

Miocén extenziós szerkezetek vizsgálata a magyar–szlovák Kisalföldön

VÁRADI K.^{1,2,*}, BEREZKI L.³, SZIJÁRTÓ M.¹, MARKOS G.⁴, FODOR L.^{2,4}

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet,
Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet,
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

³Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága,
Ásványi Nyersanyagkutatás és Geofizikai Főosztály, 1123 Budapest, Alkotás u. 50.

⁴ELKH Kutatási Hálózat, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet,
9400 Sopron, Csatkai E. utca 6–8.

*E-mail: varadikitti@student.elte.hu

A miocén riftesedés során a Pannon-medence litoszférája nagymértékű megnyúlást szenvedett el, ami az északnyugati medencerészen a Kisalföld kialakulásához vezetett (Tari 1994). Kutatásunkban arra kerestük a választ, hogy a vizsgált területen található főbb miocén árkok felnyílásának sorrendje között milyen kapcsolat áll fent. A munka során minden vizsgált árokban lehatárolásra kerültek a Prosser (1993) által definiált tektonikus rendszeregységek, így a riftkezdeti és a fő riftesedési fázis (rift initiation és rift climax), valamint az azt követő korai és késő posztrift (immediate és late post-rift) szakasz. Ezen egységek korát összevetve az árkokat kitöltő üledékek korával, megbecsülhető az árkok kinyílásának ideje. Ez az extenzió idő- és térbeli migrációját mutatja a medence peremétől a medence központi része felé.

Váradik, K., Bereczki, L., Szijártó, M., Markos, G., Fodor, L.: Investigation of the Miocene extensional structures of the Slovakian–Hungarian Danube Basin

During the Miocene formation of the Pannonian back-arc basin, the lithosphere of the Pannonian Basin underwent considerable rifting, resulting in the formation of the Danube Basin (Tari 1994). In this research, we were looking for the temporal relationship between the major Miocene grabens in the study area. During the analysis the delineation of the tectonic systems tracts (Prosser 1993), like the rift initiation, rift climax, early and late post-rift stages in all investigated grabens has been carried out. These genetic units, when compared to the age of the sediment fill of the troughs, can be used to estimate the time of the opening of the grabens. This shows a temporal and spatial migration of the extension from the basin margin toward the basin centre.

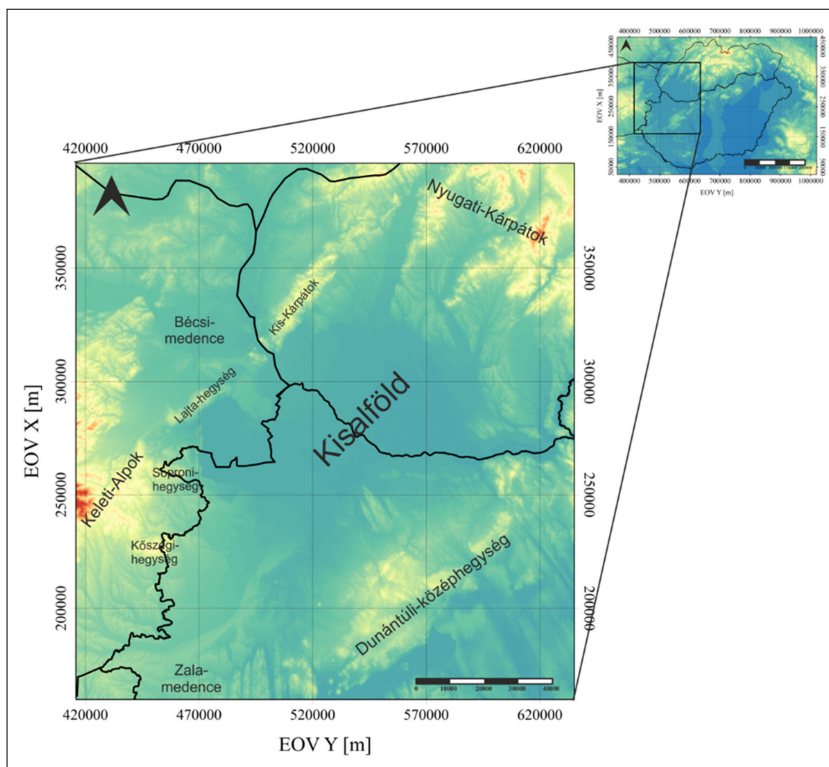
Beérkezett: 2023. február 19.; *elfogadva:* 2023. március 3.

1. Bevezetés

A Kisalföld a Pannon-medence egyik legnagyobb rész-medencéje, amely egyben a Keleti-Alpok és a Nyugati-Kárpátok átmeneti zónáját alkotja Szlovákia, Ausztria és Magyarország határán (1. ábra).

A teljes litoszféra a Pannon-medence alatt nagymértékben megnyúlt, kivékonyodott és lesüllyedt, aminek következtében többek között a Kisalföld medencéje is kialakult (Horváth 1993, Tari 1994).

A medence magyarországi és szlovákiai részén található árkok, illetve félárkok felnyílásáról több publikáció is született akár az elmúlt néhány évben is (Hók et al. 2016, Rybár, Kotulová 2023, Šujan et al. 2021, Zalai 2018), de a Kisalföld egészére kiterjedő egységes értelmezés ez idáig nem készült. Nyitott kérdés maradt, hogy az Alföld miocén részmedencéihez (Balázs et al. 2016), valamint a Pannon-medence DNy-i részéhez (Fodor et al. 2021) hasonlóan a kisalföldi régióban is megfigyelhető-e egy idő- és térbeli kinyílási trend. Tanulmányunkban erre a kérdésre kísérlünk meg választ adni.



1. ábra | A kutatási terület és tágabb környezete digitális domborzatmodellen (SRTM) ábrázolva
Figure 1 | The study area and its wider surroundings shown in a digital topography model (SRTM)

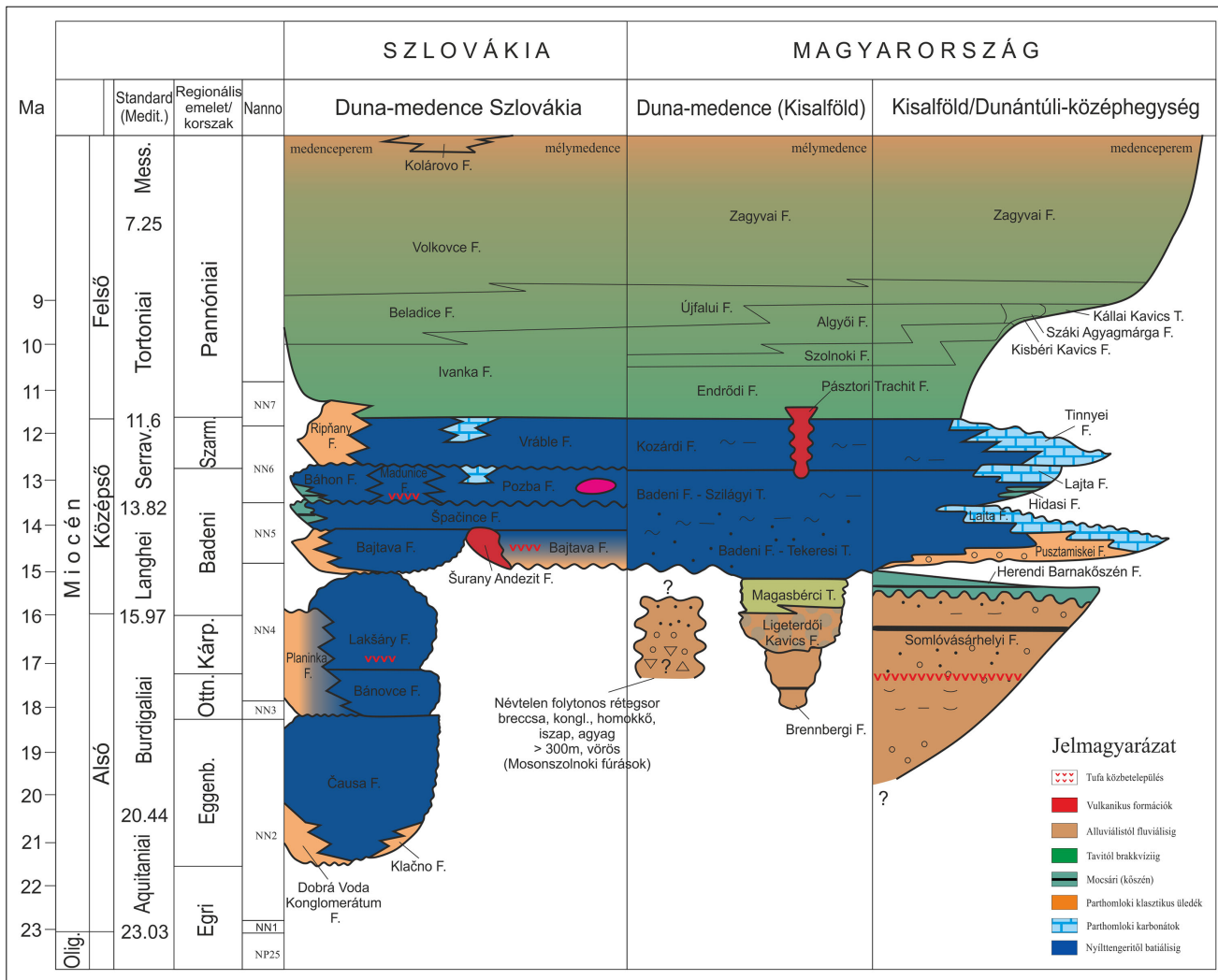
2. Földtani háttér

2.1. Nagyszerkezeti helyzet

A Pannon-medence az ív mögötti medencék egyik típus-területe (Bally, Snelson 1980), amelynek kialakulását a késő oligocén – kora miocén (kb. 25–21,5 Ma) hegység-szerkezeti és medencefejlődésbeli események előzték meg (Tari et al. 1993). A medence az Afrikai- és az Európai-közetlemez között elhelyezkedő kollíziós zóna poszt-orogén extenziója során nyílt fel (Royden 1988). A Pannon-medence kialakulását több folyamat is kontrollálta: leginkább a Magura-óceán lemezének hátragördüléssel szubdukciója (roll-back) (Matenco, Radivojević 2012) a Kárpátok külső íve mentén (Csontos 1995, Csontos et al. 1992, Horváth et al. 2015, Nemcok et al. 1998, Tari et al. 1999), amihez az Adriai-lemez Dinaridák alá történő szubdukciója is hozzájárulhatott (Andrić et al. 2018, Matenco, Radivojević 2012). További hajtóerők az alpi kollízió kiváltotta tektonikai nyomás és a kialakuló közetlemez-kiszökés vagy extrúzió (Fodor et al. 1998, Kázmér, Kovács 1985, Ratschbacher et al. 1991a, 1991b, Royden, Horváth 1988, Tari 1994, Tari et al. 1999). Az extrúzió során a mai Pannon-medence prekainozoós aljzatát alkotó két nagyszerkezeti egység, az AlCaPa (Alpine-Carpathian-Pannonian; Csontos, Vörös 2004) és a Tisza-Dácia préselődött ki az Alpok és Dinaridák területéről a mai medence irányába (Csontos et al. 1992, Ratschbacher et al. 1991a, 1991b).

