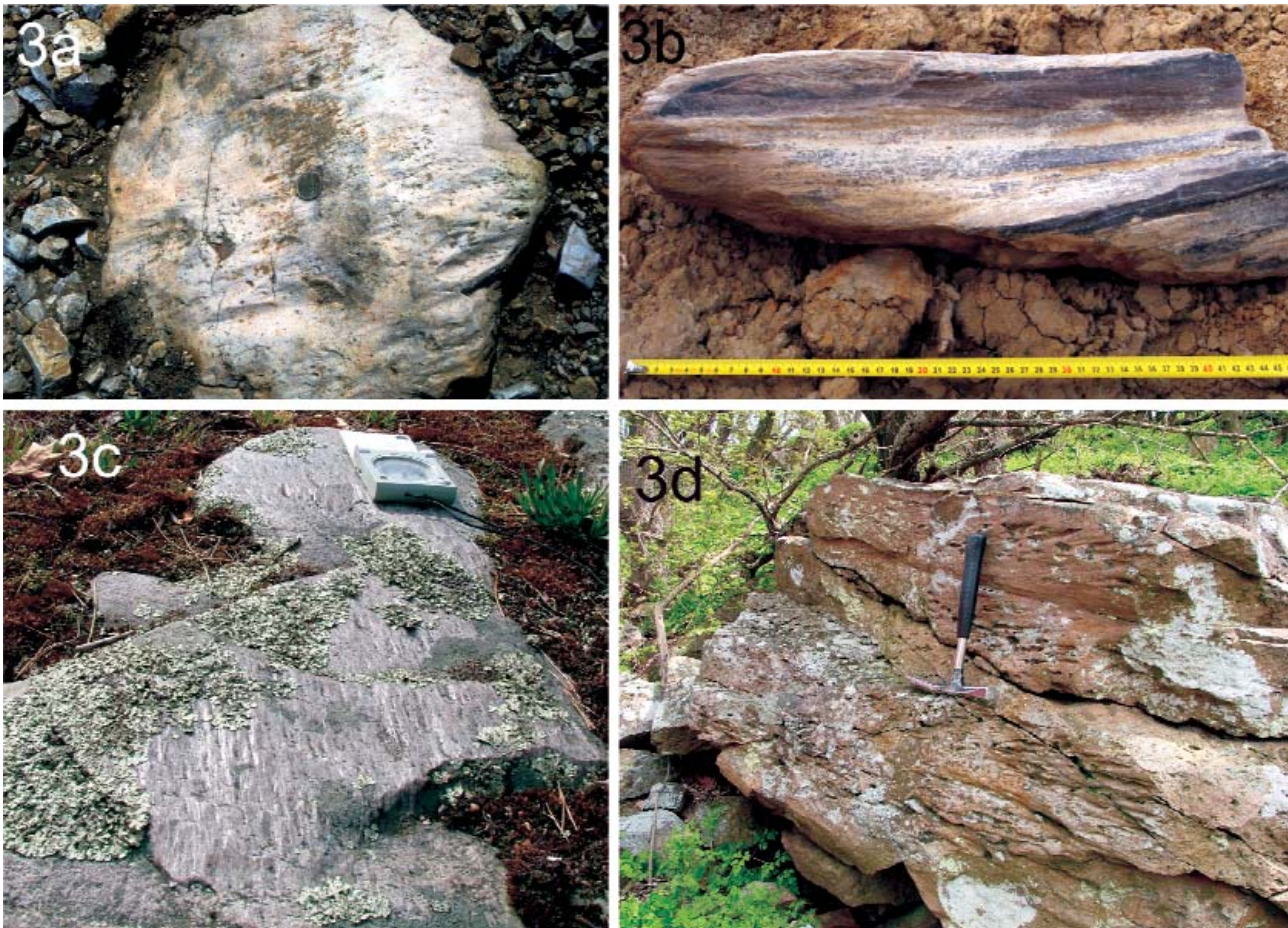
Figure 2. a) Yardangs and deflation hollows in the Sahara (MAINGUET 1972), compared to b) the Transdanubian Range - Balaton Highland - Külső-Somogy area
1 – topographical step between the high and the depression, 2 – lake zone, sub-recent, 3 – small yardangs within the depression, 4 – edge of the lower topographical step, 5 – yardangs on the plateau surface, 6 – ridges and corridors behind the yardangs

dik. A domborzatmodellek közül az áttekinthető vizsgálatokhoz a Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) domborzati adatbázisának 2., javított változatát (<http://srtm.csi.cgiar.org/>), míg a részterületekhez a Magyar Honvédség Térképészeti Kht. 50 m-es vízszintes felbontású domborzatmodelljét (DDM-50) használtuk. A deflációs időszakok korának megállapításához kozmogén izotópos és OSL-méréseket végeztünk szélsziszolta kőzetfelszíneken, illetve futóhomokokon.

Eolikus képződmények, kis és közepes méretű deflációs formák

Az uralkodó szélirányra közel merőleges csapású DKH 400–700 méter magas vonulata alkotja azt az akadályt, aminek szélalatti oldalán kialakult a jellegzetes elrendezésű deflációs domborzat. A Bakony, a Balaton-felvidék, a Vértes és a Gerecse vidékén több évtizede folyó földtani térképezés során egyértelműen megállapítható volt az

eolikus üledékek és a deflációs formák jelenléte (BENCE et al. 1990, BUDAI et al. 1999, CSILLAG & FODOR 2008, CSILLAG et al. 2008, FODOR et al. 2008). A térképezési munka egyik fontos eredménye a szélsziszolta kavicsok és sziklafelszínnek általános jelenlétének kimutatása a JÁMBOR (1992, 2002) jól dokumentált összefoglaló munkájában közlteknél nagyobb területen (1. ábra). A kavicsanyag legnagyobb része dolomit (3. ábra, a), kvarc, metamorfít, triász, jura és eocén mészkő, oligocénből áthalmazott kovásodott fásszerű növénymaradvány (3. ábra, b), calcrete és bazalt. A Káli-medence kötengerein (Kállai Formáció) a szél által csiszolt felszínnek napjainkig megőrződtek (3. ábra, c), hasonlóan a Velencei-hegység kovás képződményein kialakult felszínnekhez. Szél által kialakított sziklafelszín a mezozoos és kainozoos karbonátos kőzeteken, jelenleg nem ismerünk, noha ilyen anyagú csiszolt kavicsok előfordulnak a DKH területén. A bazaltterületeken igen ritkák ezek előfordulásai, mindössze 2010 tavaszán sikerült megtalálnunk az elsőket az Agár-tetőn. A perm Balatonfelvidéki Homokkő felszínén sem gyakori a szél által polírozott sziklafelszín, de



3. ábra. Szélsziszolta kőzetfelszínek

a) szélsziszolta dolomittömb a Vértes DK-i peremének hordalékkúpjában (Csákvár), b) szélsziszolta felszínű kovásodott fatörzs a Vértes Ny-i hegyláb felszínén (Tatabánya), c) A Kállai Formáció szélsziszolta sziklafelszíne (Papsapka-domb, Gyulakeszi), d) Vályús-barazdás, „sivatagi mázzal” borított deflációs felszín Balatonfelvidéki Homokkővön (Őrs-hegy, Badacsonytörzs)

Figure 3. Wind-polished rock surfaces

a) wind-polished dolomite clast within proluvial sediments in the SE foreland of the Vértes Hills (Csákvár), b) wind-polished silicified wood on the western pediment of the Vértes Hills (Tatabánya), c) polished rock surface of the Kállai Formation (Papsapka Hill, Gyulakeszi), d) grooved and wind-polished surface covered by desert varnish on Balatonfelvidék Sandstone (Permian, Őrs Hill, Badacsonytörzs)

a Káli-medence DNy-i peremén, az Örsi-hegyen a tetőszint alatt megmaradt néhány több négyzetméteres szélcsiszolta felszín (3. ábra, d).

A Keszthelyi-hegységben és a Vértesben előforduló nagy méretű, a felső-miocén Kállai Formáció konglomerátumrétegeiből kialakult polírozott felületű tömbök egy része többé-kevésbé eredeti települési helyén, de mindenképpen kimozdított helyzetben található. A DKH területén klasszikus, három oldalán lecsiszolt, valódi dreikanter ritkán fordul elő, azonban számos egyéb, a szél általi polírozást jelző mikroforma (BOURKE & VILES 2007) ismerhető fel a kavicsanyagban. A vértesi terület éleskavicsaira igen jellemző barázdák BOURKE & VILES (2007) szerint a formálódás korai szakaszát jelzik. A több szintben kialakult hordalékkúpok és a folyóvízi homokrétegek anyagában gyakoriak a futóhomokszemcsék, esetenként futóhomokrétegek is közbetelepültek a rétegsorokba. A hegységi területeken nagyon gyakori az uralkodóan jól kerekített, polírozott felületű szemcsékből álló, deluviális részben vagy teljesen átmozgatott futóhomoklepel. A Vértes nyugati peremén (Császár környékén) ma már megkötött felszínű, 8–9(±1) ezer éves (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010) futóhomok-terület is található.

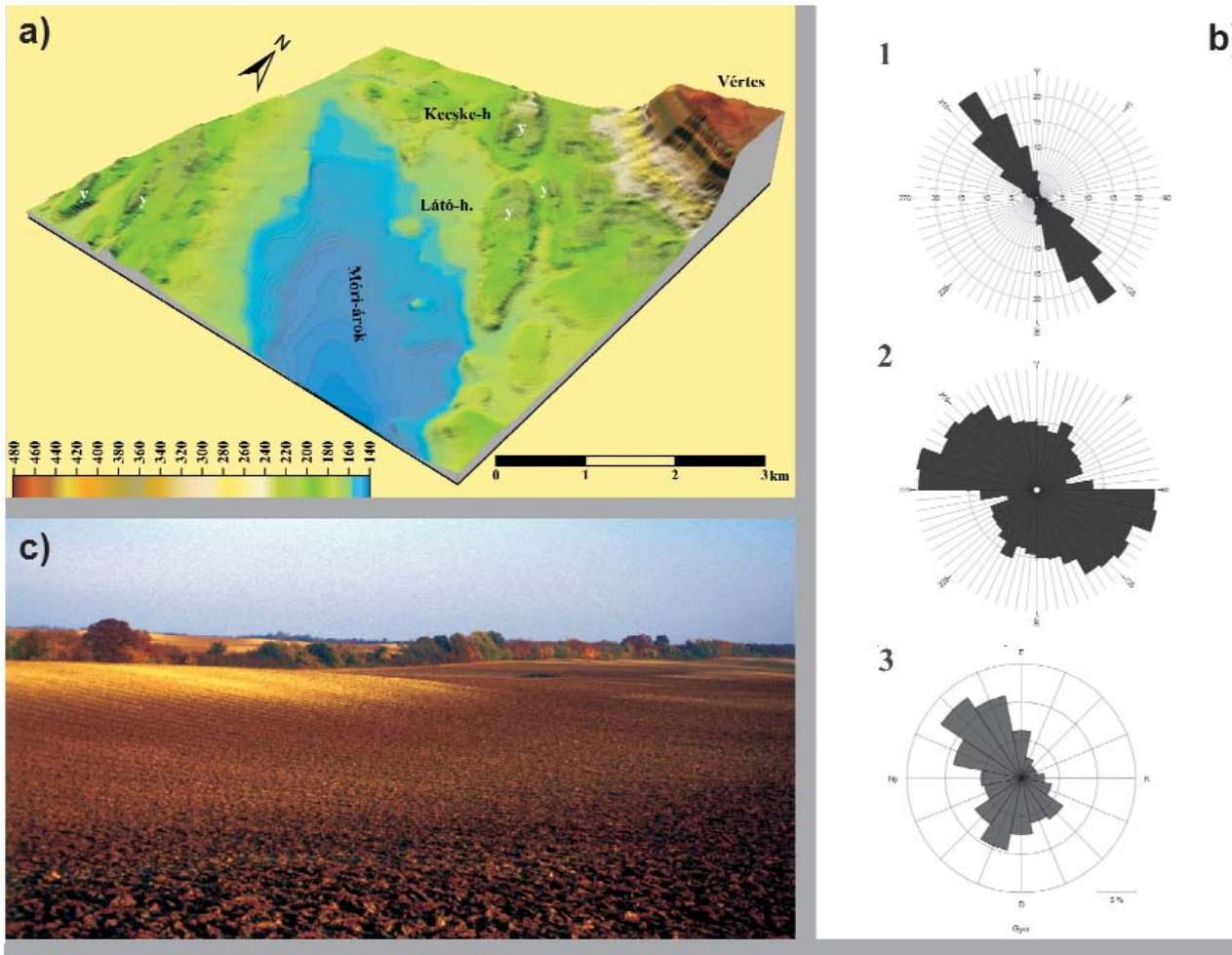
A Mecsekben és környezetében széleróziós jelenséget (szélfújta kovásodott fatörzseket) először VADÁSZ (1960, 1963) említ a Kővágószőlős és Cserkút közti területről. JÁMBOR (1967) részletesen leírja az első éleskavicsleleteket, és foglalkozik a terület egyéb szélhatással kapcsolatos jelenségeivel is. Az újabb terepi vizsgálatok során új éleskavics-előfordulásokat találtak a Kelet- és a Nyugat-Mecsek előterében is. A csiszolt kavicsok anyaga túlnyomórészt kvarcit és riolit, kisebb részben metamorfitek, kovás fatörzsdarab, kovás homokkő és limonitkonkréción. Ezek a hegységet és a hegyláb felszintet alkotó kőzetek anyagából, elsősorban a perm-triász alaphegységéből, kis részben felső-pannoniai homokból származnak. A csiszolt kavicsok áthalmazott, fagyos talajkúszással átdolgozott löszből kerültek elő; ebből a tényből, valamint alapanyagukból is következik, hogy csak igen rövid távú szállítódást szenvedtek. A kavicsokat magában foglaló homokos lejtőlösz futóhomokszemcséket is tartalmaz.

A DKH felszínformáinak esetében nem történt meg a földtani képződményekhez hasonló részletességű térképezés, értelmezés. Ebből a szempontból újdonság a Vértes 1:50 000-es földtani térképe, amely a képződményeken kívül formaelemeket, ezek között deflációs formákat is ábrázol (FODOR et al. 2008).

A yardangok jellemző formái a Vértes környezetének. Az általában áramvonalas, irányított elrendezésű háta kialakulása a völgyhálózat fejlettsége, iránya, jellege alapján nem magyarázható folyóvízi erózióval. Az eolikus homok és az éleskavicsok, csiszolt sziklafelszínnek jelenléte ugyancsak mindenütt valószínűbbé teszi a dombok deflációs eredetét. A yardangok többféle litológiájú felszínen jelennek meg. A Csatai és Mányi Formáció mellett a Száki Agyagmárgán, a Kállai, Somlói és Vértesacsai Formáción, valamint számos pleisztocén képződményen (eolikus ho-

mok, lösz, folyóvízi-proluviális, folyóvízi-eolikus rétegek) alakult ki ez a forma. Általános elterjedésük a negyedidőszaki képződmények esetében a II–III. teraszoknak megfelelő késő-pleisztocén szint, de idősebb szintek anyagából is alakított ki a szél yardangot. Sok esetben a gerincet alkotó képződmény nem ismert, mivel azt fiatalabb deluviális, eolikus-deluviális üledékek fedik. A yardangok mérete változó. A legnagyobb ilyen forma a Móri-árokban található Látó-hegy, ami kb. 2900 m hosszú, legnagyobb szélessége közel 600 m, szél felőli frontján közel 40 méterrel emelkedik a mai völgytalp fölé (4. ábra, a). A löszön kialakult formák közül a legnagyobb és legjellegzetesebb a Lovasberény melletti, szinte teljesen sík felszínű, kb. 1 km hosszú, a lejtőlábtól lejtőlábba 100–140 m között változó szélességű, mintegy 20 m relatív magasságú Kazal-hegy. Számos további, az 1 km hosszát meghaladó forma található a térképezett területen, részletes vizsgálatuk még nem történt meg. Hosszúság:szélesség arányuk általában 4:1–5:1 érték körül van. Ez sok esetben nagyon közel áll HALIMOV & FEZER (1989) megállapításához, akik Közép-Ázsiában a legáramvonalasabb, kis méretű, max. 3 m magas yardangok („low, streamlined whalebacks”) hosszúság/szélesség/magasság arányát 10:2:1 értékekkel írták le. Sajnos a nagyobb formákra a fenti szerzők nem adtak meg hasonló számszerű értéket, de feltűnő a vértesi és a sivatagi formák közelítően hasonló hosszúság/szélesség aránya. VINCENT & KATTAN (2006) szerint Szaúd-Arábiában a paleozoos homokkőből kialakult, általuk „megayardang” néven leírt formák hossza néhány száz méter, magasságuk 40 m. A formák irányítottsága is megerősíti a deflációs eredetet. A jelenlegi uralkodó É-ÉNy-i szélirány (KERTÉSZ et al. 2005) és a yardangok hossz tengelye jó egyezést mutat, míg a szerkezeti irányítottág nem mutatható ki hasonló egyértelműséggel (4. ábra, b; CSILLAG & FODOR 2008).

A deflációs felszínnek másik jellemző formaegyüttesét a különböző — gyakran lefolyástalan — mélyedések alkotják. A Vértes térképezése során számos deflációs eredetű mélyedést sikerült azonosítani (CSILLAG & FODOR 2008). Ezek mérete változatos a kis, legfeljebb néhány m átmérőjű széllyukaktól a nagyobb kiterjedésű deflációs mélyedésekig. Elterjedésük a hegységelőtér hegyláb felszíneire kapcsolódik. A yardangokhoz hasonlóan oligocén, felső-miocén és felső-miocén–pliocén formációkon, valamint pleisztocén képződményeken is megjelennek ezek a formák. Deflációs mélyedések alakultak ki helyenként a lösz felszínén is, ezek közül a legnagyobb Lovasberénytől ÉK-re, a Rovákja területén található. Ennek hossza meghaladja a 600 métert, szélessége 100–130 m, mélysége a DNy-i határoló dombhoz képes kb. 3 m, az ÉK-i oldalhoz képest 7–8 m. A Vértes Ny-i előterében, az Által-ér völgyének keleti oldalán és a Bársonyos nyugati előterében a folyóvízi-eolikus összleten gyakoriak a deflációs mélyedések, aljuk nem ritkán a talajvízszint körül található, mocsarak, vizenyős területek alakultak ki bennük. Közülük a legnagyobb a Császár nyugati határában fekvő Mező-tó mélyedése. A kerekded forma átmérője kb. 500×900 m, a mélyedés alja a környező domboknál 10–15 méterrel



4. ábra. Deflációs formák a Vértes környékéről

- a) deflációs formák a Móri-árokban, a Látó-hegy környékén (y = yardang);
- b) 1 – a Vértes földtani térképén ábrázolt yardangok irányítotttsága, 2 – a földtani térkép szerkezeti vonalait, 3 – a győri meteorológiai állomáson 1992–2001 között, 10 m-es magasságban mért szélirányok eloszlása (KERTÉSZ et al. 2005, CSILLAG & FODOR 2008 alapján);
- c) Deflációs felszín Magyaralmástól K-DK-re. A világos tónusú foltok a légifelvételen és a fényképen a Vértesacsai Formációra jellemző calcrete-ek. A szabálytalan, buckás felszint lefolyástalan mélyedések és calcrete-tel fedett buckák alkotják, ami jól kirajzolódik a szintvonalak alapján is. A sík felszínen ez a domborzat folyóvízi erózióval, lejtő-folyamatokkal nem magyarázható, deflációval azonban igen. Az egyenetlenül cementált, változó vastagságú calcrete vékonyabb, gyengébben cementált részei estek áldozatul a szélerozióknak. Jelmagyarázat: pd_Qp3-h = proluviális-deluviális völgykitöltő üledék, d_Qp3-h = lejtőüledék, g_Qp3-hy = lejtőtörmelek, e_Qp3l = lösz, vM3-P11 = Vértesacsai Formáció, böt2-3 = Budaörsi Dolomit Formáció, < = a fényképfelvétel helye és iránya

Figure 4. Deflation landforms in the Vértes area

- a) deflation features in the Móri Graben, near the Látó Hill (y = yardang);
- b) 1 – orientation of the yardangs depicted on the geological map of the Vértes Hills, 2 – faults on the geological map, 3 – distribution of wind directions recorded at the meteorological station of Győr between 1992–2001 at an elevation of 10 m (KERTÉSZ et al. 2005) (based on CSILLAG & FODOR 2008);
- c) Deflated surface to the E-SE of Magyaralmás. Light patches in aerial photo and in the photo are calcretes of the Vértesacsai Fm. The irregular, hummocky topography is composed of small depressions with internal drainage and by calcrete-capped mounds, well displayed also by the contour lines. On the horizontal surface this relief cannot be explained by fluvial erosion or slope processes, but can be attributed to wind erosion. The thickness of the non-uniformly cemented calcrete varies considerably; the weakly cemented and thin patches were removed by deflation. Legend: pd_Qp3-h = proluviális-deluviális völgykitöltő üledék, d_Qp3-h = slope sediments, g_Qp3-hy = slope debris, e_Qp3l = loess, vM3-P11 = Vértesacsai Fm, böt2-3 = Budaörsi Dolomite Fm., < = location and direction of the photo

mélyebben fekszik. A fiatal teraszfelszíneken szintén előfordulnak széllyukak.

Különleges, igen változatos felszín alakult ki a szél hatására a Vértesacsai Formáció felszínén Magyaralmástól délkeletre. A formációt itt változatos kőzetösszetétel jellemzi. Calcrete, tarkaagyag, vörösgyag, homok egyaránt előfordul. Így a területre csekély szintkülönbségű, de igen hepe-hupás domborzat a jellemző. Ahol a szél képes volt a felszínbe belemarni, kisebb mélyedések alakultak ki, míg a keményebb, cementáltabb kőzetek (calcrete) kis dombokként emelkednek ki környezetükből (4. ábra, c).

A Vértes délkeleti előterében a földtani felépítéséből következően geomorfológiai inverzióval kialakult deflációs mélyedések is találhatóak. Kialakulásuk a glacis-k változó vastagságú üledéktakaróval fedett, illetve fedetlen állapotú felszíneinek köszönhető. A hegylábfelszín alkotó felső-miocén–pliocén homokösszlet alacsonyabb részeire változó vastagságú proluviális hordalékkúpok települtek, míg máshol a kissé magasabb szakaszok nem fedődtek le. A deflációs időszakokban a durva proluviummal fedett felszín nem tudta megbontani, azonban a fekvő formációk uralkodóan homok összetételű rétegeit könnyen elhordta. Így a hegylábfelszín korábban kissé kiemelkedő részei helyenként környezetük alá mélyültek, lefolyástalan mélyedéseket alkotva. Jó példa található erre Csákvártól ÉK-re kb. 4,5 km-re, ahol a kb. 600×200 méteres mélyedés a talajvízszintig hatolt, a jelenlegi felszín vizenyős, mocsaras térszín (CSILLAG et al. 2002, CSILLAG & FODOR 2008).

A szélalatti területek nagyformái

A yardangok és a deflációs eredetű mélyedések nem csupán kis és közepes méretű formák a DKH környezetében, hanem kistáj méretűek is lehetnek (ilyen pl. a Marcali-hát). Bár elhelyezkedésüket, irányítottaságukat és alapformáikat a szelerózió határozta meg, e nagyformák átalakításában a szél mellett a folyóvízi lineáris és areális lepusztulási folyamatok még jelentősebb szerepet játszottak, mint az eddig tárgyalt kis és közepes formák esetében.

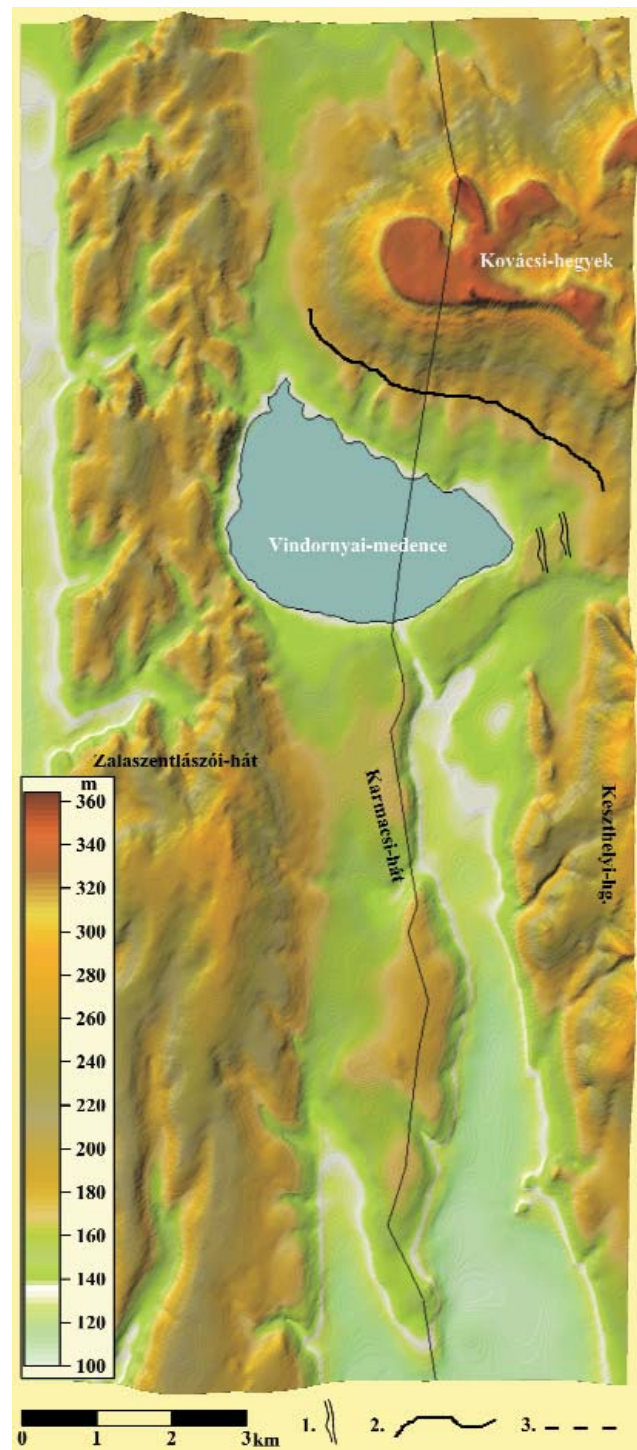
A zalai és somogyi sugárirányú hátak és völgyek kialakulását nem lehet külön tárgyalni a DKH szélalatti oldalán hosszan követhető sekély medencék láncolatától. Ez a mélyedéssor MAINGUET (1972) modellje szerint ugyanannak a folyamatnak köszönheti kialakulását, mint a sugárirányú völgyrendszer (2. ábra).

Szélalatti medencék

A DKH délkeleti, szélalatti pereme általában nagy szintkülönbségű, meredek lejtőket alkot. Ezek tövében sekély, tóval vagy nedves, mocsaras területtel kitöltött mélyedések sora található: a Kovácsi-hegyek mögött a Vindornyai-medence, a Balaton-felvidék mögött a Balaton részmedencéi, a Bakony keleti részének előterében a Sárrét, a Vértes takarásában a Csíkvarsai-rét, a Velencei-hegység mögött a

Velencei-tó mélyedése. Ezek területe 8 és 200 km² között változik, a viszonylag nagy felszínű medencék sem mélyebbek jelentősen a kisebbeknél.

Ennek a medencesorozatnak a legnyugatibbi tagja a kb. 8 km² területű Vindornyai-medence (5. ábra). A Kovácsi-



5. ábra. A Vindornyai-medence és környékének DTM-je
1 – völgytorzó, 2 – a Karmacs-hát hegyláb felszínének gyökérzónája, 3 – a 6. ábra szelvényvonala

Figure 5. DEM of the Vindornya depression

1 – valley remnant, 2 – root zone of the pediment on the Karmacs ridge, 3 – location of the cross-section of Figure 6

hegyek 340 m körüli magasságú, Ny–K-i csapású pereme alatt 130 m körüli magasságon kialakult mélyedést kitöltő, nagy szervesanyag-tartalmú, tőzeges üledékből és viszonylag jól osztályozott, esetenként jól koptatott, eolikus szemcséket is tartalmazó finom-aprószemű homokrétegekből álló összlet vastagsága sekélyfúrások alapján legfeljebb 3–4 m. A medence kiformalódása a Kovácsi-hegytől délre húzódó, rendkívül kis lejtésű (1° alatti), a kb. 180 m-en található gyökérvonalától 160–170 m-ig eső, felső-miocén (pannóniai) homokból felépülő hegyláb felszínén indult meg. A deflációs medence mintegy 40–50 m vastag pannóniai rétegsor lepusztulásának az eredménye (6. ábra). A hegyláb felszínén egy (esetleg két) völgytorzó is felismerhető (5. ábra 1.), amit a Vindornyai-medence kimélyülése után a medence felől hátravágódó völgyek völgylefejezéssel alakítottak ki. A medence Ny-i részén kisebb mértékű lehetett a deflációs kimélyülés, itt feltehetően már ekkor is létezett a legkeletebbi zalai meridionális völgy, a Hévízi-völgy (a Zalaszántalászlói-hát és a Kovácsi-hegyek–Karmacsi-hát vonulat között).

MAROSI & SZILÁRD (1981) szerint a Balaton-medence több szakaszban jött létre, véleményünk szerint jelentős részben a Vindornyai-medencéhez hasonló módon. Legerősebb hatását valószínűleg csak a mai tómedence részmedencéinek kifúvásában fejthette ki a szél. A defláció a Balaton-medence kialakulásának korai szakaszában, a mai mederfenék felett 50–100 méterrel fekvő, a Pannon-tóban lerakódott felső-miocén összleten kialakult, szintén 1° alatti lejtésű felszínén indult meg, ami a Bakony hegyláb felszínéneként értelmezhető (7. ábra, 8. ábra a, d). E felszín maradványai a tómedencétől északra a Balaton-felvidék 200–250 méter magasságban található szintjei, valamint a tótól délre, 170–180 m körüli tszf. magasságban több helyen előforduló, Balaton-felvidéki eredetű kavicsanyaggal fedett felszín-, ill. meder-maradványok (pl. kőröshegyi téglagyár, KRETZOI & KROLOPP 1977). A felszín kora a kőröshegyi fauna alapján a kora-középső-pleisztocén határára tehető (KRETZOI & KROLOPP 1977). A felszínmaradványok összekötésekor természetesen figyelembe kell venni a vertikális mozgások hatását, így a Dunántúli-középhegységnek a Somogyi-dombsághoz képest történt relatív emelkedését is (TIMAR et al. jelen kötet), ami e felszínnek dél felé történt megbillenését okozta.

