

A Tisza és a száva–bükki egység szerkezetének alsó-krétabeli alakulása

POSGAY KÁROLY, BODOKY TAMÁS[@], FALUS GYÖRGY, KOVÁCS ISTVÁN JÁNOS,
MADARASI ANDRÁS, GÚTHY TIBOR, HEGEDŰS ENDRE, KOVÁCS ATTILA CSABA

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

[@]E-mail: bodoky@elgi.hu

A Pannon Geotraverzen mért (PGT-1, ÉK-2) mélyreflexiós szeizmikus szelvényeknek a földtani, a magnetotellurikus és a geokémiai eredményekkel történt összehasonlítása során arra a következtetésre jutottunk, hogy a pre-kainozoos korú medencealjzat felszínén a kristályos, metamorf kőzetek és a DDK dőléssel rátelepülő triász, jura és alsó-kréta összletek DNyNy–ÉKK csapású övei a geotraverz mentén többször ismétlődnek. Az övek széléről kiinduló, a szelvény DDK-i része felé lejtő sávok mentén jellegzetes reflexiók sora fedezhető fel, amelyekből mozgási zónákra következtethetünk. Ezek vastag lemezszerű tömbökre tagolták a Tisza nagytektonikai egység vizsgált részét. Ez a litoszféra méretű szerkezet az alsó-kréta táján a Vardar-óceán egy ágának (amely csatlakozott a száva–bükki egységhez) a Tisza nagytektonikai egység alá történt betolódásakor alakulhatott ki. A betolódási felület a pre-kainozoos korú medencealjzat felszínét (a Pannon Geotraverz környékén) a közép-magyarországi vonal mentén metszi. Ezt az elképzelést erősíti, hogy

- a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonal tájáról kiinduló DDK felé lejtő mozgási öv mentén, azzal párhuzamos reflexiók elmozdulási (csúszási) felületekre utalnak,
- a geotraverz ÉK-2 szelvényrészén ezeknek a reflexióknak folytatása vízszintesbe hajlik, amiből a (mai helyzetében) DDK irányban benyomuló lemez lejtésének ÉÉNy irányú csökkenésére, azaz a lemez közel vízszintesbe hajló részére következtethetünk,
- az alátolódó lemeznek ezen a felső részén nagy mélységig követhető, magnetotellurikus módszerrel meghatározott, DDK-nak lejtő kis ellenállású öv jelzi a lemez feltehetően nagyobb víztartalmát, amely láncszilkátkban (amfibólban és csillámokban) lehet megkötve.

Eredményeink szerint a Tisza egység általunk vizsgált részén a flis rétegek alatti vastag lemez felépítése a Pannon Geotraverz többi részéhez hasonló, azaz a flis alatt ÉÉNy–DDK irányban a kristályos összlet, majd a rátelepült triász, jura és alsó-kréta rétegek találhatók. Elképzelhető, hogy ezek a rétegek a flistől védve kerültek a CH-generálási mélységbe.

Posgay, K., Bodoky, T., Falus, Gy., Kovács, I. J., Madarasi, A., Gúthy T., Hegedűs E., Kovács A. Cs. : Structural formation of Tisza and Száva–Bükk units in the Lower Cretaceous period

Comparing the deep reflection seismic profiles (PGT-1, ÉK-2) measured along the Hungarian Geotraverse with geological, magnetotelluric and geochemical data we came to the conclusion that on the surface of the Pre-Cenozoic basement there is a sequence of rocks which is repeated several times along the Geotraverse. That sequence is composed of metamorphic rocks and of Triassic, Jurassic and Cretaceous beds superimposed on them with SSE line of dip and forming belts with SWW–NEE strike. Rows of characteristic reflections can be observed which are started at the edges of the belts and run along zones of the section sloping towards the SSE part of the profile. From those dislocation zones can be deduced, which divide the investigated part of Tisza unit into thick plate like blocks. This lithosphere structure might be formed when a branch of the Vardar Ocean (which joined to the Száva–Bükk unit) was pushed under the Tisza unit about during the Lower Cretaceous. The Pre-Cenozoic basement is intersected by the subduction surface along the Mid-Hungarian Line (at least nearby the Hungarian Geotravers). This idea is backed up by the followings:

- Those reflections which are parallel to the dislocation belt starting in the vicinity of the Mid-Hungarian Line and slope towards SSE indicate displacement surfaces.
- On the Northern part of the Geotravers (ÉK-2 section) the continuations of these reflections bend into horizontal direction. From that we may conclude a NNW directional decrease of the sloping of the plate, namely the nearly horizontal part of the plate subducting in SSE direction.
- On that upper part of the subducting plate a low resistivity zone revealed by magnetotellurics can be followed to large depth. Presumably this zone sloping SSE indicates a higher water content of the plate which might be bound in chain silicates (amphiboles and micas).

The results of our investigation show that on the studied part of the Tisza unit the structure of the thick plate under the flysch is similar to those of its other parts along the Hungarian Geotraverse, namely under the flysch from NNW to SSE

crystalline rocks and Triassic, Jurassic and Cretaceous beds superimposed on them can be found. It is conceivable that those layers got into a depth of CH generation protected by flysch.

Beérkezett: 2011. augusztus 30.; *elfogadva:* 2011. november 22.

Bevezetés

A Tisza nagyszerkezeti egység részei a variszkuszi hegységképző szakaszban alakultak ki az európai variszkuszi öv részeként (Kovács 1982, Haas, Hámor 1998, Haas et al. 2001, Haas, Péro 2004). Az európai parttól az alpi Tethys K-i részének, a Severin–Ceahlau–Magura-óceánnak (Schmid et al. 2008) kinyílásával csak a középső-jura felső részén különültek el a Tisza nagyszerkezeti egység főbb egységei (Bleahu et al. 1994, Szederkényi 1996, Márton 2000, Csontos, Vörös 2004). A Tisza egységen ezután keletkezett üledékek „adriai” rokonságot, az ősmaradványok „mediterrán” hasonlóságot mutatnak (Géczi 1973, Vörös 2001, Haas, Péro 2004). A máig elfogadott (de ebben a cikkünkben pontosított) felfogás szerint a Tisza nagyszerkezeti egységen a felső krétában takarók alakultak ki (a mostani koordináták szerint) ÉNy-i irányú feltolódásokkal (Pap 1990, Bleahu et al. 1994, Árkai et al. 1998, Kovács et al. 1996–97, Haas et al. 2001, Schmid et al. 2008). A triász–alsó-kréta kifejlődés szerint különböztették meg a Mecsek, a Villány–(Bihar), a Békés–(Codru) és a Biharia tektonofácies zónákat (*I. ábra*).

A mozgások még a Pannon medencerendszer kifejlődése után is folytatódtak. Ezt támasztják alá Márton (2000) paleomágneses vizsgálatai, mely szerint a Tisza egység nem volt egységes mikrokontinens még a terciér elején sem. A K-i része a K-i és D-i Kárpátokkal együtt mozgott, míg a Ny-i rész rendkívül mozgékony volt. A paleomágneses vizsgálatok mind a rotáció mértékében, mind annak idejében különbséget állapítottak meg. A reflektáló szintek elhelyezkedéséből, keletkezési körülményeiből is arra a következtetésre juthatunk, hogy az erőhatás időben szakaszosan működhetett. Ezt a feltételezést erősítik meg a Szolnoki flis öv menti szeizmikus vizsgálatok is (Lőrincz 1996, Posgay et al. 2000, Lőrincz et al. 2002).

Érdemes megjegyezni, hogy a hazai lemeztektónikai elképzelések kialakításakor Szádeczky-Kardoss (1972) egy nagyalföldi centrum felé dőlő, belső szubdukciós övezetre is következtetett, melynek a Magyar Középhegység övezetének Ny-i része ÉNy-i, a K-i szakaszai D-i, majd DNy-i dőlésűek.