A Magura-óceánhoz köthető hátragördülő, szubdukáló lemez felett fellépő közetlemez húzás okán (Bada, Horváth 2001) a kora miocénben a Pannon-medence alatti litoszféra megnyúlt és közel a felére vékonyodott (Dombrádi 2012, Horváth 1993, Royden, Horváth 1988, Tari et al. 1999). Ennek és a kapcsolódó köpenyáramlásoknak következményeként megindult az extenzió okozta nagy kiterjedésű riftesedés és az ezekből adódó intenzív süllyedés, mely folyamatokat – McKenzie (1978) termomechanikai modellje alapján – tradicionálisan a Pannon-medence szinrift fázisának tekintjük. A kapcsolódó extenziós deformáció a medence területén árkokat és félárkokat nyitott fel (Csontos 1995, Fodor et al. 1999, Tari et al. 1992), és többek között kialakította a Kisalföld medencéjét is (Tari 1994, 1996). Az extenziós folyamat során a medenceperemeken úgynevezett metamorf magkomplexumok jöttek létre, többek között a Kőszegi-Rohonci-ablak, a Tauern-ablak és a Pohorje. A magkomplexumokat határoló lecsúszósík (detachment fault) mentén jelentős megnyúlás történt, a Kisalföld ezeknek a metamorf magkomplexumoknak a levett blokkjában helyezkedik el (Fodor et al. 2021, Scharf et al. 2013, Tari et al. 1992, Tari et al. 2020).

A szubdukciós roll-back, az asztenoszféra felboltozódás és az ezeket követő litoszféra-menyülés másik következménye a riftesedésen kívül az, hogy így tér nyílt az aljzati egységek extrúziójának is. Miután az alpi eredetű AlCaPa-t és az európai affinitású Tisza-Dácia egységet az Adriai-mikorlemez északias irányú mozgása és óramutatóval el-



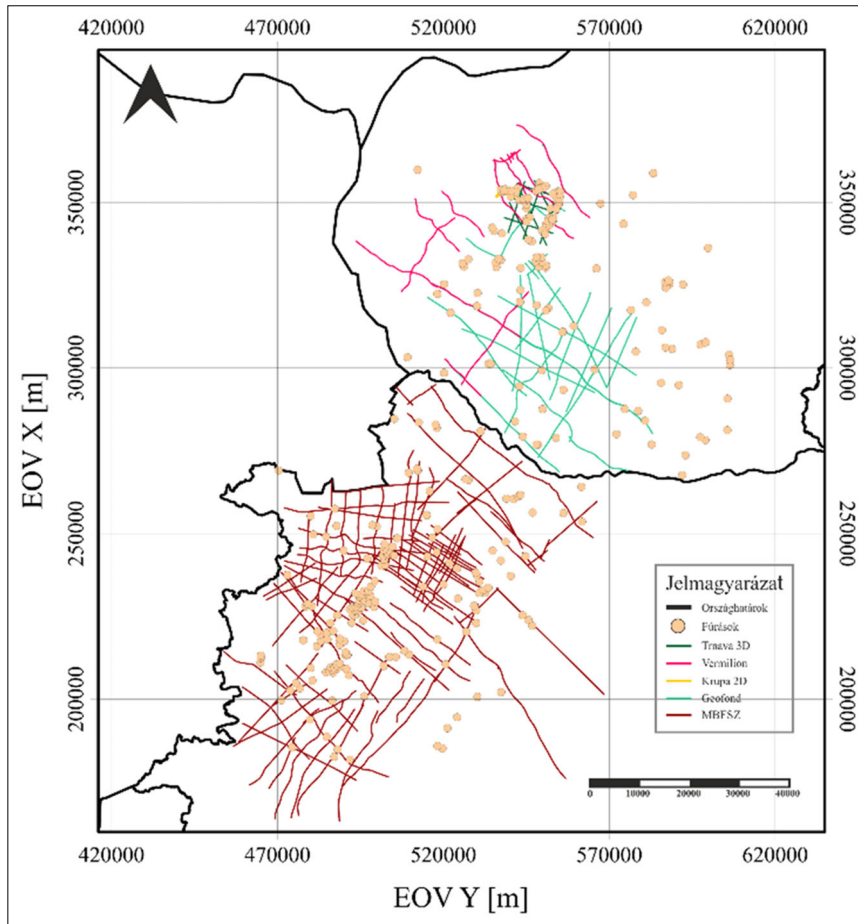
2. ábra A magyar és szlovák Kisalföld formációinak korrelációját mutató sztratigráfiai táblázat (Šram et al. 2021 után módosítva Babiszki et al. 2023 és Sztánó et al. 2016 alapján)

Figure 2 Stratigraphic chart of the correlation between the formations of the Hungarian and Slovakian part of the Danube Basin (Šram et al. 2021 modified by using the data of Babiszki et al. 2023 and of Sztánó et al. 2016)

lentétes irányú forgása kipréselte az alpi-dinári ütközőzónából (Csontos, Vörös 2004, Kázmér, Kovács 1985, Schmid et al. 2008), a két térrén a kainozoikum során még egymástól függetlenül mozogtak, és ellentétes irányú rotációt végeztek (Balla 1984, 1988, Fodor et al. 1998, Márton, Márton 1996). A két egység a riftesedési fázis elején, a középső miocén kezdete körül (17–15 millió éve) került egymás mellé, így ekkortól a további megnyúlás és kiszökés együtt érte ezeket, mígnem elérték a közel mai pozíciójukat a szarmata végére (11,6 Ma; Balla 1984, Balla et al. 1987, Fodor et al. 1999).

A Pannon-medencében a szinrift fázis kezdetét különböző szerzők a medence különböző pontjain más-más időre datálják: egyes esetekben az eggenburgi-ottnangi korszakokba (kb. 21,6–17,25 Ma; Horváth 1995, Huismans et al. 2002), viszont más kutatások már a kárpátiba helyezik (17,25–15,97 Ma; Horváth et al. 2006, Horváth, Cloetingh 1996, Sachsenhofer et al. 1997). A fázis kezdetét jelző unkonformitási felületet Tari (1994) 15,8 Ma-ban

határozta meg a Kisalföld területén. Termokronológiai, rétegtani és szerkezeti adatok (Dunkl et al. 1998, Fodor et al. 2008, Fodor et al. 2020, Hámor 1985, Scharf et al. 2013, Tari et al. 1992) is megerősítik, hogy az extenzió fő időszaka a medence területén a kora és középső miocénre tehető (kb. 17,25–11,6 Ma), és több medencében az utóbbiban zajlott a riftesedés csúcspontja (Fodor et al. 1999, Haas et al. 2012, Horváth et al. 2006, Magyar et al. 1999, Tari et al. 1999). Az elmúlt évtizedek kutatási eredményeiből látszik, hogy a prerift–szinrift határ nem tekinthető egyidejűnek a Pannon-medence minden rész-medencéjében, ahogy a szinrift fázis vége sem (Balázs et al. 2016, Fodor et al. 2021). Ez utóbbit tipikusan a szarmata–pannóniai (középső–késő miocén; 11,6 Ma) határként definiálták, de az Alföld területén található pannóniai korú szintektonikus üledékek és a hozzá kapcsolódó szerkezetek még egyértelműen a szinrift fázishoz kapcsolhatók (Balázs et al. 2016). Ez bizonyítja a szinrift fázis végének heterokron jellegét.



3. ábra | A kutatási terület és tágabb környezete digitális domborzatmodellen (SRTM) ábrázolva
 Figure 3 | The study area and its wider surroundings shown in a digital topography model (SRTM)

2.2. Földtani felépítés

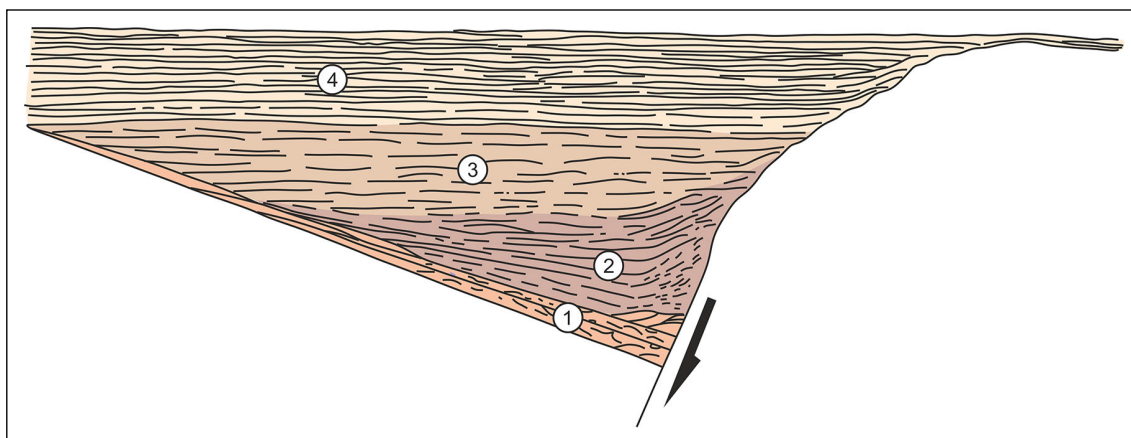
A Kisalföld több kilométer vastag neogén üledékei alatt az Ausztróalpi-takarók összetett rendszere található, mely alacsony és közepes fokú metamorfizált paleozoós és permi-mezozoós metaüledékekből, valamint kristályos kőzetekből áll (Haas et al. 2014, Tari et al. 1999, Tari, Horváth 2010), melyek eredete az eoalpi (kréta) kompresszió okozta takaróképződéshez köthető (Tari 1994).

A kutatási terület magyarországi részén a legidősebb azonosított üledékei a kora miocén (ottnangi?–kárpati–kora badeni; kb. 17,25–13,82 Ma) korú, leginkább folyóvízi Ligeterdői Kavics Formáció, valamint a hasonló korú (eggenburgi?–ottnangi–kárpati–kora badeni; kb. 20–13,82 Ma), szárazföldi és folyóvízi-mocsári környezetben képződött Somlólvásárhelyi Formáció (Selmeczi et al. 2023). Ezeket a formációkat a rétegsorban leggyakrabban diszkordanciával a badeni korú (15,97–12,8 Ma), nyílt tengeri, finomszemcsés sziliciklasztos Badeni Formáció és különböző tagozatai fedik, melyek a medence peremek felé sokszor összefogazódnak parthomloki, sekélytengeri karbonátos összletekkel, mint amilyen például a badeni korú Lajtai Mész-kő Formáció. A Badeni Formációt a szarmata korú (12,8–11,6 Ma), szintén nyílt tengeri környezetben

képződött Kozárdi Formáció követi, mely Tinnye Mész-kő Formációval fogazódik össze (Selmeczi et al. 2023, 2. ábra).

A kutatási terület szlovákiai részén a legkorábbi neogén formáció a kora badeni (15,97–13,82 Ma) nyílt tengeri sziliciklasztos Špačince Formáció, melyet a medence nagy részén a szintén ilyen környezetben települt késő badeni (13,82–12,8 Ma), szintén sziliciklasztos Báhoň Formáció és Pozba Formáció követ. A medencének ezen a részén a szarmata (12,8–11,6 Ma) rétegsor legfontosabb képviselője a Vrable Formáció. A sziliciklasztos összletek megfeleltethetőek a magyarországi Badeni Formációnak, a Vrable Formáció pedig a Kozárdi Formációval korrelálható (Šram et al. 2021, 2. ábra).