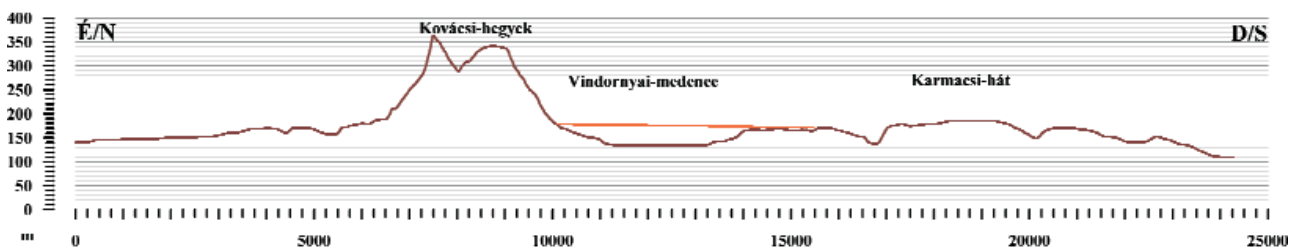
A Nyugat-Mecsek déli lábánál a Pécsi-medence hasonló morfológiai helyzetben található, mint a DKH előtér-

medencéi a hegységhez képest. A mind a Keleti-, mind a Nyugati-Mecsek előterében több helyen megtalált szélcsiszolta kavicsok, valamint a tágabb környezetben előforduló futóhomokrétegek mutatják, hogy itt is számolnunk kell a szélerózió felszínformáló hatásával. Ennek szerepe a medencemélyítésben azonban — vélhetőleg a kisebb szélsébség, illetve a süllyedés miatt — jóval csekélyebb lehetett, mint a Dunántúli-középhegység esetében, és legfeljebb a medence központi részére terjedhetett ki. Pelérdtől Ny-ra, illetve Pécs-Tüskésréttől K-re ugyanis már megtalálhatók a Mecsekből lefutó, nagyjából É–D-i csapású völgyek és völgyközi hátaak akár több 10 m-rel lezökkenő szakaszai (SEBE et al. 2008), melyek jelzik a tektonikus süllyedést és kizárják az areális deflációt. Egyelőre úgy tűnik, hogy a medence kialakulása kielégítően magyarázható a Mecsekalja-öv, valamint a Göröcsönyi-feltolódás menti tektonikus mozgásokkal (SEBE 2009), de nem zárható ki, hogy a középső rész mélyítésében — amely egyébként a deflációhoz kedvező helyzetben, a Nyugati-Mecsek legmagasabb része, a Jakab-hegy és a Misina-Tubes-vonulat alkotta tömb lábánál helyezkedik el — szerepe volt a Mecseken átbukó szeleknek is.

Sugárirányú hátaak, völgyek

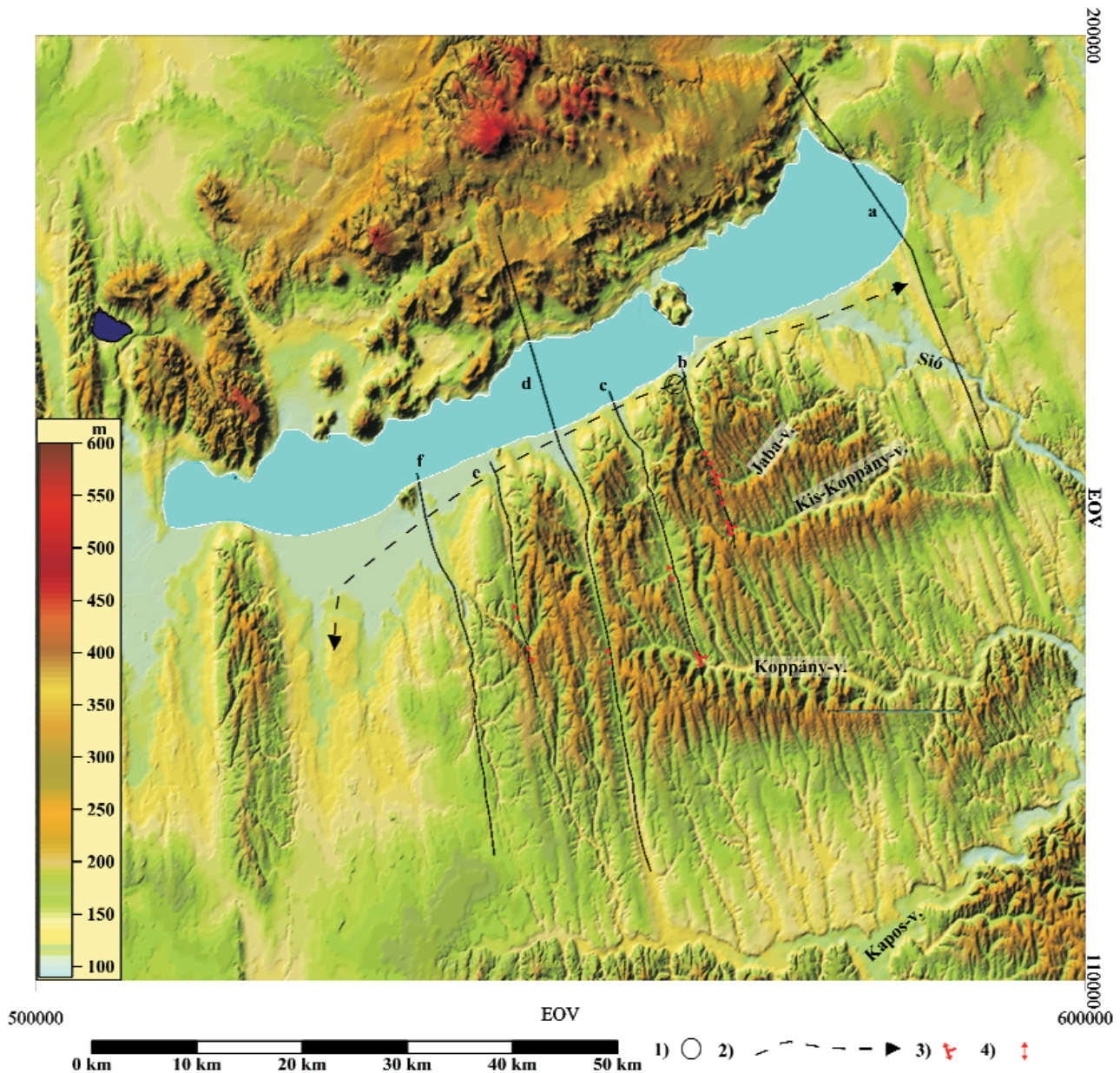
Cikkünkben mint meridionális völgyekkel a somogyi völgyek közül a kőröshegyi, látrányi, Szóládi-, szőlőgyöröki és somogyvári völgyekkel foglalkozunk (7. ábra), mivel e nagyobb völgyek esete perdöntő az eredetvitában. A hagyományos felfogás szerint a kora-pleisztocén során a somogyi meridionális völgyeken keresztül jutott le a Balaton-felvidék völgyeinek vize a Kaposig, illetve más hosszanti völgyekig (SÜMEGHY 1955, SOMOGYI 1961, SZILÁRD 1965, 1967), ez az álláspont azonban megkérdőjelezhető.

Az egykor a DKH-ból dél felé lefutó, középhegységi eredetű üledékek által bizonyított vízrendszer legkeletibb tagja a Kenese-Városhídvég (ma Szabadhídvég) kavicsmeder (LÓCZY 1913) volt (7. ábra, 8. ábra, a), ami ma is egy igen enyhe, 1 m/km lejtésű, dél felé folyamatosan alacsonyodó felszínnek követhető 40 km hosszan. A városhídvégi kavicsösszlet „villányi-alsó-bihari” (KROLOPP 1978) faunájának kora közel azonos a kőröshegyi téglagyárban talált, kora-pleisztocén végi meder-maradványokéval (KRETZOI, KROLOPP 1977). A somogyi meridionális völgyek északi



6. ábra. A Vindornyai-medence és környéke É–D-i domborzati szelvénye
A piros vonal a hegyláb felszín eredeti helyzetét jelzi

Figure 6. N–S trending topographic cross-section of the Vindornya depression
The red line shows the original position of the pediment



7. ábra. A Balaton-felvidék és Somogy digitális domborzatmodellje

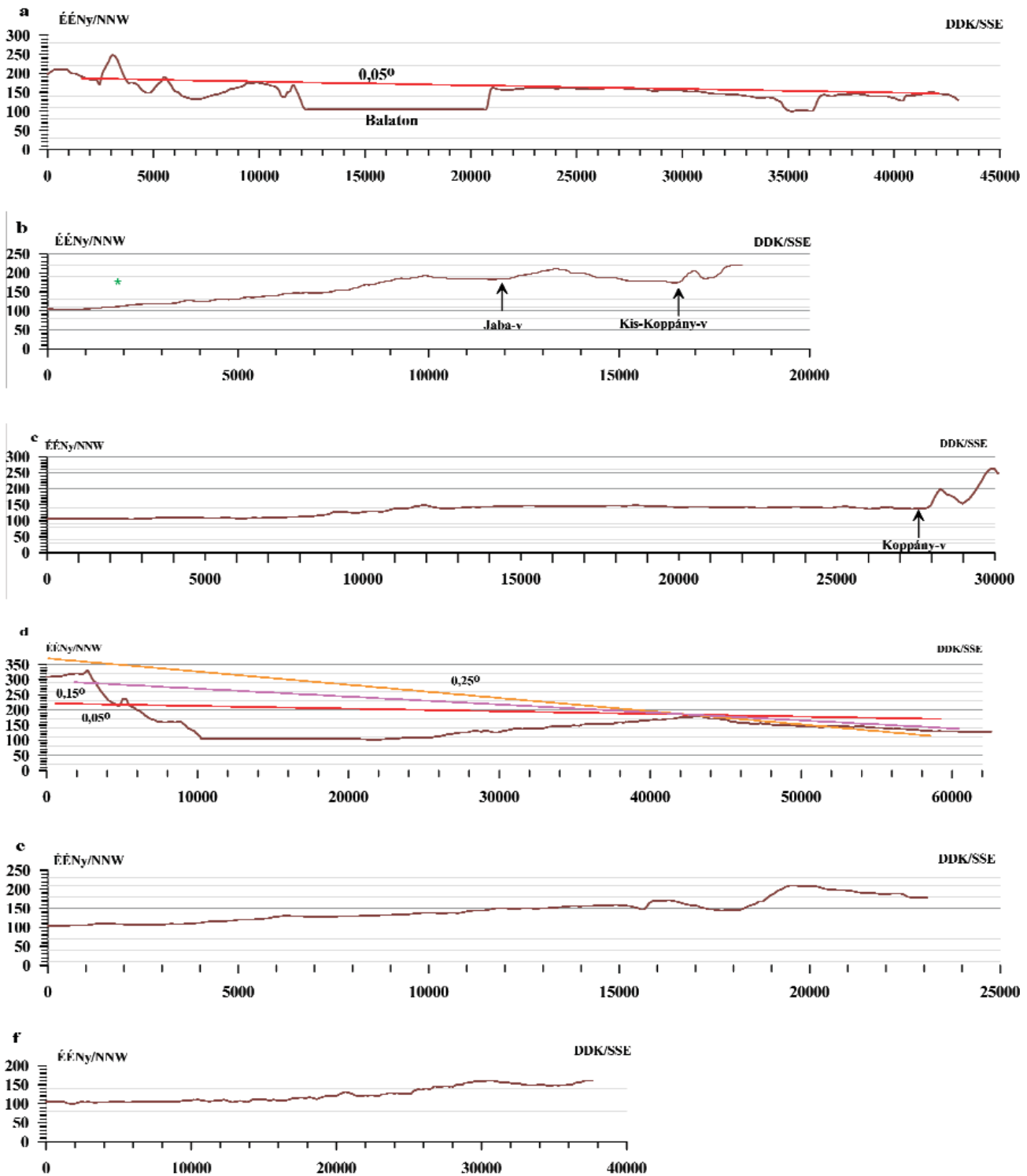
1 – a kőröshegyi téglagyár, 2 – a téglagyári faunát tartalmazó rétegsort lerakó folyó feltételezhető folyásirányai, 3 – a meridionális völgyek kapturái, 4 – a meridionális völgyek völgyi vízválasztói, a-f – a 7. ábra szelvényeinek nyomvonalai

Figure 7. Topography of the Balaton Highland and the Somogy Hills

1 – brickyard of Kőröshegy (lower Pleistocene fauna), 2 – supposed traces of the river that deposited the channel fill preserved in the Kőröshegy brickyard, 3 – captures of the "meridional" valleys, 4 – valley-floor divides of the "meridional" valleys, a-f – the sections of Figure 7

szakasza azonban a Balaton felé lejt (8. ábra, b–f), tehát a középhegységből lefolyó vizek — legalábbis a földtörténeti közelmúltban, a kőröshegyi feltárás kora alapján már a kora-pleisztocénben — nem juthattak le rajtuk dél felé. A kőröshegyi völgy két vízválasztója ugyanis jóval magasabban (190–210 m) található, mint a kőröshegyi téglagyár 170–180 m tszf. magasságban települő folyóvízi összlete (8. ábra, b). Bár a meridionális völgyek délebbi szakaszai rendszerint valóban valamelyik hosszanti völgy felé lejtjenek, morfológiájuk nem folyóvízi völgyképződésre utal. Így például a Szóládi sugárirányú völgy 15 km hosszan kb. 150 m tszf. magas felszínt alkot (8. ábra, c) és más alaktani jegyekben is

nagyon eltér a Koppány-völgy többi oldalvölgyétől. Valószínű, hogy a Koppány fiatalabb völgye hátravágódása során érte el a Szóládi-völgy (eredetileg szélcsatorna) déli végét, hasonlóan a kőröshegyi völgybe kelet felől hátravágódott Jaba-völgyhez (SZILÁRD 1965, 1967). Hasonló völgylefejeződés várható a Koppány völgye és a látrányi sugárirányú völgy esetében is (7. ábra, 9. ábra, 2.). A kőröshegyi egykori folyó tehát a Somogyi-dombság területén feltehetően nem jutott át, azt ÉK vagy DNy felé megkerülte, esetleg becsatlakozott a kenese-városhídvégi mederbe. Ez egyben azt is jelenti, számolni kell annak lehetőségével, hogy a kora-pleisztocén végén, a középső-



8. ábra. Domborzati szelvények a vizsgált területen

a) Kenese-Városhidvég meder, b) köröshegyi völgy, c) Szőládi-völgy, d) látrányi völgy, e) szőlőgyöröki völgy, f) somogyvári völgy, *a köröshegyi folyóvízi összlet feltárása

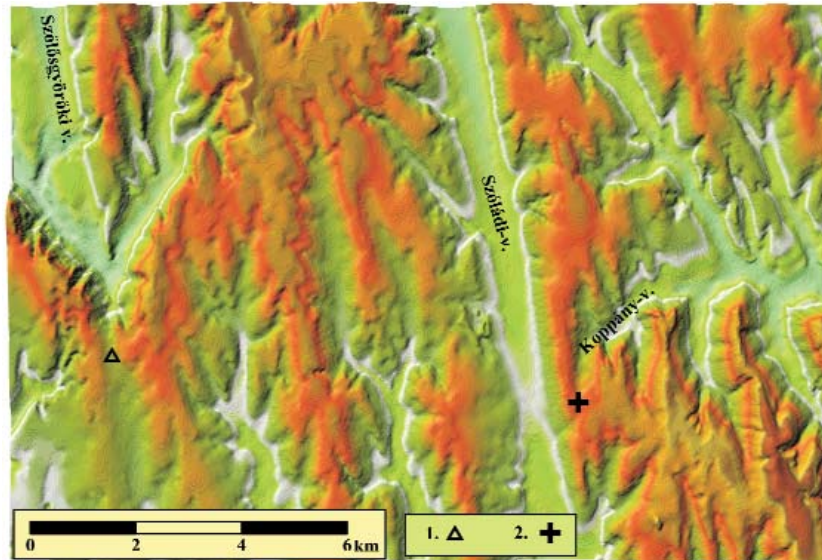
Figure 8. Topographical cross-sections

a) Kenese-Városhidvég channel, b) Köröshegy valley, c) Szőládi valley, d) Látrány valley, e) Szőlőgyörök valley, f) Somogyvár valley, * the outcrop of the fluvial succession at Köröshegy

pleisztocén elején a Balaton-felvidékről (és Somogyból) lefutó völgyek egy, a Balaton-medence hossz tengelyét a somogyi dombok északi peremén, 170–180 m tszf. magasságban követő völgy oldalvölgyei lehettek (7. ábra). Sajnos a szórványos fúrási adatok nem segítenek a kérdés eldönté-

sében, azonban vannak hasonló morfológiai és települési helyzetben található folyóvízi rétegek Balatonőszöd környékén is (CSERNY 1975, PAPP et al. 1980).

Az a kérdés joggal merül fel, hogy az ÉÉNy-ra futó somogyi eróziós völgyek lehettek-e a sugárirányú völgyek



9. ábra. A Szőládi- és szőlősgyőröki völgyek vízválasztóinak környéke

1 – a szőlősgyőröki völgy D-i kiemelt szélszatornája, 2 – a Szőládi-völgy és a hátravágódó Koppány-völgy közötti keskeny vízválasztó gerinc

Figure 9. Topography near the drainage divide of the Szőlád and Szőlősgyőrök valleys

1 – high elevation wind channel of the Szőlősgyőrök valley, 2 – narrow divide between the Szőlád valley and the beheading Koppány valley

ősei. Ez ellen szól egyrészt az, hogy sugárirányú völgyek formája eltér a mai somogyi eróziós völgyektől, másrészt hogy a völgyek egy részének a völgyi vízválasztói alacsonyabban vannak a kőröshegyi folyó egykori térszínénél, feltehetően fiatalabbak annál: ilyen pl. a fonyód–somogyvári völgy (8. ábra, f). A szőlősgyőröki völgy esete ellentmondásos, az alacsonyabb völgyi vízválasztó 170 m körül alakult ki, de ez eróziósan jelentősen átalakulhatott, a magasabb azonban 200 m fölötti szinten található (7. ábra, 8. ábra, a).

Pusztán a mai tengerszint feletti magasságot figyelembe véve egyes völgyeken átjuthatott a kenesei mederrel azonos helyzetű vízfolyás. Somogy részletes földtani térképezésének hiányában nem ismerjük pontosan a Balaton-felvidéki eredetű, elsődleges helyzetű kavicsok elterjedését, települési helyzetét. Nem tudjuk, igazolható-e, hogy a meridionális völgyeken áthaladtak-e ezek a szállítási irányok, vagy a hátaik magasabb tetőszintjén rakódtak le ezek a rétegek, és csak másodlagosan halmozódtak át mélyebb szintekre. ERDÉLYI (1961, 1962) szerint a DKH-ból áthalmozott kavicsanyag a somogyi terület tetőszintjeinek vörösgyagos képződményeivel egyidős, azokkal azonos térszínen rakódtott le. Ez a képződmény a Tengelici Formációba és/vagy a Paksi Löss bázisán települő vörösgyagösszletbe sorolható. A kőröshegyi faunás összlet e tetők alatt kb. 100 méterrel települ a pannóniai üledékek felszínére. Ez magyarázható lenne későbbi szerkezeti folyamatokkal, de magyarázható a felszín általános lepusztulásával is. A szerkezeti megoldás azért problémás, mert a tetőszintek és a kőröshegyi faunalelőhely között szerkezeti elem (vető vagy redő) létét nem igazolta térképezés (CHIKÁN et al. 1988) vagy más szerkezeti elemzés (MAGYARI et al. 2004) és a digitális domborzatmodell sem utal ilyenre. Amennyiben csak az általános

lepusztulást vesszük figyelembe, akkor a tetők vörösgyag és DKH-i eredetű kavics összetételű képződményei a késő-pliocénben, kora-pleisztocénben keletkeztek, a kora- és középső-pleisztocén határán (kőröshegyi feltárás) már kb. 100 méterrel az aktív alluviális térszín fölötti helyzetben voltak.

A meridionális völgyek mai formáját a defláció mellett számos egyéb folyamat is alakította. A völgyek északi, a Balaton szintjében kiszélesedő völgy szája a Balaton magasabb vízszintje idején, a tó abráziós tevékenységének hatására alakult ki, amit ma turzágátak, rekesztőturzások választanak el a tótól (CSILLAG 1985). Geomorfológiai értelemben a limánokhoz nagyon hasonló formákról van szó. A völgyoldalakat részben periglaciális talajfolyások is alakították. A Balaton felé néző, illetve a kaptúrák környezetében kialakult völgyszakaszokon a völgyoldal tagoltságát eróziós mellékvölgyek alakítják ki, a sugárirányú völgyek itt eróziósan átformáltak. A defláció mellett löszképződés is történt a területen, ami hozzájárulhatott a völgyek részbeni kitöltéséhez.

A völgyi vízválasztók környezetében, a legmagasabb topográfiai helyzetű szakaszokon a völgyoldalak kevésbé tagoltak, egyenes lefutásuk hosszan követhető. Ezek a völgytorzók morfológiailag inkább írhatók le szélbarázdaként, mint folyóvízi eróziós völgyként. Ahol hosszú szakaszuk maradt meg, mint a Szőládi-völgy esetében, ott több km hosszan gyakorlatilag nincs esésük (8. ábra, c). A völgytalpakon folyóvízi erózióknak nincs nyoma, széles, lapos völgytalpi felszínek alakultak ki. A völgyi vízválasztók 220 m és 150 m közötti tengerszint feletti magasságon vannak.

A meridionális hátaik területén a szél nem csupán a nagyformákat alakította, hanem részletek kialakításában is

jelentős szerepet játszott. Ennek jellegzetes példái a vízgyűjtő nélküli, a völgyfőtől kezdve állandó szélességű szárazvölgyek, egykori szélsatornák a hátak tetején, aminek jellegzetes példája a fent már említett szőlősgyőröki völgy D-i, magasan kiemelkedő területen kialakult szakasza (8. ábra, e; 9. ábra, l.). A meridionális hátak feldarabolódásának egyik lehetséges módja a yardangok MAINGUET (1972) által leírt deflációs feldarabolódása.

A sugárirányú völgyek szélsatornaként történt kialakulásával ellentétes álláspontot képviselt több kutató, akik szerkezeti okokkal magyarázták a völgyek kialakulását. Bár nem célunk, hogy részletesen elemezzük az összes ilyen véleményt, de röviden vázoljuk a szerkezeti magyarázatok gyengeségeit. ERDÉLYI (1961, 1962) szerint a sugárirányú völgyek a würm löszképződést megelőzően kialakult tektonikus árkok, amelyekben folyóvízi homok rakódott le. Az „árokelmélet” gyengesége, hogy meridionális völgyek nem hasonlítanak a jól ismert fiatal árkokra: túl keskenyek és egyenesek, szemben az igazi árkok cikcakkos geometriájával (MORLEY 1988) és nagyobb szélességével (PATTON et al. 1994), a peremvetők gyakori átlépéseivel (WALSH et al. 2003). Mi több, a fiatal árkok legtöbbször aszimmetrikusak, egy oldalukon van csak fővető, a meridionális völgyekre ez biztosan nem igaz. A „vetős megoldás” további problémája, hogy a vető hossza és elvetése arányban áll egymással (WALSH & WATTERSON 1992). A hosszú meridionális völgyekhez igen nagy elvetés tartozna, ami nem igaz (l. alább). GERNER (1992, 1994) úgy véli, hogy a sugárirányú völgyek a mai feszültségtérrel megegyező térben szerkezeti kontroll hatására jöttek létre. Ehhez azonban konkrét szerkezeteket nem mutat be, csak a mai feszültségmezőből és korábbi véleményekből von le következtetéseket, ami a tektonikus eredetet nem igazolja. MAGYARI et al. (2004, 2005) ugyancsak tektonikus okokkal magyarázzák a meridionális völgyek kialakulását és ezt felszíni mérésekkel igyekeznek alátámasztani. Vizsgálataik eredményeként 3 „késő-negyedidőszak” szerkezeti fázist különítettek el, amelyek közül szerintük a legidősebb, késő-pleisztocén KÉK–NyDNY-i kompresszió határozta meg a sugárirányú hátak és völgyek rendszerét. A völgyi vízválasztók kialakulását az ezt követő ÉÉNY–DDK-i kompresszió hatásával magyarázzák (MAGYARI et al. 2004, 2005). Bár e modell a völgyeket kompressziós eredetűnek tartja, mezométerű kompressziós szerkezeteket alig néhányat dokumentál: alapvetően tágu-lásos szerkezetekkel dolgozik. Nem világos az sem, a meridionális völgyek szinklinálisok vagy felrepedt boltozattetők lennének-e. A redős eredet esetében is probléma van a völgyek hosszával és egyenességével: ilyen hosszúnál nagy amplitúdóval kellene számolni, ami viszont nem igazolt. Azt sem könnyű igazolni, hogy a késő-pleisztocén–holocén során 3 szerkezeti fázis lett volna: ilyen gyors változásra múltbeli példát nem ismerünk és geodinamikai háttere sincs megadva.

MAGYARI et al. (2004, 2005) szerint a morfológiát alapvetően meghatározó szerkezeti elemek, tehát következtetésként a sugárirányú völgyek csak a késő-pleisztocénben, max. 125 ezer éve alakultak ki és viszonylag rövid ideig

működtek folyóvölgyként, mivel még a késő-pleisztocénben kialakultak a völgyi vízválasztók is. A völgyek feltételezett tektonikus eredete és késői datálása kizárná vagy nagyon megnehezítené, hogy a völgyek feltételezett koránál idősebb kora-pleisztocén köröshegyi meder a sugárirányú köröshegyi völgyhöz kapcsolódott volna.

A szerkezeti kontrollt elbizonytalanító, tektonikus preformáltság ellen szóló megjegyzésekhez hozzátehetjük, hogy a szeizmikus reflexiós szelvényeken nem ismerhetők fel a zalai meridionális völgyek peremén a szelvény felbontásánál nagyobb (kb. 15 m elvetésű) vetők (FODOR et al. 2005a, b, BADA et al. 2003, 2004). RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2007b, c 2009) a dunántúli meridionális völgyekhez hasonló, a Duna-völgy keleti oldalán található Gödöllői-dombság völgyrendszerét vizsgálva az ott húzódó „meridionális” völgyek és a szeizmikus szelvényeken leképezett szerkezeti vonalak között nem találtak szisztematikus összefüggést. Eredményeik alapján a Gödöllői-dombságot alkotó, itt már ÉK–DNY-i irányú „sugárirányú” hátak és völgyek nagy formái eolikus úton jöhetnek létre. Ezek a megjegyzések és megfigyelések nem állítják, hogy a meridionális völgyek egyes szakaszokon nem lehetnek vetők (redők) által kialakítottak, de azt cáfolják, hogy a teljes völgyrendszer szerkezeti hatás révén jött volna létre.

A meridionális völgyek folyóvízi eredete ellen szól, hogy olyan folyóhálózat nyomai nem ismertek a Balaton-felvidéken, mint potenciális forrásterületen, amely a völgyek kialakulásához önmagában elegendő lett volna. A Bakony dél felé tartó vizeinek jelentős részét az ÉNY–DK-i csapású Eger-patak gyűjti össze és vezeti le a Tapolcai-medence felé, és a völgyi helyzetben kialakult fekete-hegyi maarok (AUER et al. 2007) arra utalnak, hogy nagyjából hasonló irányú völgy létezett itt a pliocén során is. Így a CHOLNOKY által képviselt elméletnél is határozottabban kell figyelembe venni a külső erők hatását, hiszen CHOLNOKY (é.n. a) a meridionális völgyeket tektonikus vonalak mentén a szél által kialakított formáknak tartotta, míg az új eredmények alapján a szerkezeti preformáltság nem játszott szerepet a völgyek kialakulásában.

Más a helyzet a hosszanti völgyekkel. A terepi méréseket (MAGYARI et al. 2004), morfológiai elemzéseket (SÍKHEGYI 2002) alátámasztják a mélyebb szerkezetek elemzése: a szeizmikus reflexió szelvények több völgyszakasz esetében igazolnak kb. 500 mélyen vetőket (CSONTOS et al. 2005, BADA et al. 2007). Bár e vetők felszínig tartó szakasza nem leképezett, és jellegük sem mindig ismert teljesen, a hosszanti völgyek lefutását befolyásoló hatásuk valószínű.

A deflációs folyamatok kora OSL- és helyben keletkező kozmogén izotópos mérések alapján

Pleisztocénnél idősebb, felső-miocén–pliocén eolikus képződményeket a DKH környezetében jelenleg nem ismerünk. CAILLEUX (1942) szerint a periglaciális övben a mai Szaharával ellentétben nem a száraz klíma, hanem a hideg

volt meghatározó az eolikus folyamatok esetében. Újabb ökológiai vizsgálatok azonban a deflációt gátló növényzet életfeltételei szempontjából a relatív szárazságnak nagyobb jelentőséget tulajdonítanak, mint a hidegnek (SEPPALÁ 2004). A negyedidőszakban azonban ez a két feltétel többször ismétlődően fennállt, a deflációs folyamatok tehát szintén többször ismétlődhetek. A Keszthelyi-hegység tetőszintjén található, szélcsiszolta felszínű kvarcittömbök minimum ^{10}Be kiterjedési kora elérheti az 1,3 millió évet, de legalább 680 ezer év (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2007a, in prep). A Tapolcai- és Káli-medencében végzett mérések alapján a Kállai Formáció magasabb helyzetű szélmarta közettömbjei akár 1,5 millió éve is a felszínen lehetnek, míg a medencék aljához közelebb eső közettestek csak később, a környező és őket befedő laza üledékek deflációja nyomán kerültek a felszínre (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. [in prep]). Az adatok természete és felbontása egyes deflációs időszakok elkülönítését sajnos nem teszi lehetővé, a defláció mértékéről azonban fontos információk nyerhetők. A helyben keletkező kozmogén ^{10}Be méréseink alapján a laza üledékekkel kitöltött Tapolcai- és Káli-medencék deflációs alacsonyodása átlagosan 40–80 m/millió év sebességgel zajlott, ugyanakkor az ellenálló, és ennek következtében kiperarálódó kvarcittömbök csupán 3,5–4 m-t pusztulnak évmilliónként.

A Vértes D-i előterében kialakult nagy területű hordalékkúp anyagában gyakoriak az éleskavicsok és futóhomokszemcsék. A hordalékkúp kora maximum 48 ± 6 ezer év (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2008, CSILLAG et al. 2008), az eolikus hatás színszediment vagy idősebb kell, hogy legyen. A yardangok egy része a Vértes előterében fiatal löszön alakult ki. A Lovasberény melletti Kazal-hegy löszösszletének kora 17 ± 2 ezer év (MÉSZÁROS 2007, CSILLAG et al. 2008). A yardang kialakulása ez után történt, a pleisztocén végén, a holocén elején. A Császári környéki futóhomok buckák kora $8-9(\pm 1)$ ezer év (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2008, 2010; CSILLAG et al. 2008), ami arra utal, hogy a deflációs folyamatok lehetősége a holocénben is adott volt, amit GÁBRIS (2003) is kimutatótt. A homokmozgás nem szűnt meg a történeti korokban sem, több periódusban is kialakultak futóhomok-területek.