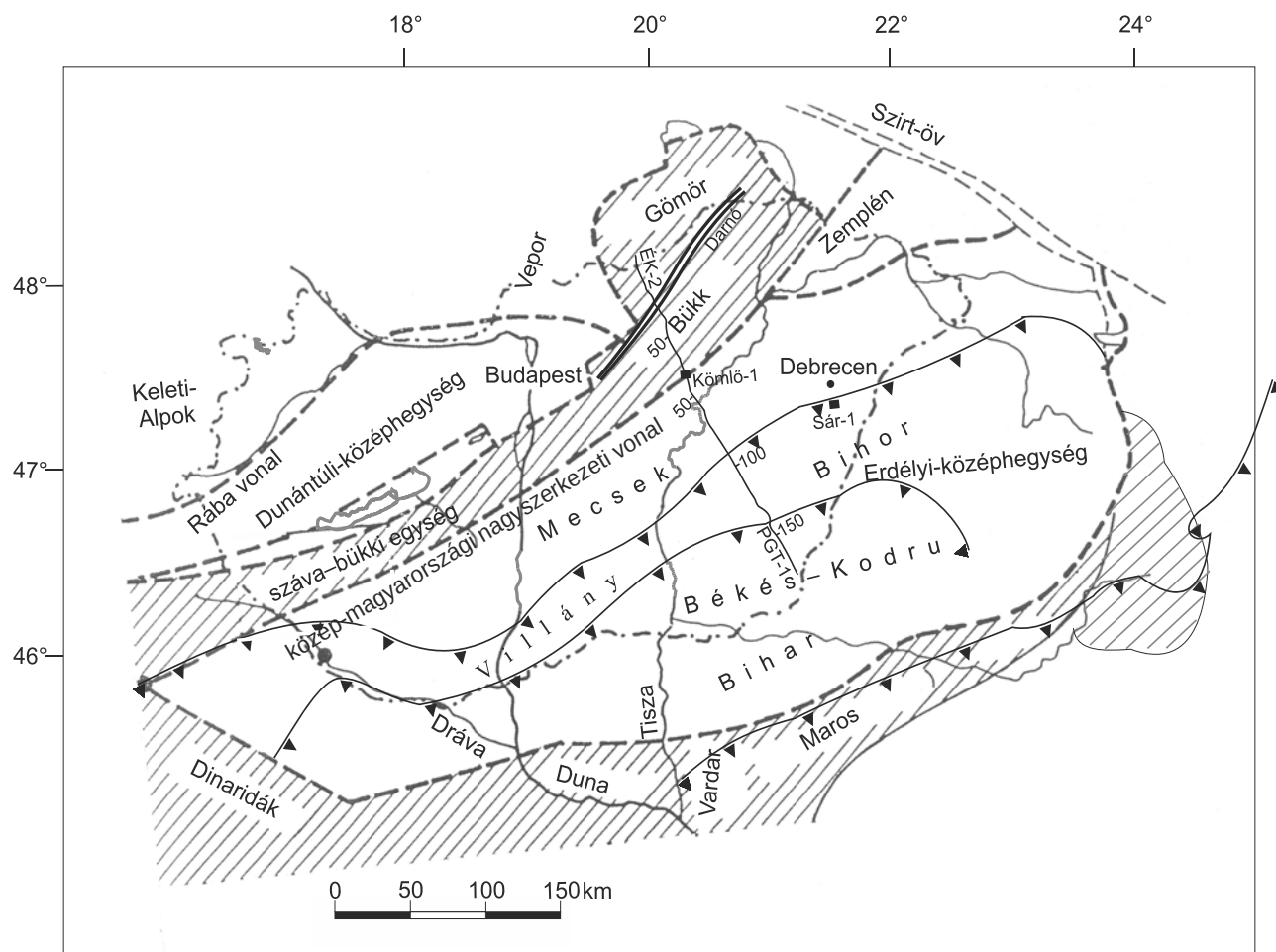
Tari et al. (1999) a Tisza egység takarórendszerét a PGT-1 szeizmikus szelvény (Posgay et al. 1995b) értelmezésével olyan csúszási síkokkal magyarázták, amelyek a kéreg közepe táján levő leválasztó felületbe simulnak. Csontos és Vörös (2004) a mezozoós lemeztektónikai viszonyok vizsgálatokor a Tisza nagyszerkezeti egység takaróit vázolván a Magura-óceán litoszférájának a Tisza egység alá történt betolódását is sugallták.

A Tisza egységtől ÉÉNy-ra lévő tektonikai egységet a szakirodalomban különböző neveken ismertetik. Cikkünk-

ben száva–bükki egységnek nevezzük. Wein (1969, 1978) igal–bükki geoszinklinálisnak, Haas et al. (2000) és Schmid et al. (2008) Száva egységnek nevezik. Ezt az egységet nevezték el Kovács et al. (2000) – a DNy-i csatlakozó szerkezeteket figyelembe véve – zagorje–közép-dunántúli összetett terrénnek. A száva–bükki egység erősen nyírt zónában tartalmazza a szlovén–horvát egységek folytatását: a Juliai-Alpok, a Dél-Karavankák, továbbá a Dinaridák és a Vardar öv ofiolitos és metamorfizált egységeit (Kovács et al. 2000). Wein (1978) szerint az száva–bükki egység 30–40 km széles, és az alpi rövidülést figyelembe véve legalább 100 km széles lehetett. Ustaszewsky et al. (2009) szerint az adriai lemez és az európai eredetű Tisza–Dácia megaegységek között egy mély óceáni aljzatú medence volt közel a felső kréta végéig. Véleményük szerint a záródás közöttük legelőbb a kréta végén – paleogén elején lehetett. Ez az óceáni medence valószínűleg a Vardar-óceán, vagy az alpi Tethys viszsamaradt része volt, amelyek ezen a területen még összekötődtek. Valószínűnek tartják, hogy az óceáni litoszféra lemez a felső-krétában a Tisza és Dácia megaegységek alá tolódott. Kiemelik, hogy a száva–bükki zóna szerkezeti értelemben része a Dinaridák terciér kollíziójának. Márton et al. (2007) szerint az alátolódás polaritása valószínűleg változott a közép-magyarországi vonalnál Zágrábtól KÉK-re.

Az Alkapa és a Száva–Bükk–Tisza egységek kainozoikum során történt egymás mellé rendeződése után a Tisza és a száva–bükki egységek közötti határ (a prekainozoós korú felszínen, a Pannon Geotraverz környékén) a Szepesházy (1975) által elnevezett „közép-magyarországi nagyszerkezeti vonal” lett.

A Pannon Geotraverzen (Posgay et al. 1995a) mért PGT-1 mélyszeizmikus litoszféra- és asztenoszférautató szelvény (Posgay et al. 1995b), továbbá az ÉNy-i folytatásában mért ÉK-2 regionális szelvény (Redlerné 1989, 1990) értelmezésénél figyelembe kell venni, hogy a földtörténet során korábban keletkezett határfelületek reflektáló képessége változhatott, és újabbak is keletkezhetek (Posgay et al. 2006). A variszkuszi (és korábbi) progresszív metamorfózis során (és az azt követő időkben fokozatosan) a kőzetek víztartalmuk jelentős részét elveszíthették és tömörödhettek. A későbbi tektonikai hatásokra a kőzet megrepedezhetett, fellazulhatott, más hőmérsékleti és nyomás viszonyok közé kerülhetett, ami többször is lehetővé tette, hogy vízfelvétellel (Fyfe et al. 1978), differenciációval (Meissner 1986), esetleg olvadákáramlással (McKenzie 1989, Reiners 1998) a kőzetben az éppen uralkodó fizikai viszonyoknak megfelelő ásványtársulások keletkezzenek. Az uralkodó maximális főfeszültség és hőmérsékleti gradiens legtöbbször függőleges, ilyen esetben hatásukra metamorf elkülönüléssel horizontális reflektáló felületek alakulhattak ki, amelyek a



1. ábra A Pannon Geotraverz (PGT-1 és ÉK-2 mélyszeizmikus szelvények) helyének (Posgay et al. 1995b), továbbá a Tisza nagytektonikai egység és környezetének szerkezeti vázlata Kovács 1982, 1984, Árkai et al. 1991, Kovács et al. 2000 közléseinek felhasználásával

Figure 1 Location of the Hungarian Geotraverse (PGT-1, ÉK-2 seismic sections) (Posgay et al. 1995b) and a structural sketch of the Tisza unit and its surroundings (after Kovács 1982, 1984, Árkai et al. 1991, Kovács et al. 2000)

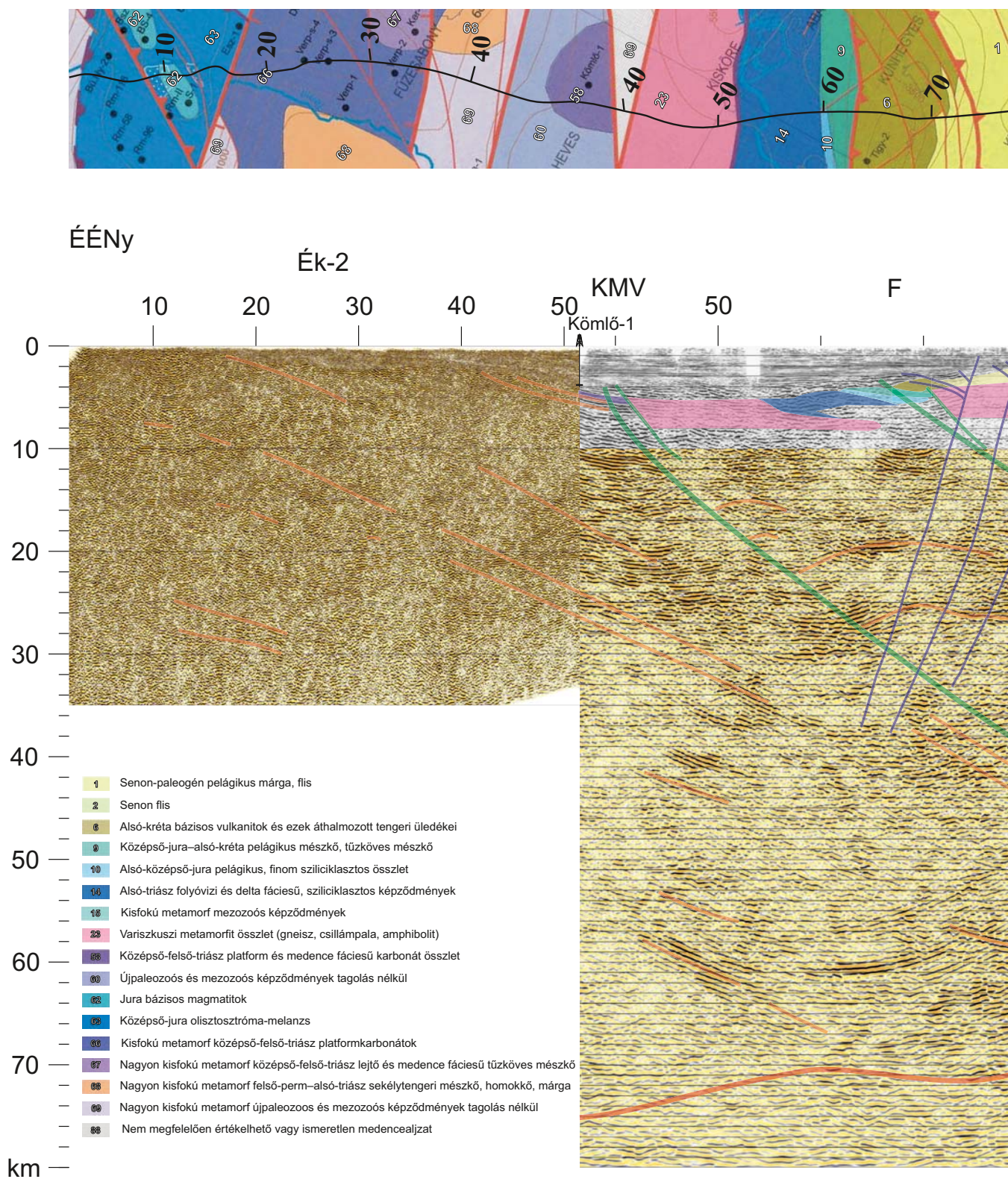
korábbiakat részben, vagy egészben felülírhatták. Lokális hőmérséklet- és feszültségváltozások helyén, továbbá a közetek kémiai összetételének helyi változásainál (pl. lemezbenyomulások környékén: ld. Hyndman, Peacock 2003, Arcay et al. 2006) dőlő vagy bonyolult alakú felületek is keletkezhetnek. (Amennyiben a stabil ásványtársulások kialakulási feltételei nem teljesültek, úgy a prograd vagy retrograd metamorf folyamat nem valósult meg, és – mint számos feltárás bizonyítja – egy jelentős tektonikai mozgás során a mélybeli közetek is a felszínre kerülhetnek: ld. Rutter, Brodie 1990).

