

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 kistalpai 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 Kistalpa 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 allochtonitására 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).

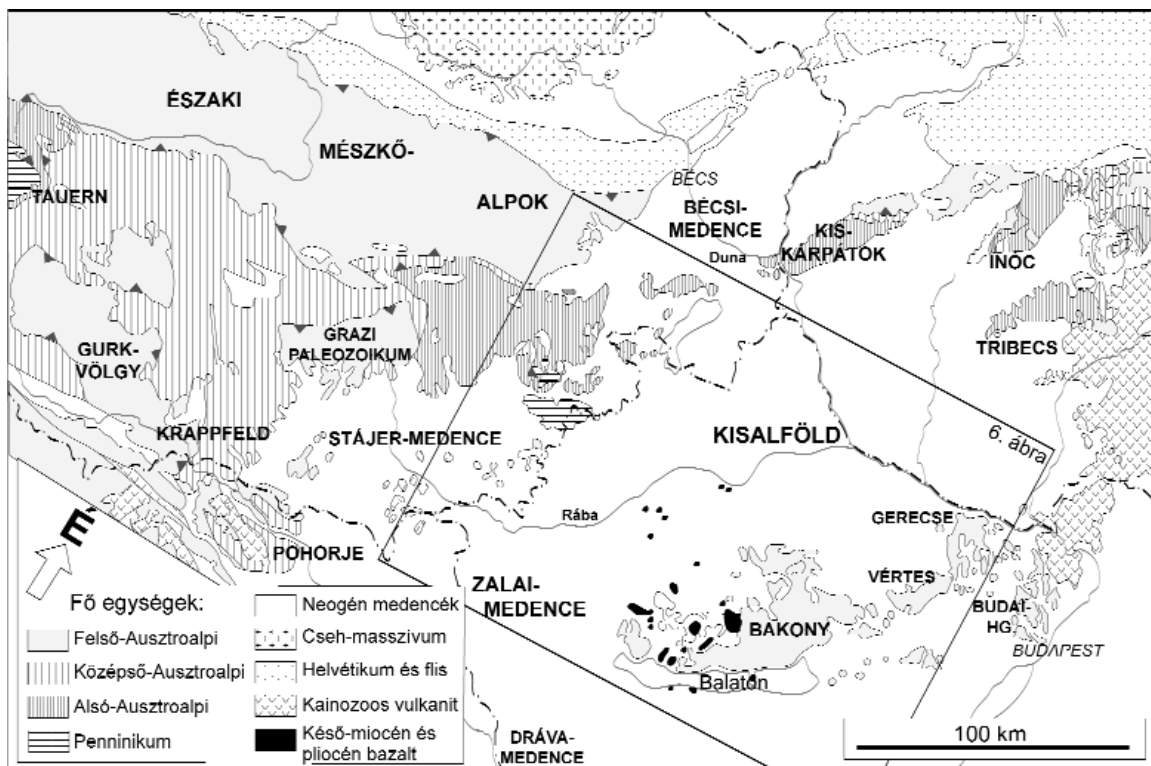
A Dunántúli-középhegység nyilvánvaló alpi rétegtani kapcsolata ellenére sokáig „kirívó exotikum” maradt az alpi hegységrendszerben és UHLIG (1907) nagyszerű korai felismerése ellenére allicton helyzetét „fantazmagóriának” tartotta sok évtizeden keresztül a magyar földtudomány (HORVÁTH & DOMBRÁDI, jelen 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).

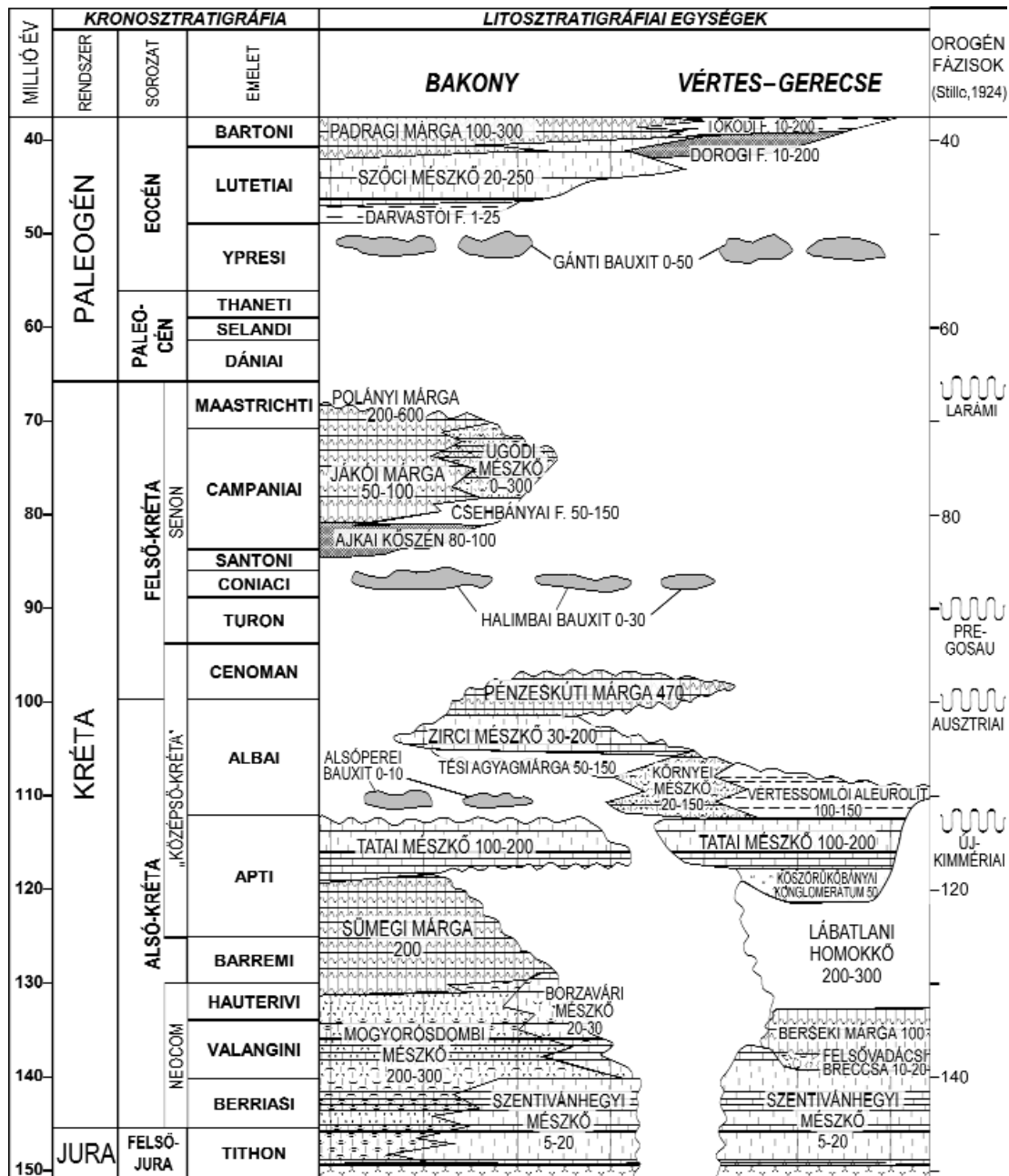
Először a hagyományos rétegtani és tektonikai ismereteket tekintjük át. Ezt követően a több mint másfél évtizedes értelmezéseinket és eredménytérképeinket aktualizálva, néhány reprezentatív szelvényt mutatunk be és felidézünk a terület eoalpi fejlődéstörténetére vonatkozó általánosított modellt. Ennek 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)



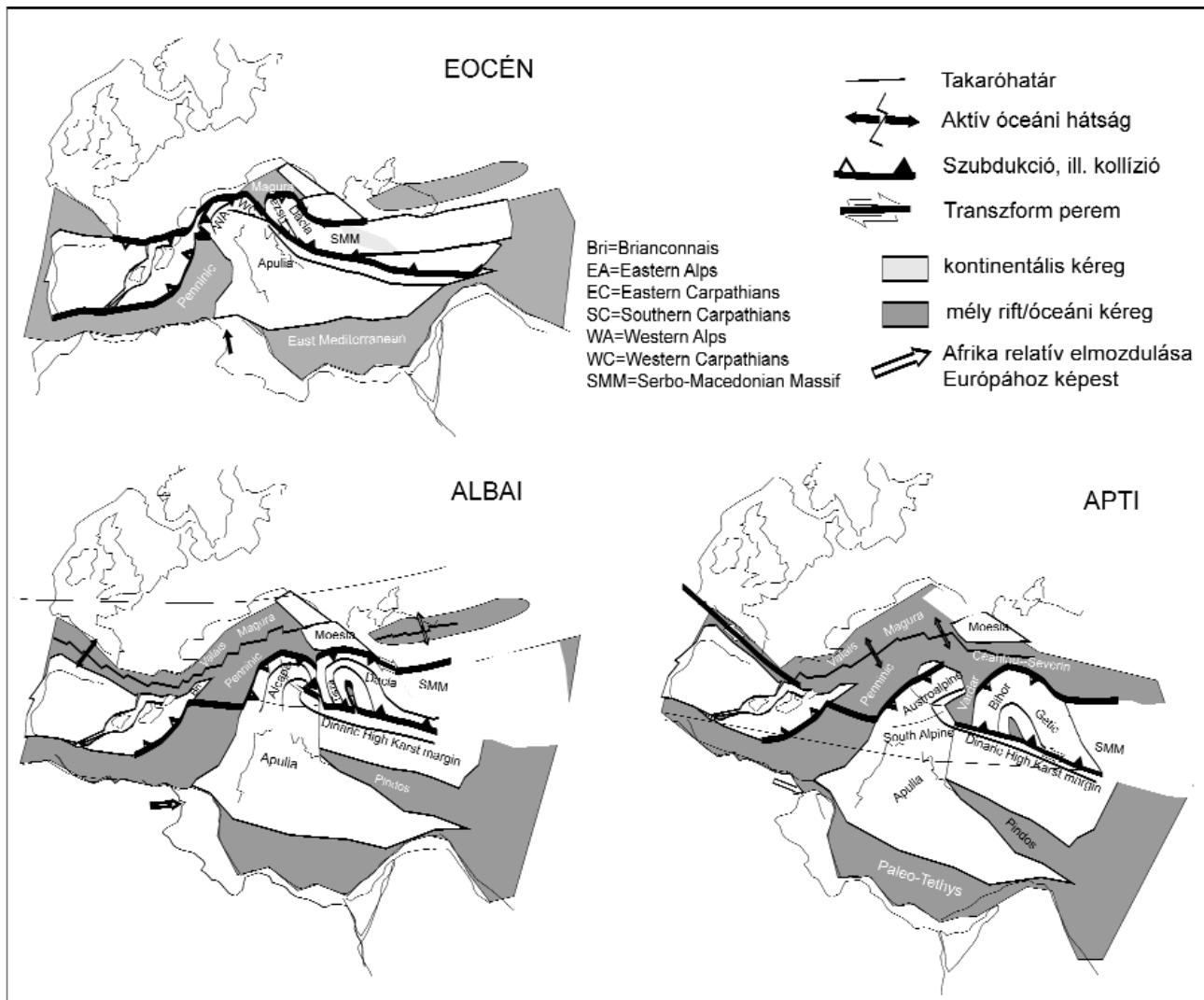
2. ábra. Kréta–paleogén időskála és a Dunántúli-középhegység fő litosztratigráfiai formációi (HAAS 1994, CSÁSZÁR 1997 után módosítva), valamint a STILLE (1924) által definiált eoalpi kompressziós tektonikai fázisok
Megjegyezzük, hogy a „középső-kréta” Magyarországon hagyományosan használt, de nem standard időtégtani egység. Az egyes formációk 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 alátolódo Pennini-óceán, az északról szubdukálódo 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?