Diszkusszió

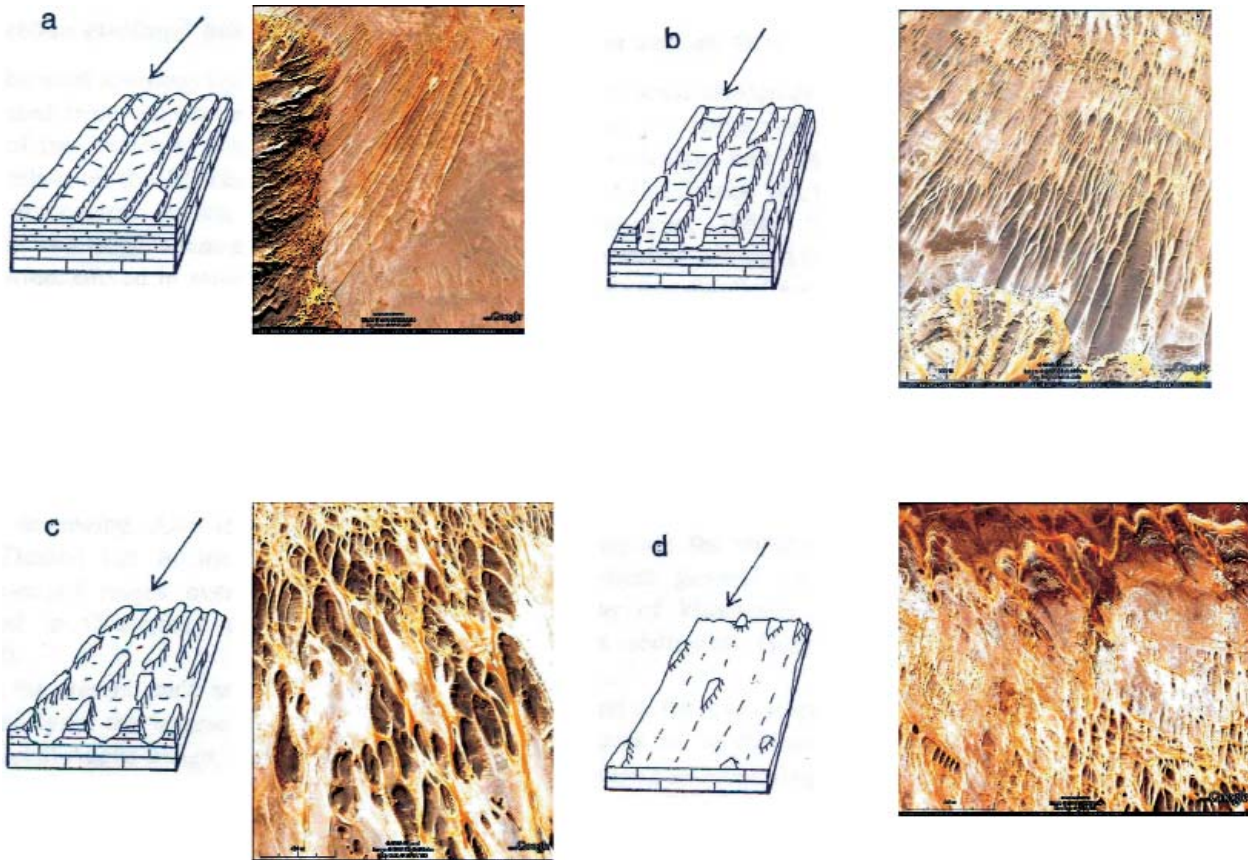
A Dunántúli mai domborzatának kialakításában a szél deflációs hatásának meghatározó szerepe volt. A pleisztocénnál idősebb deflációt igazoló numerikus korra vonatkozó adat nem áll rendelkezésünkre. A negyedidőszaki klímaváltozások több fázisban és csak korlátozott időtartamra tették lehetővé a szél eróziós hatásának megnyilvánulását, ezekben az időszakokban azonban a Dunántúlon nagy területre kiterjedő, jelentős anyagmennyiséget megmozgató deflációs folyamatok zajlottak. A deflációt erősítő tényezők közé kell sorolni a pliocénben már létező, a Kárpát-medencét keretező hegyvonulatokon kialakult „szélkapukat” (pl. Dévényi-kapu és környéke), ami vi-

szonylag állandó szélirányokat biztosított földtani értelemben is hosszú időszakon keresztül. Ez az állandó irányú szél alakította ki a sugárirányú völgyek és hátaik egységes rendszerét, határozta meg a Dévényi-kapu felé mutató, a felszín lejtésirányától független csapásirányukat. Ugyancsak a defláció hatását erősítette — és erősíti napjainkban is — a Dunántúli felszínét alkotó kőzetanyag jellege. Uralkodóan nagy vastagságú folyóvízi, tavi homokösszlet alkotja a mai domborzat felszínközeli részét. Ez egyrészt forrása lehetett a felszín lepusztításához szükséges homoknak, másrészt a csak lokálisan cementált kőzetanyag sokkal könnyebben kivészhető felszínt biztosított, mint bármilyen más, akár csak lazán cementált mészkő, homokkő anyagú környezet. Szintén erősítette a deflációt a DKH, és általában a Kisalföld és a Dráva közötti terület emelkedése.

BROOKES (2001) „deflációs ciklusa”, valójában a deflációs felszínalakulás folyamata, 4 szakaszra osztható (10. ábra). E szerző szerint egy adott időpontban is kimutatható a formakincsben a szélfelőli oldaltól a szélalatti területek felé haladva a fejlettebb szakaszok morfológiai sajátosságainak átmenete a fejletlenebb szakaszokéba. Ez a szabályszerűség ilyen formában a Dunántúlon nem figyelhető meg. ÉNy felől haladva a Kisalföld BROOKES (2001) beosztása szerint inkább a deflációs felszínalakulás utolsó szakaszába sorolható morfológiát mutat, de természetesen nem lehet figyelmen kívül hagyni, hogy az időben behatárolt deflációs periódusok között a folyóvízi erózió is jelentős szerepet játszhatott. A Tapolcai-medence formakincsének esetében a meghatározó tényező a litológia, és — mivel nem ismerjük megfelelő méretű vízhalózat nyomait, ami a szállítást végezhetné volna — a deflációnak jelentős szerepe lehetett a tanúhegyek környékén hiányzó mintegy 300 m vastag pannóniai üledék eltávolításában. Az a tény, hogy a Tapolcai-medencében csak a litológiai akadályok őrződtek meg a medence felszínéből kiemelkedve, arra utal, hogy ez a terület is a szél-eróziós felszínalakulás kései szakaszáig jutott. A szélalatti területek felé haladva a Vértes környezete például beilleszthető a modell tagolt, áramvonalas yardangokkal jellemzett „fejlett” (advanced) szakaszába. A külső-somogyi sugárirányú völgyek és hátaik összehasonlíthatók a „deflációs ciklus” kezdeti és érett formáival.

Valószínű, hogy a deflációs formaegyüttes-típusok fent leírt elrendeződése a deflációs periódusok többszöri ismétlődés ellenére sem mozdult el jelentős mértékben térben, habár erre BROOKES (2001) modellje utal. Mivel nincs olyan kronológiai adat, mely szerint a „kezdeti” somogyi formák a többi deflációs felszínformánál fiatalabbak lennének, ezért azt kell feltételeznünk, hogy a deflációs folyamatok teljes egésze Somogyban nem ment végbe, hanem többször ismétlődve ugyan, de csak a kezdeti stádiumig jutott.

Érdemes összevetni az egyes deflációs felszínalakulási szakaszokra jellemző formakincs elhelyezkedését a szélirányra merőleges morfológiai hátaik jellemzőivel és helyzetével. A viszonylag alacsony Vértes előterében fejlettebb formákat találunk, mint a magasabb és kiterjedtebb Bakony–Balaton-felvidék esetében. A tektonikai elemek szintén szerepet játszhatnak, jó példa erre a fejlett forma-



10. ábra. Az eolikus eróziós felszínalakulás négy szakasza BROOKES (2001) alapján

a – kezdeti, b – érett, c – fejlett, d – végső. A GoogleEarth programmal kivágott műholdfelvétel-részletek a BROOKES (2001) cikkének alapjául szolgáló felszíneket ábrázolják

Figure 10. The four stages of eolian denudation after BROOKES (2001)

a – juvenile, b – mature, c – advanced, d – final. Crops from Google Earth correspond to surfaces described in the paper of BROOKES (2001)

kincsű Móri-árok, amely egy, a széliránnyal véletlenül közel párhuzamos szerkezeti árok, így szélcsatornaként működhetett. Hasonló fekvésű és földtani felépítésű a Tapolcai-medence is, itt azonban a bazalthegyek ellenálló litológiája a morfológia meghatározója.

Mindebből arra következtethetünk, hogy a szélirányra merőleges hátak megléte, morfológiai és kőzettani jellemzőik azok a tényezők, melyek egyrészt megszabták az egyes területekre jellemző deflációs szakaszok formakincsét, másrészt előterükben rögzítették az egyes deflációs stádiumok felszínformáinak helyzetét.

Következtetések

Megfigyeléseink, térképezésünk és elemzésünk alapján arra következtettünk, hogy a Dunántúl, elsősorban a Dunántúli-dombság, mai domborzatának kialakításában a szél deflációs hatásának meghatározó szerepe volt. Így például a Dunántúl leglátványosabb felszínformái közé tartozó somogyi és zalai meridionális völgyek és hátak rendszere is alapvetően a szél munkájának eredményeképpen jött létre, a rendszer alapvonásainak — azaz a völgyek helyének, irányának és egyenes lefutásának — meghatározásában sem a tektonikus preformáltság, sem a folyóvízi erózió nem

játszott lényeges szerepet. A kitartó és erős szelek kialakulásában a szárazföldi jégtakaróról lebukó hideg, sűrű levegő és az — elsősorban a nyári időszakban — lényegesen jobban felmelegedő Kárpát-medencei légtömegek közötti légnyomáskülönbségnek, valamint a hegységkereten áthaladó szél csatornázódásának lehetett meghatározó szerepe. A szélrózió számos felszínformát, teljesen áramvonalas yardangokat (pl. a Vértes környékén), kevésbé áramvonalas maradékgerinceket és szélbarázdákat (pl. a „meridionális” völgyrendszer), deflációs mélyedéseket, emellett csiszolt sziklafelszíneket és éleskavicsokat hozott létre. A felszínformák elhelyezkedését elsősorban a szélirányra közel merőlegesen megjelenő kiemelt morfológiai hátak kőzetminősége és magassága befolyásolta. A legmagasabb hát szélalatti előterében jöhetett létre a legnagyobb deflációs mélyedésrendszer, a Balaton részmedencéinek a sorozata. Ugyanakkor a hátaikat harántirányban (ÉNy–DK) metsző, fiatal és laza üledékekkel kitöltött szerkezeti árkokban (pl. Móri-árok) a széliránnyal párhuzamos deflációs felszínformák jöttek létre. Az ilyen helyeken a Brookes-féle deflációs lepusztulás előrehaladott stádiumainak megfelelő formakincs jöhetett létre, és akár a formaelemek szélirányban történő „vándorlása” is lehetséges volt. Ugyanakkor a morfológiai hátaik árnyékában a deflációs stádiumok helye nem változott, és a formakincs fejlettségét a hátaik magassága

határozta meg, de soha nem jutott el a legfejlettebb stádiumig, Külső-Somogy esetében éppen csak a kezdeti deflációs szakaszt érte el, a maradékkerincek és szélbarázdák rendszere („ridge and valley” rendszer) alakult ki, hasonlóan MAINGUET (1972) modelljéhez.

Köszönetnyilvánítás

A munka a 62478 és 42799 számú OTKA projektek káncát segítették.

támogatásával készült, jelentős része a Magyar Állami Földtani Intézet Vértes hegységi térképezési projektjének keretében.

A kozmogén izotópos méréseket az FR-32/2007 számú TÉT projekt, az ÉGIDE és a Budapesti Francia Nagykövetség Francia Állami Ösztöndíja, valamint az EGT/Norvég Finanszírozási Mechanizmus és az MZFK (Magyar Zoltán Felsőoktatási Közalapítvány) támogatta. Köszönjük a kötetet szerkesztő HORVÁTH Ferenc és lektoraink, GÁBRIS Gyula és JÁMBOR Áron bírálatait, tanácsait, amivel mun-

Irodalom — References

- ÁDÁM L. 1988: Kőzettani felépítés. Tagoltság. Alakrajzi típusok. — In: ÁDÁM L., MAROSI S. & SZILÁRD J.: *A Dunántúli-középhegység B)*, Regionális tájféldrajz. Magyarország tájféldrajza 6. Akadémiai Kiadó, Budapest, 194–214.
- AUER, A., MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2007: The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) “soft-substrate” and “hard-substrate” maar volcanoes in an aligned volcanic complex – Implications for vent geomerty, subsurface stratigraphy and the paleoenvironmental setting. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **159/1–3**, 225–245.
- BADA, G., FODOR, L., SACCHI, M., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2003: Neotectonics and surface processes in the western Pannonian basin. — *ISES — Netherlands Research Centre for Ingrated Solid Earth Science, Annual Symposium, Amsterdam, the Netherlands, Abstract Book*, p. 39.
- BADA G., BUS Z., GRIBOVSKI, K., HORVÁTH F., MAGYARI Á., MÓNUS P., SZAFIÁN P., SZEIDOVITZ GY., TIMÁR G., TÓTH T., WÉBER Z. & WÓRUM G. 2005: A Paksi Atomerőmű tervezett üzemidő-hosszabbítására vonatkozó Részletes Környezeti Hatástanulmányt (RKHT) előkészítő földtani, szeizmotektonikai és geotechnikai értékelés. II. kötet: A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása. — Report for ETV-ERŐTERV Energetikai Tervező és Vállalkozó Rt., GeoRisk Kft. & Geomega Kft., Budapest, 219 p.
- BADA, G., GRENERCZY, Gy., TÓTH, L., HORVÁTH, F., STEIN, S., CLOETHING, S., WINDHOFFER, G., FODOR, L., PINTER, N. & FEJES, I. 2007: Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian Basin: Seismicity, GPS velocities and stress transfer. — *Geological Society of America Special Paper* **425**, doi: 10.1130/2007.2423(16).
- BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT CS., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI GY., MAJOROS GY., PEREGI ZS., RAINCSÁK GY., SOLT G., TÓTH Á. & TÓTH Gy. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. — A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, 119 p.
- BOKOR P. 1988: Bazaltvulkáni tanuhegyeink morфомetrikus formaelemzése. — *A Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos közleményei VIII. Természettudományok* **3**, 205–226.
- BOKOR P. 1992: A szél szerepe bazaltos tanuhegyeink kialakulásában. — *A Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos közleményei VI. Természettudományok* **1**, 257–271.
- BORSY, Z. 1977: Evolution of relief forms in Hungarian wind-blown sand areas. — *Földrajzi Közlemények* **25(101)/1–3**, 13–26.
- BORSY Z. 1993: A szél felszínalakító munkája. — In: BORSY Z. (szerk.): *Általános természetföldrajz*. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 459–500.
- BORSY Z., CSONGOR É., SÁRKÁNY S. & SZABÓ I. 1982: Phases of blown-sand movement in the North-East part of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geographica Debrecina* **20**, 5–33.
- BOURKE, M. C. & VILES, H. A. 2007: Aeolian Features. — In: BOURKE, M. C. & VILES, H. A. (eds): *A Photographic Atlas of Rock Breakdown Features in Geomorphic Environments*. Planetary Science Institute, Tucson, 6–22.
- BROOKES, I. A. 2001: Aeolian lineations in the Libyan Desert, Dakhla Region, Egypt. — *Geomorphology* **39**, 189–209.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G. DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa **197**, 257 p.
- BULLA B. 1962: *Magyarország természeti földrajza*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 423 p.
- CAILLEUX, A. 1942: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. — *Mémoires de la Société Géologique de la France* **46**, 176 p.
- CHIKÁN G. CSERNY T. FARKAS P. KUTI L. 1988: A Balatoni Üdülőkörzet környezetföldtani térképsorozata. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. VIII.*, 318 p.
- CHOLNOKY J. é.n. a: *A földfelszín formáinak ismerete*. — Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest, 296 p.
- CHOLNOKY J. é.n. b: *Balaton*. — A Magyar Földrajzi Társaság Könyvtára, Franklin Társulat, Budapest, 192 p.
- CSERNY T. 1975: Magyarázó a Balaton környékének 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához. Balatonöszöd. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, T 7789, 2. füzet, F/133/.

- CSILLAG G. 1985: A Balaton környékének Építésföldtani Térképsorozata. 2. Geomorfológiai térkép. M= 1:50 000. — MÁFI alkalmi kiadványa.
- CSILLAG, G., FODOR, L., PEREGI, ZS., ROTH, L. & SELMECZI, I. 2002: Pliocene–Quaternary landscape evolution and deformation in the Eastern Vértes hills (Hungary): The heritage and reactivation of Miocene fault pattern. — Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, September 1–4, 2002, — *Geologica Carpatica* **53**, special issue 206–208.
- CSILLAG G. & FODOR L. 2008: Geomorfológia. — In: BUDAI T., FODOR L. (szerk.): A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes 1:50 000-es földtani térképéhez. — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, 135–144.
- CSILLAG G., FODOR L., LANTOS Z., THAMÓNÉ BOZSÓ E., SELMECZI I. & SZTANÓ O. 2008: Pliocén–kvarter. — In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): A Vértes földtana. Magyarázó a Vértes 1:50 000-es földtani térképéhez. — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, 110–133.
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á. & VAN VLIET-LANOË, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (Part II): evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 63–80.
- DAM, J.A. van 2006: Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 190–218.
- ERDÉLYI, M., 1961. Külső-Somogy vízföldtana. 1. — *Hidrológiai Közlemények* **41**, 445–458.
- ERDÉLYI, M., 1962. Külső-Somogy vízföldtana. 2. — *Hidrológiai Közlemények* **42**, 56–65.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005a: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* **410**, 15–41.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. & SÍKHEGYI, F. 2005b: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — In: FODOR, L. & BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): Proceedings of the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 35–44.
- FODOR, L., CSILLAG, G., NÉMETH, K., BUDAI, T., MARTIN, U., CSERNY, T., BREZSNYÁNSZKY, K. & DEWEY, J. F. 2005c: Tectonic development, morphotectonics and volcanism of the Transdanubian Range: a field guide. — In: FODOR, L. & BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): Proceedings of the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 68–86.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., BUDAI T. & SELMECZI I. 2008: A Vértes földtani térképe. M=1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., KISZELY M. & TOKARSKY, A. 2007: Late Miocene to Quaternary deformation and landscape evolution in the Vértes and forelands: inferences from geological mapping. — *Abstracts of the Annual Meeting of the Hungarian Geological Society, HUNTEK Workshop, Sopron, Hungary, 20–22/09/2007*, 37–38.
- GÁBRIS Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127**, 1–14.
- GERNER P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon (Recent stress field in Transdanubia [Western Hungary]). — *Földtani Közlemények* **122**, 91–105.
- GERNER P. 1994: Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. — *Földtani Közlemények* **124**, 381–402.
- GUTIÉRREZ, M. 2005: Climatic Geomorphology. — *Developments in Earth Surface Processes* **8**, Elsevier, 760 p.
- HABLY, L. & KVAČEK, Z. 1998: Pliocene mesophytic forests surrounding crater lakes in western Hungary. — *Review of Paleobotany and Palynology* **101**, 257–269.
- HALIMOV, V. M. & FEZER, F. 1989: Eight yardang types in Central Asia. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **33/2**, 205–217.
- HORVÁTH F. & DOMBRÁDI E. 2010: A magyar tektonikai gondolkodás fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében — *Földtani Közlemények*, jelen kötet.
- JÁMBOR, Á. 1967: Pleistozäne Deflationzerscheinungen im südwestlichen Teil des Mecsek-Gebirges. — *Acta Universitatis Szegediensis Acta-Mineralogica-Petrographica Szeged* **18/1**, 13–22.
- JÁMBOR Á. 1973: A Dunántúli-középhegység negyedidőszaki képződményeinek összefoglaló ismertetése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.
- JÁMBOR, Á. 1992: Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **35/4**, 407–436.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlemények* **132/különszám**, 101–116.
- JUSSI, T. E. & ROOK, L. 2004: The Mio-Pliocene European primate fossil record: dynamics and habitat tracking. — *Journal of Human Evolution* **47**, 323–341.
- KÁDÁR L. 1956: A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. — *Földrajzi Közlemények* **4/2**, 143–163.
- KÁDÁR L. 1966: Az eolikus felszínformák természetes rendszere. — *Földrajzi Értesítő* **15/4**, 413–448.
- KERTÉSZ, S., SZÉPSZÓ, G., LÁBÓ, E., RADNÓTI, G. & HORÁNYI, A. 2005: Dynamical downscaling of the ECMWF ERA-40 re-analyses with the ALADIN model. — *ALADIN/ALATNET Newsletter* **28**, 78–83.
- KRETZOI M. & KROLOPP E. 1977: Alsópleisztocén-végi puhatestű és gerinces fauna a kőröshegyi téglagyár (Balatonföldvár) feltárásaiból. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1975-ről*, 369–382.
- KROLOPP E. 1978: A szabadhídvégi alsópleisztocén fauna. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ról*, 297–310.
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. III.*, 617 p.
- LÓKI J. 1981: Belső-Somogy futóhomok területeinek kialakulása és formái. — *Acta Geographica Debrecina* **18–19**, 81–111.

- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L., VAN VLIET-LANOË, B. & UNGER Z. 2004: Késő-negyedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata Külső-Somogyban terepi mikro-és morfológiailag módszerekkel. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentés*, **2002**, 111–128.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L. & VAN VLIET-LANOË 2005: Late Quaternary neotectonics south of Lake Balaton (Somogy Hills), SW Hungary — evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410**, 43–62.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., THAMÓNÉ BOZSÓ E., CSONTOS L. 2007: Late pleistocene neotectonic movements on the northern part of the Transdanubian Hills (Hungary). — *A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, HUNTEK Workshop, Sopron, 2007, szeptember 20–22.*, 34–35.
- MAINGUET, M. 1972: *Le modelé des grès: problèmes généraux*. — Institut Géographique National, Paris, 657 p.
- MAROSI S. 1970: Belső-Somogy kialakulása és felszínalakítása. — Akadémiai Kiadó, Budapest, *Földrajzi Tanulmányok* **11**, 158 p.
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. — *Földrajzi Közlemények* **29(105)**/1, 1–30.
- MÉSZÁROS J. 2007: Löszrétegtani és geomorfológiai vizsgálatok Lovasberény környékén. — *Kézirat*, szakdolgozat, ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék.
- MORLEY, C. K. 1988: Variable extension in Lake Tanganyika. — *Tectonics* **7**, 785–801.
- NYÁRI D. & KISS T. 2005: Homokmozgások vizsgálata a Duna-Tisza között. — *Földrajzi Közlemények* **54**, **3–4**, 133–147.
- PAPP, K. 1899: Dreikanter auf den einstigen Steppen Ungarns. — *Földtani Közöny* **29**, 135–146; 193–203.
- PAPP P., FARKAS P., CSILLAG G., BOROS J., CSERNY T., KURIMAY Á., ZARÁND Cs. & VARGA J.-né 1980: Magyarázó a Balaton környékének M=1:20 000-es építésföldtani térképsorozatához. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár T 13664, 65+188+60 lap.
- PATTON, T. L., MOUSTAFA, A. R. & SHAARAWY, D. A. 1994: Tectonic evolution and structural setting of the Suez rift. — In: LANDON, S. M. (ed.), Interior rift basins. — *AAPG Memoir* **59**, 7–55.
- PÉCSI M. 1986: A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. — *Földrajzi Közlemények* **34(110)**/1–2, 3–10.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BADA, G., CSILLAG, G., DUNAI, T. & FODOR, L. 2007a: Landforms and timing of Quaternary deflation in the western Pannonian Basin, Hungary, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. — *Carpatho-Balkan-Dinaric Conference on Geomorphology, Pécs, Hungary, 24th–28th October 2007, Institute of Geography, University of Pécs, Book of Abstracts*, p. 57.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2007b: Neotectonic and landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **58**, 181–196.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., FODOR, L., HORVÁTH, E. & TELBISZ, T. 2007c: Folyóvízi, eolikus és neotektonikai hatások szerepe a Gödöllői-dombság felszínfejlődésében — DEM-alapú morfometriai vizsgálat. — *Földrajzi Közlemények* **131/4**, 319–342.
- RUSZKICZAY, Zs., FODOR, L. I., HORVÁTH, E. & TELBISZ, T. 2009: Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. — *Geomorphology* **104**, 203–217.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., CSILLAG, G., FODOR, L., DUNAI, T. J., BADA, G. & MÜLLER, P. (in prep): Dating pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. — *Quaternary Geochronology*.
- SCHWEITZER F. 1993: Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. — *Kézirat*, akadémiai doktori értekezés, MTA FKI Budapest, 125 p.
- SCHWEITZER, F. 1997: On late Miocene – early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.* **110**, 37–43.
- SCHWEITZER, F. 2000: A Kárpát-medence domborzatformálódása a késő kainozoikumban és a pliocén időszak. — In: LOVÁSZ Gy. & SZABÓ G. (szerk.): Területfejlesztés — regionális kutatások. — Pécs, PTE TTK Földrajzi Intézet, 13–29.
- SCHWEITZER, F. & SZŐÖR, Gy. 1997: Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.* **110**, 95–105.
- SEBE, K., CSILLAG, G., KONRÁD, Gy. 2008: The role of neotectonics in fluvial landscape development in the Western Mecsek Mountains and related foreland basins (SE Transdanubia, Hungary). — *Geomorphology* **102/1**, 55–67.
- SEBE K. 2009: A Nyugat-Mecsek és környezete tektonikus geomorfológiai elemzése. — Doktori disszertáció, Pécsi Tudományegyetem, 113 p.
- SEPPÁLA, M. 2004: *Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates*. — Cambridge University Press, Cambridge, 358 p.
- SÍKHEGYI F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: A geomorphological approach. — In: CLOETINGH, S. A. P. L., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIER, A. C. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 185–203.
- STRAUSZ L. 1942: Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — *Földtani Közöny* **72/1–3**, 40–52.
- SÜMEGHY J. 1955: A magyarországi pliocén és pleisztocén. — *Kézirat*, akadémiai doktori értekezés, Országos Földtani Szakkönyvtár.
- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának kialakulása. — *Kézirat*, kandidátusi értekezés, 475 p.
- SZILÁRD J. 1965: A külső-somogyi meridionális völgyek. — *Földrajzi Értesítő* **14**, 201–227.
- SZILÁRD J. 1967: Külső-Somogy kialakulása és felszínalakítása. — Akadémiai Kiadó, Budapest, *Földrajzi Tanulmányok* **7**, 150 p.
- TAEGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **17/1**, 256 p.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. M. & NAGY, A. 2008: OSL age data to Quaternary landscape evolution in the forelands of Vértes mountain (Hungary). *LED 2008 12th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, Beijing, China, Sept. 18–22, 2008, Book of Abstracts*.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L. I., MÜLLER, P. M. & NAGY A. 2010: OSL-dating the Quaternary landscape evolution in the Vértes Hills forelands (Hungary). — *Quaternary Geochronology* **5**, 120–124.
- TIMÁR G., CSILLAG G., SZÉKELY B., MOLNÁR G. & GALAMBOS Cs. 2010: A Balaton legnagyobb kiterjedésének rekonstrukciója a függőleges kéregmozgások figyelembevételével. — *Földtani Közöny (jelen kötet)*
- ÚJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közöny* **132/ különszám**, 175–183.

- ÚJHÁZY, K., GÁBRIS, Gy. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* **111**, 91–100.
- VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.
- VADÁSZ E. 1963: Magyarországi megkövesedett famaradványok földtani kérdései. — *Földtani Közlemények* **93/4**, 505–545.
- VAJK R. 1943: Adatok a Dunántúl tektonikájához geofizikai mérések alapján. — *Földtani Közlemények* **73/1–3**, 19–38.
- VINCENT, P. & KATTAN, F. 2006: Yardangs on the Cambro-Ordovician Saq Sandstones, North-West Saudi Arabia. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **50/3**, 305–320.
- WALSH, J. J. & WATTERSON, J. 1992: Population of faults and fault displacement and their effects on estimates of fault-related regional extension. — *Journal of Structural Geology* **14**, 701–712.
- WALSH, J. J., BAILEY, W. R., CHILDS, C., NICOL, A. & BONSON, C. G. 2003. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. — *Journal of Structural Geology* **25**, 1251–1262.
- Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége

TARI Gábor¹, HORVÁTH Ferenc²

¹ OMV Exploration & Production GmbH, Trabrennststraße 6–8, 1020 Wien, Österreich, Gabor.Tari@omv.com

² ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter st. 1/c, frankh@ludens.elte.hu

Eo-Alpine evolution of the Transdanubian Range in the nappe system of the Eastern Alps: revival of a 15 years old tectonic model

Abstract

Recently, several books on the geology of Hungary have reviewed the stratigraphy and structural evolution of the different megatectonic units using the principle of evolutionary cycles. The Transdanubian Range Unit (TRU) is considered by some authors to be exceptional, because in this unit a complicated Late Cretaceous to Eocene stratigraphy is associated with a simple structure. Namely, the unit bordered by two boundary faults (the Rába and Balaton Lines) is supposed to have been affected only by block-faulting during the Eo-Alpine orogeny.

In this paper the authors reiterate a counter-opinion which they first expressed more than 15 years ago. Based primarily on the interpretation of data from more than 150 hydrocarbon exploration wells and 2000 km of seismic lines. It is argued that the TRU is actually characterized by a nappe structure and situated at the top of the Austroalpine nappe pile, as envisaged by UHLIG (1907) more than a century ago. It is also suggested that the seismically- mapped thrust planes at the fully sedimentary-covered north-western flank can be tied to the traditionally recognised thrust faults on the exposed south-eastern flank of the TRU. This leads to a straightforward allochthonous model and provides an inference about the original (Late Cretaceous to Eocene) continuity of the Transdanubian Range and the Northern Calcareous Alps.

Finally, the paper argues that the complex Late Cretaceous stratigraphy of the TRU has been controlled by the development of flexural basins and highs in front of the advancing nappe systems.

Keywords: Transdanubian Range Unit, Austroalpine nappe system, Senonian flexural basins, seismic interpretation

Összefoglalás

A magyar földtani irodalom újabb összefoglaló munkáiban a rétegtani felépítést és szerkezetfejlődést nagytektonikai ciklusok szerint és szerkezeti egységként tárgyalják. A Dunántúli-középhegységi-egység mezozoos képződményeinek sokféleségével és viszonylag egyszerű szerkezeti felépítésével tűnik ki az általános képből. Ez az egyszerűség több szerző szerint dominánsan blokk-tektonikával jellemzett, autochton szerkezetet jelent a Rába-vonal és a Balaton-vonal által határolt tektonikai egységben.