Szeizmikus mérések eredményei

A PGT-1 reflexiós szelvény a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonaltól a magyar–román országhatárig tart (1. ábra). A robbantásos energiakeltéssel készült szelvény mérésénél és feldolgozásánál a teljes litoszféra megismerésére törekedtünk (Posgay et al. 1995b). Az ÉNy-i folytatásában mért ÉK-2 regionális vonal célja a kéregszerkezet meg-

ismerése volt. É-i részének tagolt felszíne miatt a rezgéskezelés az ÉK-2 szelvényen vibrátorokkal történt. A feldolgozás egyezett a nagyobb nyersanyagkutató mélységeknél használatos eljárással: zavarhullámszűrés, dekonvolúció, amplitúdószabályozás, sebességhatározás, automatikus sztatikus korrekció, jelalak- és fázisjavító műveletek, görbevonalmenti összegzés, migráció, 8–25 Hz időben változó szűrés (Redlerné Tátrai 1989, 1990). A PGT-1 és az ÉK-2 szelvények mérési paraméterei jelentősen különböztek. Együttes értelmezhetőségük elősegítése érdekében arra törekedtünk, hogy a PGT-1-en látható horizontok az ÉK-2 szelvényen is követhetők legyenek. A két szelvény 5,5 km hosszú, közös szakaszát felhasználva az átlagamplitúdókat kiegyenlítettük, és a PGT-1-en alkalmazott frekvenciaszűrést használtuk az ÉK-2 vonalon is.

A 2. ábrán bemutatunk egy olyan elképzelést, amely főbb vonalaiban vázolhatja a Tisza és a száva–bükki nagyszerkezeti egységnek a Pannon Geotraverz menti elhelyezkedését, szerkezetét. A medencealjzat vizsgálatok a Pannon Geotraverz medencealjzat közeli részét hasonlítottuk össze Magyarország pre-kainozoós földtani térképével (Haas et al.



2. ábra

Az ábra felső részén látható az ÉK-2 regionális (Redlerné 1989, 1990) és a PGT-1 litoszféra-és asztenoszféra-kutató mélyszeizmikus szelvények (Posgay et al. 1995b), nyomvonala a Magyarországról pre-kainizóos földtani térképének (Haas et al. 2010) kivágatán. Az ábra alsó részén ábrázoltuk az ÉK-2 és a PGT-1szelvény áttekintő képét. A DDK felé kb. 40°-kal dőlő vonalak az elmozdulási zónákat vázolják. A vékonyabb pirossal bejelölt vonalak szerkezetre jellemző reflexiókat jelölnek. A meredeken dőlő kék vonalakkal a flis öv alatt kimutatott (Posgay et al. 2000) és egy délebbre eső feltételezett (oldal) eltolódási zónát vázoltunk. Az L/A-val jelölt, vastagabb piros vonal vázolja a litoszféra/asztenoszféra feltételezett határát. Nagybetűkkel jelöltük az irodalomban található nagyszerkezeti vonalak helyét: KMV a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonalnak, F: a szolnok–máramarosi flis öv ÉÉNy-i szélének, míg EE: az észak-erdélyi és K: a Kodru-takará „feltolódási” felületének és a pre-neogén korú méredatelezetnek a szelvények menti megismerési helyét jelöli.

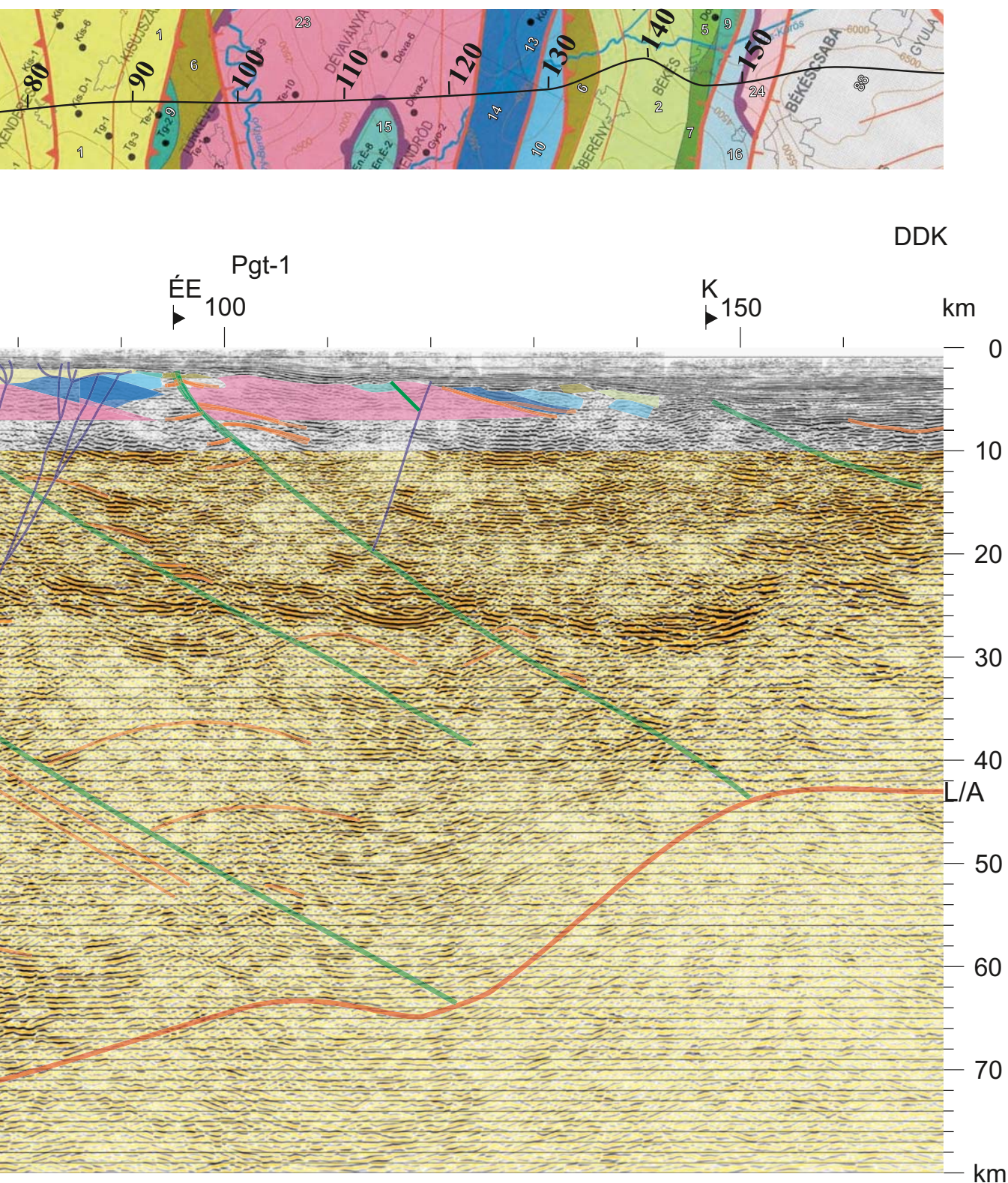


Figure 2 On the top of the figure a cut out strip of the Pre-Cenozoic Geologic Map of Hungary (Haas et al. 2010) can be seen along the Hungarian Geotraverse (Posgay et al. 1995b) with the locations of deep seismic sections ÉK-2 and PGT-1 (Redlerné 1989, 1990). The lower part of the figure shows the two sections. Green lines dipping SSE-ward with about 40° indicate dislocation zones. Thin red lines indicate reflections characteristic of the structure. Steeply dipping blue lines indicate lateral displacement zones determined under the Flysch Belt (Posgay et al. 2000) and assumed S-ward from that. Thick red line marked with L/A indicates the presumed lithosphere–asthenosphere boundary. Capital letters indicate structural lines known from the literature: K MV – Mid-Hungarian Line; F – NNW edge of the Szolnok–Máramaros Flysch Belt; ÉE – intersection line of the reversed fault of Northern Transylvanian nappe and the Pre-Cenozoic basement; K – intersection line of the reversed fault of Chodru nappe and the Pre-Cenozoic basement

2010). A 2. *ábra* felső része a medencealjzat térképén a szelvény nyomvonalát mutatja. A 2. *ábra* alsó részén az ÉK-2 és a PGT-1 mélyszeizmikus szelvények és értelmezésük látható. Az ÉK-2 szelvény alatti részen ábrázoltuk a földtani térkép jelmagyarázójának a geotraverz értelmezéséhez szükséges részét. A PGT-1 szelvényen a medencealjzatot ennek felhasználásával színeztük ki.