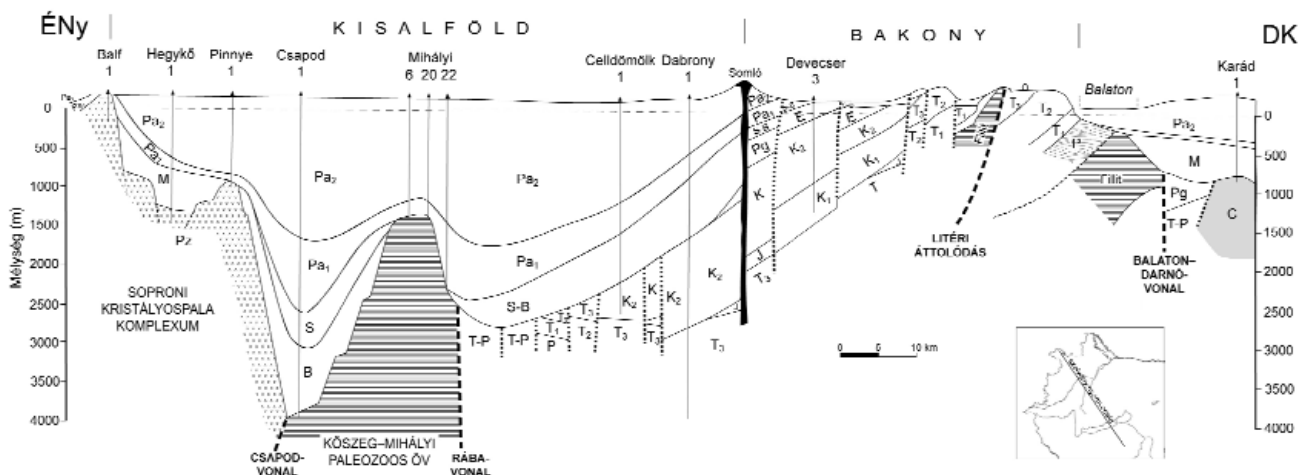
A Bakony eoalpi kompressziójának kezdetéről és fő fázisának idejéről eltérőek a vélemények. MÉSZÁROS (1983) szerint a redőképződés kezdete a hauserivi-barremi határra tehető, hiszen a barremi képződmények helyenként diszkontinúan települnek a meggyűrt triász, jura, illetve neocom rétegekre. MÉSZÁROS (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 rohanci, soproni-fertőrákosi és rábamenti képződmények takarós felépítését hangsúlyozták és a Rába-vonalat az allochton (Ausztróalpi) 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 visszacsúsztatására 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 törmelék-kúpokként 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 törmelékes, 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 kitérését RATSCHBACHER et al. (1991) jelentősen továbbfejlesztették azzal, hogy meghatározták a deformációt lehetővé tevő vetőrendszert a Keleti-Alpokban. Dinamikai szempontból legfontosabb eredményük annak kimutatása volt, hogy a „kitérés (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 1s kétutas futási idő 12,7 cm). Ez az arány azért szerencsés, mert ekkor az 5-6 km/s intervallum-

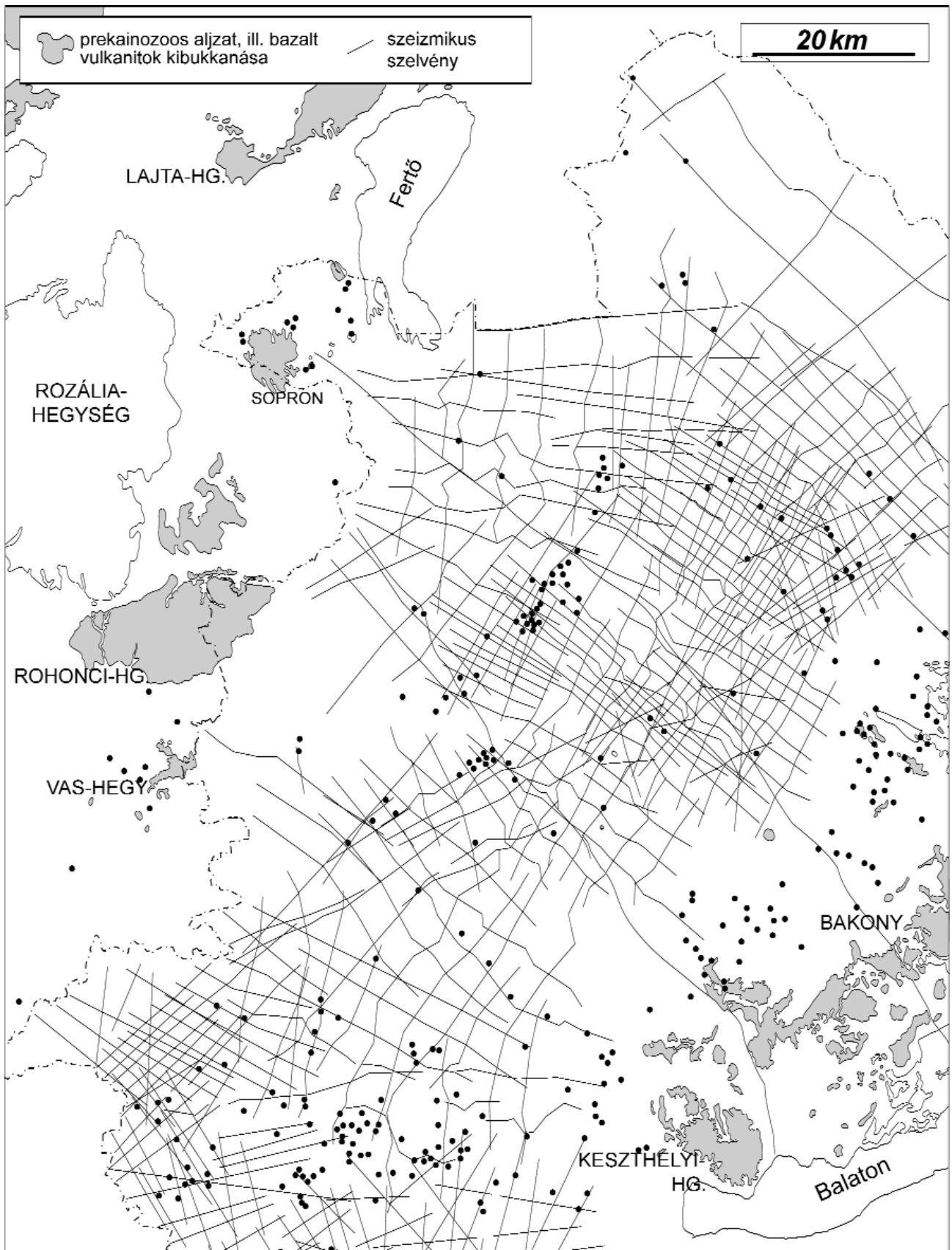
sebességgel jellemezhető mezozoos–paleozoos összletben gyakorlatilag nincs magasságtorzítás; a rétegdőlések és a vastagságviszonyok jól mutatják a valódi geometriát. Kivételt képez azonban a leghosszabb (A1) szelvény, mert ennek vízszintes skáláját a felére nyomtuk össze a bemutatathatóság érdekében. 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 fáciési 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.