A tárgyalt idősebb képződményekre akár több kilométer vastag, a magyar nevezéktan szerinti, klasszikusan ötosztatú pannóniai (11,6–2,6 Ma) s.l. képződményei települnek (Sztanó et al. 2016). Ezek az időtranszgresszív rétegtan egységek a feltöltődés folyamatoként kialakuló tavi környezetben képződtek. Az alluviális síksági Zagyvai Formációt a vízzel borított self deltaüledékei (Újfalui Formáció) követi, majd a selfperemet és a mélymedencét összekötő selfperem agyagos-aleuritos képződményeit reprezentáló Algyői Formáció, a lejtőlábi törmeléken tur-



4. ábra Egyszerűsített ábra egy ideális félárokrol, ahol mindegyik tektonikus rendszeregység azonosítható. 1.) Riftkezdeti fázis; 2.) Fő riftesedési fázis; 3.) Korai posztrift; 4.) Késő posztrift. (Prosser 1993 után módosítva)

Figure 4 Schematic illustration of an ideal half graben where each tectonic system tract can be identified. 1.) Rift initiation; 2.) Rift climax; 3.) Early post-rift; 4.) Late post-rift. (Modified after Prosser 1993)

bidites Szolnoki Formáció, végül a mélymedence-képződeményeket jelentő Endrődi Formációba mennek át (Juhász 1998).

Szlovákiában e képződmények közül az Endrődi, Szolnoki és Algyői Formáció együtt az Ivanka Formációval korrelálható, az Újfalu Formáció a Beladice Formációval, míg a Zagvyai Formáció a Volkovce Formációnak feleltethető meg (Šram et al. 2021, Sztanó et al. 2016, 2. ábra).

3. Felhasznált adatok

A tanulmányhoz több forrásból álltak rendelkezésre a szükséges adatok. Magának a kutatásnak a során 163 2D szeizmikus szelvény került értelmezésre 324 fúrás adataival kiegészítve a Kisalföld magyar és szlovák részéről (3. ábra).

A szlovák adatrendszerhez a Vermilion Energy Hungary Kft. a rendelkezésünkre bocsátotta az általuk tulajdonolt Krupa 2D szeizmikus rendszer 4 szelvényét, valamint a Trava 3D szeizmikus tömbből 9 darab, különböző irányú kivágatot és két külön mélységből származó időszeletet. Továbbá ennek a cégnek a révén a Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra (State Geological Institute of Dionýza Štúra, Slovakia) Geofond Osztálya engedélyezte a szlovák állam tulajdonában álló 36 szeizmikus szelvény, illetve ebből 20 darab, a Vermilion Energy Hungary Kft. által feldolgoztatott szelvény felhasználását. Szintén ebből a forrásból rendelkezésünkre állt a Kisalföld szlovákiai részén mélyített 139 mélyfúrás angolra lefordított kútönyve.

A Magyarországra eső 94 szeizmikus felvétel az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszékének az adatbázisából lett felhasználva. A Kisalföldi régióból 185 fúrás adata pedig a volt Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ), ma a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH) Geobank adatbázisából (<https://mbfsz.gov.hu/geobank/>) származik.

A több adatrendszerből összeálló szeizmikus adatbázis minden szelvényén elvégeztük a mis-tie korrekciót.

4. Tektonikus rendszeregységek

Tektonikailag aktív medencékben az üledékképződés kontrollálásában a tektonika válik domináns tényezővé, így a rendszeregységek és szekvenciák a vetők aktivitásainak egyes eseményeihez kapcsolódhatnak. Így ilyen esetekben nem ismerhetők fel a Posamentier és Vail (1988) által megkülönböztetett, az eusztaZIA vagy egyéb klasszikus szekvencia-sztratigráfiában ismert ciklikusság okozta rendszeregységek sem (Miall, Miall 2001). Tektonikailag aktív medencében ezért a vető menti mozgások irányítják a lehetséges erózió- és üledékfelhalmozódás mértékét, ezáltal befolyásolják a szeizmikus szelvényeken megjelenő reflexiók geometriáját, és szeizmikus fáciesét (Prosser 1993). Így ezekben az aktív medencékben az üledékes rendszerek tektonikus eredetűek, és úgynevezett tektonikus rendszeregységekként különíthetők el, melyeket kulcsfontosságú sztratigráfiai felületek határolnak (Prosser 1993).

Ezen elgondolás alapján egy extenziós medence szerkezetfejlődése négy különböző fázisra osztható fel, melyek közül mindegyik karakterisztikus üledékképződési rendszerrel és szeizmikus reflexiók képpel rendelkezik (4. ábra). A riftkezdeti fázis („rift initiation”; 4. ábra, 1.) rendszeregység jelöli a medencét ért első extenziós impulzust, melyet a fő riftesedési fázis („rift climax”; 4. ábra, 2.) követ. Ez a fázis a maximális vetőaktivitás és leggyorsabb süllyedés időszakát jelzi. A korai posztrift („immediate post-rift”; 4. ábra, 3.) tektonikus rendszeregység a vetőaktivitás lezárultát jelenti, amikor is a termális süllyedés miatt az előző fázisból átöröklött rift-topográfia nagyrészt betemetődik. Ekkor ugyan még a vetők mentén tapasztalható lehet kis mértékű elvetés, de leginkább a differenciális kompaktió következményeként. A teljes riftesedési folyamatot a késő posztrift („late post-rift”; 4. ábra, 4.) egység zárja, melynek során a medence teljesen feltöltődik fokozatosan lassuló süllyedéssel. Az ezt kísérő differenciális kompaktió jellegzetes

Szeizmikus kép	Vonalrajz	Geometria	Szeizmikus karakterisztika	Értelmezés
		Szigmoidális Nem folytonos	Kis és közepes amplitúdó Magas frekvencia	Progradáló selfejtő
		Dimbes-dombos Nem folytonos	Kis és közepes amplitúdó Közepes és magas frekvencia	Vetőmenti törmelék
		Dimbes-dombos Nem folytonos	Nagy amplitúdó Közepes frekvencia	Vulkáni törmelékes kőzet
		Reflexiómentes	Kis amplitúdó Alacsony frekvencia	Vulkáni test
		Ék alakú Nem folytonos	Közepes és nagy amplitúdó Alacsony és közepes frekvencia	Szinrift üledék
		(Közel) Párhuzamos Folytonos	Közepes és nagy amplitúdó Változó frekvencia	Posztrift üledék
		Párhuzamos Folytonos	Nagyon nagy amplitúdó Alacsony frekvencia	Akusztikus aljzat teteje
		Kaotikus	Kis és közepes amplitúdó Alacsony frekvencia	Akusztikus aljzat

5. ábra | A kutatási területre jellemző, általunk azonosított szeizmikus fáciesek, azok vonalrajzai és főbb jellemzői. Minden szeizmikus kép egységesen 200 ms-ot fed le

Figure 5 | Seismic facies we have identified in the study area, their line drawings and main characteristics. Each seismic image uniformly covers 200 ms

szinklinális geometriát és kompaktációs vetőket hozhat létre az árkok felett. A fázisok során a fennmaradó (talpi) blokk exhumálódhat és erősen erodálódhat, ami a riftesedés csúcspontja során a legnagyobb mértékű (Prosser 1993).

5. Szeizmikus fáciesek

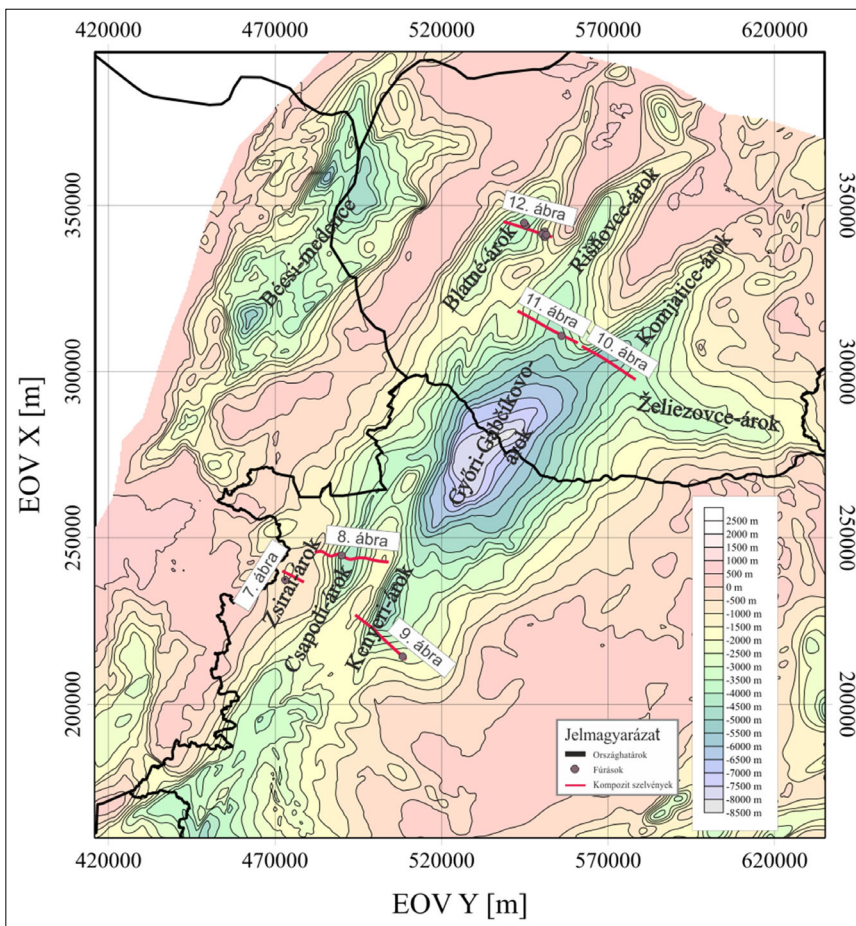
Szeizmikus fáciesanalízisnek nevezzük a szeizmikus szelvények reflexióparamétereinek (pl. alak, folytonosság, amplitúdó, frekvencia, egyes esetekben intervallumsebesség) jellemzését és geológiai értelmezését (Mitchum et al. 1977). A leírt paraméterekből olyan földtani információkra következtethetünk, mint az üledékes környezet és rétegződési geometria. Az elemzés során különböző szeizmikus fáciesek kerülnek meghatározásra, melyek térképezhető, háromdimenziós reflexiócsoportokból álló

egységek, és melyek szeizmikus paramétereit eltérnek az azokat körülvevőektől (Mitchum et al. 1977).

Ezen analízis során – részben a már tárgyalt tektonikus rendszeregységek alapján – azonosítottuk az általunk kijelölt vizsgálati területen a jellemző szeizmikus fácieseket, és meghatároztuk azok jellemző szeizmikus képét, főbb szeizmikus és geometriai tulajdonságait, majd hozzárendeltük a vonalas rajzát és a földtani értelmezését (5. ábra).