Ebben a cikkben felelevenítjük több mint másfél évtizede megfogalmazott ellenvéleményünket a Dunántúli-középhegység szerkezetével kapcsolatban. Elsősorban a kistápai és a zalai medenceterületeken szénhidrogénkutatás céljából mélyített fúrások és szeizmikus szelvények értelmezése alapján amellezt érvelünk, hogy a Dunántúli-középhegység takarós szerkezetű és a Keleti-Alpok szerkezeti hierarchiájában a legfelső allochton egységet képviseli, amint azt UHLIG (1907) több mint egy évszázada elképzelte. A Kistápa alatt szeizmikusan térképezett takaróhatárokról az a véleményünk, hogy azok a hegység alatt átnyúlva a Balaton-felvidéken megismert rátolódásokkal kapcsolhatók össze. Ezúton egy idealizált szerkezeti modellt vázolunk fel, amely egyszerűsített módon ábrázolja az eoalpi kompressziós fázisok hatására kialakult takarórendszert, valamint ennek a késő-krétától az eocén végéig tartó egybefüggését az Északi-Mészközpokkal.

Végül amellezt érvelünk, hogy a Dunántúli-középhegység mezozoos képződményeinek sokféleségét a több irányból feltolódó takarószerkezethez kapcsolódó, flexurális eredetű medencék és felboltozódások kialakulása és vándorlása irányította.

Tárgyszavak: Dunántúli-középhegységi-egység, austroalpi takarórendszer, senon flexurális medenceképződés, szeizmikus értelmezés

Bevezetés

A Keleti-Alpok takarós szerkezetének első felismerését (TERMIER 1903) követően az elmúlt évszázad során egyre bővültek és javultak a geológiai és geofizikai adatok, amelyek bizonyító erejűvé váltak a hegység egész tömegének allochtonítására vonatkozóan (pl. TOLLMANN 1963, 1989; ANGENHEISTER et al. 1972; LÜSCHEN et al. 2006). Az ausztróalpi takarók származási helyét ARGAND (1924) zseniális korai modelljét követően a lemeztektonikai elmélet alapvetően tisztázta. Ezúton lehet egyre jobb palinspasztikus rekonstrukciókat kidolgozni a Mediterrán-térségben ütköző Afrikai- és Európai-lemez, a köztük kialakult óceáni medencék, mikrokontinensek és szigetívek bonyolult történetéről (CSONTOS & VÖRÖS 2004, SCHMID et al. 2008, HANDY et al. 2010).

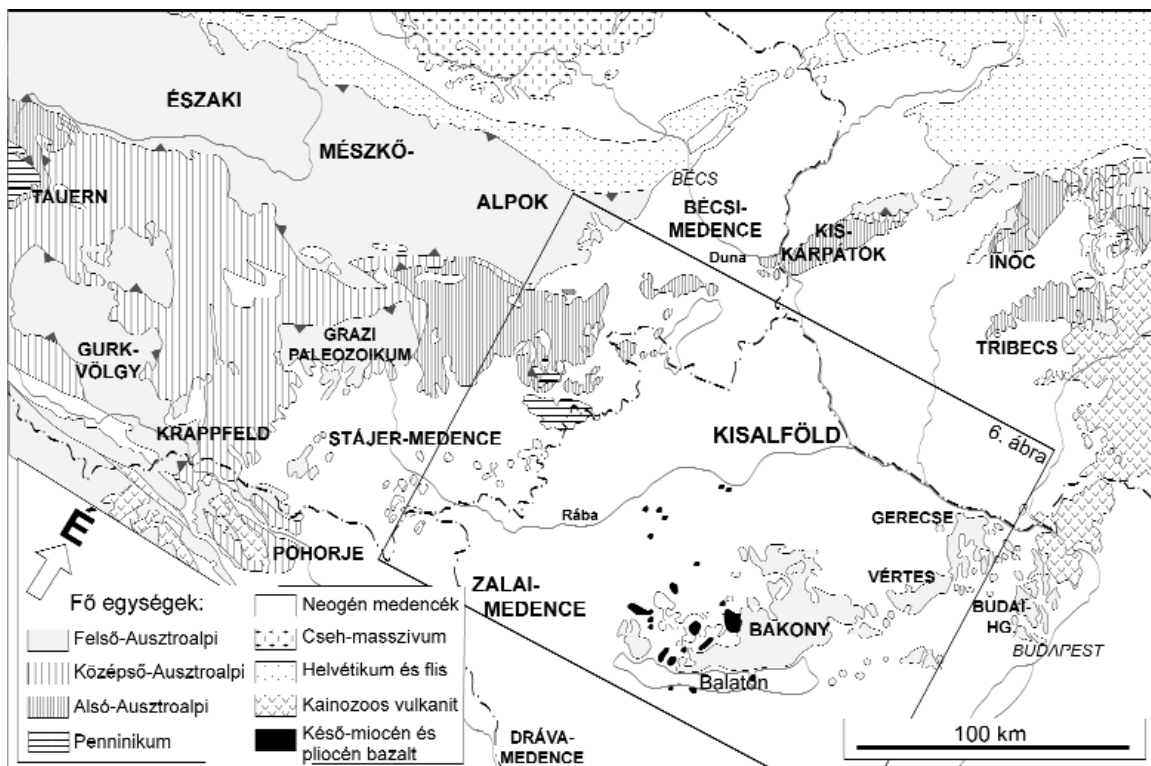
A Dunántúli-középhegység nyilvánvaló alpi rétegtani kapcsolata ellenére sokáig „kirívó exotikum” maradt az alpi hegységrendszerben és UHLIG (1907) nagyszerű korai felismerése ellenére alighozon helyzetét „fantazmagóriának” tartotta sok évtizeden keresztül a magyar földtudomány (HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet). Ennek alapját nem feltétlen a szakmai szűklátókörűség, hanem a ténytudomány adta. Hagyományos földtani térképezéssel a Dunántúli-középhegység nagy tömegének takarós helyzetét bizonyítani nehezen lehet: nagyobb területet kell vizsgálni és mélyebbre szükséges látni.

Ez a cikk azt kívánja bemutatni, hogy a Dunántúli-

középhegység és a Keleti-Alpok között elhelyezkedő medenceterület szénhidrogénkutatása során született szeizmikus szelvények és mélyfúrási adatok integrált értelmezése vezetett el ahhoz, hogy megismerjük a Pannon-medence északnyugati aljzatának takarós felépítését (HORVÁTH & RUMPLER 1984, TARI & BALLY 1990, TARI 1991, HORVÁTH 1993, TARI 1994, 1996a, b, MATTICK et al. 1996).

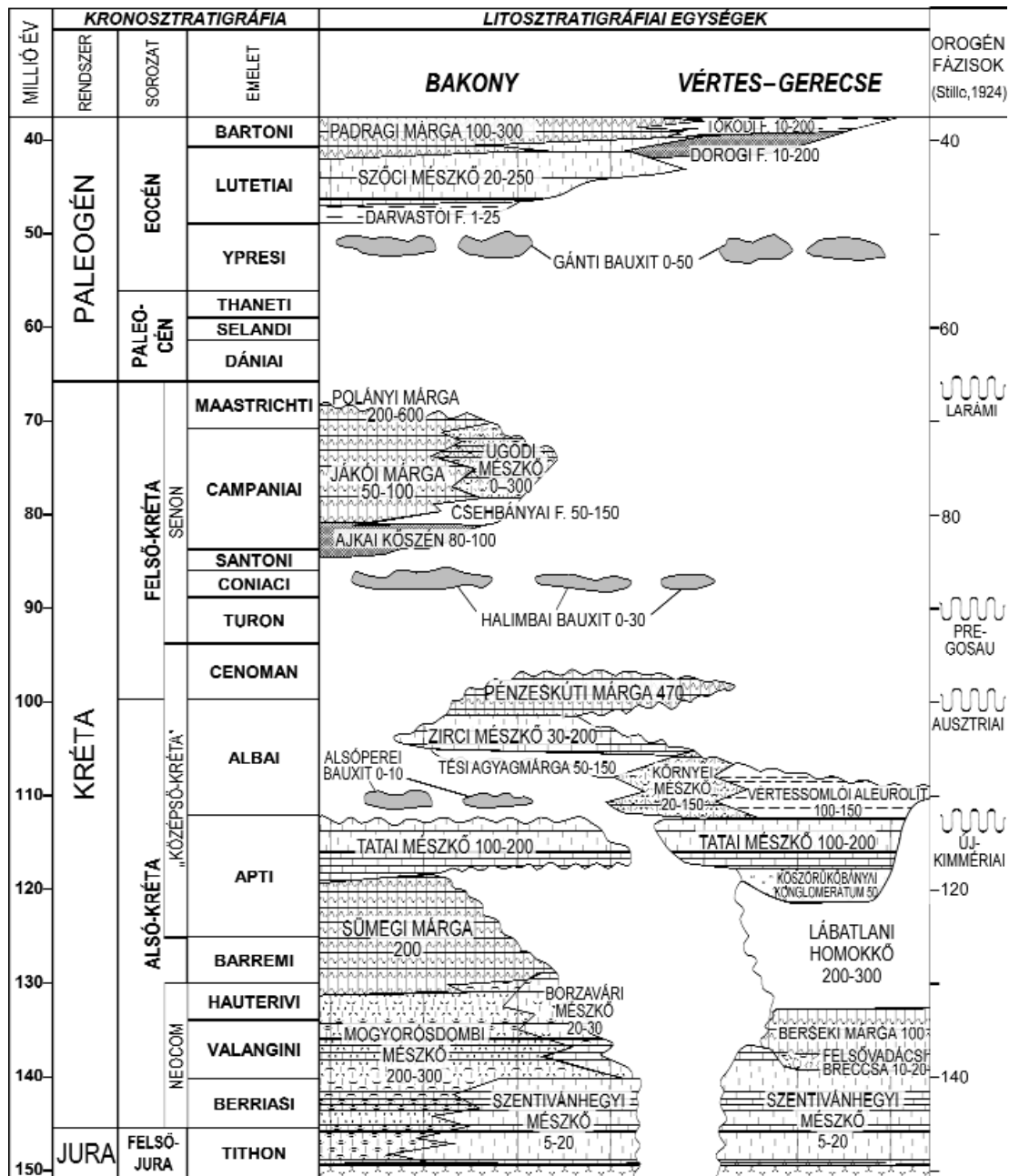
Először a hagyományos rétegtani és tektonikai ismereteket tekintjük át. Ezt követően a több mint másfél évtizedes értelmezéseinket és eredménytérképeinket aktualizálva, néhány reprezentatív szelvényt mutatunk be és felidézünk a terület eoalpi fejlődéstörténetére vonatkozó általánosított modellt. Ennek során a kréta időszak középső szakaszán fellépő kompressziós fázisokkal egyidejű és az azt követő senon medencefejlődést foglaljuk össze, és amellet érvelünk, hogy ennek fő jellegzetességeit is a takarós szerkezeti modell keretében lehet a legjobban megérteni.

Reményeink szerint korábbi munkáink felelevenítése és új adatokkal való kiegészítése hozzájárul a hazai szakemberek — elsősorban a fiatalabb generáció — jobb tájékoztatásához, s ezúton előrelépést serkent ebben a magyar föld szerkezetfejlődése szempontjából kritikus kérdésben. Kutatási területünk határait az 1. ábra mutatja, míg a 2. ábrán a használt korszaklát, az eoalpi időszakon belüli fő orogén fázisokat és a Dunántúli-középhegység kréta-eocén litosztratigráfiai formációit foglaltuk össze (HAAS 1994, CSÁSZÁR 1997).



1. ábra. A kisalföldi kutatási terület szélesebb környezetének átnézetes geológiai térképe (TARI 1994)

Figure 1. Schematic geological map of the research area (Kisalföld) and its surroundings (TARI 1994)



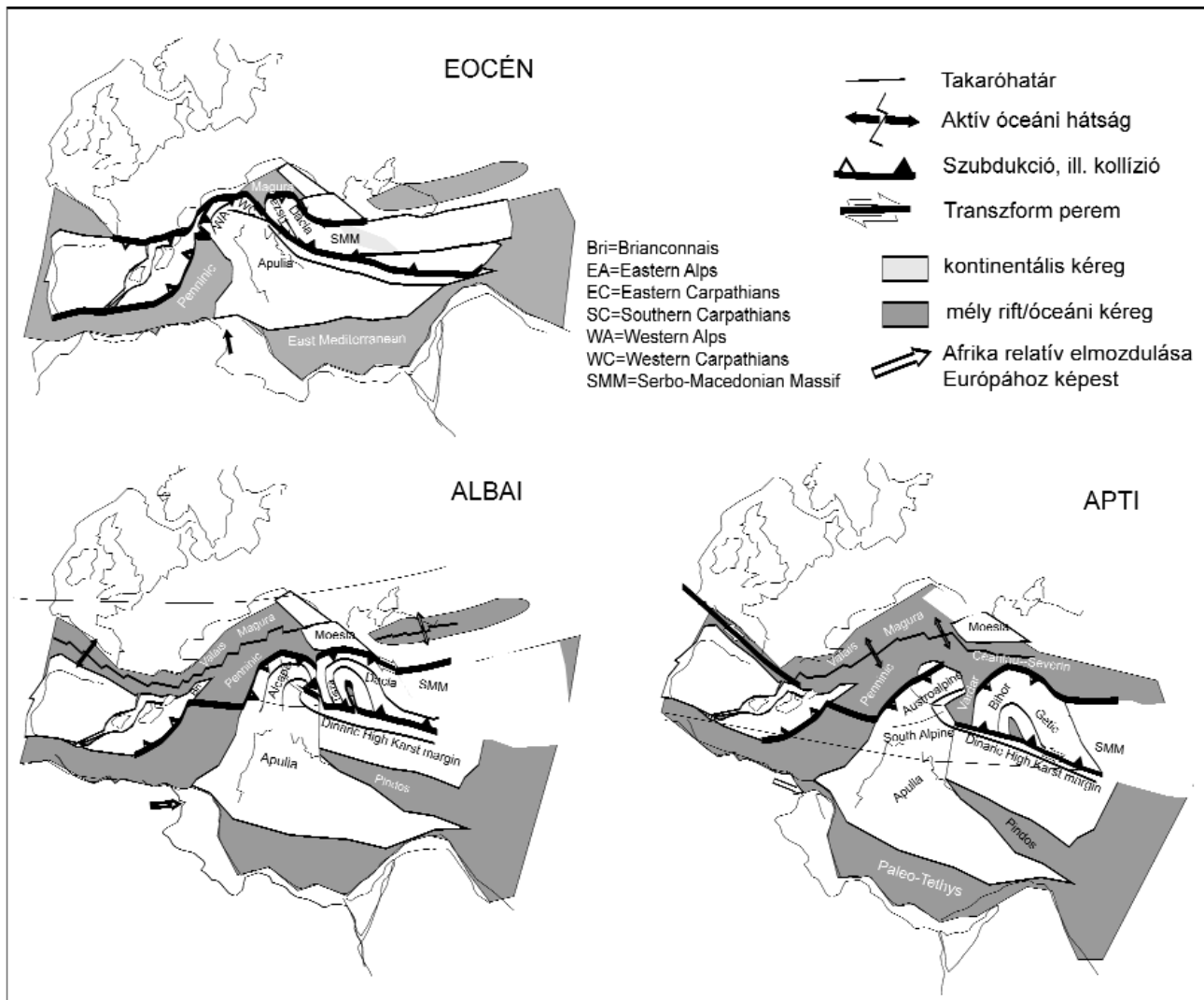
2. ábra. Kréta–paleogén időskála és a Dunántúli-középhegység fő litosztratigráfiai formációi (HAAS 1994, CSÁSZÁR 1997 után módosítva), valamint a STILLE (1924) által definiált eoalpi kompressziós tektonikai fázisok
Megjegyezzük, hogy a „középső-kréta” Magyarországon hagyományosan használt, de nem standard időtégtani egység. Az egyes formációnevek mellett, vagy alatt látható számok jellemző rétegvastagságok méterben megadva

Figure 2. Cretaceous through Palaeogene time scale and the main lithostratigraphic units of the Transdanubian Range with the indication of the typical thickness ranges (modified after HAAS 1994, CSÁSZÁR 1997). Eoalpine orogenic phases defined by STILLE (1924) are also shown
Note that „Middle Cretaceous” is only a locally used time epoch

Hagyományos ismeretek a Pannon-medence északnyugati részének kréta–paleogén fáciaseiről és szerkezetfejlődéséről

A kréta középső és kései szakaszán jelentős kompressziós folyamatok zajlottak az Alpi-Tethysben: ekkor kezdődött meg a Keleti-Alpok takarós szerkezetének a kiala-

kulása. Paleogeográfiai rekonstrukciók szerint (3. ábra) az Alcapa-egység az Adriai-orr homlokterében helyezkedett el. Adria nagymértékű és komplex kompressziós deformációját a nyugati pereménél alátolóldó Pennini-óceán, az északról szubdukálódó Magura-óceán és keleti peremén a Vardar-óceán konzumációját követően a Tiszai–Dáciai kontinenssel való kollízió határozta meg (CSONTOS &



3. ábra. Paleogeográfiai rekonstrukció, amely az Európai-lemez és az Afrikai-lemez közötti konvergenciazónában lévő mikrokontinensek és óceáni területek kölcsönhatását mutatja az eoalpi orogenezis (apti és albai) során, valamint a mezoalpi kontinens-kontinens kollízió (eocén) időszakában (CSONTOS & VÖRÖS 2004 után módosítva)

Figyeljük meg, hogy az eocén végére alakult ki a kontinensek közé zárt Magura-óceán, amelynek területére préselődött ki az Alcapan és a Tisza-Dáciai orogén kéregblokk

Figure 3. Palinspastic restoration of the Europe-Africa convergence zone showing the interaction of continental blocks and oceanic basins for the Eoalpine period (Aptian and Albian) and the Mesoalpine period (Eocene) (modified after CSONTOS & VÖRÖS 2004)

Note the formation of the land-locked Magura Ocean at the end of Eocene, which offered a free-space for the extruding Alcapan and Tisza-Dacia crustal blocks

VÖRÖS 2004). A korai eoalpi takarókat lefedik a senon során lerakódott üledékek, amelyeket együttesen a kréta végi (larámi) kompressziós fázis gyűrte meg (2. ábra). Ezeket a területeket az Alpokban Gosau-medencéknek hívják (FAUPL et al. 1987).

Az Alpok szerkezetfejlődésének következő markáns periódusa a mezoalpi orogenezis a késő-eocén és korai oligocén folyamán, amelynek legfontosabb eseménye a Valais-óceán teljes konzumációját követően az adriai blokk és az európai kontinens kollíziója volt (3. ábra). A folytatódó kontinens-kontinens konvergencia eredményezte a neoalpi orogenezist. Ennek az oligocén végétől a késő-miocénig tartó időszaknak a legfontosabb eseménye az Alcapan-kéregblokk (és ennek részeként a Dunántúli-középhegység) keleti irányú extrúziója (RATSCHBACHER et al. 1991), valamint a Tisza-Dáciai-kéregblokk nagy rotációval járó kitér-

selődése volt (BALLA 1986). Mindezekkel együtt járt a kontinensek közé zárt (land-locked) Magura-óceán (3. ábra) szubdukciós hátragördülése és mindkét kéregblokk nagymértékű extenziós megnyúlása, azaz a Pannon-medence kialakulása (HORVÁTH 1993, HORVÁTH et al. 2006).

Kréta rétegtan és tektonika

Kréta kompressziós szerkezetekről már a 19–20. század fordulójára idején is tudomásunk volt a Balaton-felvidéken (BÖCKH 1874, LACZKÓ 1911, LÓCZY 1913). Ezek kialakulásának pontos kora azonban napjainkig vita tárgyát képezi, de főképpen az a kérdés, hogy e kisléptékű szerkezetek a Dunántúli-középhegység egész tömegének alpi takarós felépítésére utalnak-e?

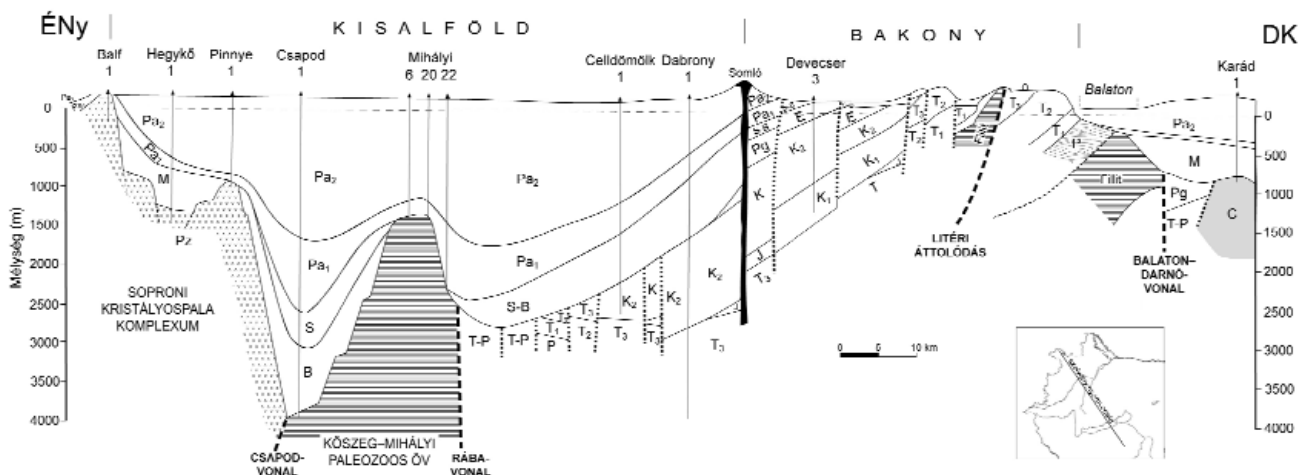
A Bakony eoalpi kompressziójának kezdetéről és fő fázisának idejéről eltérőek a vélemények. MÉSZÁROS (1983) szerint a redőképződés kezdete a hauserivi-barremi határra tehető, hiszen a barremi képződmények helyenként diszkontinúan települnek a meggyűrt triász, jura, illetve neocom rétegekre. MÉSZÁROS (1971) nagy jura karbonáttömböket írt le a Tatai Mészakőből a Csehbányai-medence területén, és oldaleltolódások működését tételezte fel az apti során. Legtöbbször (pl. CSÁSZÁR 1986, FODOR 1998) azonban a kompresszió kezdetét a kora-albaira, a STILLE (1924) által definiált *újykkimmériai fázisra* teszik. Az albai során az erősen karsztosodott mezozoos karbonátok felszínén bauxit (Alsóperei Bauxit) képződött (MINDSZENTY 1984, MAKSIMOVIC et al. 1991). A karsztos felszín az albaiban északkelet felől öntötte el a tenger (CSÁSZÁR 1986). Ez a fázis alig látszik elkülöníthetőnek a késő-albai *ausztriai fázistól* (2. ábra), amit Magyarországon *tisiai fázis* névvel is illettek (FÜLÖP 1964). Mások azt látták, hogy a gyűrődés még a cenoman képződményekre is teljes mértékben hatással volt, eszerint egy kompressziós fázis a késő-cenomantól a santoniig tartott (DUDKO 1992a). Ez a STILLE (1924) által definiált *pregosauai fázis* (2. ábra).

A 20. század elejére a földtani térképezés eredményeképpen két fő szerkezeti zavarzóna vált ismertté a térségben. Mindkettő a Balaton-felvidéken található: az északabbi a veszprémi (LACZKÓ 1911, ERDÉLYI FAZEKAS 1943), a délebbi a litéri rátolódás (BÖCKH 1874, LÓCZY 1913, TELEKI 1936). A rátolódások délkeleti vergenciájúak, csapásirányban több mint 100 kilométeren át követhetőek. PÁVAI VAJNA (1931) a két fő rátolódáshoz kapcsolódó további torlódásokat értelmezett LÓCZY (1913) térképe alapján és úgy vélte, hogy azok a neogén során felújultak és fiatal gyűrt szerkezeteket hoztak létre (I. HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet). DUDKO (1991, 1992b) a rátolódásokhoz kapcsolódó mikrotek-

tonikus szerkezeteket vizsgálta és nem zárta ki azt a lehetőséget, hogy ezek a szerkezeti elemek nagyobb mélységben egy, a herciniai aljzatban feltételezhető lenyesési felülethez hajlanak. A két fő rátolódás mentén 1,5–2 kilométeres elmozdulást becsült, hozzáátve, hogy a valós érték ezt akár jelentősen meg is haladhatja. Ezek a munkák, valamint a legújabb szisztematikus földtani térképezés (BUDAI et al. 1999) és tektonikai tanulmányok (BUDAI 1991, FODOR et al. 2005, KISS 2009) számos új eredményt hoztak a Bakony nagyszerkezetének megismerésében.

KÖRÖSSY (1981) vázolta fel először azt a kiterjesztett szerkezeti szelvényt, amely a szénhidrogén-kutató fúrások eredményei alapján a Bakony északnyugati fedett szárnyát és a Kisalföld aljzatát is ábrázolta. A 4. ábra szerint a Bakony délkeleti szárnya a Balaton-Darnó-vonalig tart és egy monoklinális szerkezetet alkot ÉNy-felé dőlő rétegekkel és a Litéri-rátolódással. Ezzel szemben a hegység északnyugati szárnyát és a Kisalföld aljzatát meredek vetők darabolják fel. Ilyen a Rába-vonalnak nevezett határvető is, amely a Kőszeg–Mihályi-vonulat epimetamorf paláit választja el a dunántúli-középhegységi paleozoos–mezozoos kőzetektől (KÖRÖSSY 1958, 1965). Ez a blokk-tektonikát mutató szerkezet természetesen koncepcionális alapon született, összhangban a közbenső tömegekre jellemző „germán-típusú” szerkezetfejlődési elképzeléssel (I. HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen kötet).

Az alpi takaróegységekkel korrelálható kisalföldi medencealjzat szerkezetéről a szeizmikus szelvények azonban egészen más képet mutatnak. Már az első példák és értelmezések világossá tették, hogy laposabb és hosszán követhető csúszási felületek ismerhetők fel, amelyek a pennini és ausztróalpi takarókat választják el (HORVÁTH & RUMPLER 1984, RUMPLER & HORVÁTH 1988, TARI & BALLY 1990, HORVÁTH 1993). Lényeges hozzájárulást adtak a terület



4. ábra. Korai földtani szelvény, amely a Dunántúli-középhegység fedetlen részének és a kisalföldi aljzatnak szénhidrogén-kutató fúrások segítségével megismert szerkezetét együtt ábrázolja (KÖRÖSSY 1981)

A vastag és vékony szaggatott vonalak az elsőrendű ill. másodrendű vetőket mutatják és alapvetően blokk-tektonikát szuggerálnak. Jelölések: Q=kvarter, Pa₂=felső-pannoniai, Pa₁=alsó-pannoniai, S=szarmata, B=badeni, Pg=paleogén, E=eocén, K_{1,2}=felső-kréta, K₁=alsó-kréta, T_{1,2,3}=alsó-, középső- és felső-triász, P=perm, C=karbon, Pz=paleozoikum

Figure 4. Early geological cross section showing a unified model of the exposed structural features and those inferred from hydrocarbon exploration wells for the covered (Little Hungarian Plain) part of the Transdanubian Range (KÖRÖSSY 1981)

The thick and thin broken lines indicate the first- and second-order faults resp., and they suggest block-faulting as a main tectonic feature. Legend: Q=Quaternary, Pa₂=Upper Pannonian, Pa₁=Lower Pannonian, S=Sarmatian, B=Badenian, Pg=Palaeogene, E=Eocene, K_{1,2}=Lower and Upper Cretaceous, T_{1,2,3}=Lower, Middle and Upper Triassic, P=Permian, C=Carboniferous, Pz=Palaeozoic

takarós értelmezéséhez az ELGI alap kutatásai keretében született mélyszeizmikus szelvények és magnetotellurikus szondázások (ÁDÁM et al. 1984, PÁPA et al. 1990), valamint a szénhidrogén-ipari kutatások (POGÁCSÁS et al. 1989, MATTICK et al. 1996). Az ipari adattömeget felhasználó, akadémiai igényű nagyszintézis mindezt további bizonyítékokkal egészítette ki és egységes keretbe foglalta (TARI 1994, 1996a, b).

Mindezen geofizikai és geológiai adatok, valamint egybehangzó értelmezések ellenére nem volt egyetértés a nagyszerkezet kérdésében. Vezető földtani szakemberek összefoglaló munkái (FÜLÖP 1989, HAAS 2001, CSÁSZÁR 2005) csak a Keleti-Alpok takaróival megszakítatlan felszíni vagy felszínalatti kontinuitást képező rohonci, soproni-fertőrákosi és rábamenti képződmények takarós felépítését hangsúlyozták és a Rába-vonalat az allochton (Ausztroalpi) és autochton (Pelsői)-egység határvonalának tekintették. CSÁSZÁR (2005) véleményét sommásan fogalmazta meg: „Az utóbbi időben ismételt felerősödni látszanak azok a vélemények, hogy a Dunántúli-középhegységi-egység nem egy kéregfragmentumként került kitolódásra a Déli- és az Északi-Alpok közötti pozíciójából, hanem takarót alkot. A környezetben példa nélkül állóan nagy vastagságú takarónak az egyéb alpi egységekről történt visszacsúszására vonatkozó elméletek (TARI 1996a, b) azonban korántsem tekinthetők ténynek, jelenleg modellként értékelhetők csupán... FODOR et al. (2003) exhumálódással (keleti irányú lecsúszások sorozatával) magyarázza a Pohorje és az attól keletre eső terület kristályos tömegeinek és egyes hézagos mezozoos képződményeknek az előfordulását. Elégtelen adat miatt további, hasonló valószínűségű modellek születése várható az elkövetkező egy-két évtizeden belül.”

A 3. fejezet azt mutatja be, hogy mennyi és milyen minőségű a rendelkezésre álló adattömeg. Ezt megelőzően azonban először a senon medencefejlődést tekintjük át. Ezután azt hangsúlyozzuk, hogy nem a Dunántúli-középhegységi-egység, hanem egy nagyobb kéregblokk, az Alcapa-terrént toldott ki a Keleti-Alpokból, azt követően, hogy az már átesett két nagy hegységképződési fázison (eoalpi és mezoalpi orogenezis).

Senon „Gosau”-medencék

A mai Pannon-medence északnyugati részének senon medencéje, a Bakony tengelyétől északnyugatra helyezkedik el, nagymértékben a neogén medence üledékes összletével elfedve (FÜLÖP & DANK 1985). A középső-kréta kiemelkedést és eróziót követően a campaniai során délnyugatra felől tenger öntötte el a Bakony területét (HAAS 1979). A transzgresszió előtt az addigra erősen karsztosodott felszín mélyedéseiben bauxitlencsék képződtek (MINDSZENTY et al. 1988), melyeket kőszénbetelepüléses (HAAS et al. 1986) szárazföldi üledékek fednek. A süllyedés és az ezzel járó transzgresszió során kialakuló lagunáris környezetben agyag és márga rakódott le.