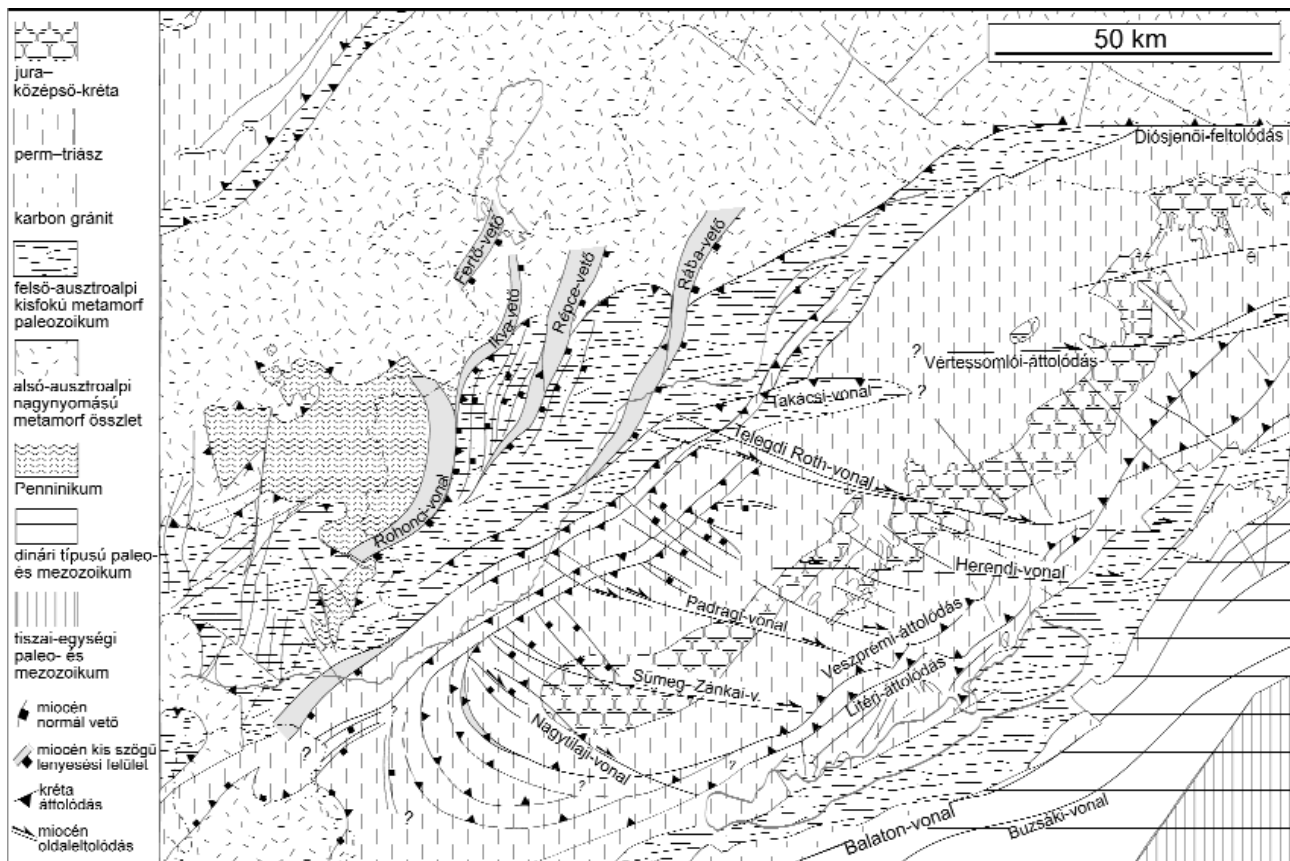
A mintegy 65 km hosszúságú A1 kompozitszelvény a Rohonci-hegység előteréből DK-i irányba indulva, majdnem a Keszthelyi-hegységig tart (7. ábra). A szelvény ÉNy-i vége felé meredeken emelkedő medencealjzatot a Szombat-hely Szo–II fúrás tanúsága szerint jura és alsó-kréta metamorfotokból álló Penninikum 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 rétegzettség 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 medencealjzat 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 folyamatnak a következménye.

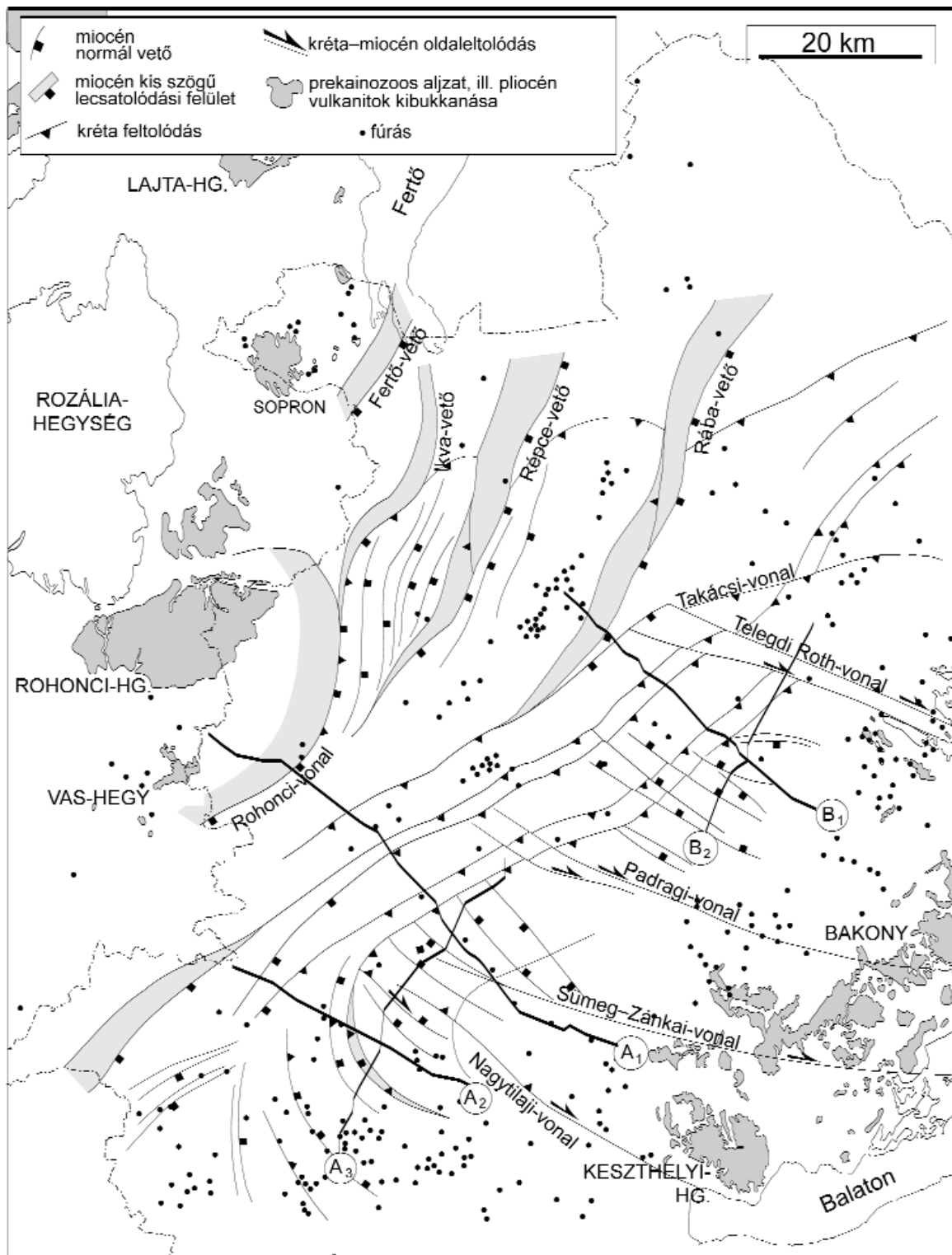
Azonos tektonikai történet rekonstruálható a Periadriai-vonal mellett lévő Pohorje alsó-ausztróalpi metamorf masszívum vizsgálata alapján is (SACHSENHOFER et al. 1998). A Pohorje-hegység bázisos kőzetei ultranagy nyomású és magas hőmérsékletű (34–38 kbar és 750–850 °C) metamorfózist szenvedtek a felső-ausztróalpi 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 eltoldódást Nagytillai-vetőnek nevezzük, míg a szelvény ÉK-i szélén látható törészóna a Mészáros (1983) térképén jelölt Sümeg–Zánka vonalában húzódó eltoldódással korrelálható. A szeizmikus szelvény alátámasztja a földtani térképezéssel meghatározott vetőműködési kort: az oldalelmozduláshoz kapcsolódó vetők átmetszik a középső-miocén üledékes kőzeteket, de a pannóniai rétegeket nem, vagy csak alig érintik.

„B” szelvények

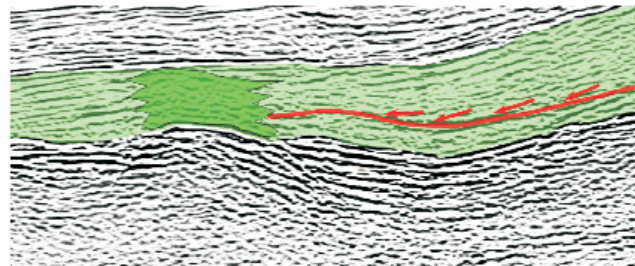
Két keresztvevő szelvényt mutatunk be az előzőektől ÉK-re kb. 60 km távolságban. A dőlésirányú B1 szelvény hossza mintegy 40 km. A Mihályi-hát felett kezdődik, áthalad a Kenyeri- és a Dabronyi-részmedence felett, majd leképezi a Bakonyi felemelkedő ÉNy-i szárnyát. A B2 szelvény közel csapásirányú, és 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 keresztvevő 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 keresztvevő 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 posztttektonikus 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).



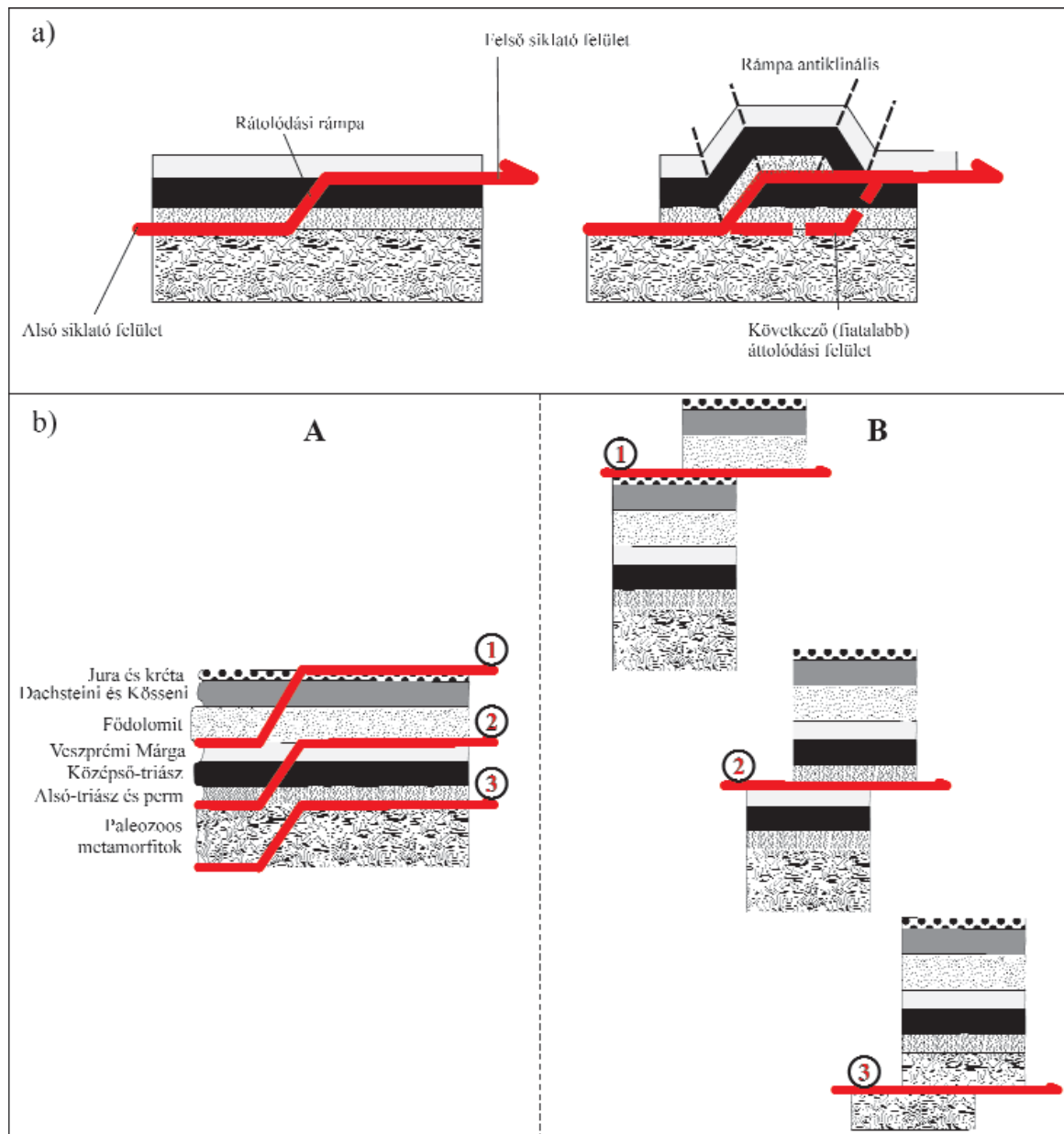
8. ábra. A B1 szelvényen jelölt rész kinagyítása egy valószínű mészkőzátony (sötétebb zöld tartomány) és a kapcsolódó intrasenon diszkordanciafelület (piros vonal) bemutatására