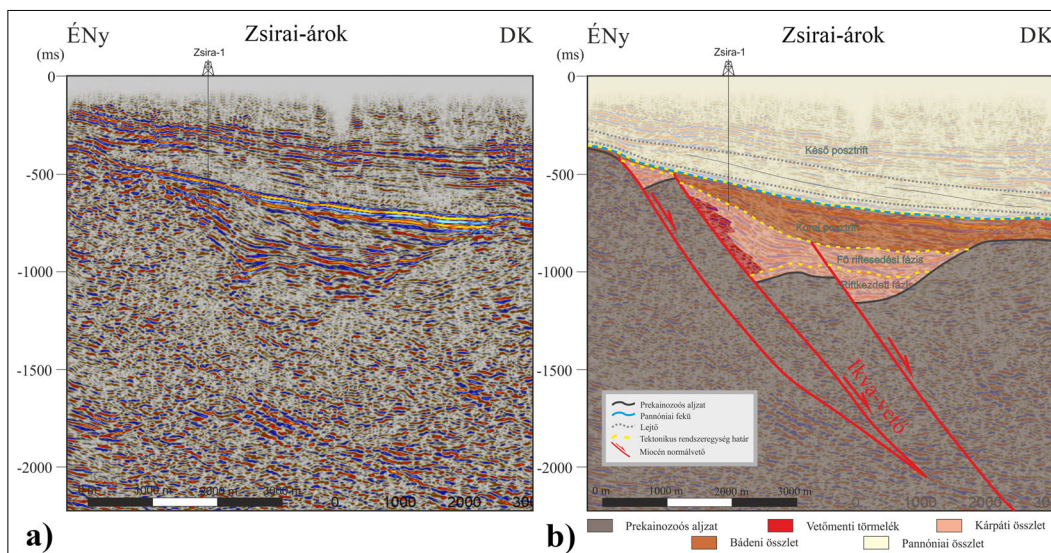
6. Eredmények

Kutatásunkban arra kerestük a választ, hogy a Kisalföld területén található fontosabb, a miocén során kialakult süllyedékek milyen kapcsolatban állnak egymással, és felnyílásuk mutat-e bármilyen idő- és térbeli trendet. Így ebben a fejezetben hat árkot mutatunk be egyenként (6. ábra). A feltüntetett tektonikus rendszeregységeket,



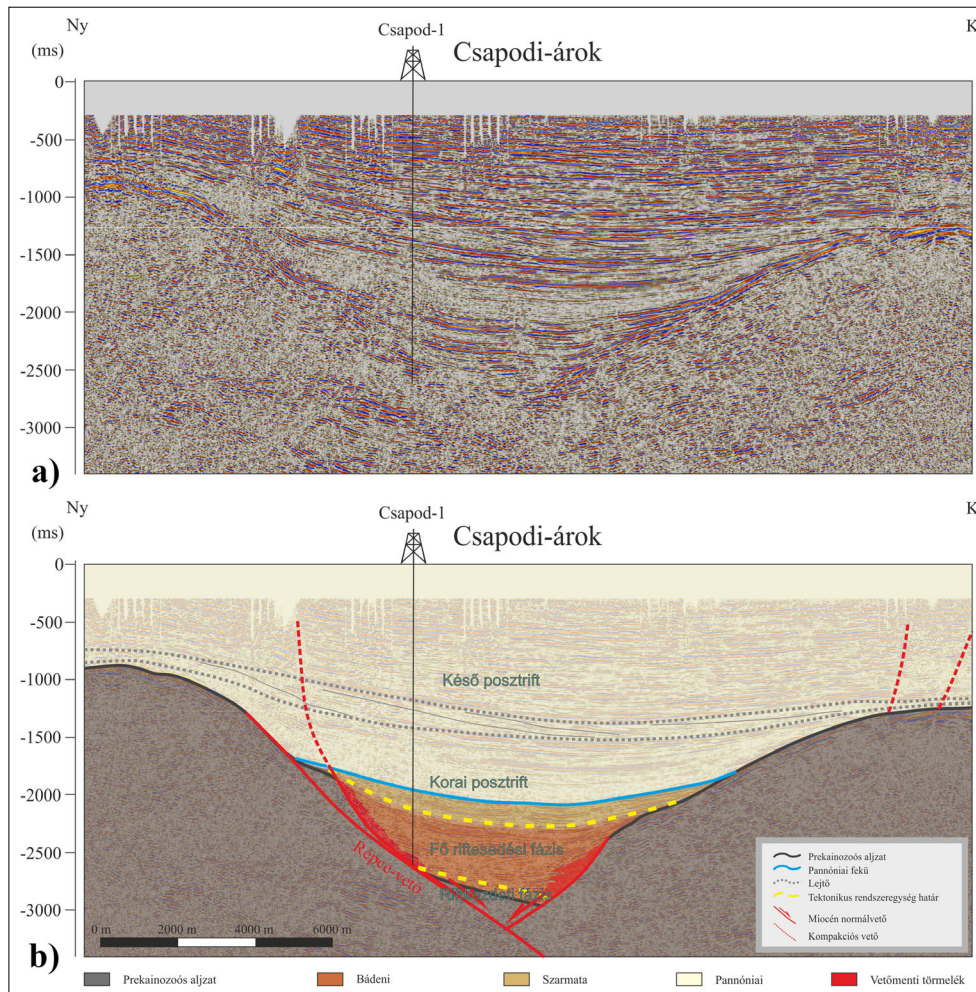
6. ábra Kisalföldi neogén süllyedékek, illetve a tanulmányban szereplő szeizmikus szelvények nyomvonalai, valamint az ezeken ábrázolt fúrások elhelyezkedése a prekainozoos aljzattmélység-térképen (Albert et al. 2012) ábrázolva

Figure 6 Neogene depressions of the Danube Basin, the seismic sections in the study, and the location of the wells shown along the sections, in a pre-Cenozoic basement depth map (Albert et al. 2012)



7. ábra A Zsirai-árkot bemutató VCSA-18 szelvény a) értelmezés nélküli és b) értelmezett részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható. Megfigyelhető a vető menti törmelékkúp, valamint a badeni összletben belüli progradáló sorozat, melyet már Tari et al. (2020) is ábrázolt

Figure 7 The uninterpreted a) and interpreted b) image of a part of the VCSA-18 seismic reflection profile representing the Zsira Graben. The talus cone along the fault can be observed, as well as the prograding series within the Badenian succession, already described by Tari et al. (2020). The position of the section is shown in Fig. 6



8. ábra A Csapodi-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett VCSA–21 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 8 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the VCSA–21 seismic section representing the Csapodi Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

leginkább a riftesedési csúcspontot az előző fejezetekben tárgyaltak szerint, Prosser (1993) munkája alapján határoztuk le (4. ábra).

6.1. Zsirai-árok

A magyarországi Kisalföld legnyugatabbra eső részmedencéje, mely az adatrendszerünk része volt, a Zsirai-árok (6. ábra; Tari 1994), mely a KDK-i dőlésű Ikva-vető mentén (Tari 1994) nyílt fel. A vetőnek három ága van, melyek között egy kis billentett blokk található. Az árok közvetlen környezetében nincs olyan fúrás, mely elérte volna a prekainozoos aljzatot, így az árkot kitöltő üledékek korára csak a Zsira–1 (Zs–1) fúrás rétegsora nyújt információt. Az adatok alapján a kút 702 méteren érte el a badeni korú Lajtai Mészke Formációt, majd 715 métertől a fúrás talpáig, 800 méterig kora badeni és/vagy kárpáti korú Ligeterdői Kavics Formáció található (ld. 2. ábra). Az árok fúrással el nem ért mélyebb része (azaz a riftkezdeti fázis üledéksomagja) leginkább a Ligeterdői Formáció aljának felelhet meg. Az árok csapásában, a feltehetően önálló

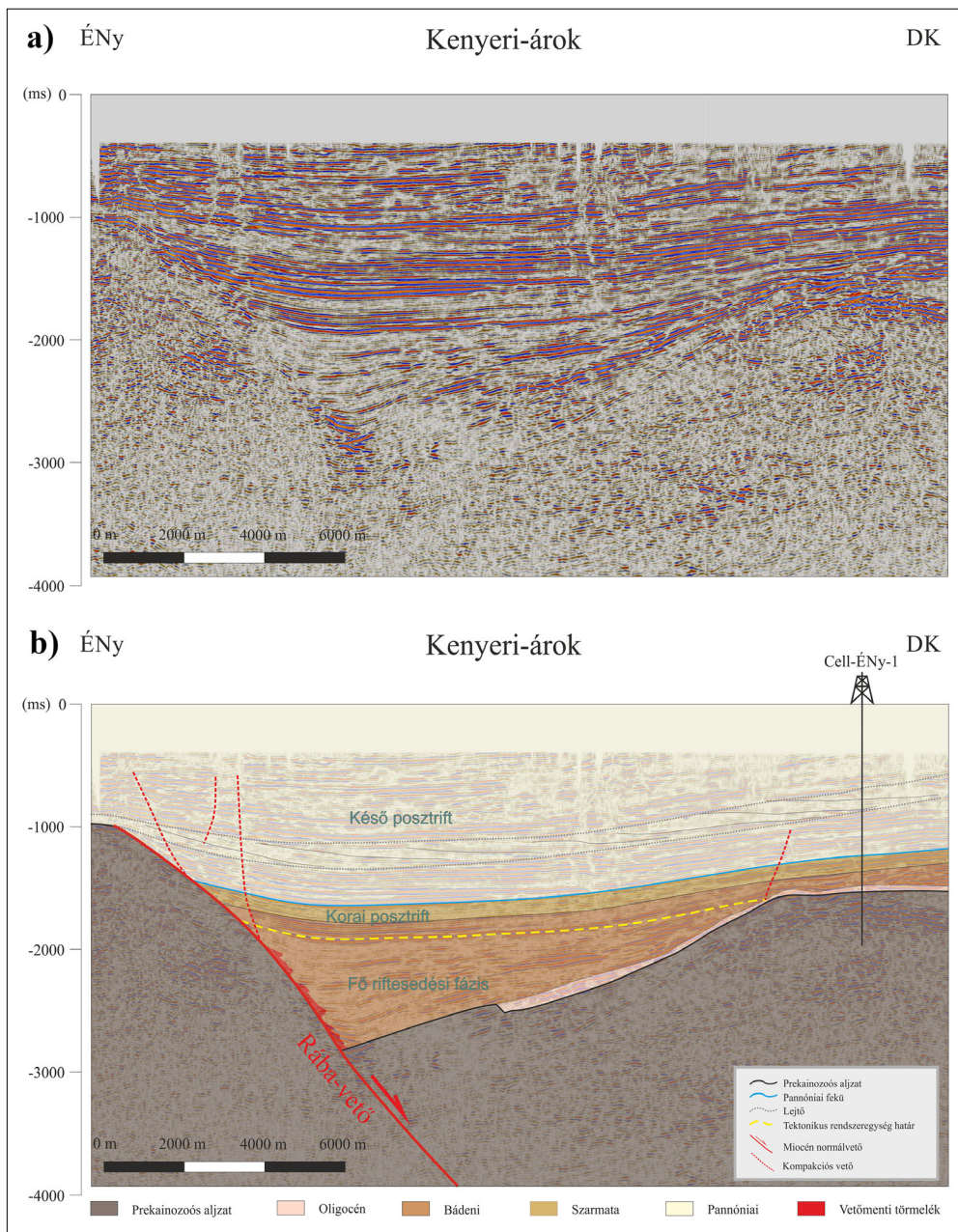
Nagylózi-árokban a Nagylózi–1 fúrás biztosan az NN5 és NN6 nannoplankton zónába tartozó badeni összletet tárta fel (Selmecezi et al. 2012) hasonló szerkezeti helyzetben.