A zöld vonalak (leegyszerűsítve) olyan zónákat jelölnek, melyek mentén a mezozoikumban elmozdulások kezdődtek. Jelölésüknél felhasználtuk a korábbi „takarós” elképzelés alapján kialakult nevezéktan kezdőbetűit is. A KMV a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonalnak, F a szolnok–máramarosi flis öv É-i részéről kiinduló zónának, EE az észak-erdélyi és K betű a Kodru-takaró (Kovács et al. 2000) „feltolódási zónájának” és a pre-kainozoós korú medencealjzatnak a szelvény menti metszési helyének megfelelő elmozdulási zónát jelöli. L/A-val vázoltuk a litoszféra/asztenoszféra feltételezett határát (Posgay et al. 1995b). A DDNy felé lejtő (zöld vonallal vázolt), feltételezett elmozdulási sávok olyan szelvényrészeket különítenek el, amelyekben a reflexiós kép (reflexiók görbülete, amplitúdó nagysága, eloszlása) hasonlóságot mutatott. Az *ábra* azt sugallja, hogy a ferde vonalakkal határolt szelvényrészek alsó végződésénél az asztenoszféra várható mélysége megváltozik. A feltételezett elmozdulási sávok közelében végződő (piros vonallal jelölt), hajló bejelölések mélyreflexiók által kimutatott, jellegzetes szerkezeti elemeket emelnek ki. A meredeken dőlő, kék színű vonalak a szolnoki flis zóna alatti és a PGT 120 szelvénykilométere táján megismert (oldal) elmozdulási öveket vázolják. A szolnoki flis alatti (fiatalabb időkben is nagyon mobilis) elmozdulási öv átalakító (gyenge reflexiókat eredményező) hatása jól megfigyelhető (Posgay et al. 2000). Ezen öv a PGT-1-gyel párhuzamos mélyszeizmikus szelvényeken több mint 100 km hosszon követhető volt. A benyomuló lemezhez viszonyított helyzete hasonlítható a Szent András-töréséhez (Doglioni, Harabaglia 1996).

Az ÉK-2 szelvényen a nagyobb frekvenciával regisztrált kainozoós üledéskorból kapott reflexiók elkülönülnek a pre-kainozoós korú medencealjzattól. A Kömlő-1 mélyfúrásban meghatározott kainozoós/triász határ alátámasztja ezt a megállapítást. Az ÉK-2 szelvény 40–50. szelvénykilométere között az 58-cal jelölt középső-felső-triász platform és medence fáciesű karbonátösszlet, a 60-nal jelölt tagolás nélküli újpaleozoós és mezozoós képződmények és 69-cel jelölt, nagyon kisfokú metamorf újpaleozoós és mezozoós képződmények határvonalára csak aránylag gyenge jel/zaj viszonytal jellemezhető reflexiókból következtethetünk. Ezt a viszonylag keskeny frekvenciasávval végzett észlelés és feldolgozás mellett a vizsgált terület bonyolult kainozoós tektonikai és ásványtani változásaival indokolhatjuk. Ezeket a határokat 5–6 km mélységben (piros vonallal) jelöltük be. Az ÉK-2 szelvény ÉÉNy-i részéről és a PGT-1 elejének mélyebb részein látható, DDK-felé hajló reflexiókból következtetünk az alátolódás során keletkezett (pirossal jelölt) reflexiós felületekre.

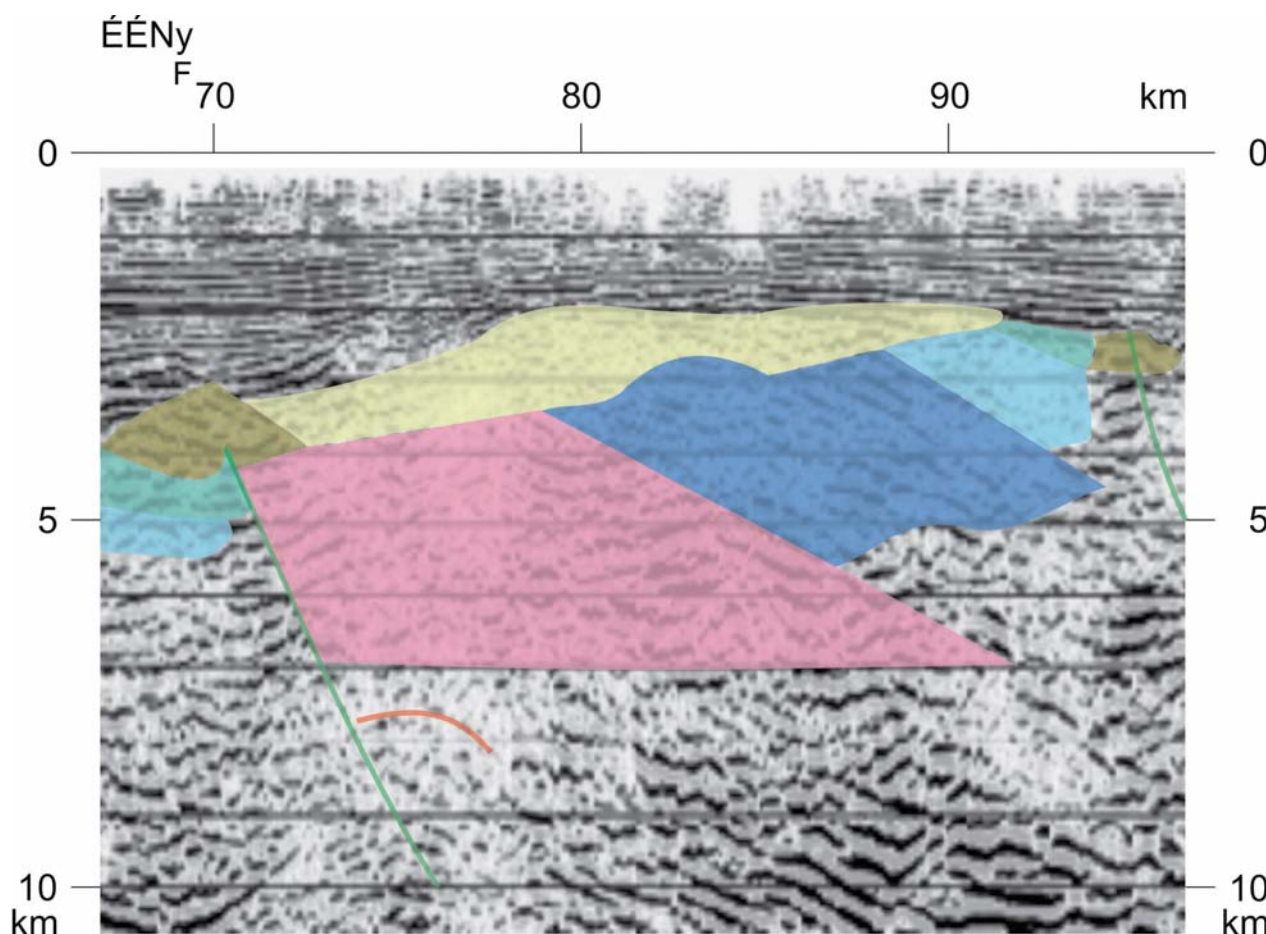
A PGT-1 40–50. szelvénykilométerénél a Kömlő-1 fúrásból ismert (58-cal jelölt) középső-felső-triász rétegek szelvény menti DDK-i végződése és a (23-as jelölésű) variszkuszi metamorf összlet (gneisz, csillámpala, amfibolit) kezdete közötti határvonalában több kilométer széles mozgási öv is következtethetünk, amely mentén a szeizmikus szintek átlagos dölése és amplitúdója megváltozik. A mozgási övet itt kettős zöld vonallal jelöltük. Ennek helye azonosítható a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonalával (KMV), amely ezen a tájon éri el a neogén medence aljzatát. A reflexiós szintek alakjának változása az öv mentén szinte a teljes litoszférában kimutatható. A medencealjzat fedetlen térképén (14-gyel jelzett) alsó-triász folyóvízi és delta fáciesű sziliciklasztos összlet – a szeizmikus kép szerint – viszonylag bonyolult szerkezettel települt a kristályos aljzatra. Felette a rátelepült (10-zel és 9-cel jelzett) alsó-középső-jura pelágikus, finom sziliciklasztos összletre és középső-jura–alsó-kréta pelágikus mészkő-, tűzköves mészkő-rétegekre következtethetünk. Ezekről DDK-re, a 70. szelvénykilométer táján (6-tal jelölt) alsó-kréta bazikus vulkánitok és ezek áthalmazott tengeri üledékei valószínűsíthetők a szeizmikus szelvény és a térkép összehasonlítása alapján.

A reflexiók dölésének megváltozása alapján a PGT-1 70. szelvénykilométerénél F-fel és kettős zöld vonallal jelölt mozgási övezetre következtethetünk. Ettől DDK-re a neogén üledékek aljzatát (a szelvény mentén) több mint 20 kilométeren át (az 1-gyel jelölt) szolnok–máramarosi flis öv összlete képezi. A PGT-1 szelvény közelében a flis vastagságát és aljzatát fúrásokból nem ismerjük. A szeizmikus képből (2. és 3. *ábra*) a flis rétegek alatt kristályos aljzatra következtethetünk, melyre DDK felé haladva triász, jura és kréta összletek követik egymást. Ezt a következtetést megerősíti, hogy a kisújszállási fúrásokban talált lepusztulási termékekből idősebb mezozoós kőzetekre is lehet következtetni, és a turgonyi fúrásban felső-jura–kréta öslénytani maradványokat találtak valószínűleg eocén lepusztulási anyagban (Körössy 1994).

Az F-fel jelölt mozgási öv környékén (pl. 3. *ábra*, 7–9 km és 2. *ábra*, 12, 16, 20, 22, 28 km mélységben) a reflektáló felületek a zóna felé (kb. 15°-kal) emelkednek, és a zöld vonaltól DDK-re eső részen kissé visszahajlanak. Feltételezzük, hogy ezekből a reflexiókból 4–6 km széles zónában az alsókréta bazalt vulkanizmus felnyomulásának szerkezeti nyomára következtethetünk.