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 Mész kő 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).

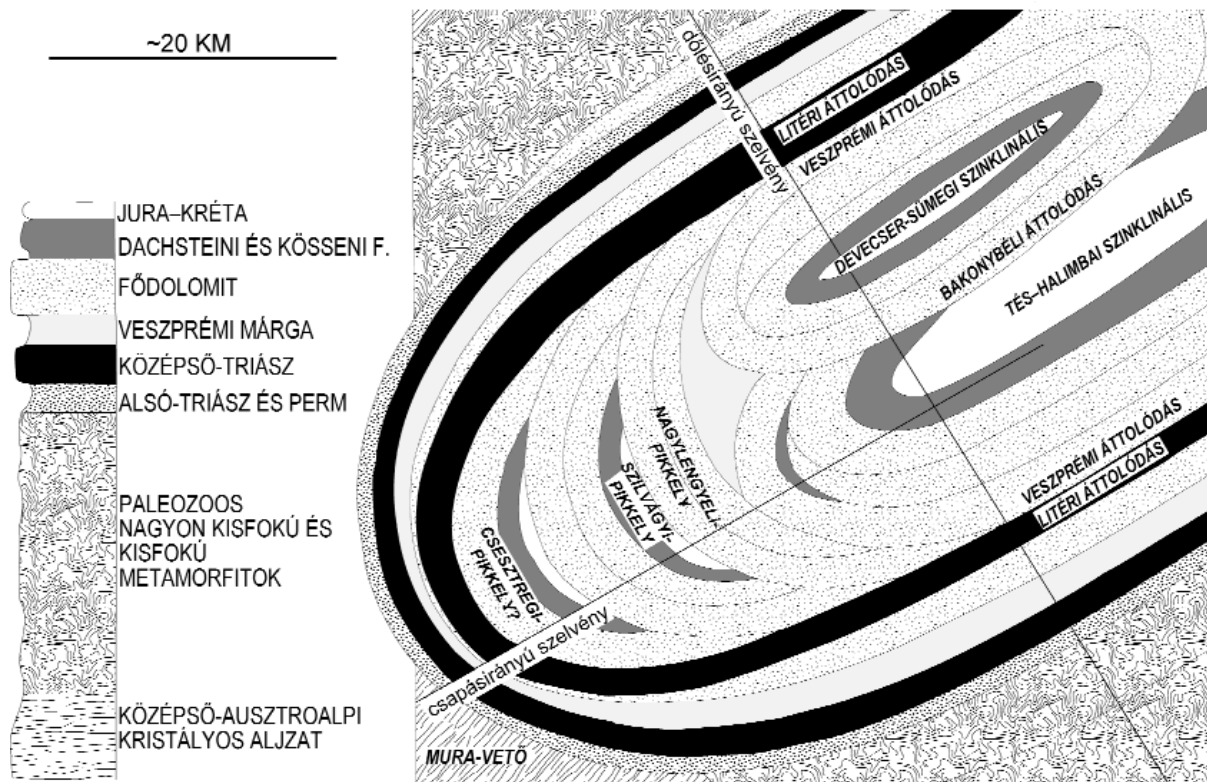
Ennek fontos eleme, hogy a régóta megfigyelt (MÉSZÁROS 1971, 1983) *en echelon* elrendezésű kettős szinklinális szer-

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 Mész kőre csúszik rá (KISS & FODOR 2005, KISS 2009). Hasonló szerkezeteket többet is észleltek az Északi-Mész kőalpokban (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 Mész kőre, 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.

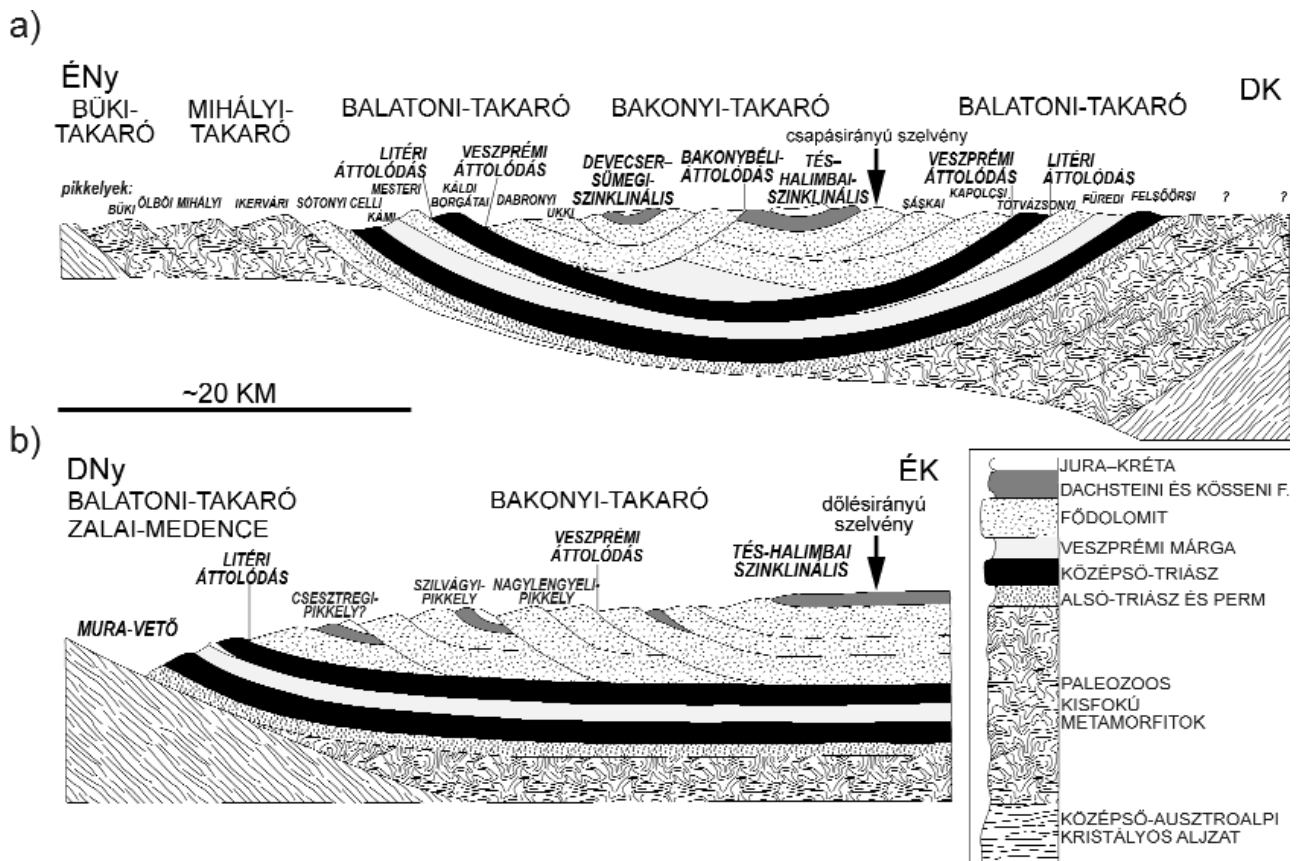
Végül a 11. ábra b részének értelmezése szerint a Zalai- és Szlovéniai-medence aljzatában található Mura-vető egy nagy középső-miocén korú lecsatoló vető. Ez kézenfekvővé teszi, hogy a lecsatolóással egyidőben kiemelkedő Pohorje metamorf masszívumon található felső-ausztriai takarófoszlányokat közvetlenül 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)

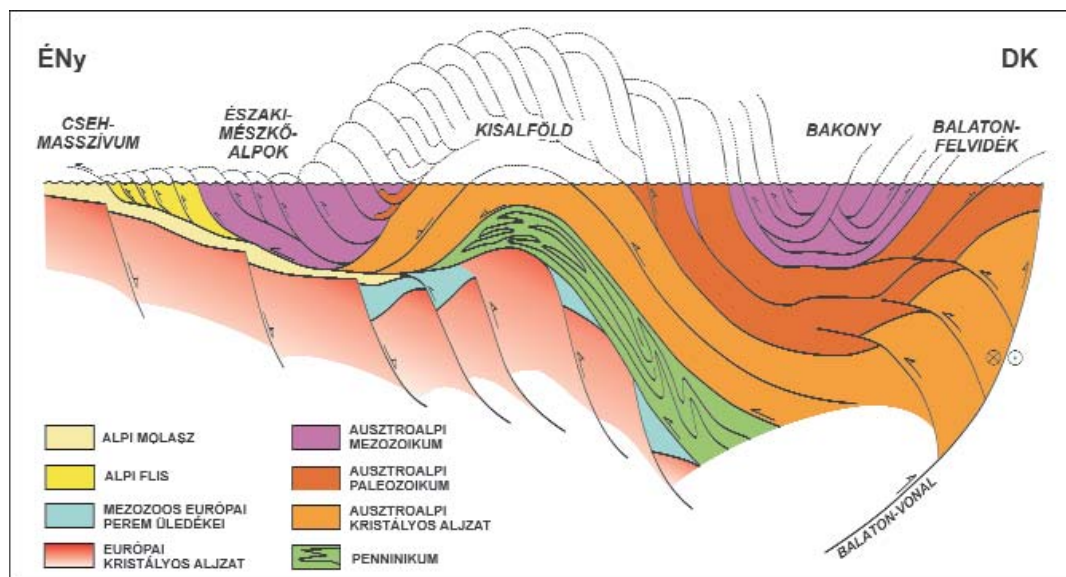


11. ábra. A Dunántúli-középhegység idealizált takarós modellje dőlésirányú (a) és csapásirányú (b) szelvényben (TARI 1994)