Figyelemre méltó, hogy a szárazföldi és lagúna fáciesű bazális üledékek elterjedését a presenon topográfia befolyá-

solta. E topográfia rekonstrukciója a szárazföldi-lagunáris összlet vastagságán alapul, amit Ajka környékén számos szénkutató fúrásban meghatároztak. E fúrások rétegsorának részletes elemzése alapján a területet ebben az időben ÉK–DNy irányban elnyúlt magaslatok uralták, melyek mintegy 250 méterrel emelkedtek az általuk közrezárt medencék fölé (HAAS 1983). A szomszédos magaslatok távolsága egymástól átlagosan 10 kilométer lehetett. Érdekes módon ez a domborzat még a campani rudistás zátonyok megjelenését és térbeli eloszlását is meghatározta (HAAS 1979). A kiemelt területeken a campani zátonyok közvetlenül a presenon aljzatra települtek, míg a köztük lévő mélyedésekben a zátonykifejlődés medenceüledékekbe megy át (HAAS & PÁLFALVI 1989).

A campani végén a medence további, fokozatos mélyülésének hatására a zátonyok megfulladtak, és immár medenceszerte pelágikus márga rakódott le (HAAS 1983). Ebben a márgában helyenként durva breccsából álló közbetelepülések figyelhetők meg, amelyek a szomszédos platformokról eredő törmelékkúpokként értelmezhetők (HAAS 1999).

A maastrichti során vékony aleurolit- és homokkőbetelepülések jelzik a fokozódó üledékbehordást, ami már a kezdődő regresszió előfutára. A senon medence további fejlődéséről nincs információ, mivel a paleocén és a koraecén során jelentős lepusztulás ment végbe.

Amint arra HAAS (1985) rámutatott, a senon összlet felépítése eltér a vele egyidejűleg lerakódott alpi rétegsorokétól, ezért nem tekinthető valódi Gosau-üledéknek. A zátonymésző elterjedése és nagy vastagsága éles ellentétben áll a Keleti-Alpok Gosau-medencéinek uralkodóan törmeléken, flis jellegével (FAUPL et al. 1987, WAGREICH 1995). HAAS (1983) a magyarországi senon medencét epikontinentális medencének tekintette, de kialakulásának mechanizmusára nem tért ki.

Az Alcapa-egység extrúziója

A Dunántúli-középhegység és a Mecsek–Villányi-hegység között a jura lito- és biofáciéseken felismert markáns eltérést GÉCZY (1972) értelmezte először lemeztectonikai alapon. A Tethys-óceán afrikai, illetve európai pereméről származó kéregfragmentumok határait már WEIN (1978) pontosan definiálta, de az Alcapa és Tiszai–Dáciai-egység elnevezések csak később születtek meg és váltak általánosan elfogadottá a nemzetközi szakirodalomban (SCHMID et al. 2008).

A Dunántúli-középhegység régóta ismert alpi kapcsolatait a perm és a triász képződmények korrelálása alapján MAJOROS (1980), ill. KOVÁCS (1982) használta elsőként paleogeográfiai indikátorként, és a Dunántúli-középhegység 4–500 km-es keleti irányú kiszökésére következtetettek. A korai lemeztectonikai rekonstrukciók mindegyike (BALDI 1983; ROYDEN et al. 1983; BALLA 1984, 1986) hasonló mértékű laterális mozgásokkal számolt a kainozoikum során, amelyek eredményeképpen a két nagytektonikai egység Alcapa és Tiszai–Dáciai mai helyzetébe került.

Mindezek fényében tektonikai szempontból visszalépés

volt KÁZMÉR & KOVÁCS (1985) munkája, amennyiben az Alpokból kiszökő kéregfragmentumot a Dunántúli-középhegységre korlátozták és határaiként a Periadriai–Balatonvonalat illetve a DAV–Rába vonalat adták meg. Értékesnek bizonyult azonban az a felismerésük, hogy a kiszökés eredményeként kialakult litofaciesbeli kontrasztokat még a paleogén képződmények is mutatják. Ezt az eredetileg BÁLDTÓL (1983) származó felismerést CSONTOS et al. (1992) fejtették ki részletesebben.

Az Alcapa-egység keleti irányú kitéréselődését RATSCHBACHER et al. (1991) jelentősen továbbfejlesztették azzal, hogy meghatározták e deformációt lehetővé tevő vetőrendszert a Keleti-Alpokban. Dinamikai szempontból legfontosabb eredményük annak kimutatása volt, hogy a „kitéréselődés (extrúzió)” azért adekvátabb kifejezés, mint a „kiszökés (escape)”, mert a folyamat lényegi eleme az alpi orogén zónában feltorlasztott, a takaróképződésen túljutott és megvastagodott orogén ék destabilizálódása és gravitációs összeomlása (kollapsusa). Ez az összeomlás keleti irányú extenzióval, kéregkivékonyodással és a Pannon-medence kialakulásával járt együtt (HORVÁTH 1993).

Mai tektonikai ismereteink biztos elemét képezi az alpi orogén zónából kitéréselődő kéregblokk és a medence képződés folyamatának az összekapcsolása (FRISCH et al. 1998, FODOR et al. 1999, HORVÁTH et al. 2006, USTASZEWSKI et al. 2008). Mindebből megkerülhetetlen logikai következményként adódik az, hogy a takarók szerkezetű orogén övből kitéréselődött Alcapa-kéregblokk és annak integráns részét képező Dunántúli-középhegység maga is takarók szerkezetű. A következő fejezet bemutatja azt, hogy ez nem csak logikus, hanem verifikálható következtetés is.

Az Alpok és a Dunántúli-középhegység közti medenceterület aljzatszerkezete szeizmikus mérések alapján

2000 km összhosszúságot meghaladó szeizmikus szelvény és közel 150 mélyfúrás adatait felhasználva született az a szintézis (TARI 1994), amelyre ebben a cikkben elsősorban támaszkodunk (5. ábra). Ezen túlmenően azonban figyelembe vesszünk hasonló célú más munkákat is (pl. HORVÁTH 1993, MATTICK et al. 1996), valamint a kisalföldi–zalai aljzat szerkezetfejlődése szempontjából fontos újabb eredményeket (DUNKL et al. 1998, REDLERNÉ TÁTRAI & VARGA 2001, FODOR et al. 2003, GLOVER & ÁDÁM 2008).

A kisalföldi és a szomszédos medencék presenon aljzatszerkezetét mutató térkép a 6. ábrán látható. A 7. ábra mutatja azt az eredménytérképet, ami alapján a Dunántúli-középhegység új szerkezeti modelljét felvázoljuk. Előbb azonban néhány jellegzetes szeizmikus szelvényt és ezek értelmezését mutatjuk be a tektonikai stílus illusztrálása és álláspontunk kifejtése céljából. A szelvények horizontális és vertikális skálájának az aránya megegyezik a standard ipari szelvényeken használttal (vagyis 1:20 000 horizontális skálájú ábrázolás esetén 1 s kétutas futási idő 12,7 cm). Ez az arány azért szerencsés, mert ekkor az 5-6 km/s intervallum-

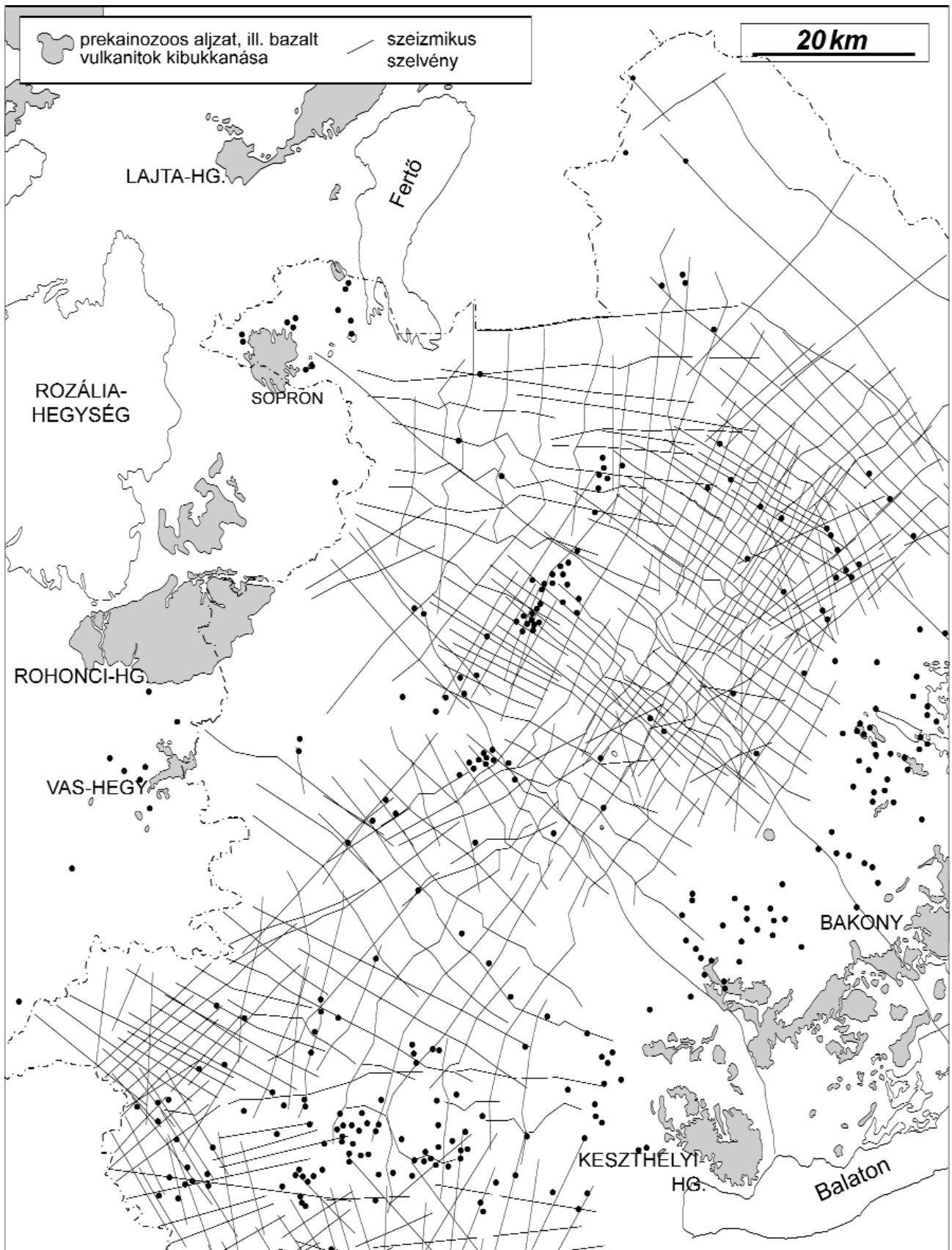
sebességgel jellemezhető mezozoos–paleozoos összletben gyakorlatilag nincs magasságtorzítás; a rétegdőlések és a vastagságviszonyok jól mutatják a valódi geometriát. Kivételt képez azonban a leghosszabb (A1) szelvény, mert ennek vízszintes skáláját a felére nyomtuk össze a bemutatathatóság érdekében. A szeizmikus szelvények dátumszintje a tengerszint felett 100 méterben helyezkedik el. A szeizmikus szelvényeket és színezett értelmezésüket az I–V. mellékletek mutatják. A szelvények helyszínrajzát a 7. ábrán tüntettük fel.

„A” szelvények

A három bemutatott szelvény olyan területen helyezkedik el a Kisalföld déli részén, ahol a Dunántúli-középhegységi paleozoos–mezozoos rétegek felett nagy területen senon képződmények vannak (FÜLÖP & DANK 1985). Ezek vastagsága azonban ezen a területen általában a szeizmikus felbontóképesség (kb. 100 m) közelében van, ezért nem választhatók el jól a középső–miocén színrift képződményektől és szeizmikus fázisei sem tanulmányozhatók. Kivételt néhány lokális árok képez az A1 szelvény mentén (Nagytilaj–1, –2, –3, Vöckönd–2 és Zalaudvarnok–2 fúrások) ahol bejelöltük a senon medenceüledékeket is.

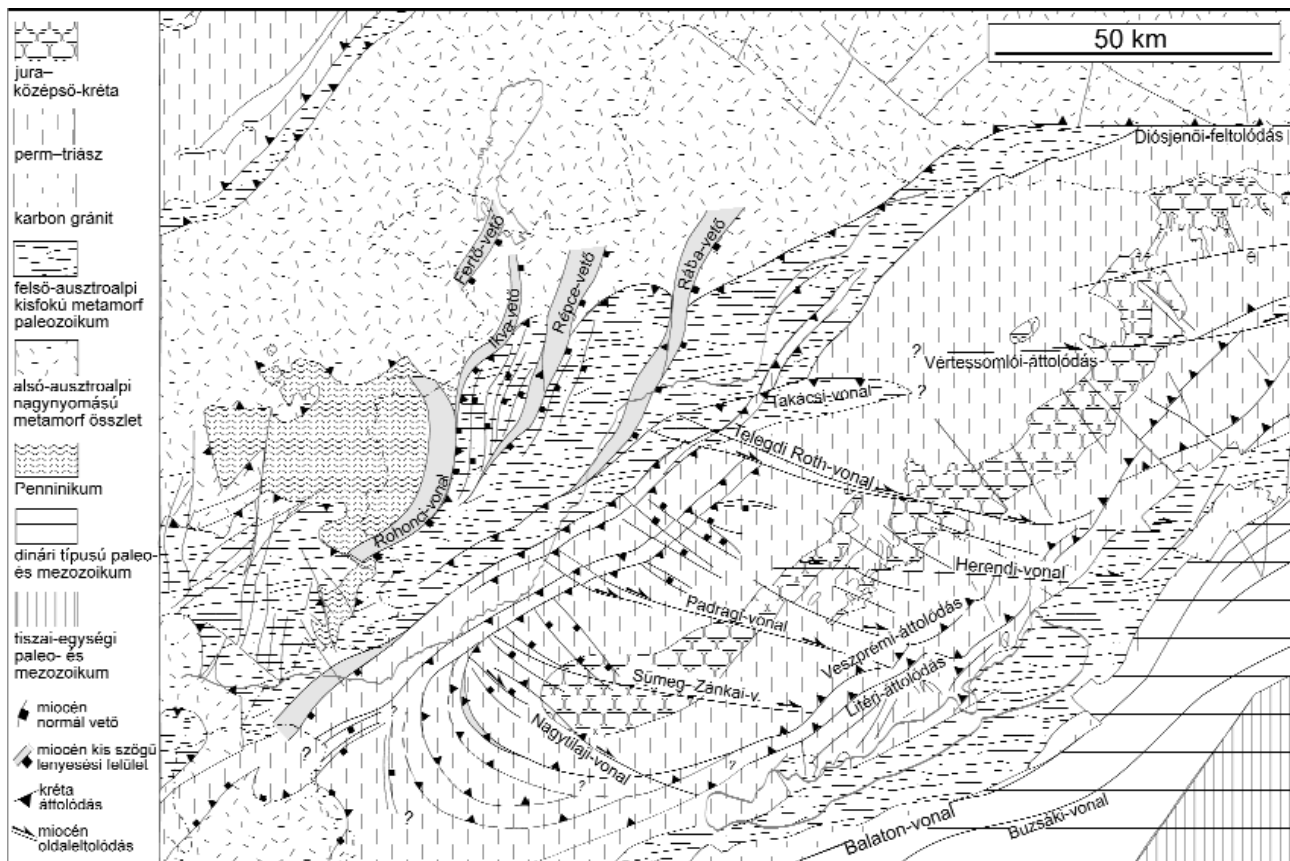
A mintegy 65 km hosszúságú A1 kompozitszelvény a Rohonci-hegység előteréből DK-i irányba indulva, majdnem a Keszthelyi-hegységig tart (7. ábra). A szelvény ÉNy-i vége felé meredeken emelkedő medencealjzatot a Szombat-hely Szo–II fúrás tanúsága szerint jura és alsó-kréta metamorfotokból álló Penninikum alkotja, amely a Rohonci-ablakban a felszínre kerül. A szelvényen DK-i irányban kevésbé meredeken emelkedő medencealjzat homlokzati részén a Rádóc Rád–2 és a szomszédos nemeskoltai fúrások tanúsága szerint paleozoos fillitek találhatók, amelyek a felső-ausztróalpi Grazi Paleozoikummal korrelálhatók. A pennini összlet szeizmikus képe nagyon jellegzetes: a metamorf dóm szárnyának felszínével párhuzamos rétegzettséget mutat több km vastagságban. Ennek a makroszkopos palásságnak a segítségével a Penninikum szeizmikusan könnyen azonosítható, és a szelvény alapján nem lehet kétség az iránt, hogy az mélyen benyúlik az ausztróalpi összlet alá. Az is világos, hogy az eredetileg a Penninikumot fedő ausztróalpi takarók a metamorf dóm kiemelkedése során arról lenyesődtek és keleties irányban lecsúszva hozták létre a medenceüledékekkel feltöltött jellegzetes félárok szerkezetet. A lecsúszás korát a félárok tengelyében lévő színrift törmelékes összlet kora adja meg, ami koramiocén (valószínűleg az ottngai–kárpáti korú Ligeterdői Kavics Formáció, CSÁSZÁR 1997). A lecsúszó takarókat a Penninikumról lenyeső normálvető a valóságban erősen ellapul; a medence üledékek alján a dőlésszög közel 45°-os, ami a mezozoos–paleozoos közzetartományban 20–25°-os értékre csökken.

A szeizmikus kép teljes összhangban van a Rohonci-ablakban lévő Penninikum termokronológiai úton meghatározott kitarodási (exhumációs) történetével (TARI & BALLY 1990, TARI 1996b, DUNKL & DEMÉNY 1997, DUNKL et



5. ábra. A kiscalföldi medencealjat szerkezetének vizsgálatához felhasznált szeizmikus szelvények és kutatófúrások helyszínrajza (TARI 1994)

Figure 5. Location map of hydrocarbon exploration drill-holes and seismic sections used to map the structural features below the Neogen basin fill of the Little Hungarian Plain (TARI 1994)



6. ábra. A presenon geológiai képződményeket és tektonikát mutató térkép a felszíni és a fedett szerkezetek egységesítése alapján (TARI 1994 után módosítva)

Figure 6. Map showing the pre-Senonian rock units and tectonic features derived from surface geology and subsurface interpretation (modified after TARI 1994)

al. 1998). Eszerint a rohonci kőzetek progresszív metamorfózis közepső-kréta korú és 10–12 km vastagságú takarós lefedés eredménye. A zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis 22 és 15 M év között kulmináló miocén kiemelkedés következtében jött létre. A tektonikus kitarakodás során a lenyesső vető feletti felső-ausztróalpi takarók ridegen, míg a fektő alkotó pennini kőzetek és a közvetlen fedőjét képező alsó-ausztróalpi egységek duktilisan deformálódtak. A makroszkópos szeizmikus rétegzettség valószínűleg ennek a duktilis folyamának a következménye.

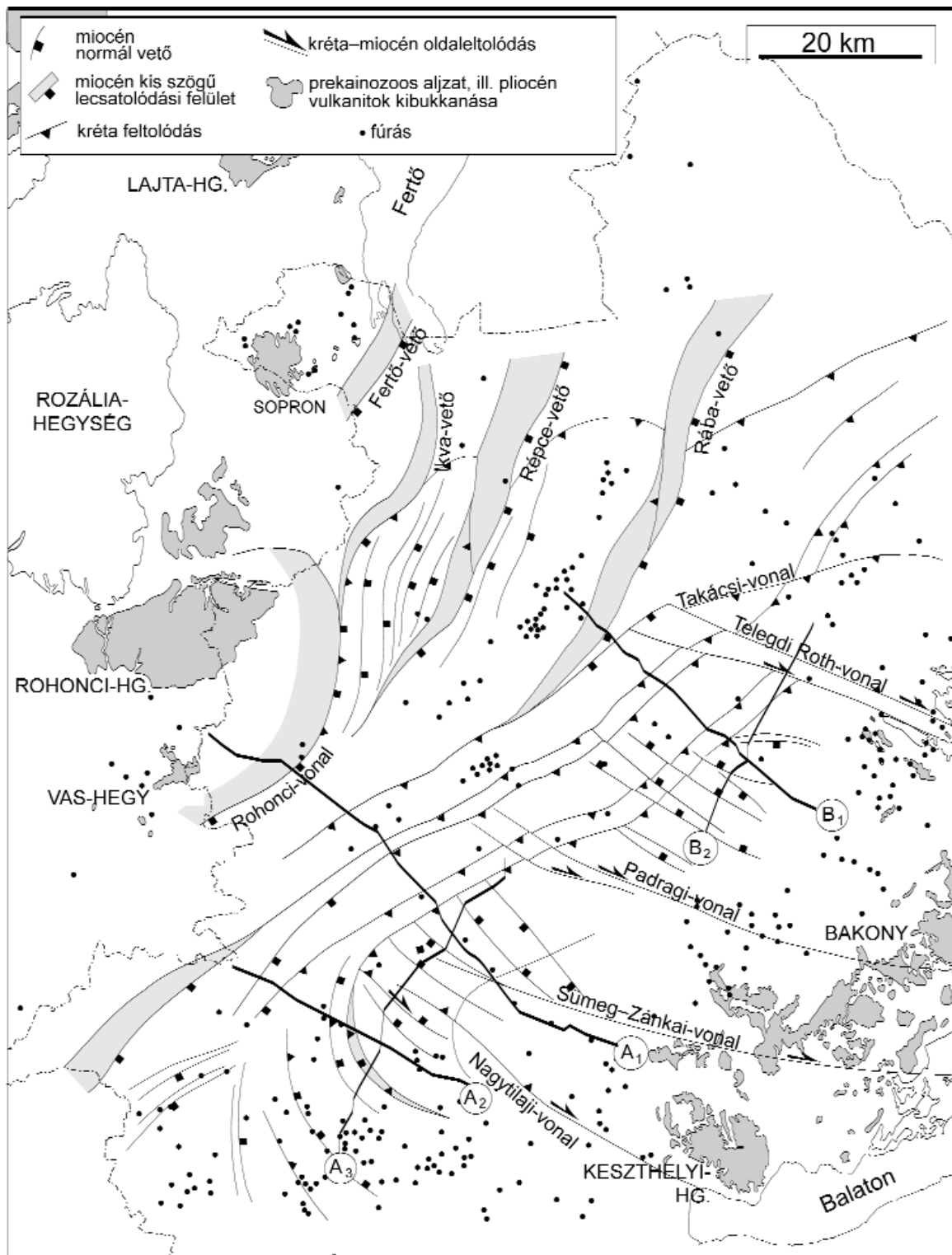
Azonos tektonikai történet rekonstruálható a Periadriai-vonal mellett lévő Pohorje alsó-ausztróalpi metamorf masszívum vizsgálata alapján is (SACHSENHOFER et al. 1998). A Pohorje-hegység bázisos kőzetei ultranagy nyomású és magas hőmérsékletű (34–38 kbar és 750–850 °C) metamorfózist szenvedtek a felső-ausztróalpi egységekkel való takarós befedettségek során (JANÁK et al. 2004, 2006). A nagyfokú milonitosodás és a zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis a miocén során végbement tektonikus kitarakodás és gyors kiemelkedés eredménye. Ekkor csatolódtak és csúsztak le keleties irányban az ausztróalpi takarók, amelyek legfelsőbb tagja a Bakony (FODOR et al. 2003).

Az A1 szelvény mentén DK-i irányba haladva jutunk el a Vasvár Va-1 fúráshoz, ami dunántúli-középhegységi triász rétegeket tárt fel, hasonlóan mint a szelvény mentén következő Nagytilaj Nt-1, -2, -3, -4, Vöckönd Vö-2 és

Zalaudvarnok Zu-2 fúrások. A szeizmikus szelvényen jól látható, hogy a paleozoos-mezozoos kontaktushoz tartozó vetősk lapos dőlésszögű, a Dunántúli-középhegység alá nyúló felületet alkot, amely mentén a hegység rátolódott a rábamenti epimetamorf palákra, azaz a Felső-Ausztróalpi egységre. A rátolódás feletti Dunántúli-középhegységi-egységben lévő további takaróhatárokat sejtet az A1 szelvény DK-i része, amelynek felszínén erősen lepusztult senon medencék láthatók.

Az A2 szelvény az országhatártól kb. 1 km-re indul és a Nádasd N-1, valamint az Andrásida A-1, -3 fúrásokon áthaladva Keszthelyi-hegység felé tart. A szelvény teljes hosszában a Dunántúli-középhegység szerkezetét mutatja. Érdekes, hogy a szelvény ÉNy-i szélén 3,2 s futási idő alatt felismerhető egy a hegység alá lapos dőléssel benyúló összlet, ami jellegzetes szeizmikus rétegzettsége alapján a Penninikummal azonosítható. A Dunántúli-középhegységen belül több laposszögű rátolódás jelölhető ki, amelyek közül a legfelső különösen markáns reflektornak mutatkozik.

A keresztirányú A3-as szelvényen is ez a hullámviszaverő felület dominál a dunántúli-középhegységi összleten belül. Ilyen markáns impedancia-kontrasztot csak tektonikus határfelület képezhet: egy takaróhatárt látunk, amelynek természetét a szelvény világosan dokumentálja. Nevezetesen a triász összletet feldaraboló lisztrikus normál vetők ezen a takaróhatáron kilapulva elvégződnek. A felső,



7. ábra. A szeizmikus értelmezés tektonikai eredménytérképe, amely a kréta feltolódásokat, a neogén medenceképződéshez kapcsolódó lenyesési felületeket és más kis dőlésszögű normál vetőket, valamint a feltolódásokkal egyidejű és a középső-miocén során felújult oldalelmozdulásokat mutatja (TARI 1994 után módosítva)

A₁-A₃ és B₁-B₂ az I-V. mellékletben szereplő szeizmikus szelvények nyomvonalát jelzi

Figure 7. Tectonic map derived from seismic interpretation (modified after TARI 1994)

Map shows the Cretaceous thrusts, low-angle detachment planes and other normal faults related to the Miocene extension, and the strike-slips initiated during Cretaceous thrusting and reactivated in the course of Middle Miocene synrift phase of basin evolution. A₁-A₃ and B₁-B₂ indicate the position of seismic sections shown in the Appendix I-V

ridegen deformálódó kőzetek bázisán tehát egy duktilis siklató réteg van, amelyet nagy valószínűséggel a Földolomit alatt lévő Veszprémi Márga képez. A szelvény közepén és ÉK-i szélén azonban egy-egy zavarzónát észlelhetünk, ahol ezt a siklató felületet átvágó és elvető törésvonalak látszanak. Térképi korreláció alapján megállapítható hogy ezek a Mészáros (1983) által térképezett és intraszarmata korúnak minősített, íves alakú jobbos oldalelmozdulások sorozatába illeszthető szerkezeti elemek. Az A3-as szelvény közepén látható eltolódást Nagytillai-vetőnek nevezzük, míg a szelvény ÉK-i szélén látható törészóna a Mészáros (1983) térképén jelölt Sümeg–Zánka vonalában húzódó eltolódással korrelálható. A szeizmikus szelvény alátámasztja a földtani térképezéssel meghatározott vetőműködési kort: az oldalelmozduláshoz kapcsolódó vetők átmenstik a középső-miocén üledékes kőzeteket, de a pannóniai rétegeket nem, vagy csak alig érintik.

„B” szelvények

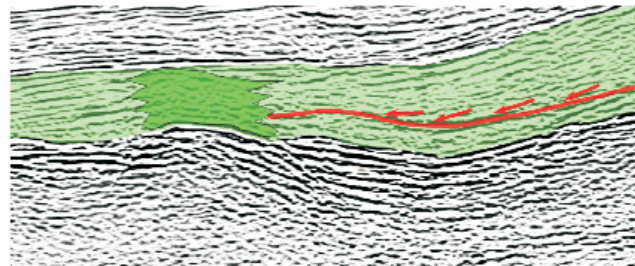
Két keresztvonalú szelvényt mutatunk be az előzőektől ÉK-re kb. 60 km távolságban. A dőlésirányú B1 szelvény hossza mintegy 40 km. A Mihályi-hát felett kezdődik, áthalad a Kenyeri- és a Dabronyi-részmedence felett, majd leképezi a Bakonyi felemelkedő ÉNy-i szárnyát. A B2 szelvény közel csapásirányú, és a Dunántúli-középhegység senonnal vastagon fedett szárnya fölött halad. E szelvények segítségével jól illusztrálhatjuk a neogén–kvarter medencekitöltő üledékes kőzetek rétegtani felépítését, a senon medence szeizmikus fázisait, valamint a dunántúli-középhegységi triász–paleozoos aljzat tektonikáját. A csapásirányú B2 szelvény a Dabronyi–1 szénhidrogénkutató fúrás közelében metszi a B1 szelvényt és a fentiekben túlmenően alkalmas még a bakonyi íves oldalelmozdulások leképezésére is.

A B1 szelvény ÉNy-i szélén a Rábamenti metamorfizmus vonulat legkiemelkedőbb része, a Mihályi-hát látható. A szelvény áthalad az Mihályi M–20 és –22 jelű fúrásokon. A hát gerince alatt 2,8 s kétutas futási időnél (kb. 6 km mélységben) jellegzetes szeizmikus képe alapján felismerhető a Penninikum, amely felett tehát a Mihályi-hát epimetamorf paleozoikum takarót képez. A hát délkeleti szárnya egy lapos dőlésszögű normál vető, amely a metamorfizmuson belül jött létre; a levetett szárnyon is a rábamenti fillitek találhatóak 10–15 km szélességben, de az értelmezés szerint majdnem a középvonalában egy becsípett triász pikkely található. A paleozoikum felett markáns reflektorral jelentkezik a Dunántúli-középhegység alatt húzódó közel vízszintes, sőt látszólag DK-felé emelkedő takaróhatár. Az e fölött elhelyezkedő Dunántúli-középhegységi egységen belül további három rátolódási sík jelölhető ki.

A B2 keresztvonalú szelvény a Dabronyi Da–1 fúrástól mintegy 2 km-re ÉNy-ra, a mélyebb helyzetű pikkely felett halad, amelynek alját képező takarósík a két szelvény metszsvonalában 2,9 s kétutas futási időnél található. A keresztvonalú szelvényen a takaróhatár markáns reflektor, amelynek ÉK-i irányban elvégződését (a takaró frontját) jól lehet követni (vö. 7. ábra). A szelvény ÉK-i felén meredek dőlésű és

mélyre hatoló vetőkőteg látható, amely a Telegdi Rothvonalal azonosítható. A szeizmikus kép összhangban van a vető jobbos oldalelmozdulásos jellegével és középső-miocén korával (Mészáros 1983).

A B1–B2 szelvényekkel illusztrált terület fontos jellegzetessége a vastag (akár 1000 m) senon poszttettonikus rétegsor, amelyet a Dabronyi-részmedencében több fúrás is harántolt (Cell–Ny–1, Cell–1, Vi–1, Da–1, Ncsd–1; Kőrössy 1987, 1988). A senon rétegsor jellegzetes szeizmikus képpel rendelkezik. Uralkodóan a Polányi Márga által felépített felső rétegösszlete transzparens megjelenésű, míg közvetlenül a presenon aljzat felett markáns reflektorok láthatóak, melyek változatos litofációkhoz kötődnek. Ezen belül néhány zátonyszerű képződmény több szelvényen azonosítható. A zátonyok valószínűleg Ugodi Mészkből épülnek fel, és elsősorban az aljzat topográfiai magaslataihoz köthetők. Említést érdemel, hogy egy lokális kifejlődésű intrasenon diszkordanciafelület több szelvényen is megjelenik rálapoldási felszínként a senon felső, márgás egységén belül (B1 szelvényen 25–30 km között, IV. melléklet, ill. kinagyítva 8. ábra).