A PGT-1 90. szelvénykilométere táján, 14–17 km mélységben látható közel vízszintes reflexiók a DDK felé hajló reflexiónyalábot itt az amfibolit ásványtársulás stabilitási zónájában írták felül. A közel vízszintes reflexiókat lényegesen fiatalabbnak véljük a ferde kötegnél. (A neogénkori litoszféra-kivékonyodás jelentős hőmérséklet-változással járt. Kezdetben a kőzetek felmelegedtek. Ez prográd metamorfizációt okozott. A környezet lehűlésekor retrograd metamorfizációval új ásványtársulások és ennek következtében új reflektáló felületek alakultak ki: ld. Posgay et al. 2006).

A PGT-1 szelvény 95. szelvény kilométere tájára kiemelkedő mozgási övezet helye azonosítható a takarós szerkeze-



3. ábra A függőlegesen kétszeresre nagyított PGT-1 szeizmikus szelvény egy szakaszán a pre-kainozoós korú medencealjzat térképén használt színezéssel (Haas et al. 2010) jelöltük az egyes rétegsorok feltételezett korát. A PGT-1 szelvény közelében a flis vastagságát és aljzatát fúrásokból nem ismerjük. A szeizmikus képből a flis rétegek alatt a szelvényszakasz ÉÉNy-i részén kristályos aljzatra következtethetünk, melyre DDK felé haladva (esetleg CH-perspektivikus) triász, jura és kréta rétegek rakódtak rá. A szeizmikus szelvényen A 70. és a 95. szelvénykilométerek táján – a mozgási övezet felső részén – a (6-tal jelölt) alsó-kréta bázikus vulkáni termékek és áthalmazott tengeri üledékek valószínűsíthetők. Feltételezhető, hogy ezek keletkezésében a mozgási övezetnek szerepe lehetett

Figure 3 On a vertically enlarged part of the PGT-1 deep seismic section the assumed age of the rocks are marked with the same colour as on the Pre-Cenozoic Geologic Map of Hungary (Haas et al. 2010). There are no borehole data of the thickness and the basement of the flysch in the proximity of PGT-1 section. From the seismic image we deduce a crystalline basement on which SSE-wards further off Triassic, Jurassic and Cretaceous beds are superimposed. Based on the seismic section it seems probable that at the upper part of dislocation zone (No. 6) Lower-Cretaceous basic volcanic rocks and allogenic marine sediments can be found from the 70th to the 95th section kilometre marks. It can be assumed that the dislocation zone played a part in their formation

ti elképzelés észak-erdélyi vonalával (ÉÉ). A szakirodalomban található (az 1. ábrán vázolt) felfogás szerint a neogén medence aljzatára vonatkoztatva itt jelölték be azt a zónát, ahol a villányi egység a mecseki egységre feltolódott. A mozgási öv szeizmikus szelvényen látható környékén az F mozgási övezethez hasonlóan bejelölhető reflexiókat figyeltünk meg (pl. 2. ábra, 1, 2,5, 4, 28, 32 km mélységben). Az elmozdulási zóna a neogén medence aljzata táján alsó-kréta bázikus vulkánitokban és ezek áthalmazott tengeri üledékeiben végződik. A 70. szelvénykilométernél hasonló volt a szerkezet (F-fel jelölt mozgási zóna). A hasonló szerkezet és közettani felépítés alapján arra következtethetünk, hogy az elmozdulási zónák az alsó-kréta idején húzótt, fellazult, csökkent nyomású övet képeztek, amelyen át az alsó litoszféra–asztenoszféra mélységéből bázikus kőzetek az akko-

ri felszínig törhettek fel. A kőzetek alsó-kréta korából a mozgási öv fellazulási időszakára is következtethetünk. A jelenség egyben újabb bizonyítéka annak, hogy a teljes litoszférát harántoló, meggyengült mozgási pászták léteznek.

A 95. szelvénykilométer táji mozgási övezettől DDK-re ismét kristályos alaphegységet és rátelepült mezozoós kőzeteket találunk. A 112–116. szelvénykilométer között a pretercier alaphegység felszíne közelében DDK-nek dőlő reflexióköteg figyelhető meg. Ettől Ny-ra a geológiai térkép kisfokú metamorf, mezozoós képződményeket mutat. Ezek területén az Endrőd-É6 fúrásban a neogén rétegek alatt 70 m pre-kambriumi gneiszt írtak le, amely alatt feltolódási síkkal elválasztva 90 m vastagságban felső-kréta (?) aleurolit és homokkő volt (Pap 1990). Az Endrőd- (En-) 7 fúrásból 80 m, csúszási felületekkel átjárt metamorf törmelékanyagú

breccsa (pre-kambrium?) alatt alsó-jura és triász (?) köztire következtek. Az ipari szeizmikus kutatások alapján az alaphegység pikkelyeződött szerkezetét állapították meg (Pap 1990). Véleményünk szerint ezek az eredmények jól egyeztethetők a következő („Szeizmikus mérési eredmények szerkezeti értelmezése” c.) fejezet elején leírt „vastag lemezes” szerkezeti megközelítésünkkel. A szelvényt a 120. kilométerénél, kék vonallal egy feltételezett (oldal) elmozdulási zónát (Stegena et al. 1994, Posgay et al. 1995a) jeöltünk.

A 122. szelvénykilométértől DDK-re, a „Békés–Doboz mezozoós vályúból” (Grow et al. 1989) érkező reflexiók jól elválnak a kristályos fekü hullámképétől. A kettő között feltételezett (reflektáló) határt az ábrán piros vonallal vázoltuk. A triász és a jura kőzetek regionális dőlése közelítőleg 15°. Alattuk kb. 6 km mélységben közel vízszintesen kialakult metamorf (Posgay et al. 2006) reflektáló felületek vannak.

A takaróelmélet szerint meghatározott Szeged–Békés–(Kodru) tektonikai övet a PGT-1 szelvény DDK-i vége csak viszonylag rövid szakaszon (20 km) harántolta. A K betűvel és zöld vonallal jelzett elmozdulási öv helye azonosítható a korábban feltételezett Kodru-takaró feltolódásnak a medencealjzatra jelölt helyével. A Békési medencében jelentősen kivastagodó neogén üledékek medencealjzatát a szelvény DDK-i részén a Grow et al. (1989) közlésében „Battonya–Pusztaföldvár mezozoós vályú”-nak nevezett öv közei alkotják. Ezek feltételezett aljzatát piros vonallal jeleztük. A PGT-1 jelzett szakasza a Békési-medence neogénben jelentősen tektonizált szakaszát harántolja (Posgay et al. 1996, 1997), ezért ebben a tanulmányunkban ezzel a szelvényrész-szel (sem itt, sem az értelmezési részben) részletesebben nem foglalkozunk.

A KMV-vel jelölt elmozdulási zóna (közép-magyarországi vonal) mentén több nagy ívben meghajló reflexiósor végződik a zóna DDK-i oldalán, az ÉÉNy-i részén pedig a zónával párhuzamos reflexiók találhatók. Feltételezésünk szerint a reflexiósorok feldomborodása a KMV mentén alábukó (attól jelenleg ÉÉNy-ra elhelyezkedő) lemez benyomulása idején alakulhatott ki az akkor fellépő változások (Van Keken et al. 2002, Hyndman, Peacock 2003, Arcay et al. 2005, 2006) folytán. Későbbi folyamatok hatása ezeknél a szinteknél is megfigyelhető. A PGT-1 90. szelvénykilométerénél leírtakhoz hasonlóan feltételezzük, hogy a 62–68. szelvénykilométer között, 19–20 km mélységben, az alsó amfibolit fácies mai stabilitási zónájában (Posgay et al. 2006) jelentkező erőteljesebb, közel vízszintes reflexiósor, amely a felfelé domborodó reflexiósort részben felülírta, csak később képződhetett. A 25–27 km mélységben jelölt reflexiósor a kéreg/köpeny határzónájában van.

A mozgási sáv egy mélyebben elhelyezkedő része látható 35–45 km mélységben. A nagyobb mélység miatt a jel/zaj viszony gyengébb, mint az előzőekben, de a reflexiók szintek feldomborodása így is meggyőző. A szelvényrészről ÉÉNy-ra, a KMV bal oldalán a mozgási sáv széle mellett, azzal párhuzamosan jelentkező (kissé vékonyabb piros vonallal jelölt) reflexiókból a vastagabb zöld vonallal párhuzamos elmozdulásra következtethetünk. Ez a mozgási sáv a 30 km

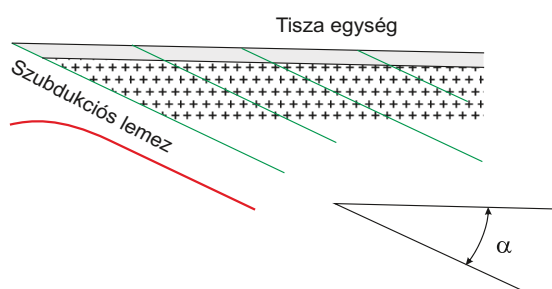
hosszon nyomozható. Folytatásában ÉÉNy felé, szaggatottan egyre kisebb dőlésű reflexiókat találunk.

A KMV-től kiinduló elmozdulási sávnak aljától ÉÉNy irányba eső részen a feltételezett litoszféra-/asztenoszférahatar jelentősen elmélyül. Értelmezésünk szerint ezt az elmélyülést a Száva–Bükk egységhez csatlakozó óceáni lemeznek (Schmid et al. 2008, Wein 1978) a Tisza egység alá benyomódott, (a benyomódás idején) a környezeténél hidegebb vagy eltérő közettani összetételű része okozhatta. A benyomódást egyrészt a lemezrész viszonylag nagyobb súlya, továbbá Adria és Európa konvergenciája, valamint Adria rotációja okozta. A benyomódás kezdete óta azonban a folyamatokat vezető feszültségtér relatív irányai változtak (Kovács et al. 2007, Kovács 2011, Bada et al. 2007).