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 ausztroalpi 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 nagyterjedésű 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)

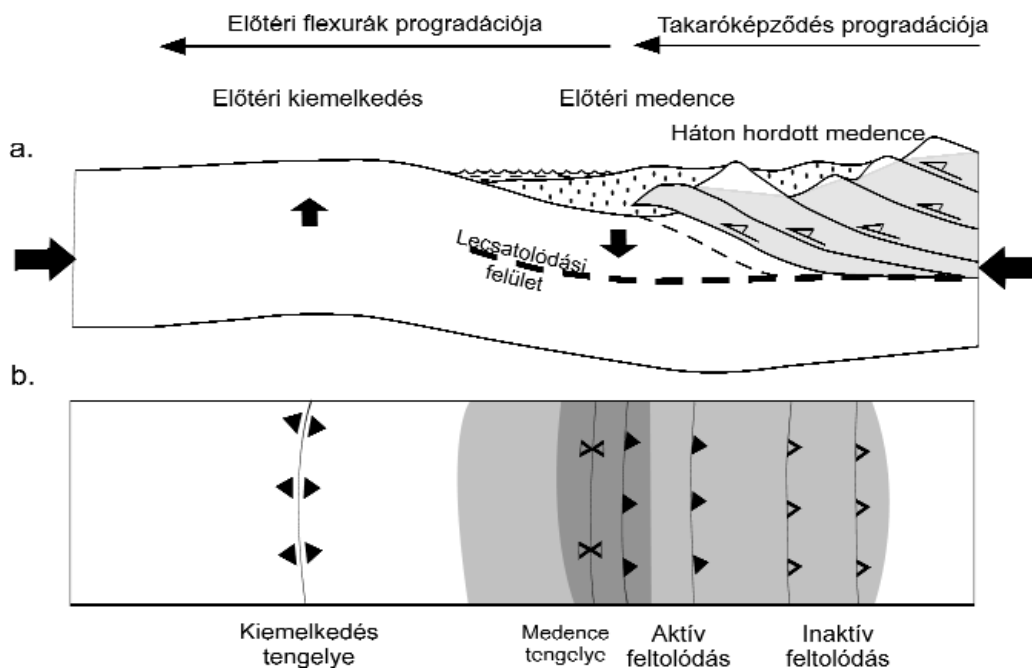
Az eoalpi fejlődéstörténet rétegtani áttekintése

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 kiemelkedésen 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

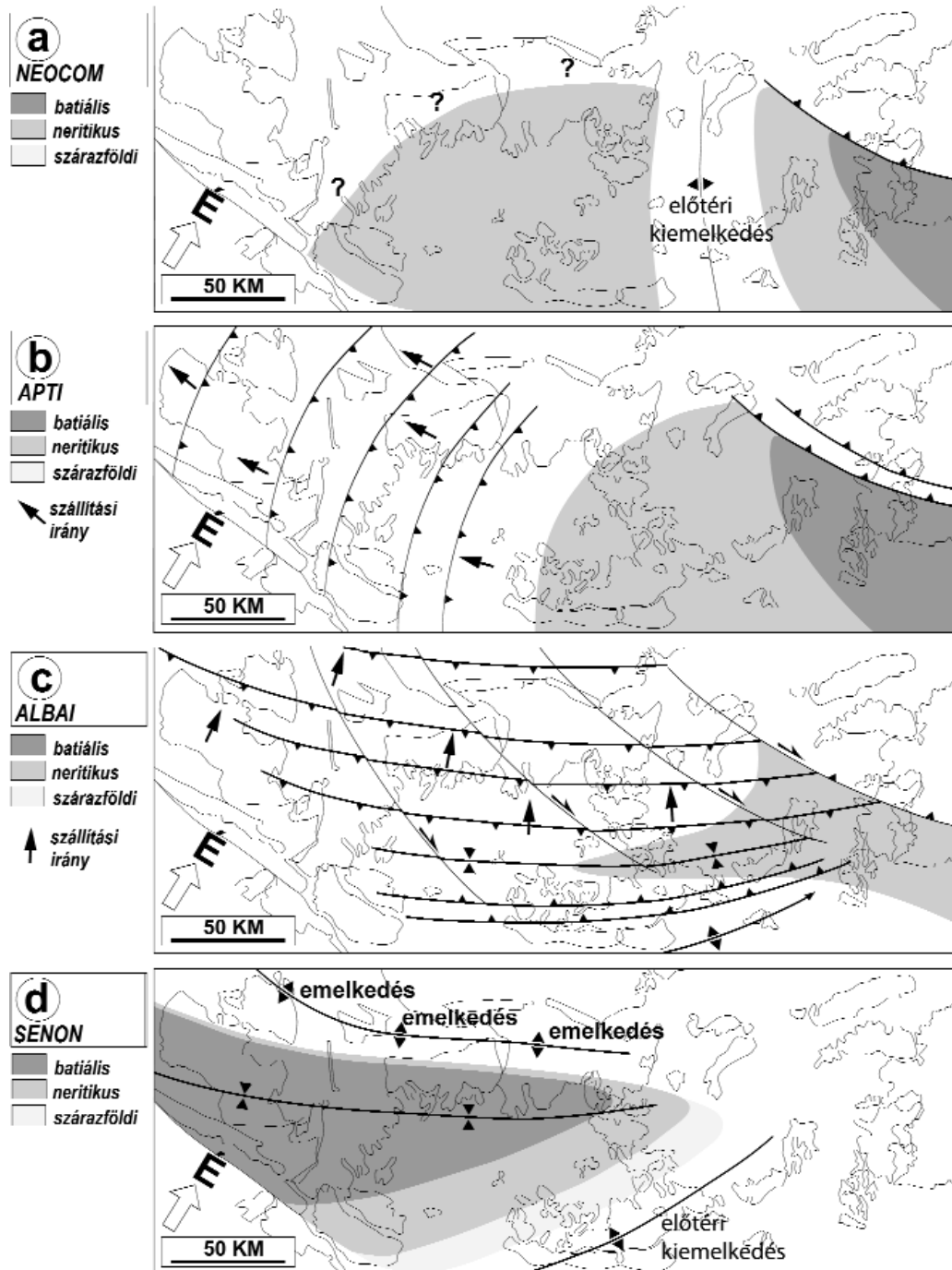


13. ábra. Flexurális medence és előtéri kiemelkedés kialakulása és vándorlása progradáló takaróképződés hatására szelvényben (a) és térképi nézetben (b)

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 elsődrendű 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

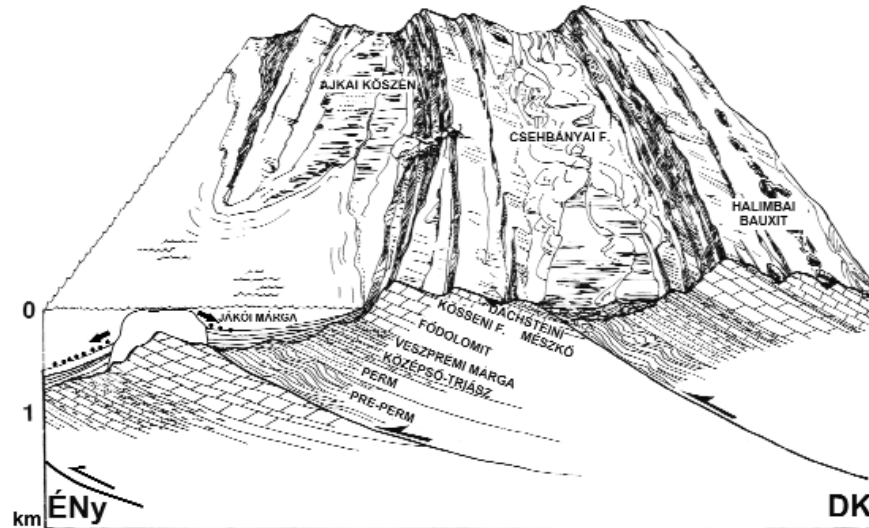
sekélytengeriig terjedő fáciesű albai üledékek elterjedése a Dunántúli-középhegység másodrendű szinklinálisaira korlátozódik (Császár 1986). A cenomanra a kompressziós deformáció lelassult és a Pénzeskúti Márga képződését követően a terület egésze kiemelkedett és szárazra került.

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 háton-hordott medencének tartunk. Üledékes

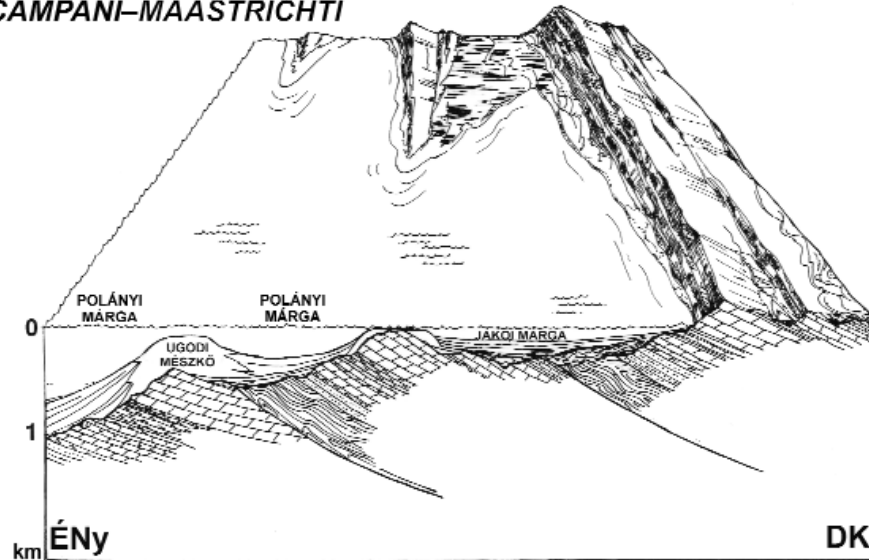
fáciessorozata alapján a bakonyi senon medence a hajlításos medence délkeleti peremének feleltethető meg.