Az árokban a szeizmikus fáciések alapján azonosítható színrift üledék (5. ábra) tovább osztható riftkezdeti és a riftesedés fő fázisához tartozó részre (7. ábra). Emellett jellegzetes szeizmikus fáciessel lépnek fel a vető menti törmelékűk (7. ábra), ami szintén jelzi a riftesedés maximumát. Értelmezésünk szerint a korai posztrift fázist az árokban megfigyelhető badeni korú progradáló sorozat jelzi, amit Tari et al. (2020) is leírt, majd ezt követi a késői posztrift fázist képviselő pannóniai összlet (7. ábra).

Ezek alapján arra lehet következtetni, hogy az árok a kora miocén végén (kárpátiban) vagy a középső miocén legelején kezdhetette meg a felnyílását, és maga a folyamat a badenin belül lezárult.

6.2. Csapodi-árok

A Zsirai-árkot a Pinnye-hát választja el a Csapodi-ároktól (6. ábra), melynek felnyílását részben a Répce-vető kont-



9. ábra A Kenyeri-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett VPA-38 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 9 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the VPA-38 seismic section representing the Kenyeri Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

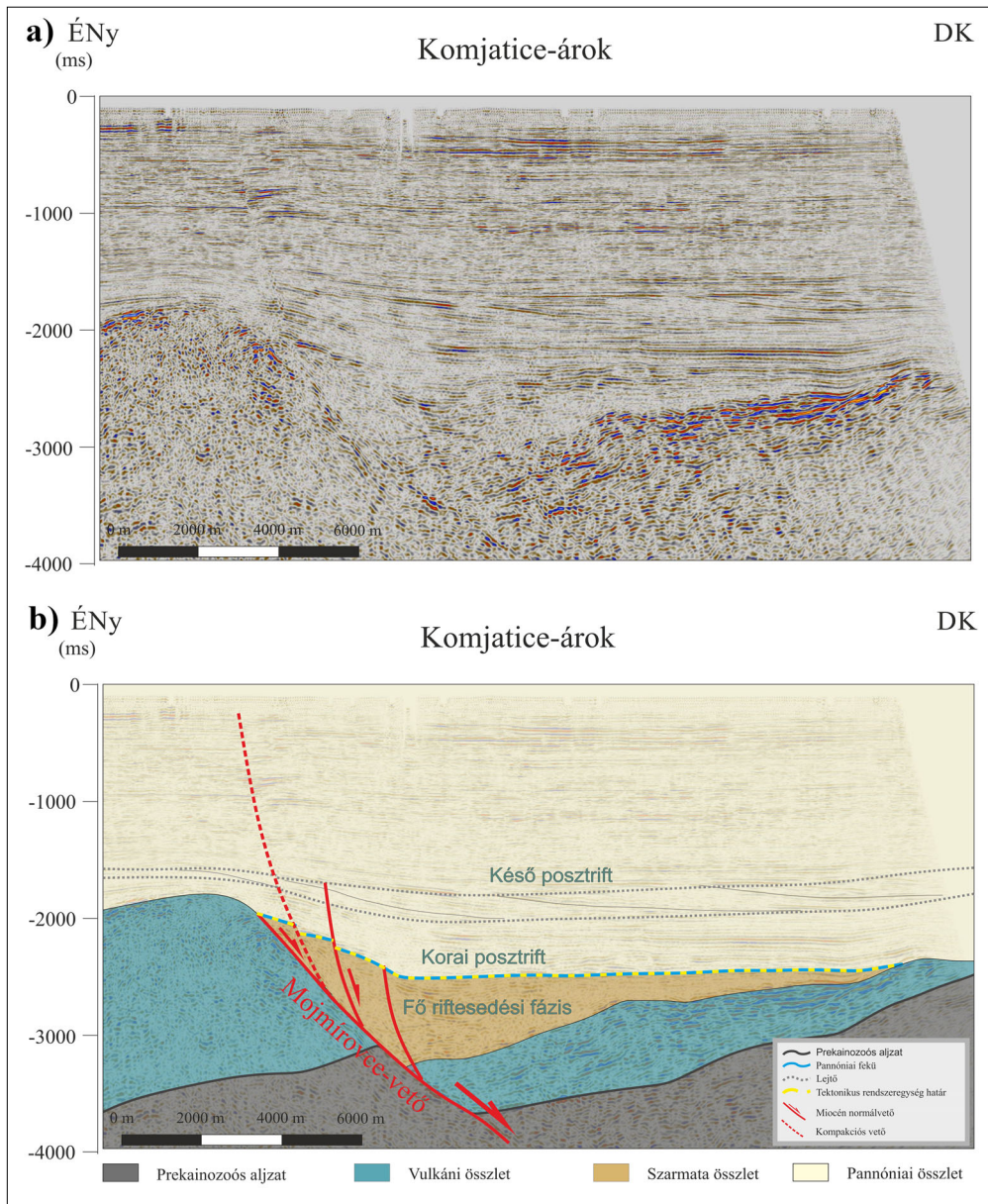
rollálta (Tari 1994). A riftesedés fő fázisát a vető mentén megfigyelhető, a fennmaradt talpi blokkokról származó törmelék jelzik, melyek törmelékkúpokat alkotnak a vető mentén (8. ábra). Magát az árkot a Csapod-1 (Cs-1) fúrás érte el, megfúrva a szarmata Kozárdi Formációt, majd a badeni összlet tetejét, mely Szilágyi Agyagmárga Formációból, Bádani Fomációból, illetve badeni korú breccsából áll (2. ábra). Az árkokban nem azonosítható badeninél idősebb miocén képződmény.

A szeizmikus fázisok (5. ábra) és azok értelmezése (8. ábra) alapján az látható, hogy a riftesedés kezdete és a fő szakasza is a badeniben zajlott, és maga a folyamat a

szarmata-badeni határon ért véget. A posztrift tektonikus rendszerezések pedig a szarmata és pannóniai összletként azonosíthatók.

6.3. Kenyeri-árok

A Kenyeri-árok a Győri-árok déli folytatása, így nagyon gyakran ez a két mélyzóna Győr-Kenyeri-ároként is ismert (6. ábra). E félárok a Rába-vető (Tari 1994) mentén nyílt fel a miocén során, és a Csapodi-árokhoz hasonlóan itt is megfigyelhetők a vető mentén törmelékkúpok (8., 9. ábra). Mivel az árkot nem érte el mélyfúrás, azért az



10. ábra A Komjatice-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett MXS2–93 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

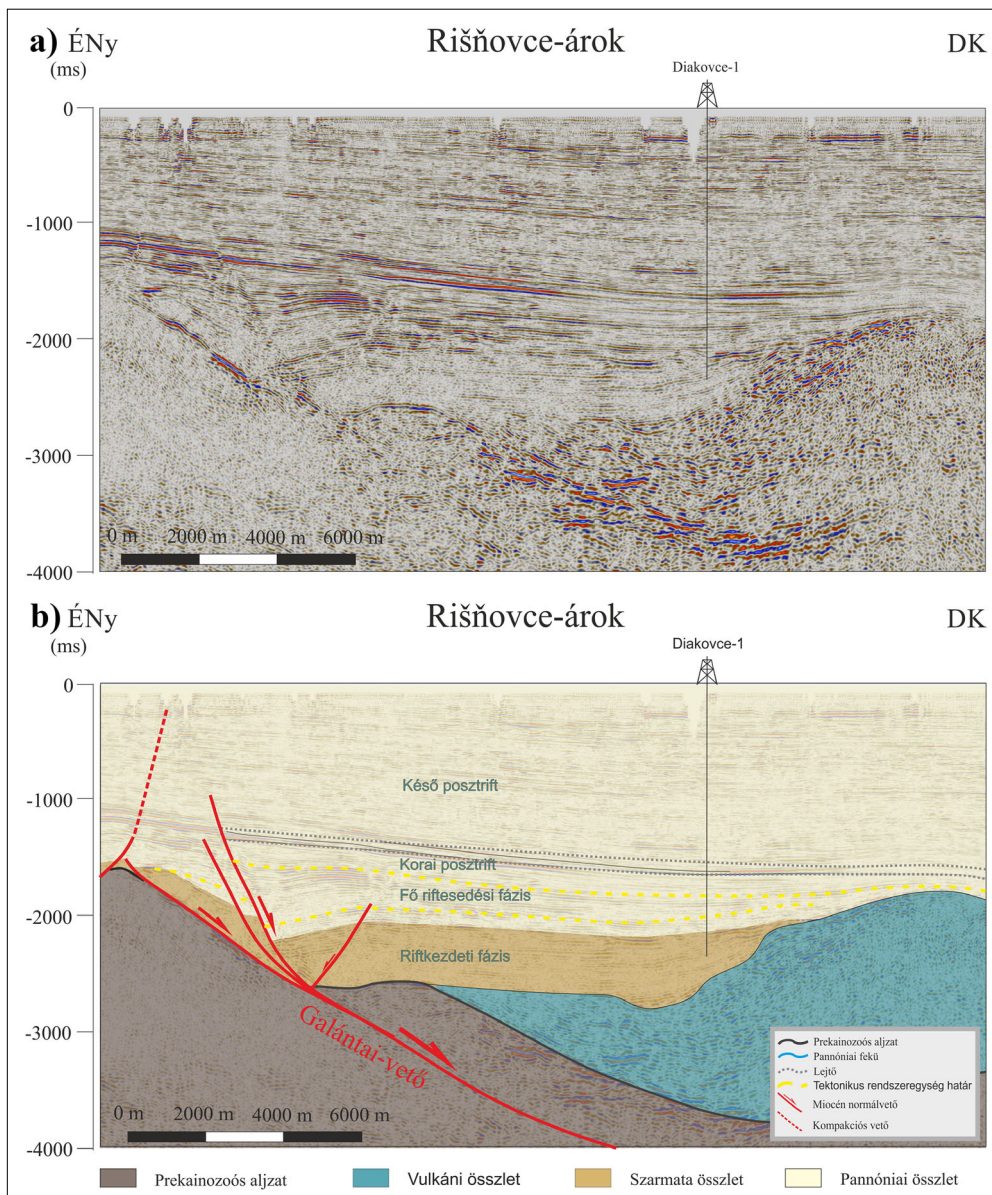
Figure 10 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the MXS–93 seismic section representing the Komjatice Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

árkokban található képződményekről csak az árok peremén található Celldömölk-ÉNy-1 (Cell.ÉNy-1) fúrás rétegsorából lehet következtetni. Ebben a szarmata korú Kozárdi Formáció, valamint a szintén a szarmata Tinnyei Formáció Dudleszi Kavics Tagozata lép fel (2. ábra; Selmeczi et al. 2023). A kútban ez alatt a Badeni Formáció Szilágyi Agymárga Tagozata következik, majd a formáció kora badeni korú Tekerési Slír Tagozata következik. Utóbbi kora az NN5 nannoplankton zónával korrelálható (2. ábra). Ezek alapján a Kenyeri-árok területén lehatárolható volt a badeni és a szarmata képződmények tetejét jelző időhorizont (9. ábra). Ugyanakkor, az árok alján fellépő összlet kora nem értelmezhető megfelelő bizonyossággal, hiszen a fúrás az összletet nem

érte el, de feltételezhető, hogy az árkot részben kárpáti korú üledék tölti ki.