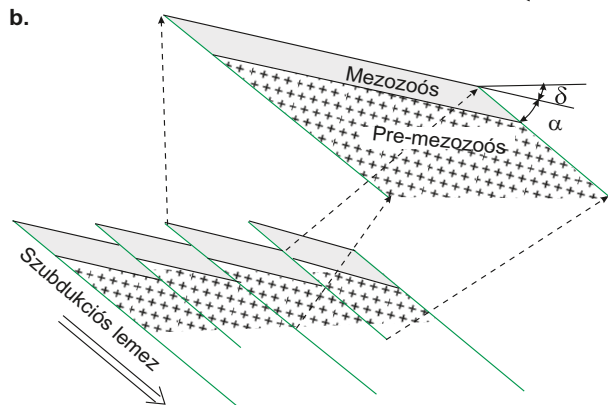
Szeizmikus mérési eredmények szerkezeti értelmezése

A Tisza egység szerkezete elképzelésünk szerint a Száva–Bükk egység és a Tisza egység közötti egykori óceáni lemeznek (amely valószínűleg a Vardar-óceán részét képezte) a Tisza egység alá történt betolódásakor alakulhatott ki. Ekkor a felszín jelentős részét a 4a. ábrán szürkével jelölt mezozoós üledékek borították. Az ÉÉNy-ról DDK-felé dőlő, betolódó lemezzel közel párhuzamos töréses övek, majd mélybeli folytatásukban lokalizált nyírási és elmozdulási zónák (Flack et al. 1990, Rutter, Brodie 1990, Drury et al. 1991, Warner et al. 1996, Vissers et al. 1997, Altenberger 1997) keletkeztek. Ezeket az öveket-zónákat jelöltük leegyszerűsítve egy-egy zöld vonallal. Az elmozdulási zónák mind a kristályos, mind a rátelepült mezozoós rétegeket lemezszerű tömbökre tagolták. Az alsó krétában a benyomódás előrehaladásával a lemez α -val jelölt lejtése (leegyszerűsítve) δ -val növekedett. A szerkezet fellazult (Zolnai 2000), és a mozgási zónák közötti szelvényrészek ezt kisebb eltérésekkel követhették (4b. ábra). A szelvényrészek üledékes részében és a kristályos aljzatukban addig kialakult reflektáló felületek dőlése is nagyjából ekkora dőléssel növekedett. A fellazulás során hatolhatott be a mozgási övekbe a fúrásokban harántolt alsó-kréta bázikus magma (Harangi et al. 1996), amelyet a pre-kainozoós földtani térkép (Haas et al. 2010) felhasználásával értelmeztünk. A bázikus magmabenyomulásokból arra is következtettünk, hogy a (zölddel jelölt) elmozdulási zónák fellazulása és a ma is nyomozható fogazott „vastag lemezes szerkezet” az alsó krétában kezdett kialakulni. Az eredeti betolódási képnek csak a mélyebb részét figyelhetjük meg, mert a betolódás kezdete óta eltelt időben a felszín közeli részek jelentősen leoptak (4c. ábra). A denudáció mértéke a mezozoós rétegsorban 7–12 km is lehetett. A kristályos kőzetekből szélső esetben 4 km is lepusztulhatott. Ennek következtében a (zölddel jelölt) mozgási zónák közötti „vastag lemezek” ÉÉNy-i részén a mezozoós rétegek leoptak és pre-mezozoós kristályos aljzatuk került a felszínre. A tömbök DDK-i részén a mezozoós rétegek megmaradtak. A kainozoikumban a litoszféra jelentősen kivékonyodott (Horváth et al. 1988, Ko-

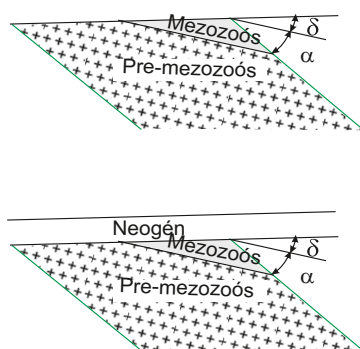
a., Kréta szubdukció



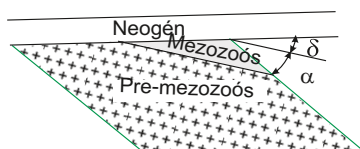
b.



c. Denudáció után



d.



4. ábra

A Tisza-takarók kialakulásának vázlata. Az ábra szerkesztésekor felhasználtuk Zolnainak (2000) a kontinensek forgatónyomatékos igénybevételét (Continental Wrench tectonics) illusztráló vázlatát. 4a. vázlat: A mezozoós üledékek – a kristályos aljzatukkal együtt – az óceáni lemez betolódásakor – mozgási övek mentén – vastag lemezekre darabolódtak. 4b. vázlat: A szubdukálódó lemez dőlésének megnövekedésekor a rendszer fellazult, dőlése szintén növekedett. 4c. vázlat: A terciér idején a vastag lemezek balra eső részei denudálódtak. Itt a kristályos kőzetek, a jobbra eső részeken a mezozoós rétegek képezik a neogén medence alját. 4d. vázlat: Az így kialakult felszín jelentős részére neogén üledékek települtek.

Figure 4

The figure shows a sketch of formation of the Tisza nappes. At drafting it a figure illustrating the Continental Wrench tectonics (Zolnai 2000) was used. Panel 4a: The Mesozoic sediments together with their crystalline basement were cut up into thick blocks along the dislocation belts when the oceanic plate subducted. Panel 4b: When the dip of the subducting plate increased then the crustal structure broke up and its dip increased, too. Panel 4c: In the Tertiary the left sides of the thick blocks suffered denudation. Here crystalline rocks and on the right parts Mesozoic beds form the basement of the basin. Panel 4d: The surface resulted in the described process was covered by Neogene sediments.

vács et al. 2011), és felszínén medencék, vályúk alakultak ki. Ezekbe a felső krétában és a kainozoikumban 2–6 km vastag üledék rakódott le (4d. ábra).

A flis öv alatt feltételezhető mezozoós rétegek lemeztömbös elhelyezkedése ismereteink szerint új. A cikkünkben leírt kutatások lényegében nagyszerkezeti vizsgálatokkal foglalkoznak, ezért különösen érdekesnek látszik, hogy az alap kutatás során meghatározott tektonikai szerkezetet szénhidrogén-kutatási szempontból is elemezzük. Rövid tárgyalását indokolja az a tény, hogy Magyarország második legnagyobb CH-termelését adó nagylengyeli mezőnek (Dank 1988) is mezozoós karbonátok az anyaköze (Koncz 1990). Bércziné Makk (1998) szerint a Tiszántúlon a triász formációk kevésbé ismertek. A Tisza nagyszerkezeti egység ÉNy-i zónájában a liász mellett a dogger és a malm is erősen pelites kifejlődésű. Kókai és Pogácsás (1991) a süllyedési és hő-történeti becslésekből arra következtetett, hogy a korai alpi rétegek felfűtési sebessége és a hőfluxusértéke viszonylag kicsi volt, míg a felső-krétában fokozatosan emelkedett. A 2. és a 3. ábra alapján a flis alatti mezozoós rétegek vastagsága a szelvény mentén 4–6 kilométert is elérhet. Erre települtek a flis rétegek. A pannon medence viszonyai között olaj 2,2–2,5 km mélységben keletkezhetett (Kókai, Pogácsás 1991). A rétegek elhelyezkedését és dőlését figyelembe véve feltételezhető, hogy ezt a mélységet a triász nagy része korábban, míg a liász és dogger rétegek 70 Ma táján érték el. A nedves gázt adó zóna 4000 m-ig tarthat, a szárazgáz-keletkezés alsó határa 5000 m körül lehet. Érdeemes megjegyezni még, hogy a PGT-1 szelvény 65. szelvénykilométer környékén (4–5,5 km mélységben) észlelt jelentős szeizmikus amplitúdóanomáliát (Posgay et al. 1996) szeizmikus, akusztikus karotázs- és területi magnetotellurikus mérési eredmények összevetésével is vizsgáltuk. A szeizmikus modell- és a WEGA-D felismerő rendszerrel végzett vizsgálat azt mutatta, hogy az amplitúdóanomália potenciális kőolaj- és földgáz-előfordulásként értelmezhető (Nagy 1992).

A mezozoós rétegek a neogénben (a helyi szerkezeti viszonyok szerint) haladtak át a nedves gázt generáló mélységben, és most egy részük a szárazgáz-generálási mélységben, vagy az alatt lehet. A flis öv alatt feltételezett mezozoós rétegsor abból a szempontból is érdekes lehet, hogy rövidebb ideig pusztulhatott le, mint a szelvény más részén ismert azonos korú rétegsorok, mert a flis védelmében juthatott a CH-generálási mélységbe. A szolnoki flis övben főleg termelő gázmezők ismertek (Posgay et al. 2000), a flis alatti rétegek szerkezetéről és esetleges CH-tartalmáról ismereteink hézagosak (Dank 1988). Fedor (2003) a szolnoki flis közép-alföldi kevertgáz-övének (Tiszapüspöki–Nagykörű–Fegyvernek–Kisújszállás) területén mélyfúrásokból vett gázminták vizsgálata alapján következtetett, többek között a feltárt gázok eredetére és azok vertikális migrációjára. Szerinte a gáz anyaköze 3800–4600 m mélységben helyezkedhet el, mely közelítőleg a flis aljzatával, valószínűleg az eddig még fel nem tárt liász szénészlet feltételezhető mélységével egyezik.