A Kisalföldön, a Zalai-medencében és a Bakony északnyugati peremén szoros kapcsolat figyelhető meg a presenon takarós aljzat kiemelkedései és a campani Ugodi Mészke zátanyainak 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)

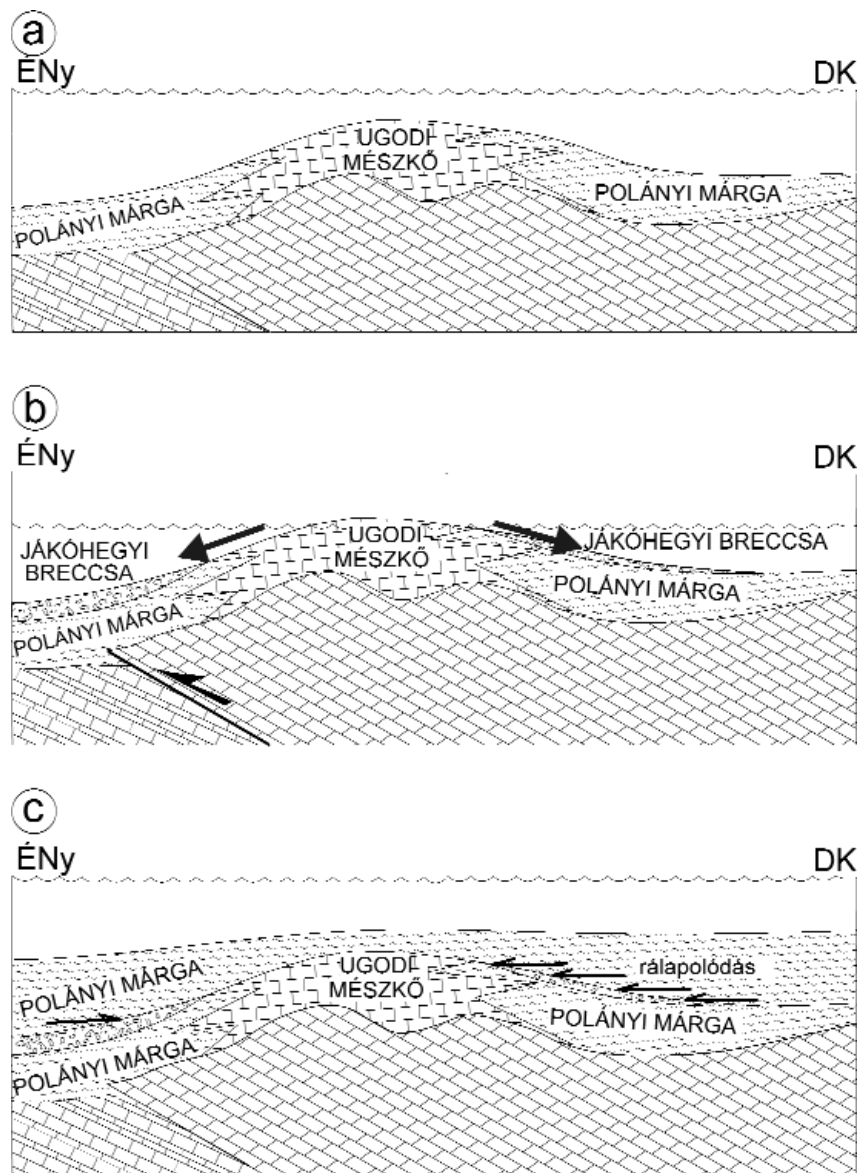
A jellegzetes morfológiájú takarórendszer hátán kialakult szárazföldi-lagunáris medencéket fokozatosan öntötte el a tenger a santoni során (a). A tengeri medencékben márga, a kiemeltebb háton zátonymészke képződött. A takarórendszer reaktiválódása következtében ezek nagy része feldarabolódott és durva 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 Mészke 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 durvatörmelék 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

Iszolált 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?

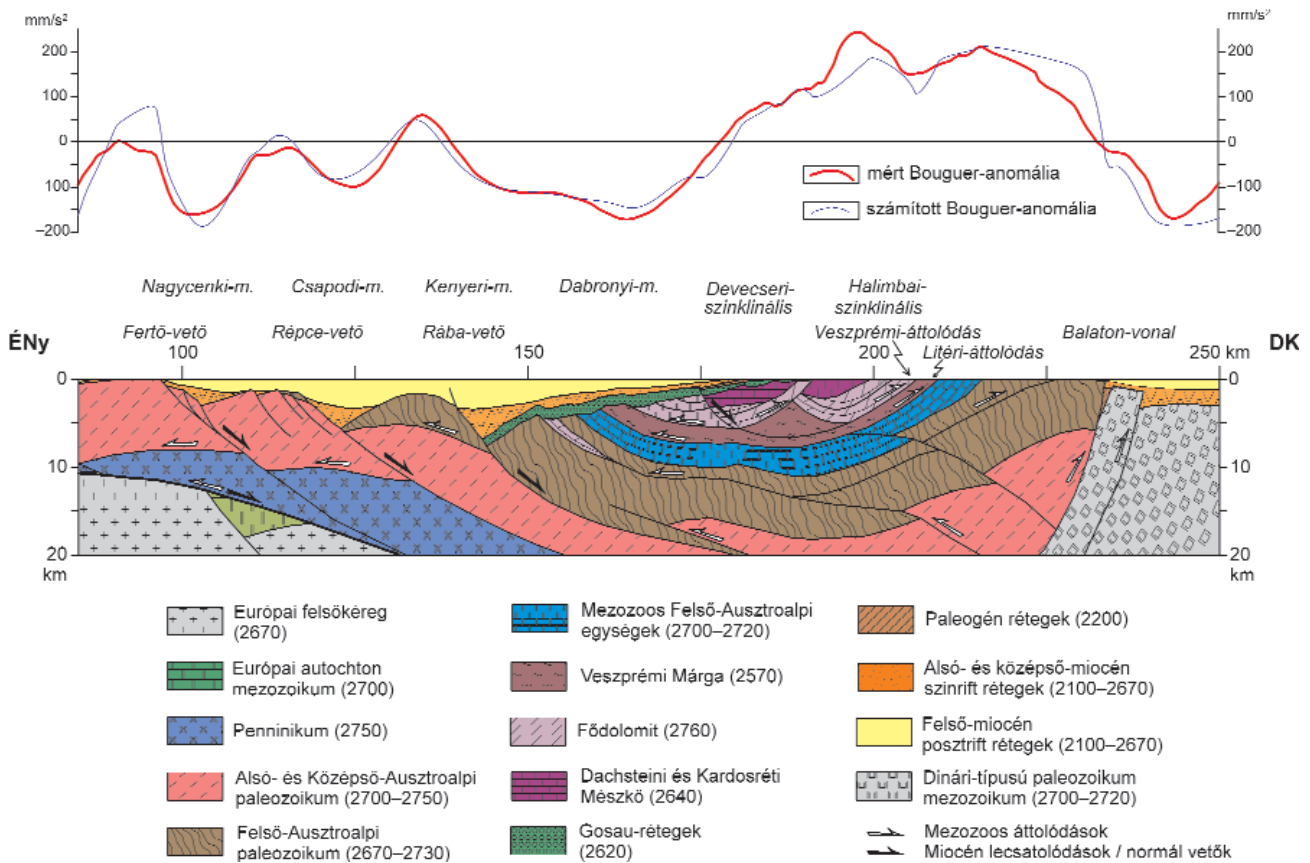
LÓCZY és követői erre határozott nemmel válaszoltak, midőn a plasztikusan deformálódott alpi hegyláncoktól markánsan különböző, az alpi időszak során blokkosan feldarabolódó merev közbelső tömeget képzettek el az alpi-kárpáti-dinári hegységkoszorú belsejében. A francia tektonikai „új hullám” hatására 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 fúrási 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

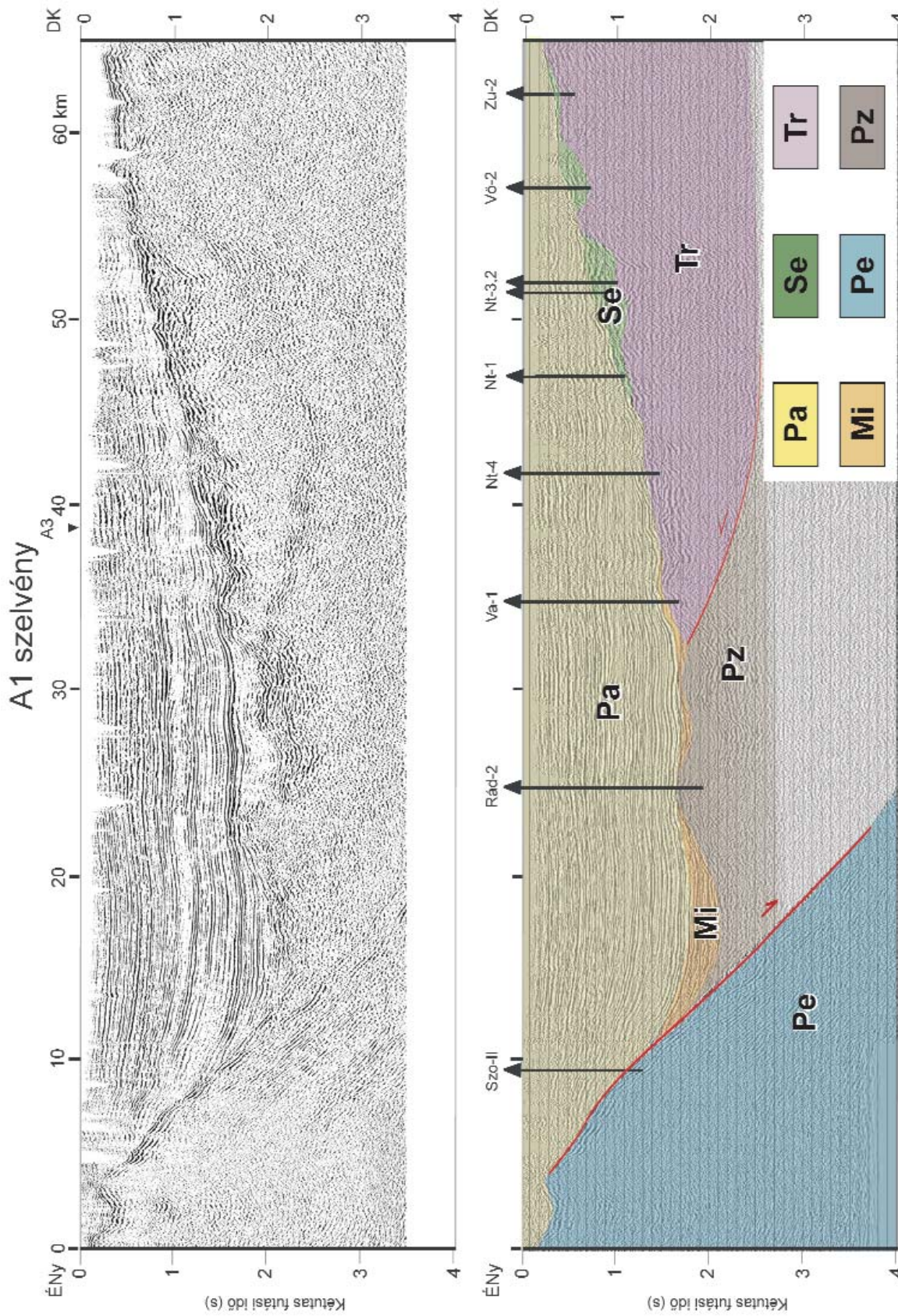
- ÁDÁM O., HAAS J., NEMESI L., REDLERNÉ TÁTRAI M., RÁNER G. & VARGA G. 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. — *MÁELGI 1983. évi Jelentése* 37–44.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W. 1972: Recent investigations of surficial and deeper crustal 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.