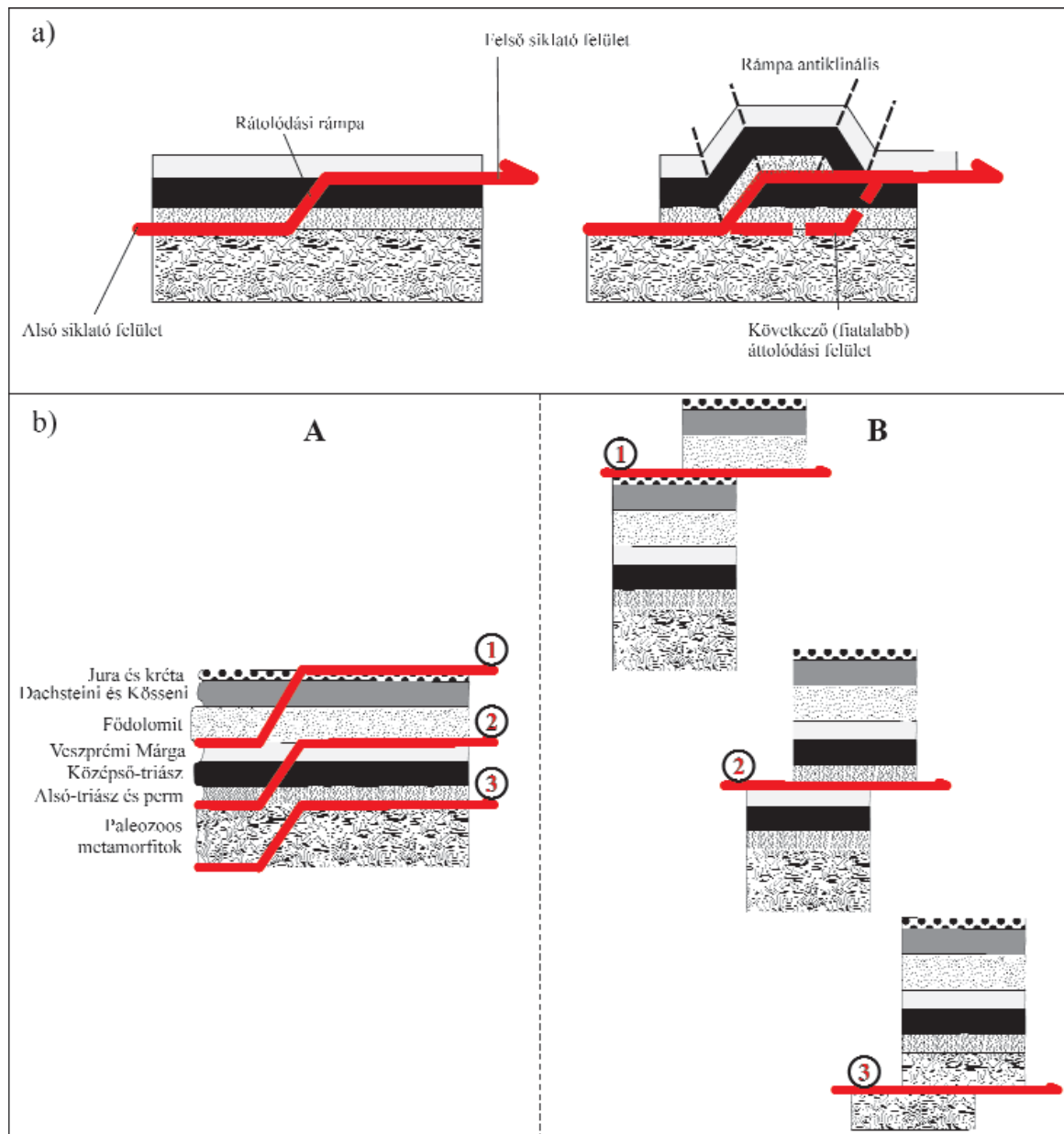
8. ábra. A B1 szelvényen jelölt rész kinagyítása egy valószínű mészkőzátony (sötétebb zöld tartomány) és a kapcsolódó intrasenon diszkordanciafelület (piros vonal) bemutatására

Figure 8. Zoom of the middle part of profile B1 (see box in Appendix IV) to show a possible reef build-up (Ugod Limestone) and the associated intra-Senonian unconformity (dark green and red resp.)

A Dunántúli-középhegység idealizált eoalpi nagyszerkezeti modellje

Ebben a fejezetben a 7. ábrán látható tektonikai térképet kombináljuk az áttolódási síkok geometriájáról szerzett szeizmikus információval és a hagyományos ismeretekkel, majd felvázoljuk a terület idealizált nagyszerkezeti modelljét, amely a Dunántúli-középhegységet a Keleti-Alpok takarós rendszerébe illeszti.

A középső–kréta kompressziós fázisok vastag paleozoos–triász–jura–neocom rétegsort deformáltak. Ez a rétegsor köztanilag nagyon heterogén. Vannak benne olyan rétegek, amelyek erősen agyagosak, palásak vagy evaporitosak, s emiatt jó siklató felületek lehettek, míg más ellenállóbb képződmények a kompressziós szerkezetek rámpáit biztosíthatták. A 9. ábra a részén a legegyszerűbb (egyszeres) áttolódás kialakulásának alapmodellje látható. Amennyiben egy kompressziós feszültség hatása alatt lévő rétegsorban törés következik be, a kialakult vetősík összekapcsolhat egy



9. ábra. a) Egyszeres áttolódás kialakulásának klasszikus modellje (BOYER & ELLIOTT 1982). b) A Dunántúli-középhegység egyszerűsített rétegsora, valamint három jellemzőnek gondolt alapeset a takarós szerkezet kialakulásához szükséges siklatófelület-rámpa-siklatófelület geometriára. Az ábra jobbszélén lévő rétegsorok az így létrejött takarós szerkezeteket illusztrálják.

Figure 9. a) Classical model for the formation of a single thrust (BOYER & ELLIOTT 1982). b) A simplified stratigraphy of the Transdanubian Range, three potential flat-ramp-flat systems (denoted by 1, 2 and 3) and the related thrusts.

mélyebb és egy magasabb szinten (akár a felszínen) lévő siklatásra alkalmas réteget. Ezen a sík-ferde-sík geometriájú felületen a felső rétegösszlet lecsatolódik (detachment) és nagymértékben (akár több száz kilométert) rátolódik az alsóra. Ennek során a ferde, s emiatt rámpának nevezett vetősík felett jellegzetes antiklinális szerkezet alakul ki, és a „fiatal az idősebben” vagy az „idősebb a fiatalabban” relációjú tektonikus rétegtöbbszöröződések (takarók) jönnek létre.

A takarós szerkezetek nagymértékű bonyolultságát több tényező együttesen okozhatja. Például az, hogy két fix siklató felület között újabb rámpák alakulnak ki, általában

sorrendben az előtér irányában haladva (9. ábra a részén látható szaggatott vonal). Ekkor egymásra pikelyeződött rámpa antiklinálisok (ún. duplexek) jönnek létre. Egy másik tényező, ami a szerkezeteket jelentősen komplikálja az az, hogy több, eltérő vastagságú és mélységű sík-rámpa-sík geometria jön létre (9. ábra, b), s ezek térben és időben változó működése alakítja ki az orogének belső geometriáját.

A dunántúli-középhegységi képződményekben lévő valószínű lecsatolódási-siklató felületeket mutatja a 9. ábra, b. Figyelmet érdemel, hogy ezek a szintek jól összevethetők a Déli-Alpokból (LAUBSCHER 1985, DOGLIONI 1992, SCHÖNBORN 1992) és az Északi-Mészköalpokból leírtakkal

(EISBACHER et al. 1990, LINZER et al. 1995). Három esetet tartunk fontosnak. Az 1. jelű azt szemlélteti, amikor a mélyebb helyzetű siklató felületet a Veszprémi Márga, a sekélyebbet pedig a felszín, vagy annak közelében lévő alsó-kréta képződmények biztosítják. Ez az áttolódási geometria magyarázza az egymásra torlódott Földolomitrétegeket (9. ábra, b részének B oszlopa). A 2. jelű azt mutatja, amikor az alsó siklató felület a paleozoos palákhhoz kötődik és a felső felület helyezkedik el a Veszprémi Márgában. Ez a geometria olyan áttolódásos szerkezeteket eredményez, amelyeknek a fő jellemzője a középső- és alsó-triász rétegek tektonikus ismétlődése. A 3. jelű azt a lehetséges geometriát mutatja, amikor mindkét siklató felület és az azokat összekötő rámpa a paleozoikumon belül található, s ezután a metamorf palák egymásra tolódnak.

Megállapíthatjuk, hogy a Bakony kisalföldi szárnyán a triász rétegekben látható (A2 és B1 szelvények), laposan a hegység alá követhető áttolódásokhoz elsősorban a Veszprémi Márga szolgáltatja a siklató réteget. Az ezen a rétegen áttolódott pikkelyek fő tömegét a rideg Földolomit és a Dachsteini Mészkö alkotja. Ebből és a siklató felületek geometriájából kézenfekvően adódik az a lehetőség, hogy a Balaton-felvidéken térképezett fő áttolódásokat, azaz a Litéri- és a Veszprémi-áttolódást, a kisalföldi szárnyon megismert áttolódásokkal összekapcsoljuk, s így alkossuk meg a tektonikailag idealizált dunántúli-középhegységi takarós modellt (10. és 11. ábra).

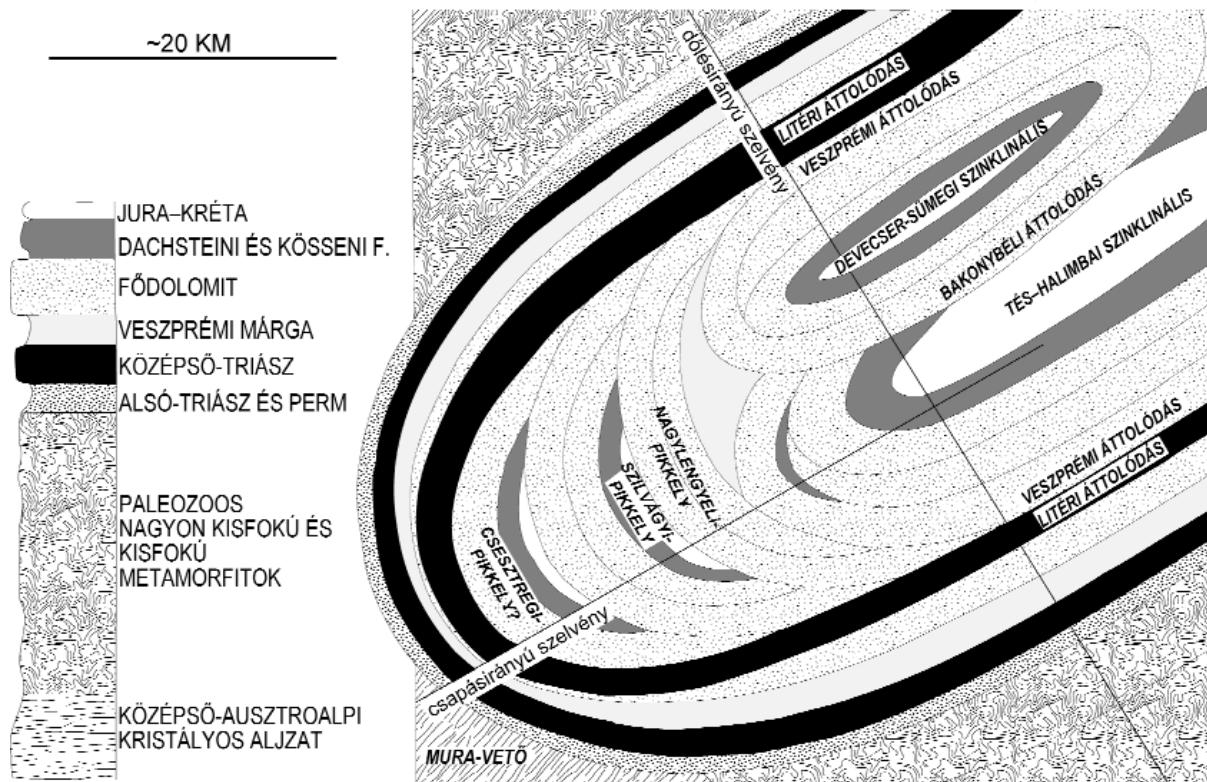
Ennek fontos eleme, hogy a régóta megfigyelt (MÉSZÁROS 1971, 1983) *en echelon* elrendezésű kettős szinklinális szer-

kezet (Tés–Halimba és Devecser–Sümege) magyarázatot nyer. Terepi megfigyelésekkel nagyon nehéz a monoton kifejlődésű Földolomitban feltolódásokat észlelni, de a szeizmikus értelmezésből adódó meglepően nagy (akár 5–6 km) vastagság csak egymásra tolódás során jöhet létre. Modellünkben az is következik, hogy a terepen észlelhető és MÉSZÁROS (1983) által oldalelmozdulásként leírt bakonybéli vető valójában egy „hátratorlódás” (backthrust), ahol a Földolomit a Dachstein Mészköre csúszik rá (KISS & FODOR 2005, KISS 2009). Hasonló szerkezeteket többet is észleltek az Északi-Mészköalpokban (LINZER et al. 1995, AUER & EISBACHER 2003).

Értelmezésünk szerint a dunántúli-középhegységi nagyszerkezet kialakulása két fő fázisban történt (2. ábra). Az apti kompresszió (újkimimériai fázis) felelős a Földolomitnak önmagára, a Dachsteini Mészköre, illetve Szilvágy és Csesztreg környékén még a jura képződményekre való felpikkelyeződéséért. Az ÉNy-i vergenciájú takarós nagyszerkezet pedig az albai során (ausztriai fázis) jött létre.

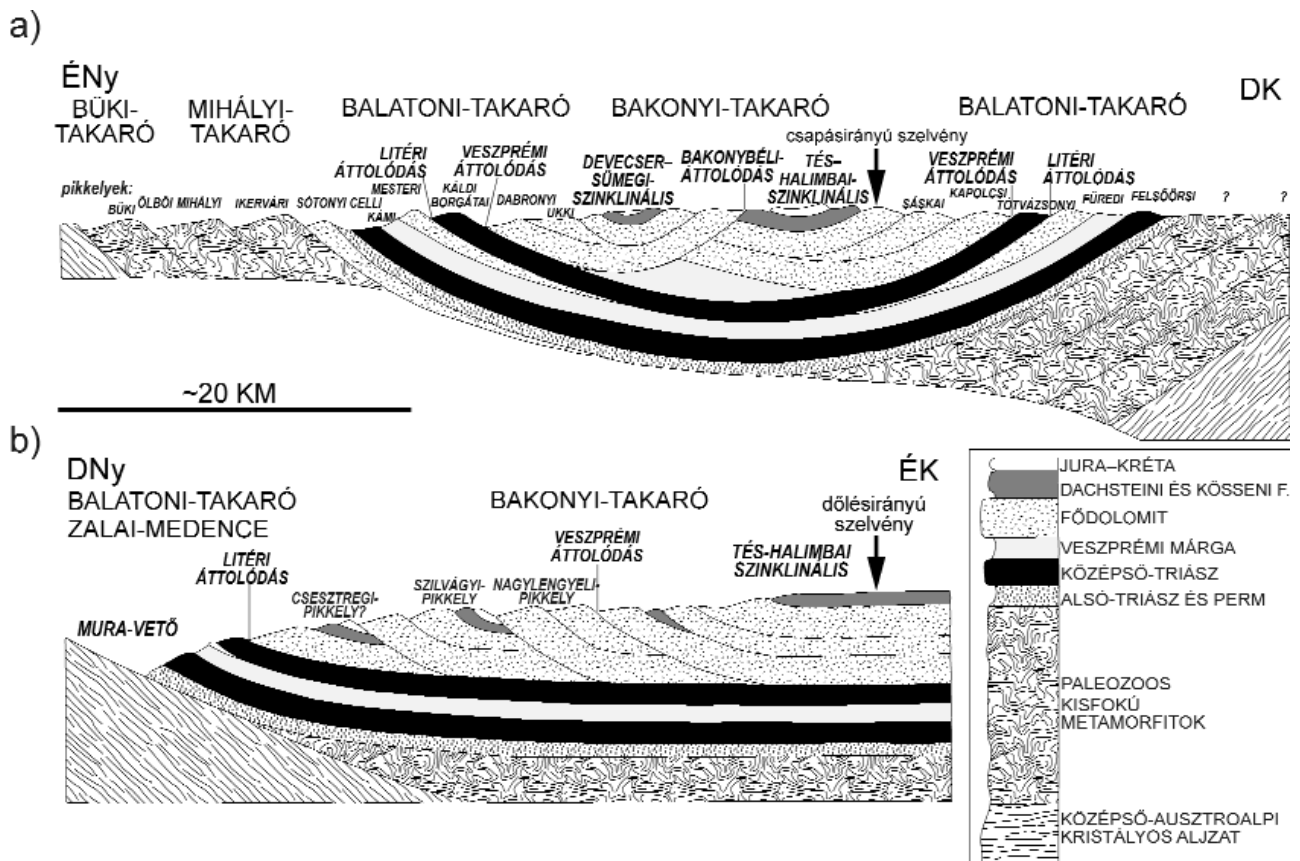
Végül a 11. ábra b részének értelmezése szerint a Zalai- és Szlovéniai-medence aljzatában található Mura-vető egy nagy középső-miocén korú lecsatoló vető. Ez kézenfekvővé teszi, hogy a lecsatolóással egyidőben kiemelkedő Pohorje metamorf masszívumon található felső-ausztriai takarófoszlányokat közvetlenül korreláljuk a Dunántúli-középhegységgel (HAAS et al. 2000, FODOR et al. 2003).

Ez a korreláció általánosítható. Kipréselődés előtti, eredeti helyzetében a Dunántúli-középhegység a Periadriai-



10. ábra. A Dunántúli-középhegység idealizált takarós modellje térképi nézetben (TARI 1994)

Figure 10. Idealized nappe structure of the Transdanubian Range in map view (TARI 1994)

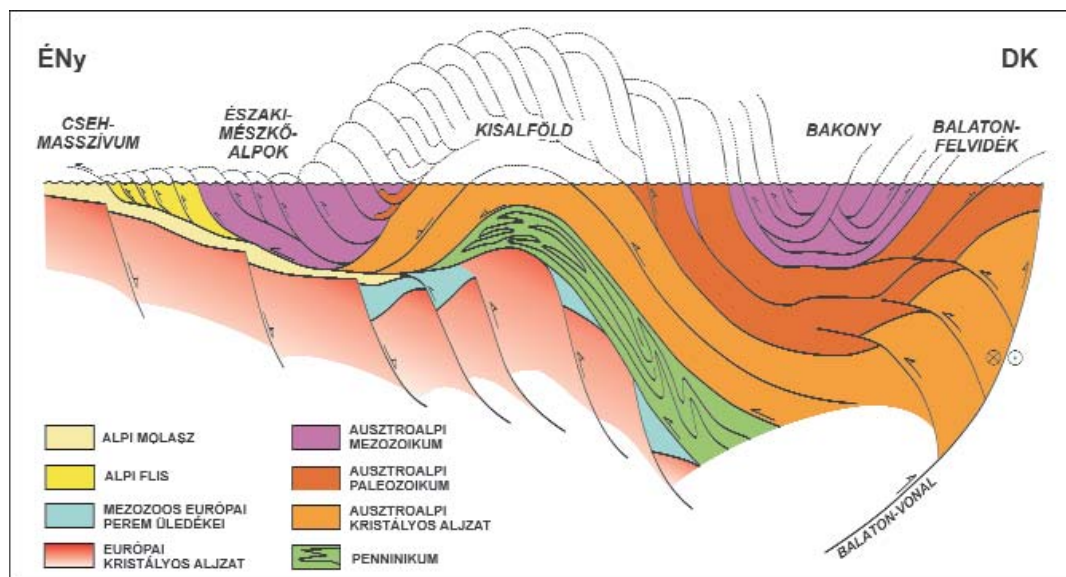


11. ábra. A Dunántúli-középhegység idealizált takarós modellje dőlésirányú (a) és csapásirányú (b) szelvényben (TARI 1994)

Figure 11. Idealized nappe structure of the Transdanubian Range in dip (a) and strike (b) section (TARI 1994)

vonaltól közvetlenül északra helyezkedett el (FRISCH et al. 1998) és a Dráva-vonulat legfelső pozícióban lévő ausztróalpi takaróroncsaival együtt közvetlen kapcsolatban volt az Északi-Mészköalpokkal (12. ábra). Az egykori eoalpi mész-

kötakaró folytonosságát az oligocén során pusztító erózió szakította meg, amely egy nagykiterjedésű antiklinórium kialakulásához vezetett (Augenstein plató, TOLLMANN 1987).



12. ábra. Egyszerűsített szerkezeti szelvény annak illusztrálására, hogy a késő-oligocén eróziót megelőzően a Bakony és az Északi-Mészköalpok egybefüggő takarót képeztek az orogén szerkezeti hierarchia tetején (TARI & HORVÁTH 2006)

Figure 12. Simplified structural diagram to illustrate the proposed continuity of the Northern Calcareous Alps and the Bakony Mts before the Late Oligocene erosion and Miocene extrusion of the Alcapa block (TARI & HORVÁTH 2006)

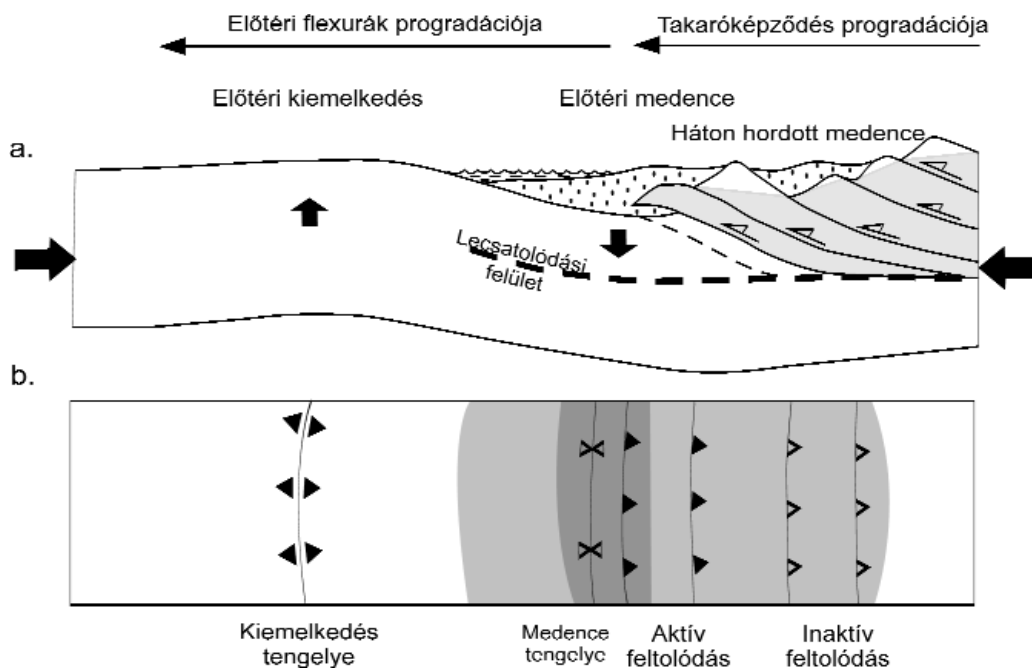
Az eoalpi fejlődéstörténet rétegtani áttekintése

Ebben a fejezetben fő vonásaiban áttekintjük a Dunántúli-középhegység eoalpi fejlődését. Ennek érdekességét az adja, hogy a Dunántúli-középhegységet az alpi orogén szerves részének tekintve, nemcsak takarós szerkezetének kialakulását tartjuk paleogeográfiai helyzetéből következően szükségszerű folyamatnak, hanem azt is, hogy sztratigráfiai viszonyait is ez az orogén fejlődés határozta meg. Ennek legfontosabb mechanizmusát a takarós áttolódással együtt járó flexurális medence és előtéri kiemelkedés képződése adja meg (13. ábra).

A mechanizmus lényege az, hogy az áttolódó takarók terhelésének hatására az orogén előtere rugalmas lemezként flexurálisan deformálódik. Azaz, a takarófront előtt aszim-

Az eoalpi kompresszió hatására elsőként létrejött deformáció a gerecsei neocom medence kialakulásában nyilvánult meg (14. ábra, a). A korábban passzív peremen kialakult tithon karbonátplatform megfulladása a kelet felől közeledő, a Vardar-óceánt fokozatosan bezáró takarófront mozgásának lehetett az eredménye. Korábbi elképzelések szerint a neocom rétegsor a Dunántúli-középhegység középső részén lepusztult (CSÁSZÁR & HAAS 1984). Modellünk alapján e képződmények hiányát elsősorban a nyugat–délkelet felé haladó előtéri kiemelkedés bekövetkező üledékképződési szünet eredményezte.

Az apti korszakra a vardar-előtéri mélyedés tovább mozdult nyugat felé (14. ábra, b) és így folytatódott a barrémiben megindult gerecsei flisképződés (Lábatlani Homokkő). Ezzel egyidőben a felső-ausztróalpi takarórendszer mentén a rövidülési deformáció az előtéri medencét kitöltő

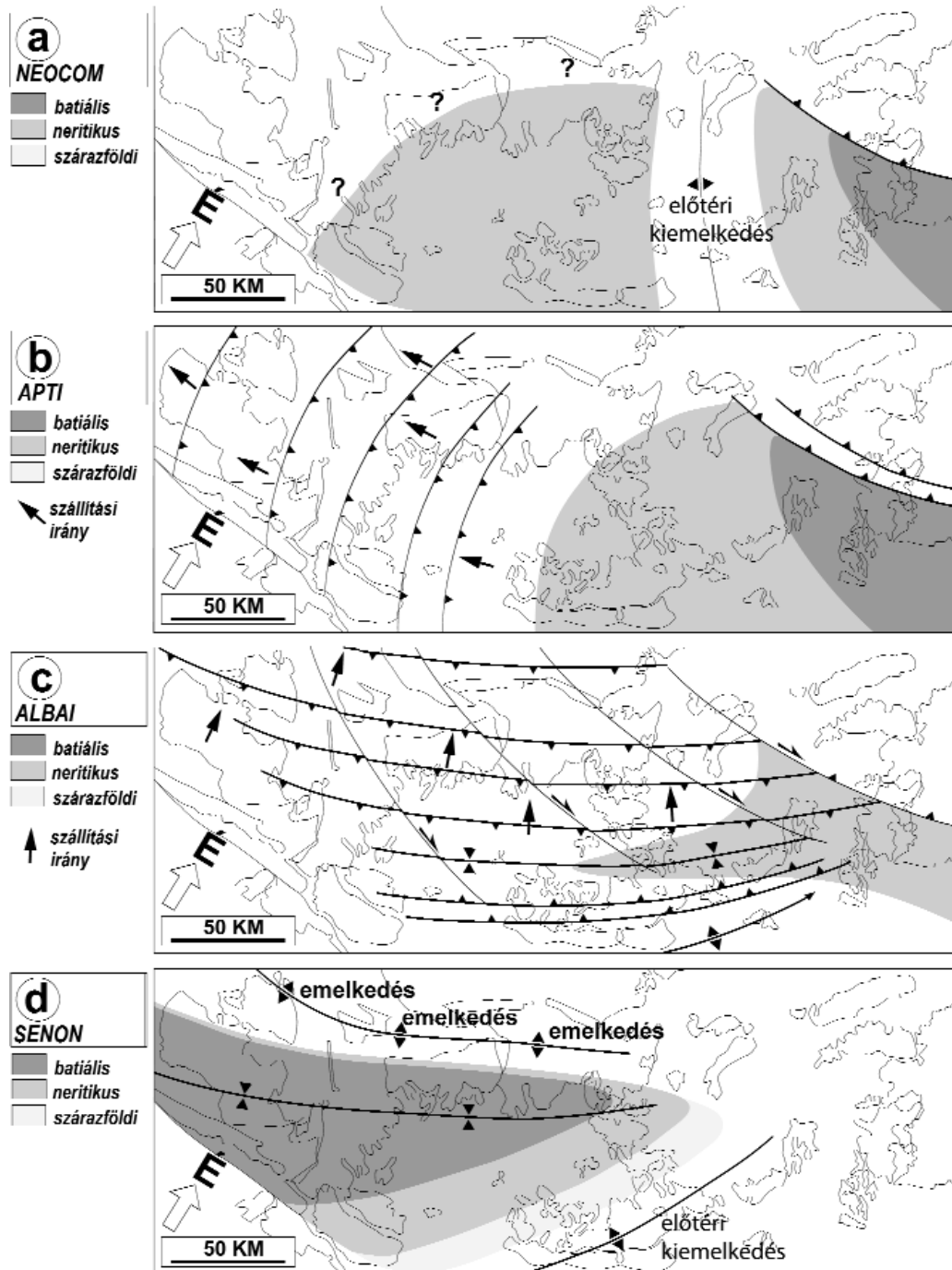


13. ábra. Flexurális medence és előtéri kiemelkedés kialakulása és vándorlása progradáló takaróképződés hatására szelvényben (a) és térképi nézetben (b)

Figure 13. Formation and migration of a flexural basin and high due to the load of advancing nappe system shown in section (a) and map view (b)

metrikus behajlás (előtéri medence), e mögött pedig kiemelkedés (előtéri boltozat) jön létre. Úgy a negatív, mint a pozitív hajlításos szerkezeti forma térben nem állandó helyzetű, hanem e flexurák laterálisan vándorolnak a takarófront előrehaladásának megfelelően (13. ábra). Ennek következtében az új takarók a korábbi előtéri medencében képződnek, így az előtéri üledékeket felgyűrik, sőt megemelik és magukkal viszik. Ezúton az ún. „háton-hordott” (piggy-back) medencék alakulnak ki. Különböző irányokból közeledő takaróképződés során az előtéri szerkezetek bonyolult egymásra hatása jöhet létre. Ilyen terület volt az Adriai-orr homlokterében lévő Alcapa-egység, s annak részét képező Dunántúli-középhegység is (3. ábra).

képződmények felé kezdett harapózni. Ehhez a fázishoz köthetők a Zalai-medence délnyugati vergenciájú pikkelyei. Ezt az értelmezést a Felső-Ausztróalpi-takaró grazi és gork-völgyi paleozoikumából számos mikrotektonikai megfigyelés is alátámasztja, amelyek alapján a legkorábbi eoalpi takarós áttolódások iránya nyugat–északnyugati volt (RATSCHBACHER 1986, 1987; NEUBAUER 1987; FRITZ 1988). Az elmozdulás radiometrikus mérések alapján 120–130 millió évvel ezelőttre tehető (KRALIK et al. 1987, FRITZ 1991). A Mihályi-háton mért 116–123 millió éves K–Ar korok (ÁRKAI & BALOGH 1989) szintén az eoalpi kompresszió legkorábbi szakaszát jelezhetik. Úgy tűnik, hogy a nagy területen elterjedt Tatai Mészköre ez a deformációs fázis már nem volt hatással.