A köpenylitoszféra szeizmikus reflektáló szintjeiről – a kéregben észlelt szintekhez hasonlóan (Posgay et al. 2006)

– feltételezzük, hogy közzétanilag a köpenylitoszféra egy-egy ásványtársulásának stabilitási mélységszakaszával értelmezhetők. A 2. ábrán a 35 és 45 km mélységben látható feldomborodó szintekről, (melyek a PGT-1 95–105. szelvénykilométere táján érik el legkisebb mélységüket) elképzelésünket az alábbiakban vázoljuk. Pearson és O'Reilly (1991) feltételezése alapján DK-Ausztráliában a felsőköpenyben megjelenő reflektáló, közel vízszintes felületek a granulit-eklogit átalakuláshoz kötődnek. A kanadai, új-zélandi és kínai szeizmikus vizsgálatok során kirajzolódó reflektáló felsőköpeny-felületeket egyértelműen mozgási zónaként azonosították a szerzők (Hajnal et al. 1997, Melhuish et al. 2005, Yang 2003). Egyes szerzők lapos szögű szubdukcióhoz kötik, míg mások (pl. Knapp 1996, Cook et al. 1999) reológiai változásokkal értelmezik megjelenésüket. Esetünkben azonban vélhetően más magyarázat adható a vízszintes és esetenként hajlított felületekre. Az eklogit felsőköpenybeli kialakulásához ugyanis túlzottan nagy a Pannon-medencére jellemző geotermikus gradiens, így a felsőköpeny hőmérséklete is. A mozgási zónák ellen, az általunk vizsgált reflektáló felületek közel vízszintes volta és több 10 km-en keresztüli kitartása szól.

A jellegzetesen 35–50 km-es mélységközben megjelenő reflektáló felületek véleményünk szerint egy köpenyfázis, a pargazitos amfibol stabilitási zónáját jelezhetik (Green et al. 2010). A pargazitos amfibol közönséges felsőköpeny elegyrész, amely 10–25 kbar közötti nyomástartományban nagyjából izotermikus módon, 1050 °C körül olvad meg (Niida, Green 1999, Green et al. 2010). Számítások szerint (Kovács 2011) a PGT-1 mentén tapasztalható hőáramértékek alapján (90–120 mW/m²) a pargazitos amfibol stabilitásának felső hőmérsékleti határát (1050 °C) 38–45 km mélységben éri el, ha a számításokhoz Pollack és Chapman (1977) kontinentális geotermáját és a fertilis felsőköpeny Green et al. (2010) által meghatározott dehidratációs szolidusát használjuk (ami egybeesik a pargazitos amfibol stabilitásával). Közismert, hogy néhány tizedszázaléknyi parciális olvadék is jelentősen csökkentheti a szeizmikus hullámok terjedési sebességét (Jousselin, Mainprice 1998), így jelenléte okozhat köpenyreflexiókat. Jelen elképzelés mellett szól a reflektáló felület „lehajlása” is a mozgási zóna környezetében (2. ábra), amely a benyomuló közetlemez mentén bekövetkező hűtőhatásként (esetleg annak hidráló hatásaként, Arcay et al. 2005) is értelmezhető. A megfigyelt lehajlás egyúttal kérdésessé teszi a felületek reológiai (Melhuish et al. 2005), pl. eltérő anizotrópiai tulajdonságokkal rendelkező domének) eredetét is. A vázoltak alapján véleményünk szerint a mozgási övek alján, a litoszféra/asztenoszféra átmeneti zónában (a 2. ábrán a PGT-1 szelvény ÉÉNy-i részén 55–70 km, a szelvény közepén 40–60 km mélységben) pargazitos amfibol (Niida, Green 1999) stabilitási öve tételezhető fel.

Magnetotellurikus eredmények

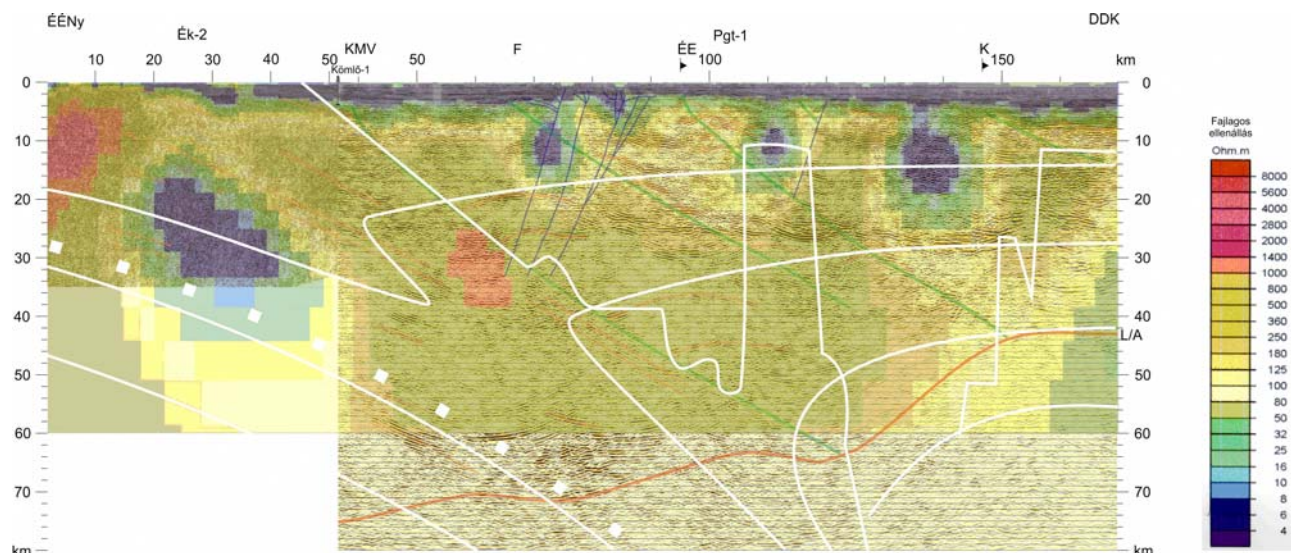
A Pannon Geotraverzen mért magnetotellurikus (MT) szondázások és a szeizmikus eredmények együttes értelmezése a

Száva–Bükk egység és a Tisza egység közötti egykori óceáni lemez benyomódásához újabb adatokat adhat. A MT méréseket az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI), a Magyar Olaj és Gázipari Rt. Geofizikai Kutató Vállalata (MOL Rt. GES) és a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete (MTA GGKI) végezte a 80-as években (Ádám et al. 1990). A teljes mérésanyag egységes feldolgozása nemlineáris konjugált gradiens eljárás alapján 2D inverzióval (Rody, Mackie 2001) történt, amelyet az alábbiakban mutatunk be.

Az 5. ábrán a Pannon Geotraverz (2. ábrán látható) szeizmikus szelvényén ábrázoltuk az új feldolgozással kapott MT eredményeket. A fajlagos ellenállás értékeit az ábra jobb oldalán feltüntetett skálára szerint tüntettük fel. Az ábrán látható fehér vonalak Arcay et al. (2005, 2006) által közölt véges elemes modellszámítás hőmérsékletértékeit mutatja 200 °C értékközzel, továbbá a számításaik szerinti nagy víztartalmú közetrészek széleit. A fehér pontsor az Arcayék által feltételezett bemerülő lemez alsó szélét mutatja a 6. ábrának megfelelően.

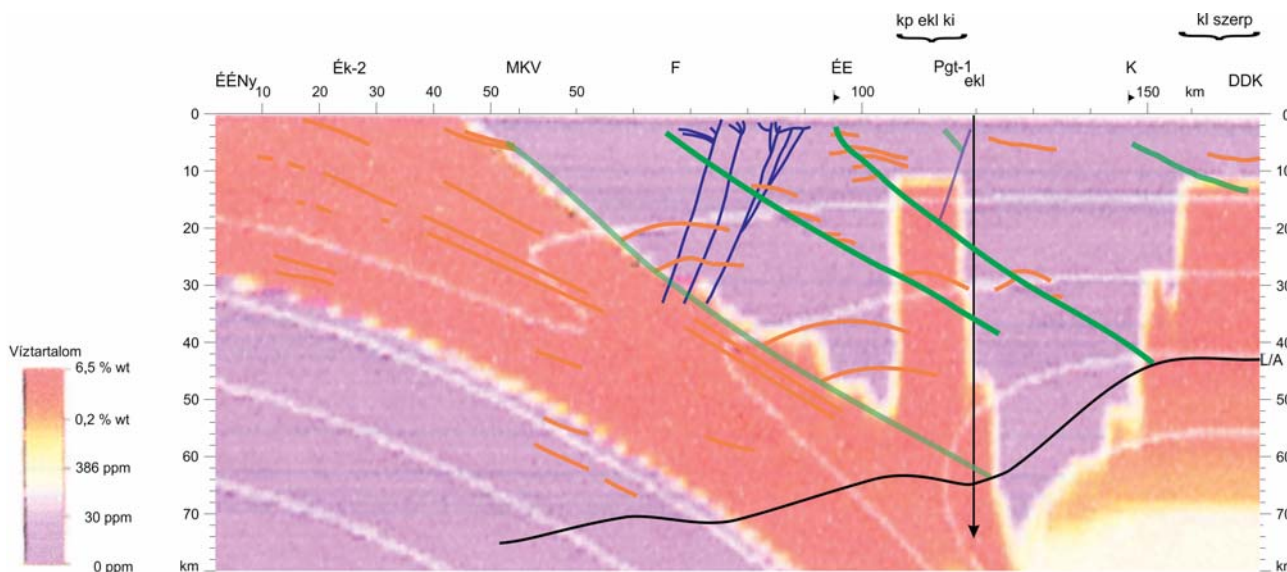
Az alábukó lemez környezetét lehűti, a lemez viszont felmelegszik (Van Keken et al. 2002, Hyndman, Peacock 2003, Arcay et al. 2005, 2006). A megváltozott környezeti viszonyoknál kialakuló ásványtársulásokból felszabaduló víz a környezetébe szivárog. A 6. ábra színezése a bemerülő, víztartalmát leadó lemez, továbbá az átnedvesedő köpenyék és a közöttük lévő litoszférarész víztartalmát mutatja Arcay et al. (2005) modellje szerint (a benyomulás kezdete után 14 millió évre számítva a pro és retro lemez 5,3 cm/év sebességű közeledése mellett). A fehér vonalak az 5. ábránál már említett azonos hőmérsékletű vonalakat ábrázolják. A bemerülő lemezre ható nagyobb nyomás és hőmérséklet következtében bekövetkező fázisreakciókból néhányat feltüntetünk az ábra felső részén. A pontokat a lemez mélységébe vetítve kapjuk a 'kp' (kékpala), 'ekl' (eklogit), 'szerp' (szerpentin), 'kl' (klorit) keletkezési tartományát. Az ábrán látható zöld és kék vonalakat a 2. ábra mozgási öveinek, a pirosakat a jellegzetes reflexióknak átvétetésével vázoltuk. (Az átvétetésnél a lemezrészek $\delta = 15^\circ$ -os dőlés-növekedése miatti vízszintes irányú rövidülést, továbbá a rétegsor fellazulás miatti vastagodását együttesen 24%-os csökkenéssel vettük figyelembe.) Az ábra alján látható L/A jelölésű fekete vonal a szeizmikus kép alapján feltételezett litoszféra-/asztenoszféra-határt mutatja.