Szintén lehatárolható volt a fő riftesedési fázis tektonikus rendszeregysége a badeni összletben a jellegzetes legyezőszerűen széttartó szeizmikus képe alapján. Értelmességünk szerint az korai posztrift fázis a badeni legvégére és a szarmatára esik, a késői posztrift fázis pedig a pannóniai során zajlott le.

A riftcsúcspontot kijelölő szeizmikus horizont és az árokkitöltő üledékek kora alapján az látszik, hogy riftesedés a kárpátiban vagy badeni elején kezdődött el, ez mélyfúrás adatok hiányában pontosabban nem állapítható meg. A riftesedés fő fázisa vélhetően már a badeni közben véget ért.



11. ábra A Rišňovce-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett MXS2-93 szeizmikus szelvény egy részlete. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 11 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of a part of the MXS-93 seismic section representing the Rišňovce Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

6.4. Komjatice-árok

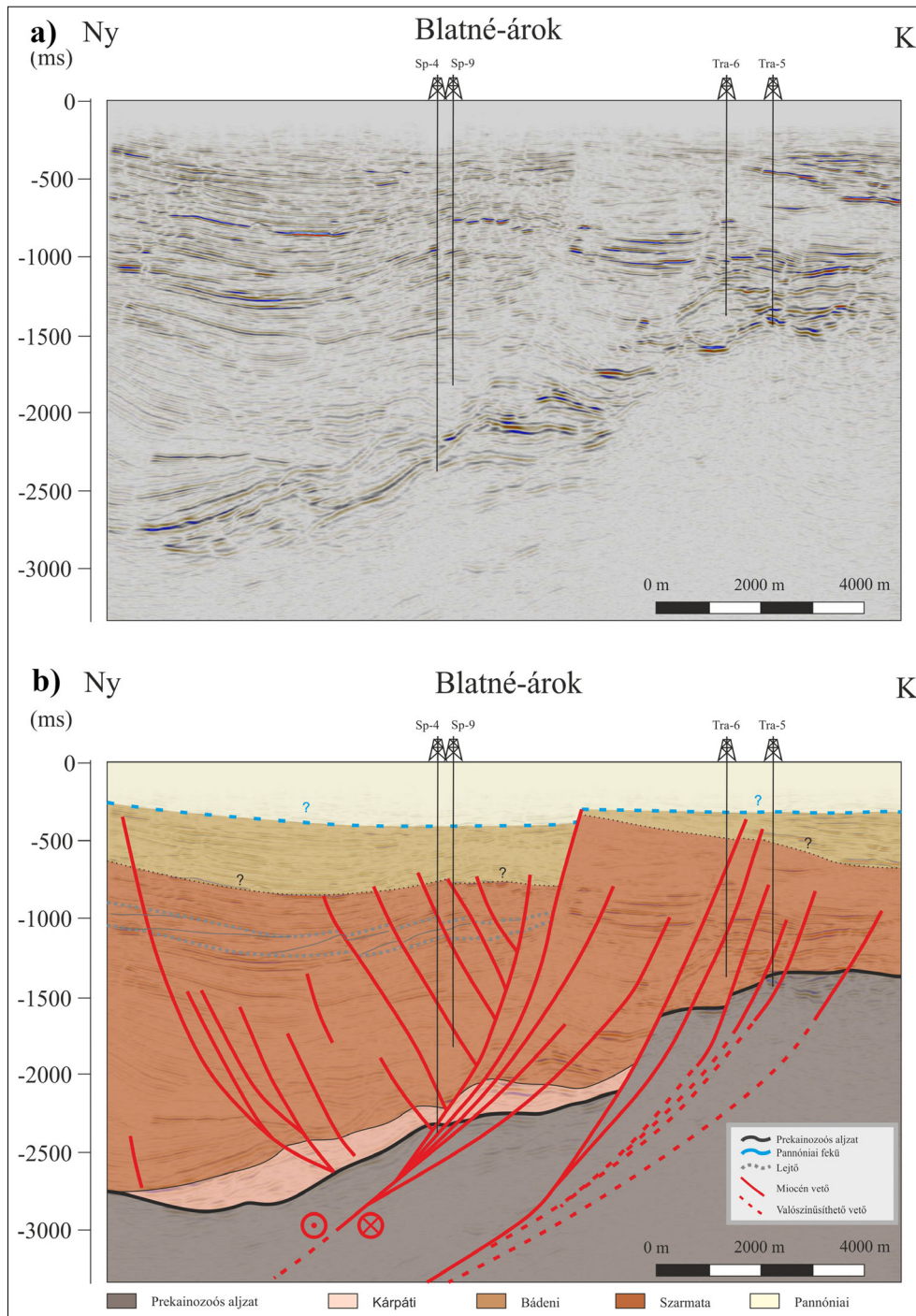
A vizsgálati terület Szlovákiára eső részének legkeletibb árka, melyről rendelkezésünkre állnak adatok a Komjatice-árok (6. ábra). A részmedence déli részét nyugati irányból a Kráľová-vulkán határolja (10. ábra), melynek kora középső miocén lehet (Sztanó et al. 2016), a szeizmikus értelmezés alapján biztosan pre-szarmata. Magát a vulkánt egyetlen fúrás, a Kráľová-1 érte el, amelyben azonosított piroklasztitok kora késő badeni (14,09 Ma, Rybár szóbeli közlése alapján; Šarinová et al. 2021), ami pontosítja a vulkáni felépítmény korát. Az árok kinyílása a Mojmirovce-vető mentén történt (Hók et al. 2016), ami a vulkáni összletet és az azt fedő üledékeket is elveti

(10. ábra), így biztos, hogy a riftesedést a vulkán kialakulása megelőzi.

A szeizmikus kép alapján valószínűsíthető, hogy az árok kinyílása, így a fő riftes fázis is a szarmata során történt, a folyamat a szarmata-pannóniai határra már befejeződött. Ez az eredmény összecseng Šujan et al. (2021) és Šarinová et al. (2018) eredményeivel is. A pannóniai összlet megfeleltethető a posztrift tektonikus rendszerezéseknek.

6.5. Rišňovce-árok

A Kráľová-vulkán másik, nyugati oldalán elhelyezkedő félárok a Rišňovce-árok (6. ábra), melynek kinyílását a



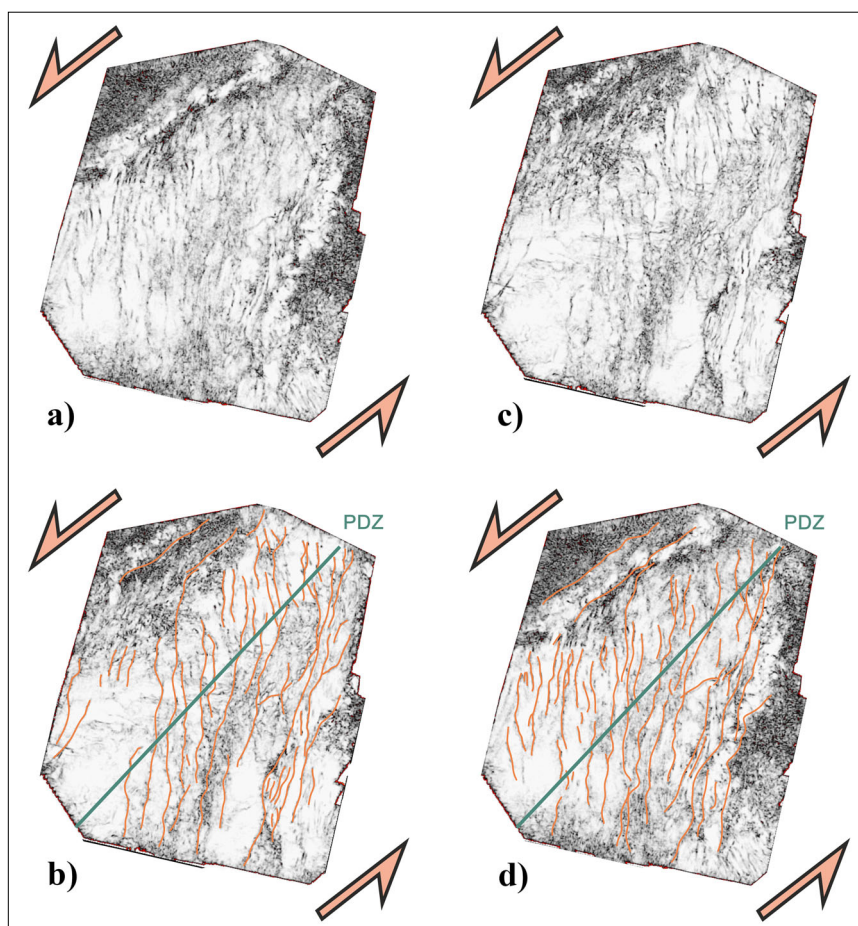
12. ábra A Blatné-árkot bemutató a) értelmezés nélküli és b) értelmezett értelmezett, a Trnava 3D tömbből kivágott inline szelvény. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 12 The uninterpreted a) and interpreted b) picture of an inline from the Trnava 3D seismic cube representing the Blatné Graben. The position of the section is shown in Fig. 6

Galántai-vető kontrollálta. Az árkot ért Diakovce–1 fúrásban a legújabb átértékelés szerint (Šujan et al. 2021, illetve Rybár szóbeli közlése) a pannóniai összlet alatt a fúrás talpáig csak a szarmata korú Vráble Formáció található meg (2. ábra).

A szelvényen (11. ábra) megfigyelhető, egy nagy, közel állandó vastagságú riftkezdeti fázishoz sorolható összlet,

mely felett egyértelműen megjelenik a legyezőszerű fő riftesedési rendszeregység. Az korai posztrift, valamint a késő posztrift tektonikus rendszeregység határa viszont nem különül el egyértelműen. A lehatárolt szeizmikus egységek azt mutatják, hogy az árok kinyílása már a szarmata során megkezdődött, de a legnagyobb mértékű riftesedés a kora pannóniaiban zajlott.