14. ábra. Vázlatos térképsorozat (a-d), amely a különböző irányból progradáló takarókat, a flexurális medencéket és kiemelkedéseket mutatja a Dunántúli-középhegység és a Keleti-Alpok területére a neocomtól a senon időszakig (TARI 1994)

Figure 14. Schematic map series for the time period from the Neocomian to the Senonian (a-d) showing the nappes advancing from different directions and the related flexural features in the region of the Eastern Alps and Transdanubian Range (TARI 1994)

Az albaiban a korábbi NyÉNy–KDK irányú kompressziót ÉÉNy–DDK irányú váltotta fel (14. ábra, c). Mivel a Keleti-Alpok eoalpi takaróinak mozgásiránya lassan fordult el (RATSCHBACHER 1986, 1987), ez a váltás itt is fokozatosnak tűnik. Az albai során, a velencei antiklinálissal együtt alakult ki a Dunántúli-középhegység elsőrendű szinklinálisa. Az északnyugat–délkeleti rövidülést jobbos törésként működő oldaleltolódások sorozata vette fel. A továbbra is aktív

Vardar-árok hatását a gerescei Köszörűkőbányai Konglomerátum proximális törmelékkúpjai jelzik. Az ezeket befogadó előtéri mélyedés fokozatosan a mai elhelyezkedés szerint délnyugati irányba tolódott el, felülbélyegezve a vázolt kompresszió hatását. Valószínű, hogy a kora-albai során az előtéri kiemelkedés is tovább mozgott délnyugat felé a Bakony térségéig, ahol felszínén az Alsóperei Bauxit Formáció képződött. Az ezt fedő, uralkodóan folyóvíztől

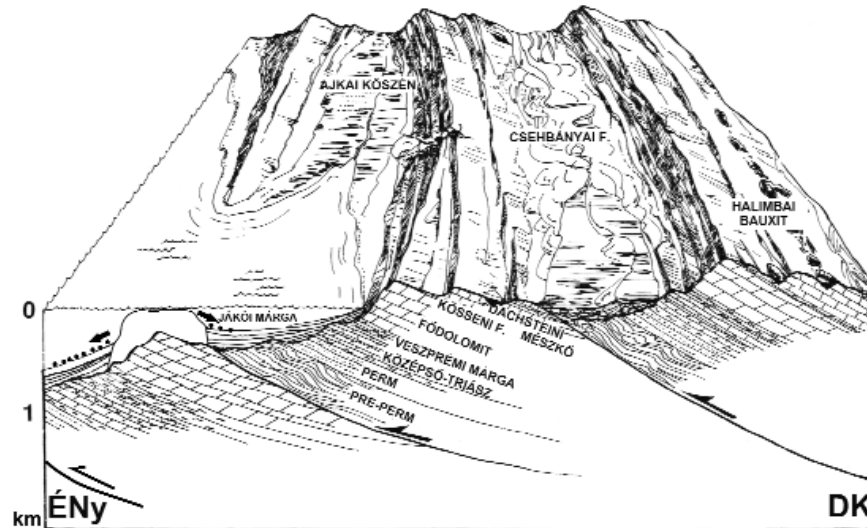
sekélytengeriig terjedő fáciesű albai üledékek elterjedése a Dunántúli-középhegység másodrendű szinklinálisaira korlátozódik (Császár 1986). A cenomanra a kompressziós deformáció lelassult és a Pénzeskúti Márga képződését követően a terület egésze kiemelkedett és szárazra került.

A santoni során egy másik hajlításos medence kezdett behatolni a mai Pannon-medence északnyugati részére délnyugati irányból (14. ábra, d). Ez az alpi Gosau-medence, amit tektonikus helyzetéből és rétegtani viszonyaiból következően hátón-hordott medencének tartunk. Üledékes

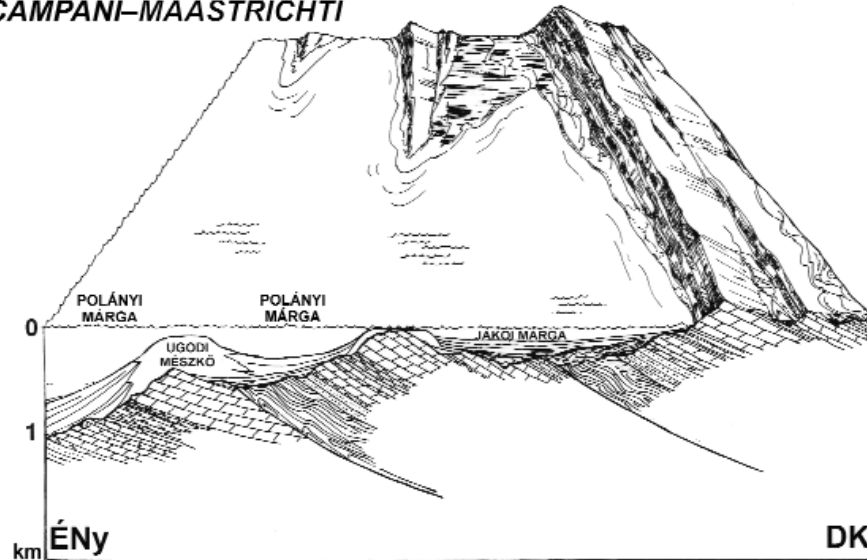
fáciessorozata alapján a bakonyi senon medence a hajlításos medence délkeleti peremének feleltethető meg.

A Kisalföldön, a Zalai-medencében és a Bakony északnyugati peremén szoros kapcsolat figyelhető meg a presenon takarós aljzat kiemelkedései és a campani Ugodi Mészko zátonyainak elhelyezkedése között (HAAS 1983, 1985). Modellünk alapján a paleotopográfiát az eoalpi takarók geometriája és a takarót alkotó kőzetrétegek erodálhatósága alakította ki, végső soron tehát a senon litofáciések elhelyezkedése is erre vezethető vissza (15. ábra).

a) SANTONI-CAMPANI



b) CAMPANI-MAASTRICHTI



15. ábra. Illusztráció az eoalpi takarórendszer kialakulását követő senon medencefejlődés megértéséhez a Dunántúli-középhegységben (TARI 1994)

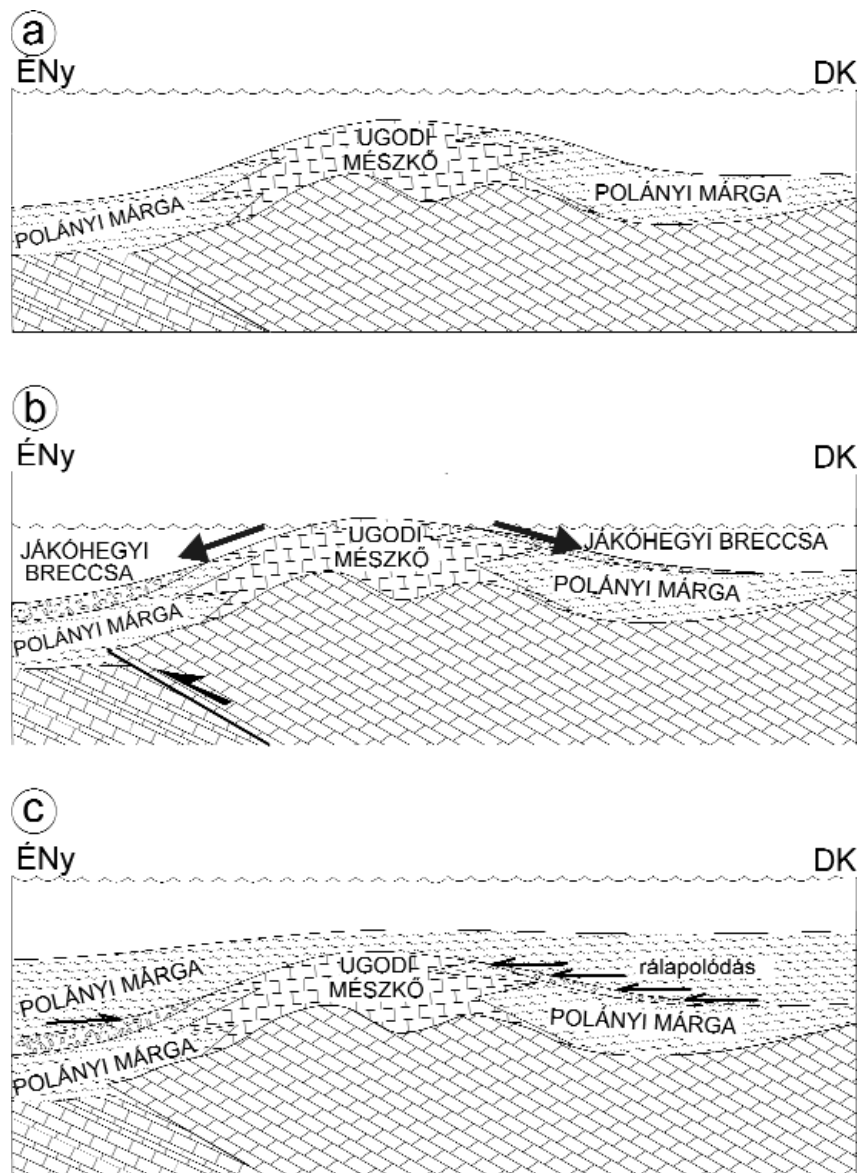
A jellegzetes morfológiájú takarórendszer hátán kialakult szárazföldi-lagunáris medencéket fokozatosan öntötte el a tenger a santoni során (a). A tengeri medencékben márga, a kiemeltebb háton zátonymészko képződött. A takarórendszer reaktiválódása következtében ezek nagy része feldarabolódott és durva törmelékeket szolgáltatott a környező kibillent medencékbe. A transzgresszió térhódításával a tengeri üledékképződés vált uralkodóvá a campani során (b). Ezt a larámi kompressziós eseményt a márgákban belül unkonformitás jelzi

Figure 15. Artistic impression illustrating the formation of the Senonian basin in the Transdanubian Range (TARI 1994)

Geometry of the nappes and the erodability of rocks controlled the morphology of the continental and marine basins (a). Laramian orogenic event changed this morphology and destroyed carbonate build-ups leading to intercalation of coarse conglomerate and the subsequent formation of an unconformity within the fine-grained marine sediments (b)

Értelmezésünk szerint a senon medence kialakulásához szinszediment tektonikai mechanizmus is kapcsolódott. A tektonikai aktivitásnak jele a néhány szeizmikus szelvényben (pl. B1 és B2) megjelenő, intraszenon diszkordanciafelület, mely a Polányi Márgán belüli rálapoldási felszínként értelmezünk. Szinszediment aktivitásra utalhatnak emellett a Bakony pelágikus Polányi Márga Formációjából leírt, 100 m vastagságot is elérő breccsatestek, azaz a Jákóhegyi Breccsa Tagozat (HAAS 1979, 1999). Ez a breccsa az Ugodi Mészki közelben elhelyezkedő zátonyairól származó karbonáttörmelékéből áll. Véleményünk szerint az intraszenon diszkordancia és a feltárásokban is megjelenő Jákóhegyi Breccsa kialakulása ugyanazon tektonikai folyamathoz köthető (15. ábra).

A 16. ábra részletesebben mutatja a campani Jákóhegyi Breccsa (GÓCZÁN 1964) és az intraszenon diszkordancia kialakulásának valószínű forgatókönyvét. Eszerint kompressziós esemény hatására (*larámi fázis*) reaktiválódtak a középső-kréta takaróhatárok, ami a meredekebbé váló lejtőkön a sekélytengeri karbonátok medence felé történő áthalmozódásához vezetett (16. ábra, b). A takarófrontok átmeneti emelkedése, és az ezt kísérő breccsaképződés után folytatódott a Polányi Márga lerakódása, létrehozva a szeizmikus szelvényeken észlelt rálapoldásokat az addigra megfulladó zátonyok peremén (16. ábra, c). Érdekes módon az egyidejűleg kialakuló olaszországi Lombardiai-medencében is leírtak a Jákóhegyi Breccsához hasonló képződményt (Missaglia Megabed) nyíltvízi rétegsoron belül (BERNOULLI et al. 1981).



16. ábra. Részletes rajz annak illusztrálására, hogy a takarórendszer reaktiválódása hogyan vezetett a Polányi Márgában lévő durvatörmelékes lerakódások és az azt követő unkonformitás kialakulásához (TARI 1994)

Figure 16. Scheme to illustrate the Laramian reactivation of nappes and the formation of a clastic wedge and unconformity in the marine Polányi Marl (TARI 1994)

Összegzés és következtetések

Isolált szigethegységeink mezozoos rétegtani korrelációja a környező hegységek azonos korú képződményeivel a magyar nagytektonika évszázados problémája volt. Ennek látványos első sikerei vetették fel a kardinális kérdést: jelent-e a nyilvánvaló kőzetkifejlődésbeli rokonság egyúttal hegység szerkezeti hasonlóságot is?

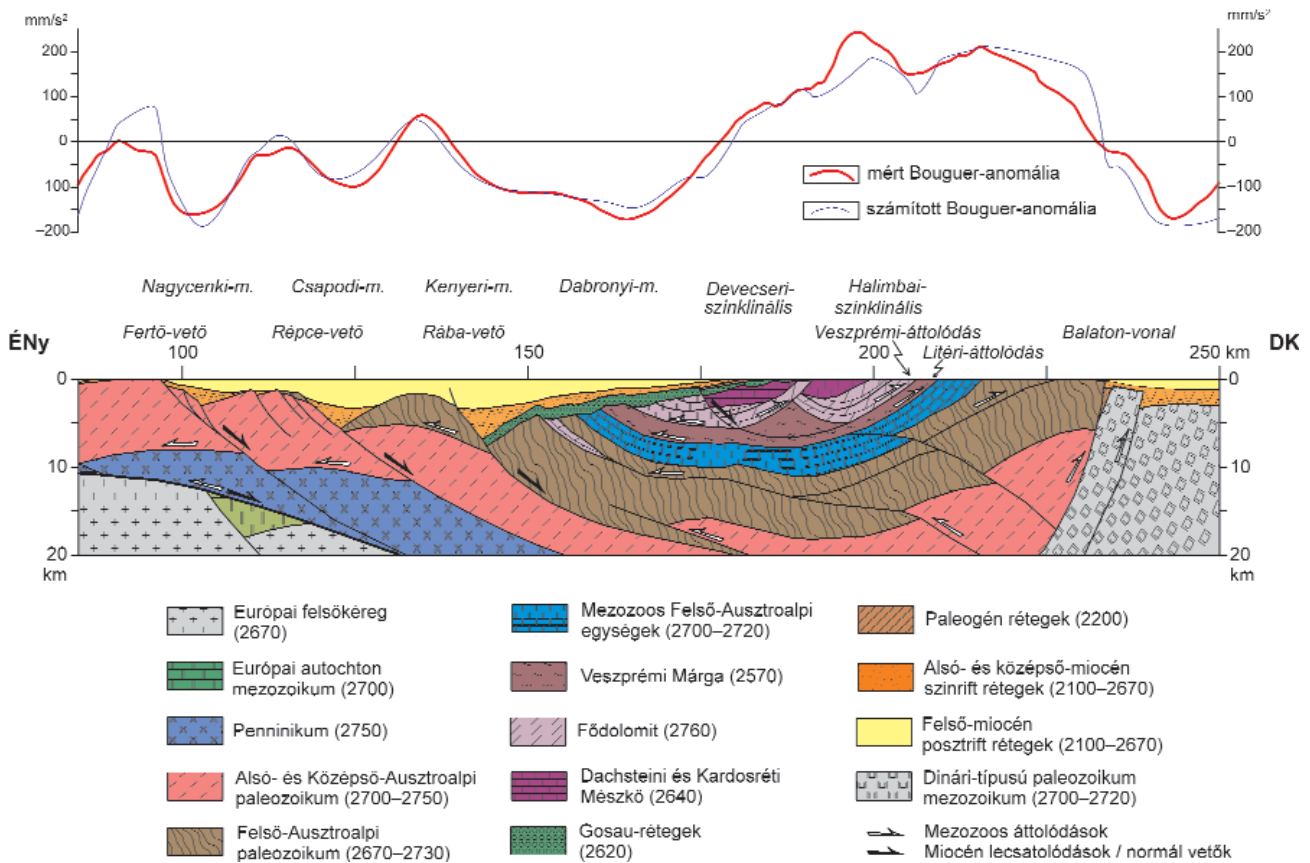
LÓCZY és követői erre határozott nemmel válaszoltak, midőn a plasztikusan deformálódott alpi hegyláncoktól markánsan különböző, az alpi időszak során blokkosan feldarabolódó merev közbelső tömeget képzettek el az alpi-kárpáti-dinári hegységkorszorú belsejében. A francia tektonikai „új hullám” hatására UHLIG (1907) mobilista koncepció alapján magyarázta a Kárpátok alpi fejlődéstörténetét, és a Dunántúli-középhegységet az ausztróalpi takarórendszer legfelső tagjának nyilvánította.

A geofizikai vizsgálatok az utóbbi évtizedek során arra jutottak, hogy a Pannon-medence kérge és litoszférája vékony, hőmérsékleti gradiense és hőáramértékei magasak, földrengései sekélyek és kis-közepes méretűek, amely megfigyelések egymást erősítve a környezeténél melegebb, s reológiaiilag puhább (plasztikusabb) köztes területet bizonyítottak. Döntő mértékben a szénhidrogén-kutatás

szeizmikus mérései és fúrési adatai mutatták meg, hogy a medencealjzat zónás felépítésű, amelyet eredetileg jelentősen különböző paleogeográfiai pozícióban lévő kőzet-tartományok kompressziós feltorlódása hozott létre. Mind ezt kiegészítve az újabb hazai és külföldi tudományos eredményekkel széleskörű konszenzus alakult ki abban, hogy a Pannon-medence aljzata az alpi orogén szerves részét képezte, s medencévé alakulását az eoalpi takaró-képződésen átesett orogén ékek (Alcapa és Tiszai-Dáciai) keleti irányú kipréselődésével együtt járó extenziós megnyúlás eredményezte.

Ebbe a nagytektonikai folyamatba semmiképpen nem illeszthető be egy a takarók közé ékelődő, autochton szerkezetű Dunántúli-középhegységi-egység, amelyet nagy-szerkezeti választóvonalak (mélytörések) határolnak le. Egy ilyen közbelső tömeg relikvia feltételezése nemcsak logikailag ellentmondásos, hanem a megfigyelési tényanyag alapján is megkérdőjelezhető. A javasolt allochton modell a 17. ábrán látható és annak sarokelemei a következők:

— A Keleti-Alpok Pannon-medencével határos területén felszínen lévő pennini és ausztróalpi takarók folytatódnak a Kisalföld aljzatában és a takaróhatárok lapos dőlésszögű, markáns szeizmikus reflektorok, amelyek térképezhetőek.



17. ábra. Földtani-geofizikai szelvény a Kisalföld ÉNy-i szegélyétől a Dunántúli-középhegység déli pereméig kéregkutató és ipari szeizmikus mérések, mélyfúrás adatok, geológiai térképek és gravitációs modellszámítás alapján

A jelmagyarázatban az egyes képződmények után megadott számok a modellszámítások során használt sűrűségeket mutatja kg/m³ egységekben (SZAFIÁN et al. 1999)

Figure 17. Geological-geophysical profile across the Kisalföld Basin and the Transdanubian Range derived from interpretation of seismic sections.

Drill-hole data and gravity modelling studies (SZAFIÁN et al. 1999). In the legend the numbers attached to each formation gives the densities in kg/m³ to arrive at a good fit between observed and calculated Bouguer-anomalies (see in the top of figure)

— A Dunántúli-középhegységi-egység peremén és az azon belül észlelhető hasonló geometriájú szeizmikus reflektorok ugyancsak takaróhatárként értelmezhetők.

— Nem létezik, tehát a Dunántúli-középhegységi-egységet lehatároló mélytörés (Rába-vonal) és indokolatlan a Dunántúli-középhegységet önálló nagytektonikai egységként kiemelni természetes környezetéből, az ausztróalpi takarórendszerből.

A fenti tényanyag alapján a következők valószínűsíthetők:

— A Dunántúli-középhegység kisalföldi szárnyán észlelt vetők összkapcsolhatók a Balaton-felvidéken térképezettekkel.

— A hegység utólagos (poszt-senon) deformációk nélküli képe a 11–12. ábrákon látható idealizált szerkezettel közelíthető.

— A Dunántúli-középhegység bonyolult kréta rétegtani fejlődését a több irányból közeledő takarófrontok terhelése által generált flexurális deformációs mechanizmus alapján lehet magyarázni.

— A hegység eredeti helyén a legfelső-ausztróalpi takarórendszer integráns részeként fizikai kontinuitást képezett az Északi-Mészkőalpokkal, amelyet a kora-oligocén erózió

és az Alcapa kéregblokk azt követő kipréselődése szakított meg.

Köszönetnyilvánítás

Ez a cikk nagymértékben támaszkodik TARI Gábor PhD dolgozatára, amelyet Albert BALLY professzor irányított a Rice Egyetemen (Houston, Texas). Az ő szellemi hatását eszméink fejlődésére mindketten köszönjük. A nagytömegű ipari anyag doktori dolgozatban történő felhasználásának engedélyezéséért és támogatásáért köszönet illeti BARDÓCZ Bélát, BÉRCZI Istvánt és BOKOR Csabát. Hálások vagyunk továbbá számos magyar kollégának akikkel hosszútávon együttműködünk a Pannon-medence alpi fejlődéstörténetének vizsgálatában. Külön kiemeljük CSONTOS László, FODOR László, BADA Gábor, SZAFIÁN Péter, VÖRÖS Attila, GALÁCZ András, NAGYMAROSY András, SZALAY Árpád, POGÁCSÁS György, DUNKL István, BUDAI Tamás, KÁZMÉR Miklós, SZTANÓ Orsolya, UHRIN András és MINDSZENTY Andrea nevét. Végezetül őszinte hálával tartozunk FODOR Lászlónak és BUDAI Tamásnak kéziratunk alapos és konstruktív lektorálásáért.

Irodalom — References

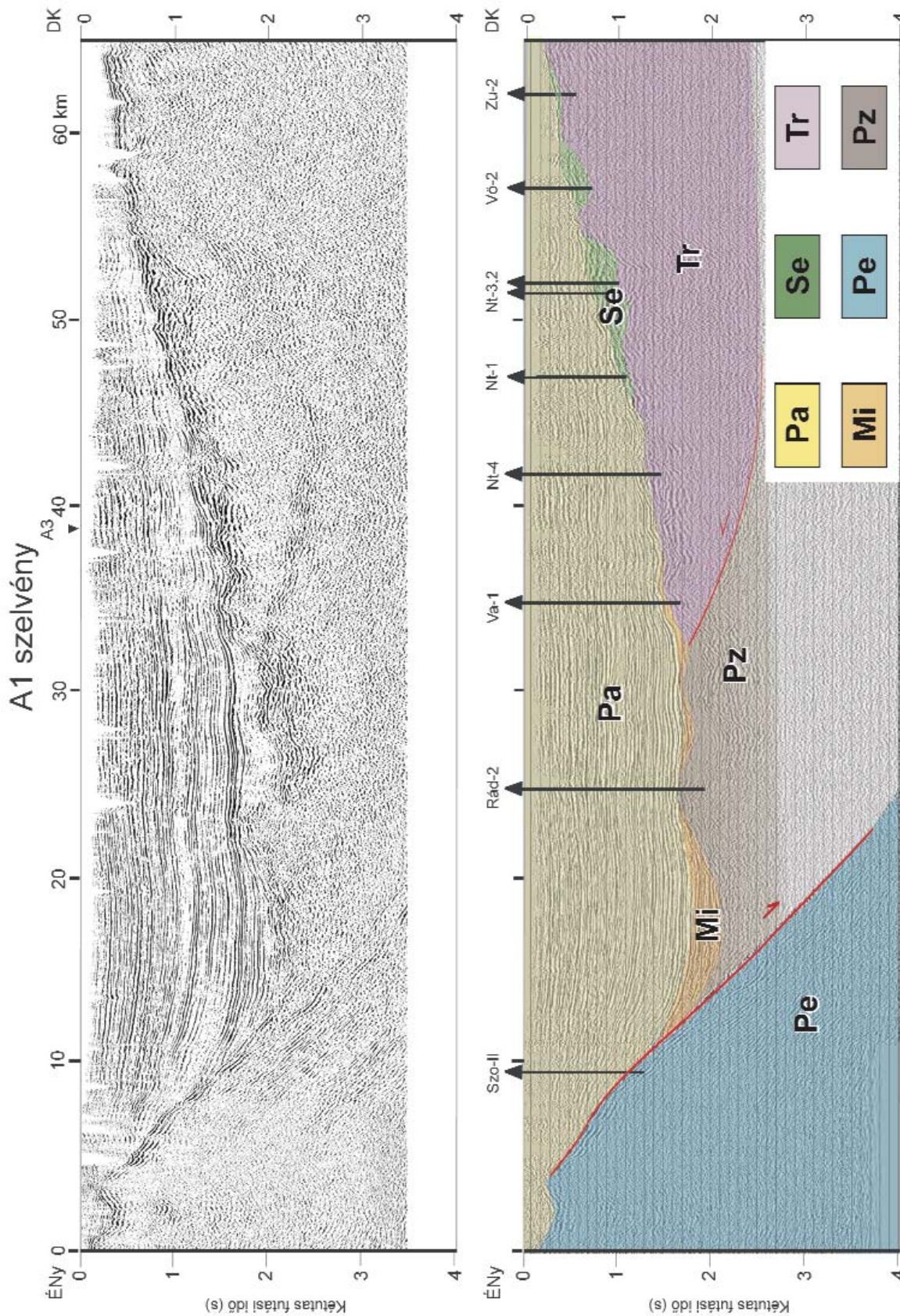
- ÁDÁM O., HAAS J., NEMESI L., REDLERNÉ TÁTRAI M., RÁNER G. & VARGA G. 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. — *MÁELGI 1983. évi Jelentése* 37–44.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W. 1972: Recent investigations of surficial and deeper crustal structure of the Eastern and Southern Alps. — *Geologische Rundschau* **61**, 349–395.
- ARGAND, E. 1924: La tectonique de l'Asie. — *C. R. 13e Cong. géol. int. Bruxelles, 1922*, 171–372.
- ÁRKAI, P. & BALOGH, K. 1989: The age of metamorphism of the East Alpine type basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar dating of K-white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 131–147.
- AUER, M., & EISBACHER, G. H. 2003: Deep structure and kinematics of the Northern Calcareous Alps (TRANSALP Profile). — *Int. J. Earth Sci.* **92**, 210–227.
- BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsó miocén formációk. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 293 p.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30**, 313–353.
- BALLA, Z. 1986: Paleotectonic reconstruction of the central Alpine–Mediterranean belt for the Neogene. — *Tectonophysics* **127**, 213–243.
- BERNOULLI, D., BICHSEL, M., BOLLI, H. M., HÄRING, M. O., HOCHULI, P. A. & KLEBOTH, P. 1981: The Missaglia Megabed, a catastrophic deposit in the Upper Cretaceous Bergamo Flysch, northern Italy. — *Eclogae Geologica Helvetica* **74**, 421–442.
- BOYER, S. E. & ELLIOTT, D. 1982: Thrust systems — *AAPG Bulletin* **66**, 1196–1230.
- BÖCKH J. 1874: A Bakony déli részének földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **2**, 31–166.
- BUDAI T. 1991: Újabb adatok Felsőörs környékének geológiai felépítéséről. — *MÁFI Évi Jelentése 1989-ről*, 17–33.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Térkép és magyarázó. — *MÁFI Alk. Kiadványa* **197**, 257 p.
- CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* **23**, 1–295.
- CSÁSZÁR, G. (ed.) 1997: Lithostratigraphical units of Hungary. — *MÁFI kiadv.*, Budapest, 114 p.
- CSÁSZÁR G. 2005: Magyarország és környezetének regionális földtana. I. Paleozoikum–paleogén. — *ELTE Eötvös Kiadó*, Budapest, 328 p.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1984: The Cretaceous in Hungary: a review. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 417–428.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography Palaeoclimatology* **210**, 1–56.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241.
- DOGLIONI, C. 1992: The Venetian Alps thrust belt. — In: McCLAY, K. R. (ed.): *Thrust Tectonics*. — Chapman and Hall, London, 319–324.