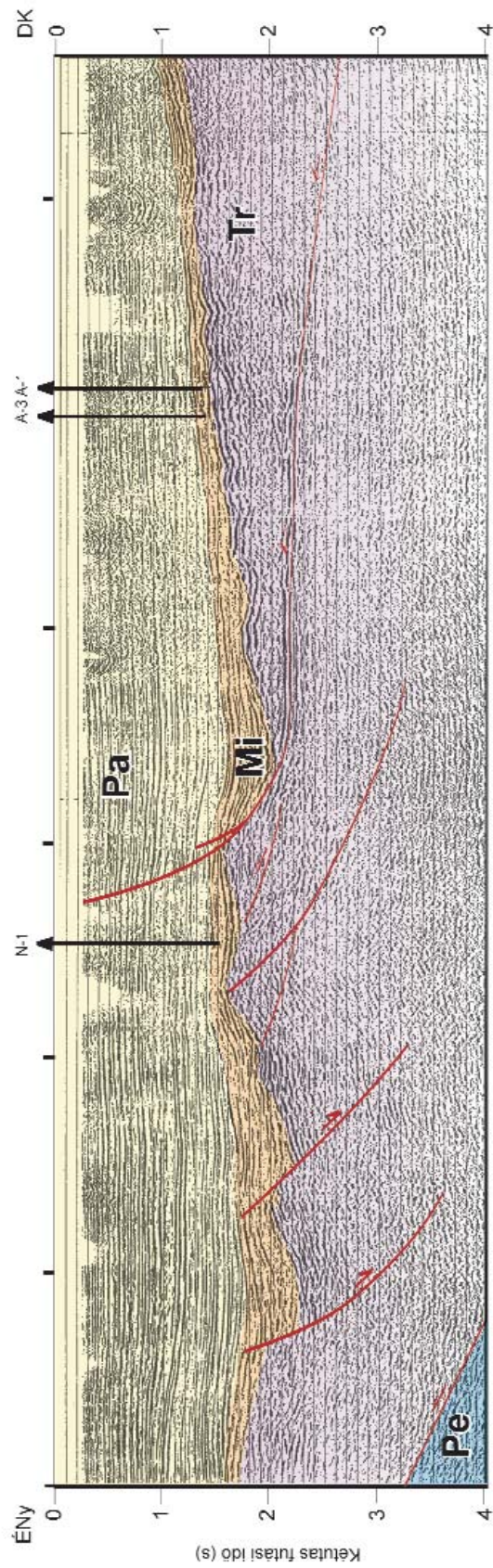
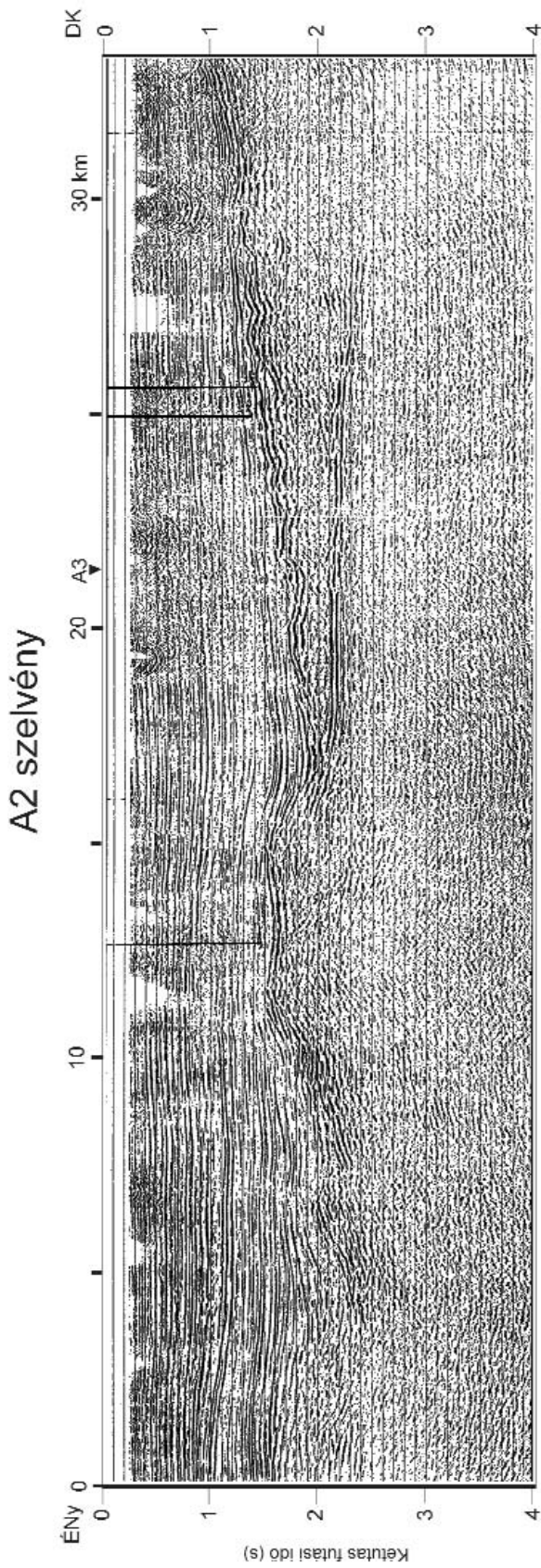
- DUDKO, A. 1991: The structural elements of the Balaton Highland. Kirándulásvezető. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest. 61 p.
- DUDKO, A. 1992a: The Eo-Alpine structure of the Transdanubian Range. — *Terra Abstr. Suppl.* **2**, 4–17.
- DUDKO, A. 1992b: The Miocene tectonism of the Transdanubian 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 Mészakő 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 Mészakő (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 kőszénösszlet 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.

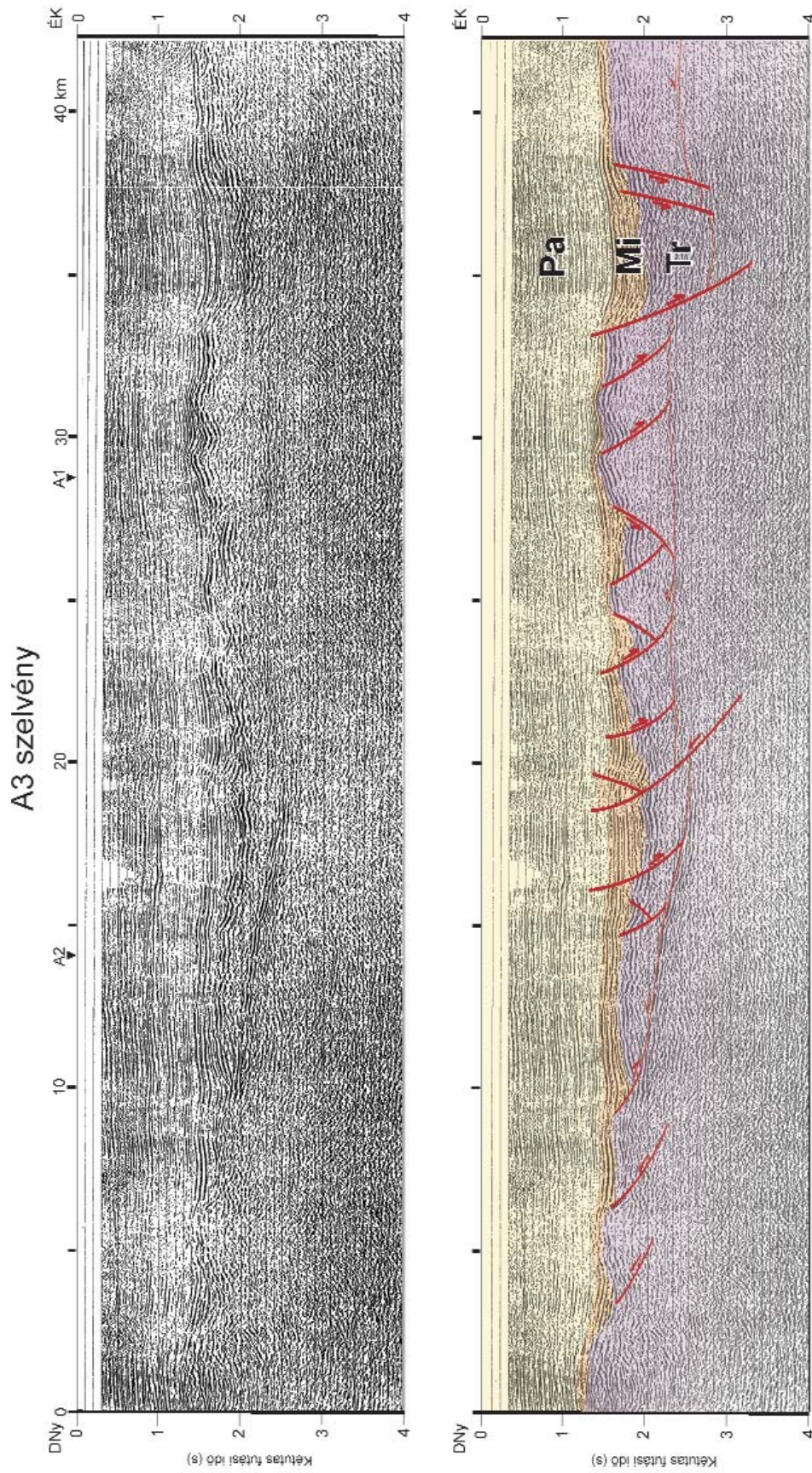
Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.