13. ábra | Az 1510 ms-hez tartozó időszak a) értelmezés nélküli és b) értelmezett képe, valamint az 1060 ms-hez tartozó időszak c) értelmezés nélküli és d) értelmezett képe. PDZ (Principal Displacement Zone): elsődleges nyírási zóna

Figure 13 | Time slice from 1510 ms without interpretation a) and with interpretation b) and time slice from 1060 ms without interpretation c) and with interpretation d). PDZ: Principal Displacement Zone

6.6. Blatné-árok

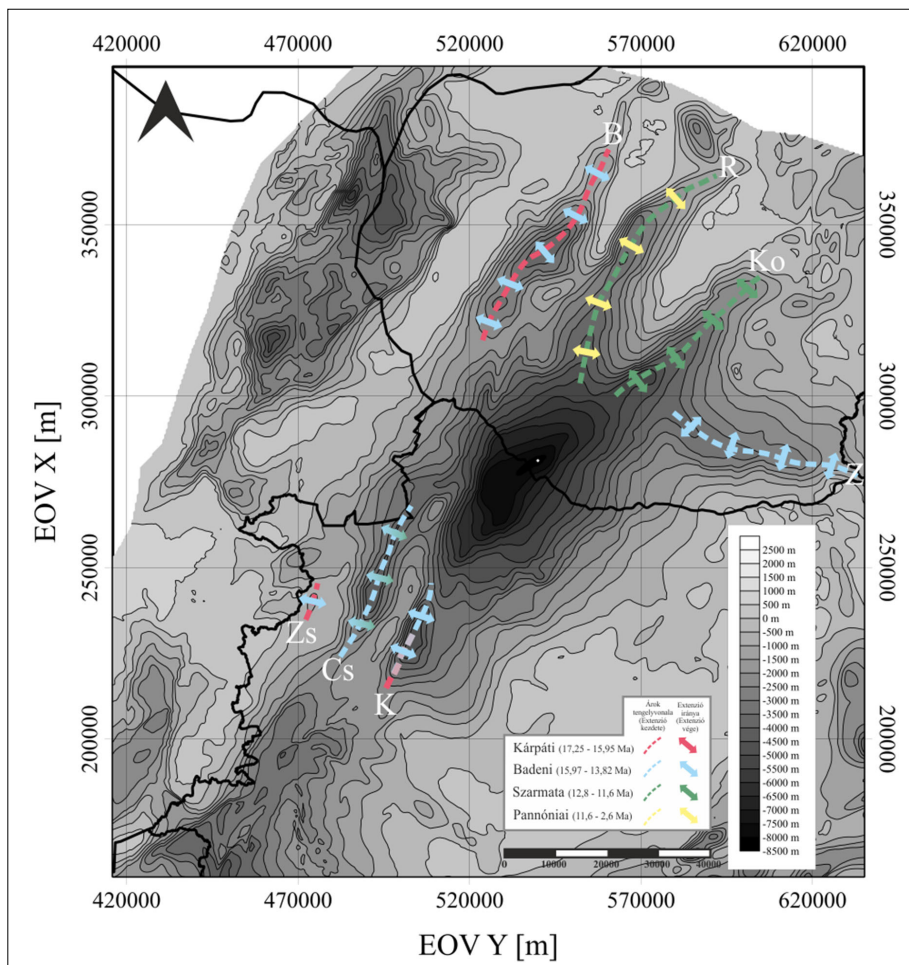
A Blatné-árok (6. ábra) a kutatási terület Szlovákiára eső részének legnyugatibb mélymedencéje. Az árok területén rengeteg mélyfúrás mélyült, így rétegsora jól dokumentált (Rybár et al. 2015, 2016). A Blatné-árok mind szerkezeti, mind litológiailag élesen elkülönül a tanulmányban eddig tárgyalt árkokétól. A Zsirai-árkon kívül egyedül ebben a süllyedékben azonosítható kárpáti korú összlet, mely csak a mélymedencei részre korlátozódik. A kárpáti korú képződmények felett több mint ezer méretnyi badeni összletet találunk, mely az árok nagy részét kitölti (12. ábra). A legújabb kutatások azt sugallják, hogy a kárpáti korú összlet valójában a kora badeni Špačince Formáció, melyre késő badeni sorozat települ nagy vastagságban (Rybár, Kotulová 2023, Šujan et al. 2021). Az elmentmondás ellenére kijelenthető, hogy a Blatné-árok legidősebb árokkitöltő üledéke mindenképp idősebb, mint a több szlovák árokban található legidősebb képződmény; a rétegtani táblázatok alapján kora kb. 15.2–13.82 Ma (Šujan et al. 2021).

A szeizmikus szelvényen szembevetve a különbség az eddig bemutatott árkokhoz hasonlítva, mivel a Blatné-

árkot nem egy nagy normálvető nyitja fel, hanem az egész árkot átszeli egy negatív virágszerkezet. Ez a szerkezet leginkább a 3D adattömb két időszelvényének Variance attribútumképén látszik (13. ábra).

Az árok képződésének jobb megértéséhez analógiául szolgálhat a Vatta-Maklári-árok. Ezt az árkot Tarival (1987, 1988) ellentétben nem duplexként, hanem a főbb vetők balos normál működése alapján egy transztenziós pull-apart medenceként azonosított Petrik (2016). Ez az árok a kora miocén végén, a késő kárpáti – legkorábbi badeni – kezdetétől aktiválódott (Petrik 2016). A Blatné-árok balos jellegét már a korai feszültségmező-adatok is előre vetítették (Fodor 1995, Marko et al. 1995); a balos nyírási zóna a badeni közepétől már a Bécsi-medence déli részére húzódott ÉK felé. A Bécsi-medencét egyébként egy kárpáti vagy középső miocén pull-apart medenceként értelmezték (Decker 1996, Fodor 1995, Hinsch et al. 2005, Royden 1985).

Így ezek alapján a Blatné-árok is egy balos transztenziós pull-apart medenceként értelmezhető. A balos mozgás badeni későbbi részében és a szarmatában volt jellemző (12. ábra), de a korábbi eltolódásos mozgás sem kizárt.



14. ábra A Kisalföld neogén árkait és a kinyílásuk idejét mutató térkép egy prekainozoós aljzatmélység-térképen (Albert et al. 2012) megjelenítve. Részletesebb leírást lásd a szövegben. Zs: Zsirai-árok; Cs: Csapodi-árok; K: Kenyeri-árok; Z: Želiezovce-árok; Ko: Komjatice-árok; R: Rišňovce-árok; B: Blatné-árok

Figure 14 Map showing the Neogene grabens of the Danube Basin and the time of their openings displayed on a pre-Cenozoic basement depth map (Albert et al. 2012). More details on the text. Zs: Zsira Graben; Cs: Csapod Graben; K: Kenyeri Graben; Z: Želiezovce Graben; Ko: Komjatice Graben; R: Rišňovce Graben; B: Blatné Graben

7. Diszkusszió

Az árkok vizsgálatának összesített eredményét a 14. ábrán látható térképen ábrázoltuk. Itt a szaggatott vonalak az árkok tengelyvonalát szemléltetik, a színezésük pedig az árkok kinyílásának kezdeti idejét, tehát a riftkezdeti fázis korát. A nyilak az erre merőleges extenzió irányát, a nyilak színe pedig a kinyílási folyamat lezárultának idejét, azaz a fő riftesedési fázis végének korát.

Az látható, hogy a Kisalföld területén a vizsgált árkok esetében nem figyelhető meg olyan Ny–K irányú fiatalodási trend, mint az Alföldi süllyedékek esetében (Balázs et al. 2016). Feltehetően a legidősebb magyarországi árok a Zsirai-árok, melynek felnyílása a kora miocén végén, a kárpátiban kezdődhetett, és a badeni korszak során fejeződött be. A Csapodi-árok esetében az extenzió egyértelműen a badeniben indult meg és a szarmata–badeni határon fejeződött be. A Kenyeri-árok riftesedése esetén lehetséges, hogy a kinyílás talán kárpáti, de biztosan kora

badeni korú, ám a folyamat valószínűleg a késő badeniben véget ért. Ezáltal az látszik, hogy a szélső árok, a Zsirai-árok előbb, már a kárpátiban megkezdte a kinyílását, és előbb is fejeződött be az extenzió. Ezt követte a Kenyeri-árok felnyílása, majd végül a Csapodi-árok nyílt fel. Hasonló trendet figyelt meg kutatása során Zalai (2018) is a Kisalföld magyarországi részén.

A kutatási terület Szlovákiára eső részén található süllyedékek tanulmányozása alapján a három vizsgált árok közül a Blatné-árok területén jelentkezett legelőször az extenzió, akár már a kárpáti során. A riftesedés a badeniben is folytatódott, de feltehetően a szarmata üledék-képződést már a vetőműködés nem kontrollálta. Fúrás adatok alapján egyes szakirodalmak ezen árok kinyílásának kezdetét a kora badenire datálják, mivel az árokban található vulkáni-üledékes kőzet korát ilyenek állapították meg (Kováč, Halásová et al. 2018, Kováč, Márton et al. 2018). Mivel a Pannon-medencében a riftesedés intenzív vulkanizmussal is járt (Harangi, Lukács 2019),

ezért a vulkanizmus indikátora lehet a riftesedés, és így az árkok kialakulásának kezdetének. A Želiezovce-árok kinyílásának kora hasonló lehet Blatné-árokéhoz (Šujan et al. 2021), viszont erről az árokról szeizmikus adat nem állt rendelkezésünkre. Fúrás adatok alapján a legidősebb miocén üledék ebben az árokban kora badeni, és a vulkáni-üledékes összlet kora is megegyezik a Blatné-árokéban találhatókéval (Rybár szóbeli közlése alapján; Rybár, Kotulová 2023, Šujan et al. 2021).

Így hasonló trend látható a Kisalföld szlovákiai felén is: a szélső árkok kinyílásával kezdődött el a riftesedés, először a Blatné-árok a kárpátiban vagy a kora badeniben, majd a Želiezovce-árok szintén a kora badeniben. A központi két árkot csak később érte extenzió, a Komjatice-árkot a szarmatában, a Rišňovce-árkot pedig csak a pannóniában. Ezek az eredmények összhangban vannak többek között Šujan et al. (2021) és Rybár, Kotulová (2023) kutatási eredményeivel is. Ezek a kutatások ugyan más megközelítéssel, egydimenziós süllyedéstörténeti modellezés alapján osztották fázisokra a különböző szlovákiai árkokat, viszont a fő riftes fázisra kapott korok összecsengenek a tanulmányunkban bemutatott eredményekkel.

Ugyanakkor, a jelen megközelítés a riftesedést több szakaszból álló összetett folyamatként értelmezi, így nincs szükség a négy külön riftesedési esemény feltételezésére.

8. Összegzés

Kutatásunk során Kisalföld neogén árkainak szeizmikus értelmezését végeztük el, ezen az alapon megbecsültük az egyes árkok kinyílásának idejét. Ennek alapján az látható, hogy a medenceperemi árkok előbb, akár már a kárpáti során (17,25–15,97 Ma) megkezdték a felnyílásukat, és itt előbb is fejeződött be a folyamat. A medence központi részén az árkok extenziója ennél később kezdődött, és akár még a kora pannóniában (kb. 11,6–8 Ma) is tartott. Tehát egy, az extenzióknak a medenceperemektől a medence központi része felé irányuló idő- és térbeli migrációja figyelhető meg.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Vermilion Energy Hungary Kft.-nek, hogy rendelkezésünkre bocsájtották az adatokat, kiváltképpen Csizmeg Jánosnak. Továbbá Jozef Mižáknak és a Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra-nak (Szlovákia), hogy engedélyezték a szlovák állami adatok felhasználását. Ezen felül köszönjük az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai és Űrtudományi tanszékének, hogy az adatok egy részét, illetve az infrastruktúrát biztosították a tanulmány megszületéséhez. A szeizmikus értelmezés Schlumberger Petrel környezetben készült, melyhez a hozzáférést és a licencet a szoftvert forgalmazó cég akadémiai támogatási szerződés keretében biztosították.

A kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal támogatta a PD 142660. és a 134873. számú OTKA-projektek keretében.