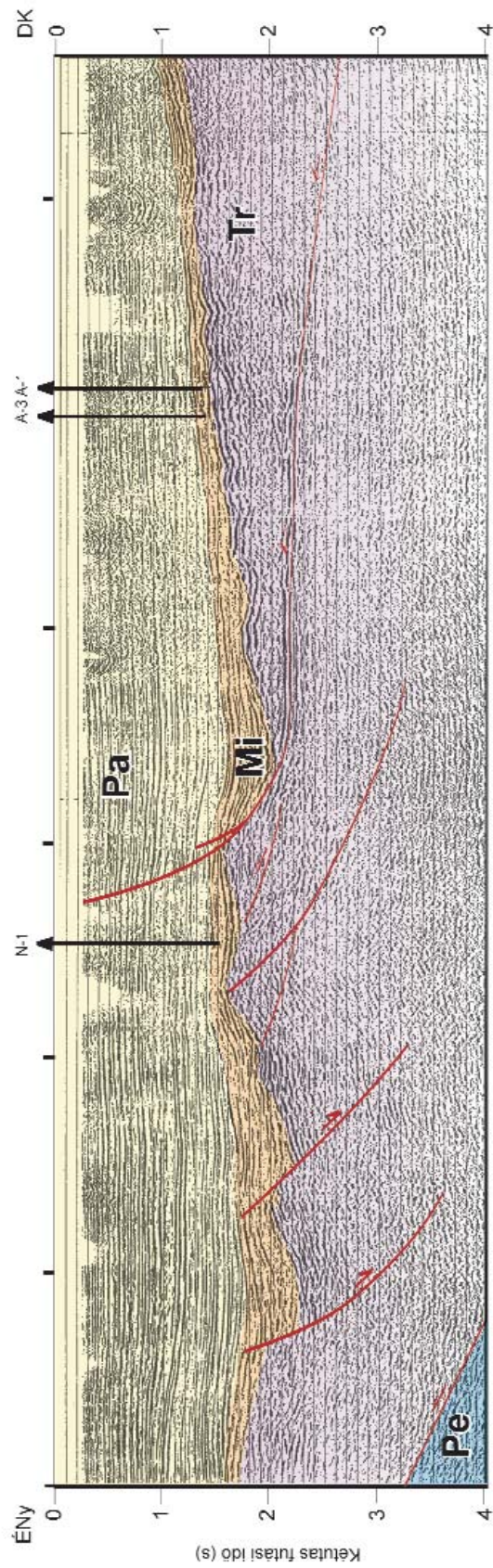
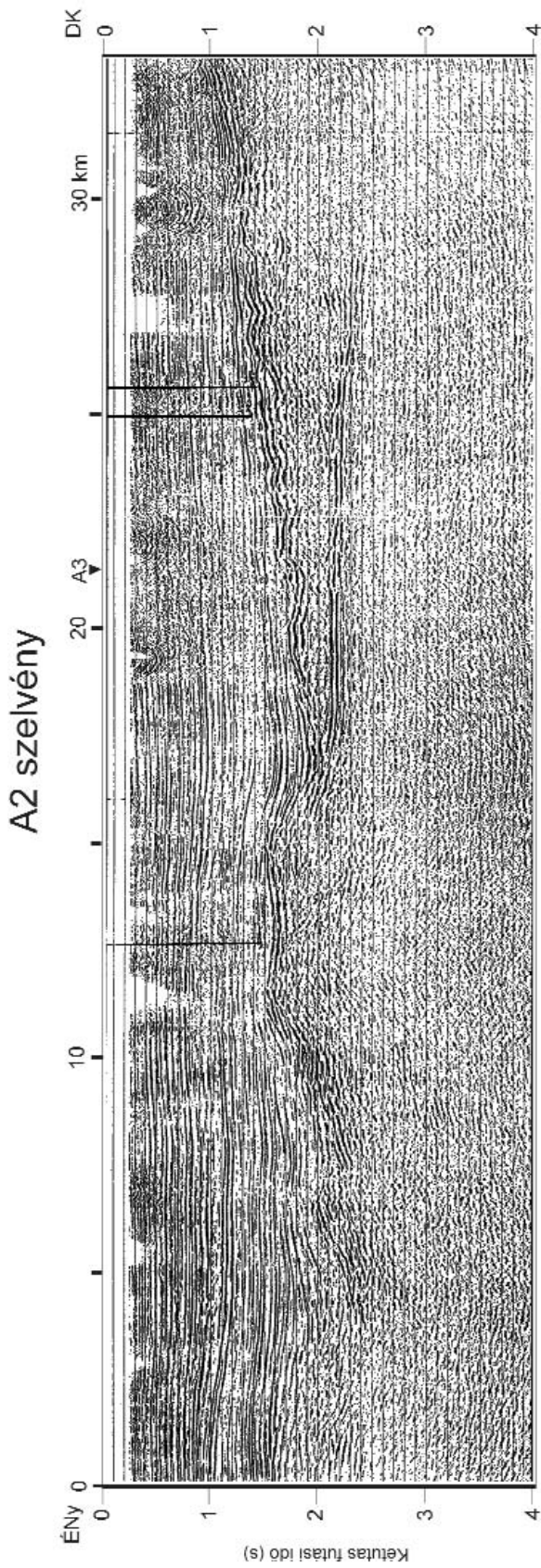
- DUDKO, A. 1991: The structural elements of the Balaton Highland. Kirándulásvezető. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest. 61 p.
- DUDKO, A. 1992a: The Eo-Alpine structure of the Transdanubian Range. — *Terra Abstr. Suppl.* **2**, 4–17.
- DUDKO, A. 1992b: The Miocene tectonism of the Transdanubian Range. — *Terra Abstr. Suppl.* **2/4**, 16–17.
- DUNKL, I. & DEMÉNY, A. 1997: Exhumation of Rechnitz Window at the border of the Eastern Alps and Pannonian Basin during Neogene extension. — *Tectonophysics* **272**, 197–211.
- DUNKL, I., GRASEMANN, B. & FRISCH, W. 1998: Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall synrift sediments — an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. — *Tectonophysics* **297**, 31–50.
- EISBACHER, G. H., LINZER, H. G., MEIER, L. & POLINSKI, R., 1990: A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. — *Eclogae Geologicae Helvetica* **83**, 711–725.
- ERDÉLYI FAZEKAS J. 1943: A Balatonfelvidék geológiai és hegyszerkezeti viszonyai a Veszprémi-fennsíkon és Vilonya környékén. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **36/3**, 137–161.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. 1987: Facies development of the Gosau group of the eastern part of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and the Paleogene. — In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. — Deuticke, Wien, 142–155.
- FODOR, L. 1998: Late Mesozoic and early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. — *XIVth CBGA Congress. Bécs*, p. 165.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, L., JOLIVET, F., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds.): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. The Geol. Soc. London*, **156**, 295–334.
- FODOR, L., KOROKNAI, B., BALOGH, K., DUNKL, I., & HORVÁTH, P. 2003: A Dunántúli-középhegységi-egység (Bakony) takarós helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján. — *Földtani Közlemény* **133**, 535–546.
- FODOR, L., CSILLAG, G., NÉMETH, K., BUDAI, T., CSERNY, T., MARTIN, U., BREZSNYÁNSZKY, K. & DEWEY, J. 2005: Tectonic development, morphotectonics and volcanism of the Transdanubian Range a field guide. — *MÁFI Alk. Kiadványa* **204**, 59–86.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. 1998: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. — *Tectonophysics* **297**, 1–15.
- FRITZ, H. 1988: Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (Eastern Alps). — *Geodinamica Acta* **2**, 53–62.
- FRITZ, H. 1991: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlicher Grazer Paläozoikum (Ostalpen). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **134**, 227–255.
- FÜLÖP J. 1964: A bakony hegység alsó-kréta (berriazi–apti) képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **13**, 194 p.
- FÜLÖP J. 1989: Bevezetés Magyarország geológiájába. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 246 p.
- FÜLÖP J. & DANK V. 1985: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. 1:500 000. — *MÁFI kiadványa*, Budapest.
- GÉCZY B. 1972: A jura fauna provinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. — *Geonómia és Bányászat* **5**, 297–311.
- GLOVER, P. W. J. & ÁDÁM, A. 2008: Correlation between crustal high conductivity zones and seismic activity and the role of carbon during shear deformation. — *J. Geophys. Res.* **113**, B12210, doi: 10.1029/2008JB005804.
- GÓCZÁN, F. 1964: Stratigraphic palinology of the Hungarian Upper Cretaceous. — *Acta Geologica Hungarica* **8**, 230–264.
- HAAS J. 1979: A felsőkréta Ugodi Mészke Formáció a Bakonyban. — *MÁFI Évkönyv* **61**, 191 p.
- HAAS, J. 1983: Senonian cycle in the Transdanubian Central Range. — *Acta Geologica Hungarica* **26**, 21–40.
- HAAS J. 1985: A Dunántúli-középhegység senon ősföldrajzi kapcsolatai. — *MÁFI Évi Jelentése 1983-ról*, 95–109.
- HAAS J. 1994: *Magyarország földtana. Mezozoikum*. — Eötvös Kiadó, Budapest, 119 p.
- HAAS, J. 1999: Genesis of Late Cretaceous toe-of-slope breccias in the Bakony Mts., Hungary. — *Sedimentary Geology* **128**, 51–66.
- HAAS, J. (ed.) 2001: *Geology of Hungary*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 317 p.
- HAAS J. & PÁLFALVI S. 1989: Ugodi Mészke (felső-kréta) fácies-alapszelvények a Bakonyban. — *MÁFI Évi Jelentése 1987-ről*, 35–57.
- HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., CSÁSZÁR G. & PARTÉNYI Z. 1986: A bakonyi szenon kőszénösszetétel képződési körülményei. — *MÁFI Évi Jelentése 1984-ről*, 343–354.
- HAAS, J., MIOČ, P., PAMIĆ, J., TOMLIJENIĆ, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S. & RÁLISCH-FELGENHAUER, E. 2000: Continuation of the Periadriatic lineament, Alpine and NW Dinaridic units into the Pannonian basin. — *Int. J. Earth Sciences* **89**, 377–389.
- HANDY, M. R., SCHMID, S. M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. 2010: Reconciling plate tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. — *Earth Sci. Rev.* doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the evolution of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **226**, 333–357.
- HORVÁTH F. & DOMBRÁDI E. 2010: A magyar tektonikai gondolkodás fejlődése a Balaton és környéke kutatásának tükrében — *Földtani Közlemény*, jelen kötet.
- HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1984: The Pannonian Basement: extension and subsidence of an Alpine orogene. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 229–235.
- 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. & STEPHENSON, R. (eds): — *European Lithospheric Dynamics. Geol. Soc. London Memoirs* **32**, 191–206.
- JANÁK, M., FROITZHEIM, N., LUPTÁK, B., VRABEC, M., RAVNA, E. J. K. 2004: First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. — *Tectonics* **23/5**, TC5014.
- JANÁK, M., FROITZHEIM, N., VRABEC, M., RAVNA, E. J. K., DE HOOG, J. C. M. 2006: Ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotite in Pohorje, Eastern Alps. — *J. Metamorphic Geology* **24/1**, 19–31.

- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 71–84.
- KISS A. 2009: Az Északi-Bakony szerkezetalakulása. — *PhD Doktori értekezés*, kézirat, ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 120 p.
- KISS, A. & FODOR, L. 2005: Cretaceous structural evolution of the Bakony Mts., Hungary. — *Geolines* **19**, 61–63.
- KÖRÖSSY L. 1958: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. — *Földtani Közlöny* **88**, 291–298.
- KÖRÖSSY L. 1965: Nyugat-Magyarországi medencék rétegtani és szerkezetani felépítése. — *Földtani Közlöny* **95**, 22–36.
- KÖRÖSSY, L. 1981: Regional geological profiles in the Pannonian basin. — *Earth Evol. Sci.* **3–4**, 223–231.
- KÖRÖSSY L. 1987: A kisalföldi kőolaj- és földgáz kutatás földtani eredményei. — *Általános Földtani Szemle* **22**, 99–174.
- KÖRÖSSY L. 1988: A zalai-medencei kőolaj és földgáz kutatás földtani eredményei. — *Általános Földtani Szemle* **23**, 3–162.
- KOVÁCS, S. 1982: Problems of the “Pannonian Median Massif” and a plate-tectonic concept. Contribution based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. — *Geologische Rundschau* **71**, 617–639.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, M., 1987: Low-grade and very low-grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Graywacke zone: Illite-cristallinity data and isotopic ages. — In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 164–178.
- LACZKÓ D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, I. kötet. Kilián F. bizománya, Budapest, 190 p.
- LAUBSCHER, H. P. 1985: Large-scale, thin-skinned thrusting in the Southern Alps: kinematic models. — *Geological Society of America Bulletin* **96**, 710–718.
- LINZER, H. G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. — *Tectonophysics* **242**, 41–61.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, I/1. Budapest, Kilián F. bizománya, 617 p.
- LÜSCHEN, E., D. BORRINI, H. GEBRANDE, B. LAMMERER, K. MILLAHN, F. NEUBAUER, R. NICOLICH, & TRANSALP Working Group 2006: TRANSALP — deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps. — *Tectonophysics* **414**, 9–38.
- MAJOROS GY. 1980: A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: egy ösföldrajzi modell és néhány következtetés. — *Földtani Közlöny* **110**, 323–341.
- MAKSIMOVIC, Z., PANTÓ, Gy. & MINDSZENTY, A. 1991: Contribution to the geochemistry of Hungarian bauxites and the allochthony /autochthony problem. — *Acta Geologica Hungarica* **34**, 50–65.
- MATTICK, R.E., TELEKI, P. G., PHILLIPS, R. L., CLAYTON, J. L., DÁVID, Gy., POGÁCSÁS, Gy., BARDÓCZ, B. & SIMON, E. 1996: Structure, stratigraphy and petroleum geology of the Little Plain basin, northwest Hungary. — *AAPG Bulletin* **80**, 1780–1800.
- MÉSZÁROS J. 1971: A Csehbányai-medence szerkezetföldtani fejlődésének alapvonásai. — *MÁFI Évi Jelentése 1969-ről*, 639–651.
- MÉSZÁROS J. 1983: A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. — *MÁFI Évi Jelentése 1981-ről*, 485–501.
- MINDSZENTY, A. 1984: The lithology of some Hungarian bauxites — a contribution to the palaeogeographic reconstruction. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 441–455.
- MINDSZENTY, A., SZINTAY, M., TÓTH, K., SZANTNER, F., NAGY, T., GELLAI, M. & BAROSS, G. 1988: Sedimentology and depositional environment of the Csabpuszta bauxite (Paleocene/Eocene) in the south Bakony Mountains (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 339–370.
- NEUBAUER, F. 1987: The Gurktal thrust system within the Austroalpine region — some structural and geometrical aspects. — In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. — Deuticke, Wien, 226–236.
- PÁPA, A., RÁNER, G., TÁTRAI, M. & VARGA, G. 1990: Seismic and magnetotelluric investigation on a network of base lines. — *Acta Geod. Geophys. Mont. Hung.* **25**, 309–323.
- PÁVAY-VAJNA F. 1931: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — *Földtani Közlöny* **60**, 7–33.
- POGÁCSÁS, Gy., BARDÓCZ, B., MATTICK, R., SIMON, E., VÁRNAI, P., DÁVID, Gy. & KLOSKA, K. 1989: Structural interpretation of the pre-Neogene basement of the Kisalföld basin. — *Kutatási jelentés*, OKGT, Budapest, 17 p.
- RATSCHBACHER, L. 1987: Strain, rotation and translation of Austroalpine nappes. — In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 237–243.
- RATSCHBACHER, L. 1986: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. — *Tectonophysics* **125**, 335–356.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H. G. & MERLE, O. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. — *Tectonics* **10**, 257–271.
- REDLERNÉ TÁTRAI M. & VARGA G. 2001: Újabb adatok a Kisalföld és a Dúnántúli-középhegység mélyszerkezeti felépítéséről. — *Magyar Geofizika* **42**, 22–35.
- ROYDEN, L., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1983: Evolution of the Pannonian basin system: I. Tectonics. — *Tectonics* **2**, 63–90.
- RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Some representative seismic reflection lines from the Pannonian basin and their structural interpretation. — *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **45**, 153–169.
- SACHENHOFER, R. F., DUNKL, I., HASENHÜTTE, CH. & JELEN, B. 1998: Miocene thermal history of the southwestern margin of the Styrian Basin: Vitrinite reflectance and fission track data from the Pohorje/Kozjak area (Slovenia). — *Tectonophysics* **297**, 17–29.
- SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHUSTER, R., SCHEFER, S., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss J. Geosci.* **101**, 139–183.
- SCHÖNBORN, G. 1992: Alpine tectonics and kinematic models of the Central Southern Alps. — *Mem. Sci. Geol. Padova* **44**, 229–393.

- STILLE, H. 1924: *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. — Borntraeger, Berlin, 413 p.
- SZAFIÁN, P., TARI, G., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1999: Crustal structure of the Alpine–Pannonian transition zone: a combined seismic and gravity study. — *Int. J. Earth Sci.* **88**, 98–110.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Tectonophysics* **199**, 93–108.
- TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. — *Doktori értekezés*, Rice University, Houston. 501 p.
- TARI, G. 1996a: Neopaline tectonics of the Danube Basin (NW Pannonian Basin, Hungary). — In: ZIEGLER, P. & HORVÁTH, P. (eds): *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. — *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle* **170**, 439–454.
- TARI, G. 1996b: Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). — *Mitteil. Ges. Geol. Bergbaust. Österreich*. **41**, 1–17.
- TARI, G. & BALLY, A. W. 1990: Metamorphic core complexes at the boundary of the Eastern Alps and the Pannonian basin. — *Geol. Soc. Amer., Abstr. and Progr.* 97–98.
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 2006: Alpine evolution and hydrocarbon geology of the Pannonian basin: an overview. — In: Golonka, J. & Picha, F. J. (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. — *AAPG Memoir* **84**, 605–618.
- TELEKI G. 1936: Adatok Litér és környékének sztratigráfiájához és tektonikájához. — *A Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve* **32**, 61 p.
- TERMIER, P. 1903: Les nappes des Alpes Orientales, et la synthèse des Alpes. — *Bull. Soc. Géol. Fr.* **4**, 711–765.
- TOLLMANN, A. 1963: *Ostalpen-Synthese*. — F. Deuticke, Wien, 256 p.
- TOLLMANN, A. 1987: The Alpidic evolution of the Eastern Alps. — In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. — Deuticke, Wien, 361–378.
- TOLLMANN, A. 1989: The Eastern Alpine sector, northern margin of the Tethys. — *Mem. Geol. Soc. France* **154**, 23–49.
- UHLIG, V. 1907: *Über die Tektonik der Karpathen*. — Kais-König-Hof-und Staatsdruckerel, Wien, 111 p.
- USTASZEWSKI, K., SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., TISCHLER, M., KISSLING, E. & SPAKMAN, W. 2008: A map-view restoration of the Alpine–Carpathian–Dinaridic system for the Early Miocene. — *Swiss J. Geosci.*, doi 10.1007/s00015-008-1288-7.
- WAGREICH, M. 1995: Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria) — *Tectonophysics* **242**, 1–2, 63–78.
- WEIN Gy. 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlatja. — *Általános Földtani Szemle* **11**, 5–34.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.

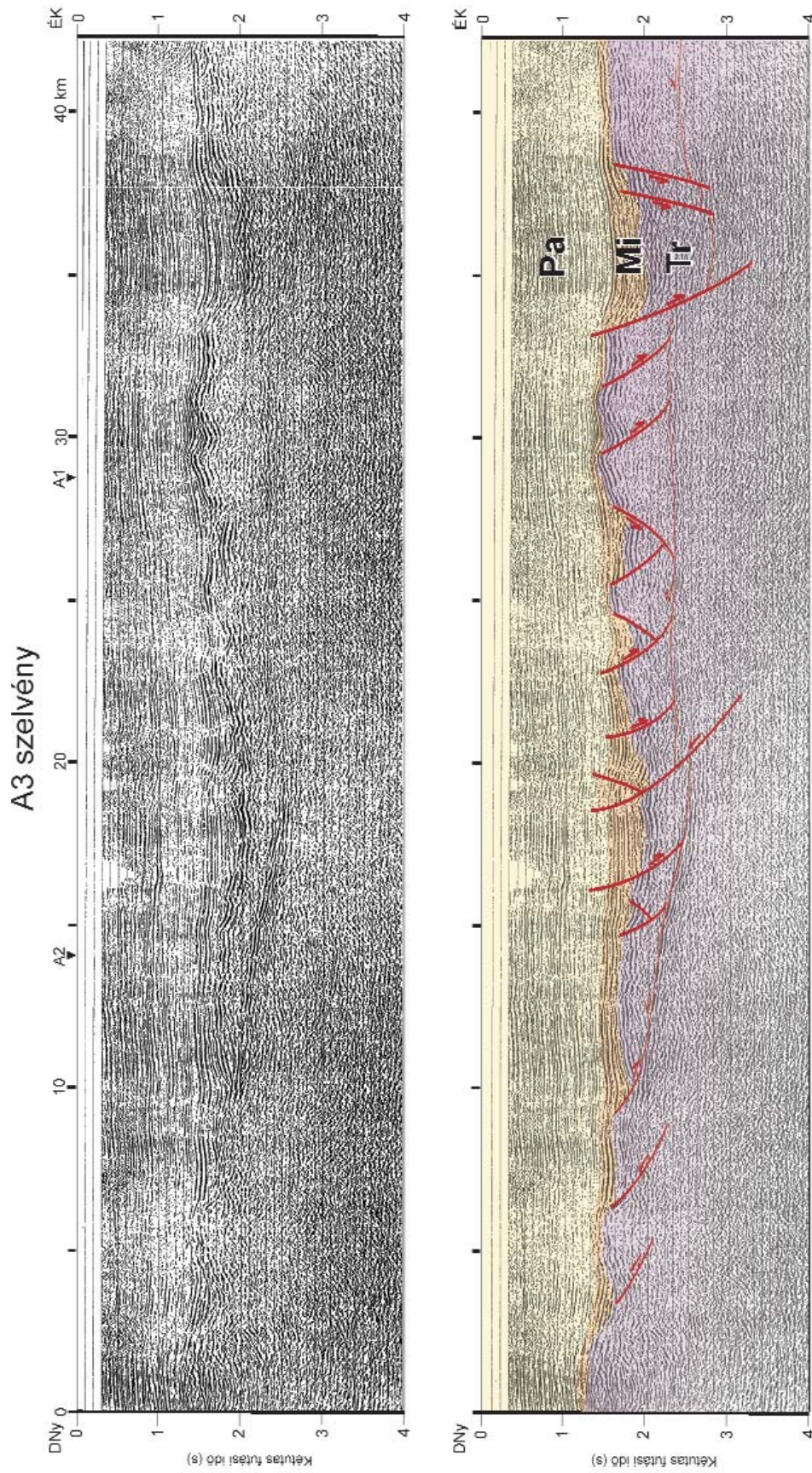




II. melléklet. Az A2 jelű szeizmikus szelvény eredeti és értelmezett változata. A szelvény helyszínrajza a 7. ábrán látható. Jelkucs az I. melléklettel megegyező

Appendix II. Uninterpreted and interpreted version of seismic profile A2

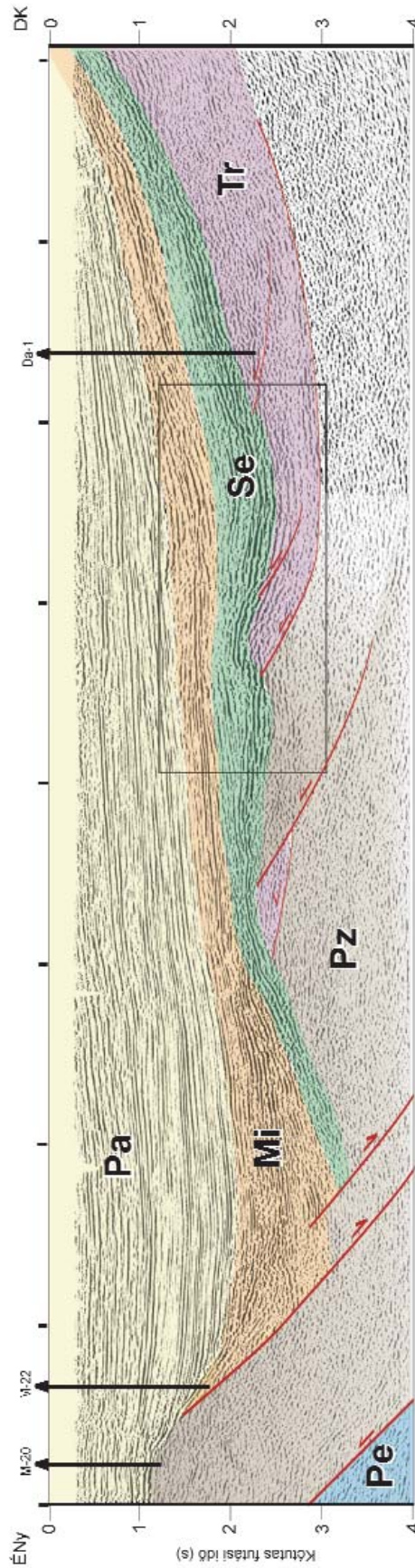
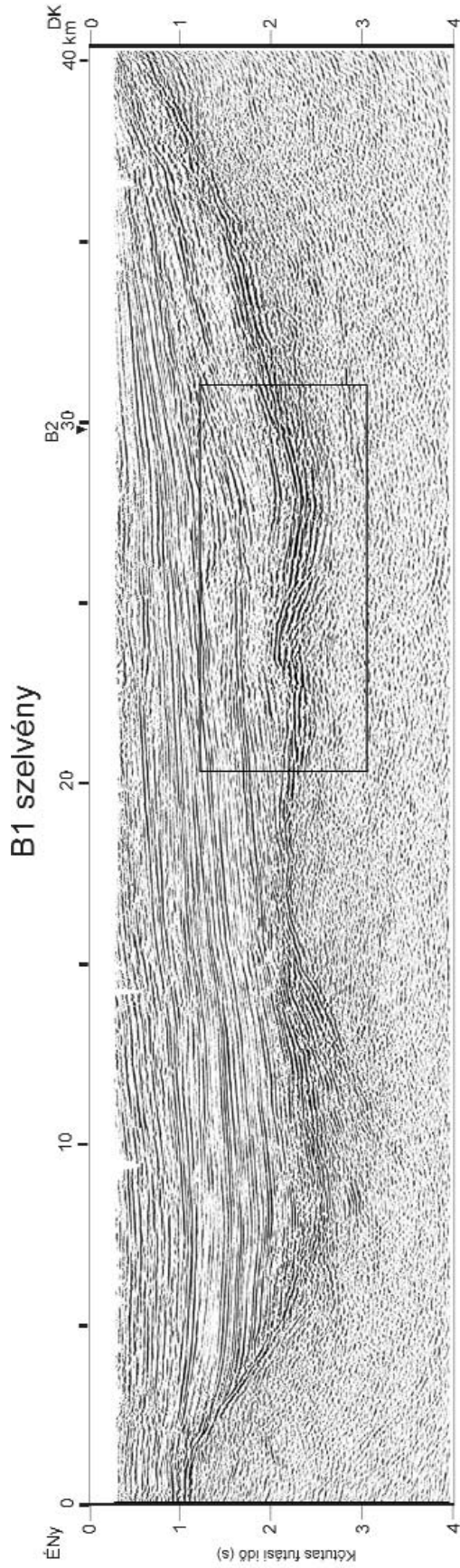
For legend see Appendix I



III. melléklet. Az A3 jelű szeizmikus szelvény eredeti és értelmezett változata. A szelvény helyszínrajza a 7. ábrán látható. Jelkúcs az I. melléklettel megegyező

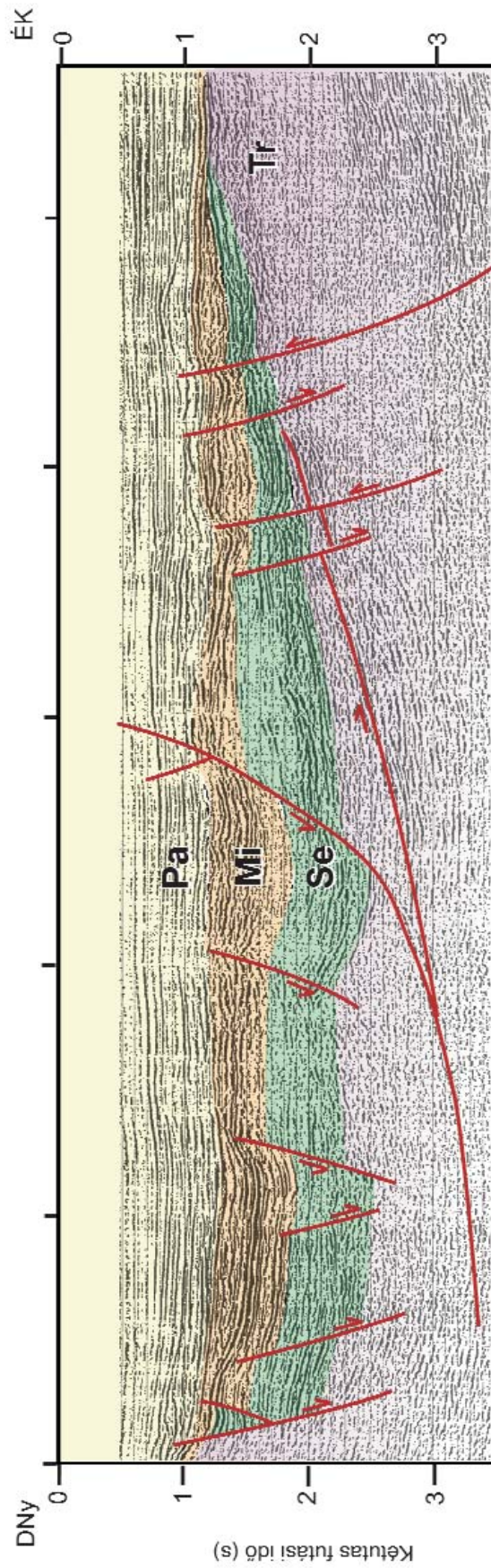
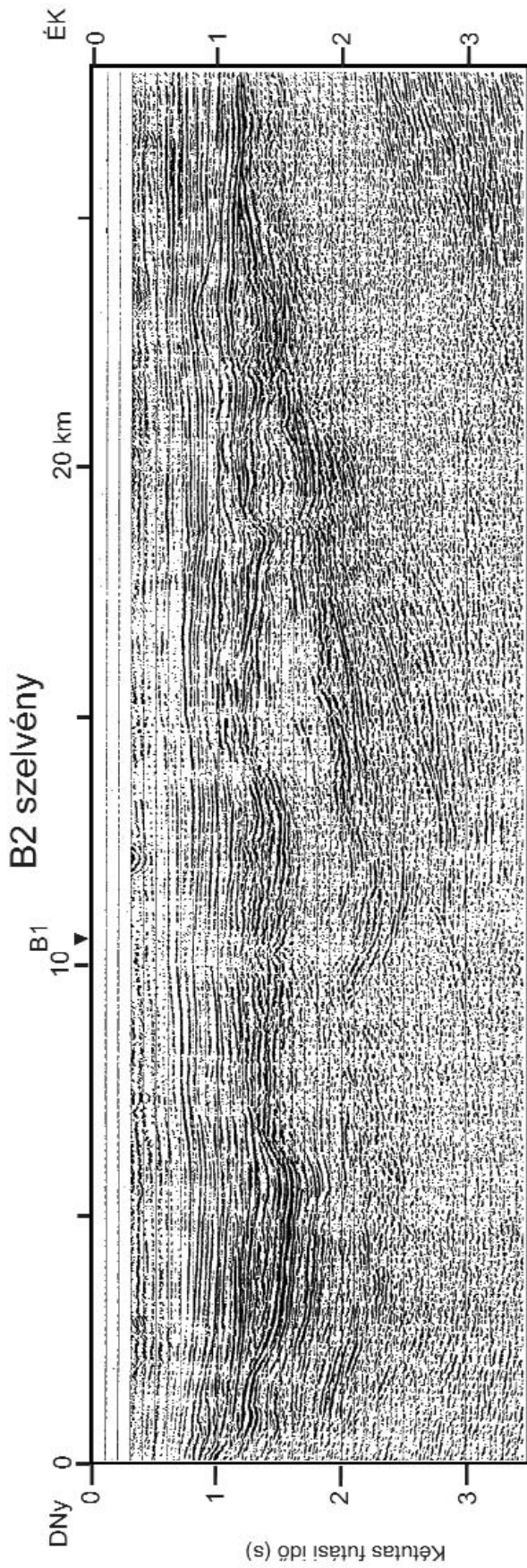
Appendix III. *Uninterpreted and interpreted version of seismic profile A3*

For legend see Appendix I



IV. melléklet. A B1 jeli szeizmikus szelvény eredeti és értelmezett változata. A szelvény helyszínrajza a 7. ábrán látható. Jelölés az I. melléklettel megegyező.

Appendix IV. Uninterpreted and interpreted version of seismic profile B1
 For legend see Appendix I



V. melléklet. A B2 jelű szeizmikus szelvény eredeti és értelmezett változata. A szelvény helyszímrajza a 7. ábrán látható. Jelkúcs az I. melléklettel megegyező

Appendix V. Uninterpreted and interpreted version of seismic profile B2

For legend see Appendix I