II. melléklet. Az A2 jelű szeizmikus szelvény eredeti és értelmezett változata. A szelvény helyszínrajza a 7. ábrán látható. Jelkúcs az I. melléklettel megegyező

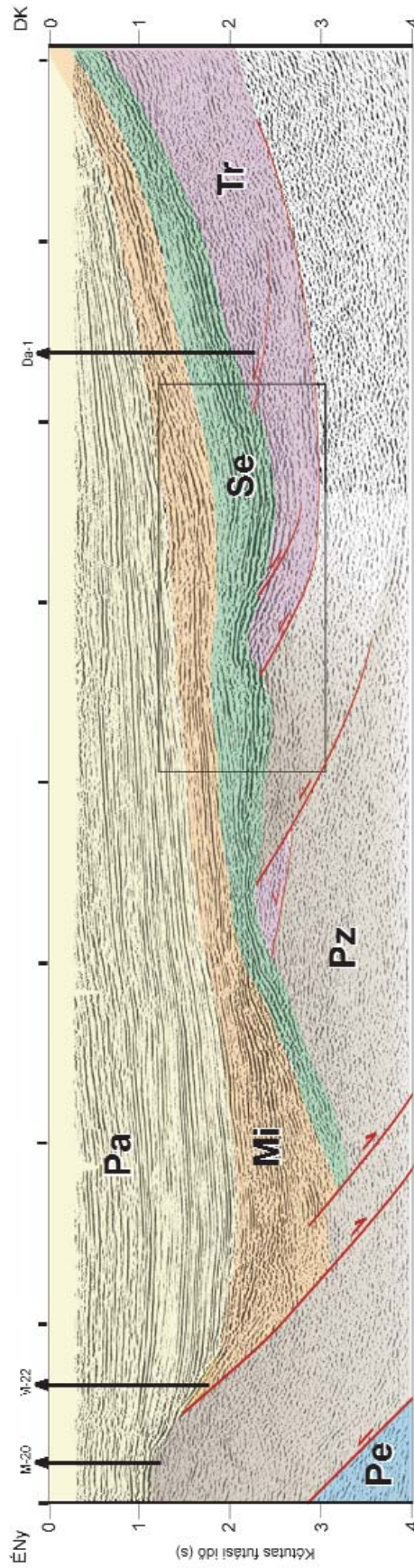
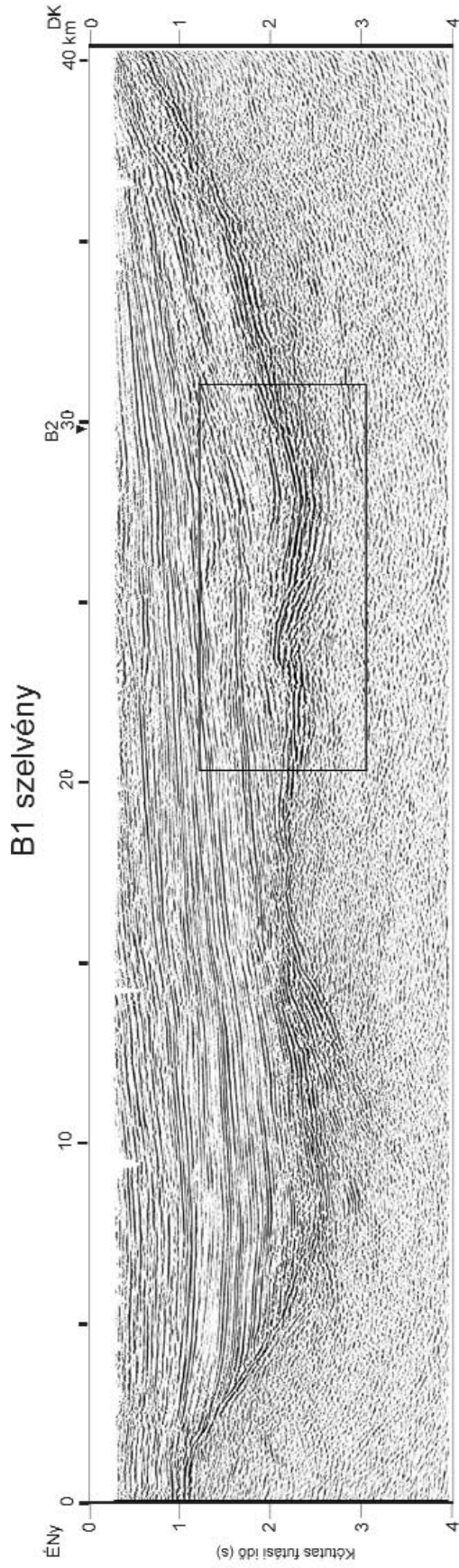
Appendix II. Uninterpreted and interpreted version of seismic profile A2
For legend see Appendix I



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*

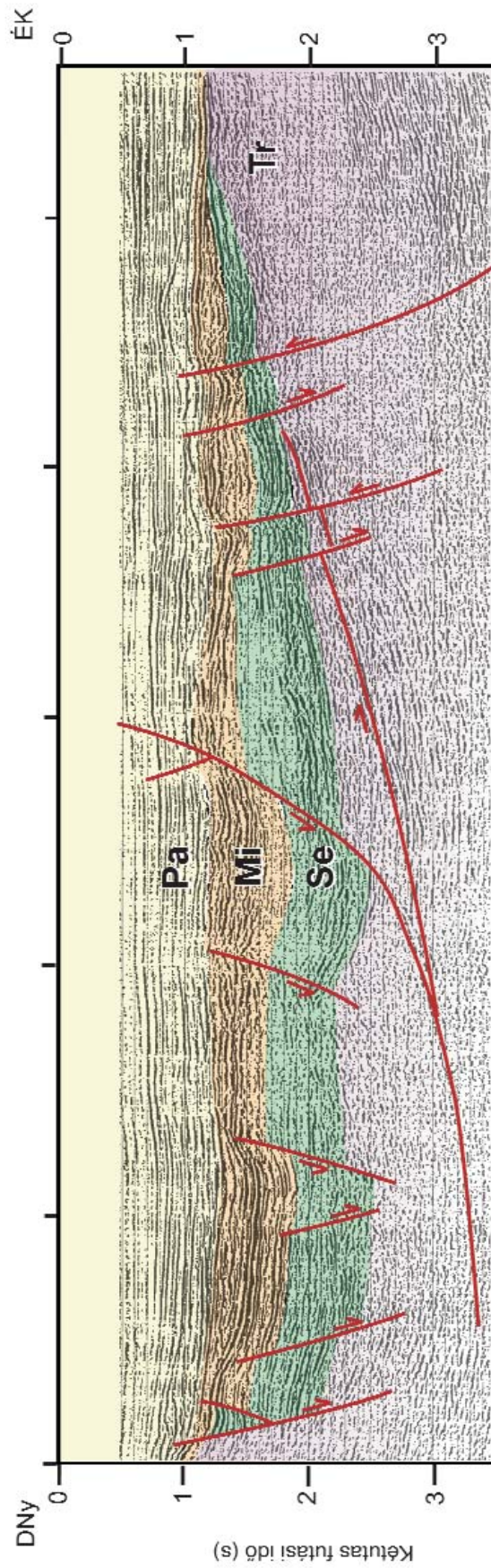
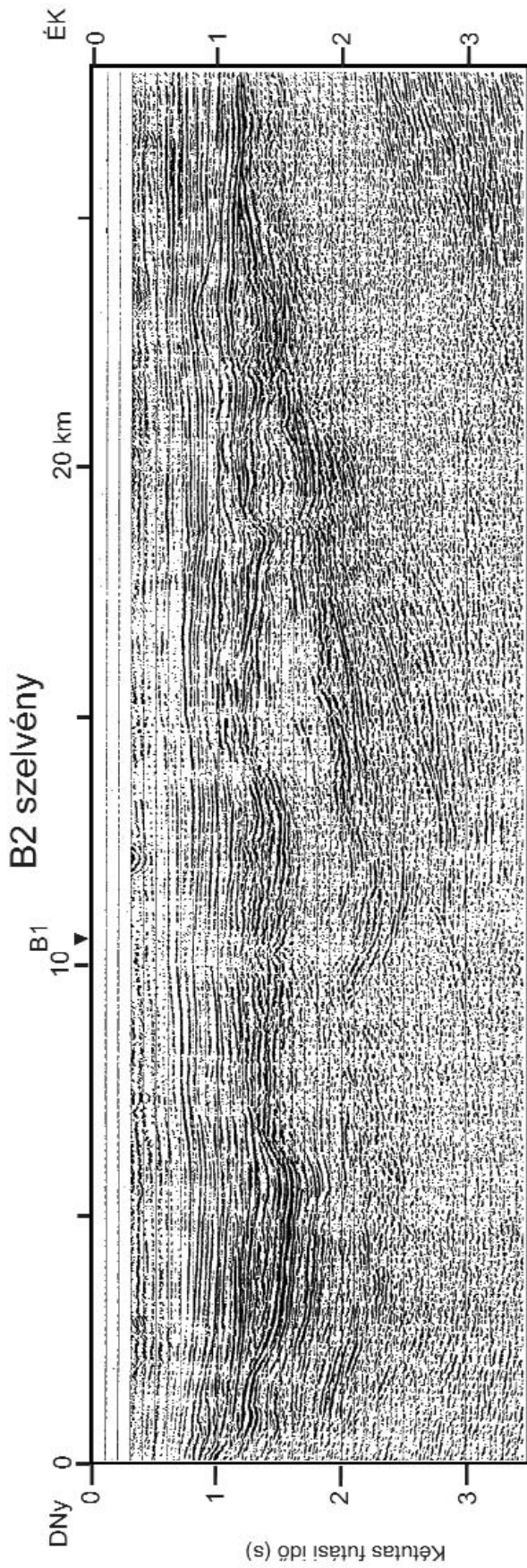
For legend see Appendix I



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