A tanulmány szerzői

Várad Kitti, Bereczki László, Szijártó Márk, Markos Gábor, Fodor László

Hivatkozások

- Andrić N., Vogt K., Matenco L., Cvetković V., Cloetingh S., Gerya T. (2018): Variability of orogenic magmatism during Mediterranean-style continental collisions: A numerical modelling approach. *Gondwana Research*, 56, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.007>
- Bada G., Horváth F. (2001). On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. *Acta Geologica Hungarica*, 44/2–3, 301–327.
- Balázs A., Matenco L., Magyar I., Horváth F., Cloetingh S. (2016): The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics*, 35/6, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- Balla Z. (1984): The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. *Geofizikai Közlemények*, 30/4, 313–353.
- Balla Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 31/1–2, 53–63.
- Balla Z., Dudko A., Redler-Tátrai M. (1987): A Közép-Dunántúli fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján. *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. Évi Jelentés*, 74–94.
- Bally A. W., Snelson S. (1980): *Realms of subsidence* (pp. 9–94).
- Csontos L. (1995). Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanologica*, 7/2, 1–13.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kovács M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics*, 208/1–3, 221–241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- Csontos L., Vörös A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210/1, 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- Dombrádi E. (2012): *Deformation of the Pannonian lithosphere and related tectonic topography: a depth-to-surface analysis* [PhD-értekezés]. Utrecht University.
- Dunkl I., Grasmann B., Frisch W. (1998): Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall syn-rift sediments: an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. *Tectonophysics*, 297/1–4, 31–50.
- Fodor L. (1995): From transpression to transtension: Oligocene–Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine–Western Carpathian junction. *Tectonophysics*, 242/1–2, 151–182.
- Fodor L., Balázs A., Csillag G., Dunkl I., Héja G., Jelen B., Kelemen P., Kövér S., Németh A., Nyíri D. (2021): Crustal exhumation and depocenter migration from the Alpine orogenic margin towards the Pannonian extensional back-arc basin controlled by inheritance. *Global and Planetary Change*, 201, 103475.
- 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 palaeostress data. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 295–334. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.15>
- Fodor L., Gerdes A., Dunkl I., Koroknai B., Pécskay Z., Trajanova M., Horváth P., Vrabec M., Jelen B., Balogh K. (2008): Miocene emplacement and rapid cooling of the Pohorje pluton at the Alpine-Pannonian-Dinaridic junction, Slovenia. *Swiss Journal of Geosciences*, 101/1, 255–271.
- Fodor L. I., Márton E., Vrabec M., Koroknai B., Trajanova M., Vrabec M. (2020): Relationship between magnetic fabrics and deformation of the Miocene Pohorje intrusions and surrounding sediments (Eastern Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 109/4, 1377–1401. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01846-4>
- Fodor L., Jelen B., Márton E., Skaberne D., Čar J., Vrabec M. (1998): Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics*, 17/5, 690–709.
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád G., Koroknai B. (2014): Magyarország prekainozoos medencealjátának földtana. In: J. Haas, T. Budai (eds.), *Magyarország „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1:500 000)*. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet.
- Haas J., Nagymarosy A., Hámor G. (2012): Genesis and evolution of the Pannonian Basin. In: *Geology of Hungary* (pp. 149–200). Springer.
- Hámor G. (1985): *Geology of the Nógrád–Cserhát area*. Geologica Hungarica.
- Harangi S., Lukács R. (2019): A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny*, 149/3, 4, 197.
- Hók J., Kovac M., Pelech O., Peskova I., Vojtko R., Králiková S. (2016): The Alpine tectonic evolution of the Danube Basin and its northern periphery (southwestern Slovakia). *Geologica Carpathica*, 67/5, 495.
- Horváth F. (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226/1–4, 333–357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- 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. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98851-U](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-U)
- Horváth F., Bada G., Szafián P., Tari G., Ádám A., Cloetingh S. (2006): Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. *Geological Society, London, Memoirs*, 32/1, 191–206. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.11>
- Horváth F., Cloetingh S. (1996): Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 266/1–4, 287–300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- Horváth F., Musitz B., Balázs A., Végh A., Uhrin A., Nádor A., Koroknai B., Pap N., Tóth T., Wórum G. (2015): Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*, 53, 328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Huisman R. S., Podladchikov Y. Y., Cloetingh S. A. P. L. (2002): The Pannonian basin: dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 41–63.
- Juhász G. (1998): A magyarországi neogén mélymedencék pannoniai képződményeinek litosztratiográfiája. In: I. Bérczi, Á. Jámor (eds.), *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (pp. 469–483). Mol és MÁFI kiadvány.
- 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*, 28/1–2, 71–84.
- Kováč M., Halássová E. V. A., Hudáčková N., Holcová K., Hyžný M., Jamrich M., Ruman A. (2018): Towards better correlation of the Central Paratethys regional time scale with the standard geological time scale of the Miocene Epoch. *Geologica Carpathica*, 69/3, 283.
- Kováč M., Márton E., Klučiar T., Vojtko R. (2018): Miocene basin opening in relation to the north-eastward tectonic extrusion of the ALCAPA Mega-Unit. *Geologica Carpathica*, 69/3, 254.
- Magyar I., Geary D. H., Lantos M., Müller P., Süto-Szentai M. (1999): Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. *Acta Geologica Hungarica*, 42/1, 5–31.
- Marko F., Plašienka D., Fodor L. (1995): Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geologica Carpathica*, 46/1, 19–27.
- Márton E., Márton P. (1996): Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by palaeomagnetic data. *Geological Society, London, Special Publications*, 105/1, 153–173. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.15>
- Matenco L., Radivojević D. (2012): On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides. *Tectonics*, 31(TC6007). <https://doi.org/10.1029/2012TC003206>
- McKenzie D. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40/1, 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7)
- Miall A. D., Miall C. E. (2001): Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews*, 54/4, 321–348.
- Mitchum R. M., Vail P. R., Sangree J. B. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* (Vol. 26, pp. 117–135 p.). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M26490C8>
- Nemcok M., Pospisil L., Lexa J., Donelick R. A. (1998): Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 295/3–4, 307–340.
- Petrik A. (2016): *A Bükk déli előterének kainozoos szerkezetalakulása* [PhD-értekezés]. Eötvös Loránd University.
- Posamentier H. W., Vail P. R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models*.
- Prosser S. (1993): Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, 71/1, 35–66.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H., Merle O. (1991a): Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 2: Structural analysis. *Tectonics*, 10/2, 257–271. <https://doi.org/10.1029/90TC02623>
- Ratschbacher L., Merle O., Davy P., Cobbold P. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10/2, 245–256.
- Royden L. H. (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: L. H. Royden, F. Horváth (eds.), *The Pannonian basin: a study in basin evolution* (Memoir, 45, pp. 27–48). American Association of Petroleum Geologist.

- Royden L. H., Horváth F. (1988): *The Pannonian Basin: A study in basin evolution* (Mémoire, 45). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M45474>
- Rybár S., Halássová E., Hudáčková N., Kováč M., Kováčová M., Šarinová K., Šujan M. (2015): Biostratigraphy, sedimentology and paleoenvironments of the northern Danube Basin: Ratkovce 1 well case study. *Geologica Carpathica*, 66/1, 51–67. <https://doi.org/10.1515/geoca-2015-0010>
- Rybár S., Kováč M., Šarinová K., Halasova E., Hudačkova N., Šujan M., Kováčova M., Ruman A., Klučiar T. (2016): Neogene changes in palaeogeography, palaeoenvironment and the provenance of sediment in the Northern Danube Basin. *Bulletin of Geosciences*, 367–398. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1571>
- Rybár S., Kotulová J. (2023): Petroleum play types and source rocks in the Pannonian basin, insight from the Slovak part of the Danube Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 149, 106092. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.106092>
- Sachsenhofer R. F., Lankreijer A., Cloetingh S., Ebner F. (1997): Subsidence analysis and quantitative basin modelling in the Styrian Basin (Pannonian Basin System, Austria). *Tectonophysics*, 272/2–4, 175–196.
- Šarinová K., Rybár S., Halássová E., Hudáčková N., Jamrich M., Kováčová M., Šujan M. (2018): Integrated biostratigraphical, sedimentological and provenance analyses with implications for lithostratigraphic ranking: the Miocene Komjatice depression of the Danube Basin. *Geologica Carpathica*, 69/4, 382.
- Šarinová K., Hudáčková N., Rybár S., Jamrich M., Jourdan F., Frew A., Mayers C., Ruman A., Subová V., Sliva L. (2021): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and paleoenvironment at the lower-upper Badenian (Langhian–Serravallian) boundary in the northwest margin of the Pannonian Basin System. *In Review*.
- Scharf A., Handy M. R., Favaro S., Schmid S. M., Bertrand A. (2013): Modes of orogen-parallel stretching and extensional exhumation in response to microplate indentation and rollback subduction (Tauern Window, Eastern Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 102/6, 1627–1654.
- Schmid S. M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101/1, 139–183.
- Selmezi I., Fodor L., Lukács R., Szepesi J., Sebe K., Prakfalvi P., Sztanó O. (2023): Alsó és Középső Miocén. In: E. Babinszki, O. Piros, G. Csillag, L. Fodor, L. Gyalog, Z. Kercksmár, G. Less, R. Lukács, K. Sebe, I. Selmezi, J. Szepesi, O. Sztanó (eds.), *Magyarország litosztratiográfiai egységeinek leírása – II. Kainozoos képződmények* (p. 180). Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága.
- Selmezi I., Lantos M., Bohn-Havas M., Nagymarosy A., Szegő É. (2012): Correlation of bio- and magnetostratigraphy of Badenian sequences from western and northern Hungary. *Geologica Carpathica*, 63(3), 219–232. <https://doi.org/10.2478/v10096-012-0019-1>
- Šram D., Atanackov J., Markič M., Lapanje A., Rajver D., Maros G., Selmezi I., Marković T. (2021): A joint report on geomantifestations in the Pannonian basin — GeoConnect3D project in the frame of GeERA–GeoEnergy theme, grant agreement No 731166. (N. Rman, É. Kun, S. Natalija, eds.).
- Šujan M., Rybár S., Kováč M., Bielik M., Majcin D., Minár J., Plašienka D., Nováková P., Kotulová J. (2021): The polyphase rifting and inversion of the Danube Basin revised. *Global and Planetary Change*, 196, 103375.
- Sztanó O., Kováč M., Magyar I., Šujan M., Fodor L., Uhrin A., Rybár S., Csillag G., Tökés L. (2016): Late Miocene sedimentary record of the Danube/Kisalföld Basin: interregional correlation of depositional systems, stratigraphy and structural evolution. *Geologica Carpathica*, 67/6, 525–542. <https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0033>
- Tari G. (1987): *A Vatta-maklári árok neogén tektonikája szeizmikus szelvények értelmezése alapján* [Szakdolgozat]. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- Tari G. (1988): Strike-slip origin of the Vatta-Maklár Trough, northeastern Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 31/1–2, 101–109.
- Tari G. (1994): *Alpine tectonics of the Pannonian basin*. Rice University, Houston (Texas).
- Tari G. (1996): Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, 41, 1–17.
- Tari G., Báldi T., Báldi-Beke M. (1993): Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: A geodynamic model. *Tectonophysics*, 226/1–4, 433–455. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90131-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90131-3)
- Tari G. C., Gjerazi I., Grasemann B. (2020): Interpretation of vintage 2D seismic reflection data along the Austrian–Hungarian border: Subsurface expression of the Rechnitz metamorphic core complex. *Interpretation*, 8(4), SQ73–SQ91.
- Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szafián P., Tóth T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. *Geological Society, London, Special Publications*, 156/1, 215–250.
- Tari G., Horváth F. (2010): A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. *Földtani Közlöny*, 140/4, 463–505.
- Tari G., Horváth F., Rumlper J. (1992): Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 208/1–3, 203–219.
- Zalai Z. (2018): *Tectonic evolution of the Danube Basin: inferences from seismic, gravity and magnetic data and modelling* [Szakdolgozat]. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.