Az 5. ábra bal oldalán feltételezett benyomuló lemezrész táján, az ÉK-2 15–45. szelvénykilométere között, 10–50 km mélységben, a modellezett lemez dőlését közelítő, kis fajlagos ellenállású anomália kezdődik, amely a felsőköpenyben is követhető. A reflexiók képet, Arcayék modellszámítási eredményeit és az MT anomália helyét, alakját összevetve valószínűnek látszik, hogy a kis fajlagos ellenállású zónát a lemez környezetéhez viszonyítva nagyobb víztartalmú ásványegyüttese okozza. Ebből arra lehet következtetni, hogy a vízvesztéssel járó ásványi átalakulások még nem fejeződtek be, és a benyomuló lemez maradék víztartalma mutatkozik a környezeténél kisebb ellenállással. A vízleadás ugyanis tömörődéssel jár, és a külső tömörödött részek gá-



5. ábra A Pannon Geotraverz mentén mért MT adatok 2D inverzióval számított ellenállásmodellje a (2. ábrán látható) szeizmikus szelvényén ábrázolva. A fajlagos ellenállás értékeit az ábra jobb oldalán feltüntetett színskála mutatja. Az ábrán látható fehér vonalak Arcay et al. (2005, 2006) által közölt véges elemes modellszámítás hőmérsékletértékeit mutatja 200 °C értékközzel, továbbá a számításaik szerinti nagy víztartalmú kőzetrészek széleit. A fehér pontsor az Arcayék által feltételezett bemerülő lemez alsó szélét mutatja a 6. ábrának megfelelően

Figure 5 The figure shows a resistivity model computed by 2D inversion from MT data which were observed along the Hungarian Geotraverse. The model is displayed on the seismic section of Fig 2. On the right side of the figure a key to colours shows the values of specific resistance. White lines present isotherms given by Arcay et al. (2005, 2006) and edges of rock masses with higher water content. The temperature values were computed by finite element method and are given in steps of 200 °C. White dots indicate the bottom of the subducting plate supposed by Arcay et al.



6. ábra A bal oldalon látható színskála a bemerülő, víztartalmát leadó lemez, továbbá az átnedvesedő köpenyék és a közöttük lévő litoszférarész víztartalmát mutatja Arcay et al. (2005) modellje szerint. A fehér vonalak itt is az azonos hőmérsékleti vonalakat ábrázolják. A bemerülő lemezre ható nagyobb nyomás és hőmérséklet következtében bekövetkező fázisreakciókból néhányat feltüntetünk az ábra felső részén. A reakciópontokat a lemez mélységébe vetítve kapjuk

Figure 6 The figure shows the water content of the subducting plate which releases water, and that of the close mantel and lithosphere parts, which are getting wet, according to the model of Arcay et al. (2005). A key to colours on the left side shows the water content of the rocks. White lines are isotherms. The higher temperature and pressure affecting the subducting plate result in transformations, some of them are indicated on the top of the figure. The real reaction points are, of course, in the depth of the subducting plate

tolják a vízleadást. A kőzet átteresztőképessége fokozatosan csökken és ez a folyamat 10^8 – 10^9 évig is eltarthat (Fyfe et al. 1978, Kozlovsky 1987).

Az ellenállásanómália másik értelmezési lehetőségét adja, hogy az anomália tengelye a Darnó öv külszínén ismert helye (ÉK-2 7–8. szelvénykilométer) felé mutat. A ko-

rábbi szeizmikus mérések a Darnó zónát törésrendszerként mutatták ki (Albu et al. 1985, Szalay et al. 1989, Szalay, Petrovics 1992). Feltételezhető lenne, hogy a törésrendszeren átszivárgó víz okozza a kisebb ellenállású anomáliát. Ebben az esetben a Darnó zónára közel merőleges szeizmikus szelvényeken, a térbeli elrendezést jó közelítéssel (Posgay, Ádám 1960) figyelembe véve 44–49°-os KDK dőlésű reflexióval (vagy zavarral) jelentkezne a Darnó zóna, és teljes hosszában, gyakorlatilag a felszíntől kísérné vezető-képesség-anomália. Mivel ilyen jelenségek nincsenek, valószínűnek tarthatjuk, hogy a kérdéses MT anomáliát a Tisza egység alá benyomult óceáni lemez (és esetleg a hozzá csatlakozó száva-bükki egység szubdukálódó részének) maradék víztartalma okozza.

A pre-kainozoós aljzatba 20 km-ig is lemélyülő kis ellenállású, meredek dőlésű zónákat találunk a PGT-1 72., 85., 110. és 138. szelvénykilométerénél. Az első két anomális zóna a flis öv alatt ismert (oldal) elmozdulási zóna területén van (Posgay et al. 2000). A két másik anomáliát kissé bizonytalan, aljzaton belüli reflexiógyengülés kíséri (2. ábra). Feltételezzük, hogy a törésrendszert kitöltő, forró sós vizet fluidum, illetve a metamorfózis–metaszomatózis folyamán létrejövő víztartalmú fázisok jelenléte okozza az anomáliákat.

Az Arcayék szelvénye (6. ábra) alapján a PGT-1 110. szelvénykilométer táján a litoszféra viszonylag kis mélységig átnedvesedett. Stegena et al. (1994) és Posgay et al. (1995a) közleményeiben leírt szilícium-thermometriai, magnetotellurikus és szeizmikus vizsgálatok azt mutatták, hogy a szelvényt itt egy (kb. 100 km) hosszra kimutatható törésrendszer keresztezi. Ebben a zónában nagyszámú fúrásban végeztek szilícium-dioxid-vizsgálatot, melyekben mélyből feláramló vízre lehetett következtetni, azaz a minták szilícium-dioxid-tartalma lényegesen több volt, mint ami a tényleges geotermikus hőmérsékletnek megfelelő. Két fúrásban jelentős gőzkitörést (Fáb-4) illetve gőzbeáramlást (Nsz-3) kaptak. A területen végzett magnetotellurikus mérések a mezozoós–paleozoós korú medencealjzatban, a fúrás környezetében jól vezető repedészónát mutattak ki. A zóna kiterjedéséből és kis ellenállásából arra következtettek, hogy a sós víztartalmú, karsztosodott zóna kiterjedése több kilométer. A hivatkozott (Nagy et al. 1992) MT méréseknek nem volt célja a neogén medencealjzatnak nagy mélységű kutatása. A kutatók a szilícium-dioxid-vizsgálatok alapján következtettek a zónának a kutatási mélységnél nagyobb mélységű kiterjedésének lehetőségére.

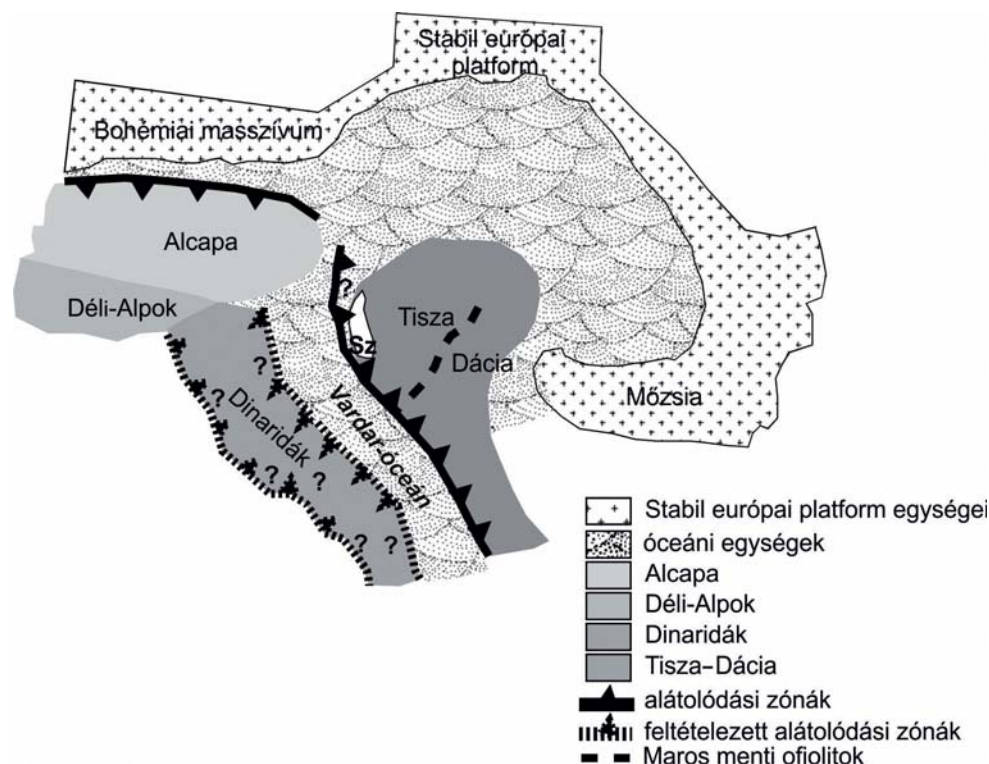
A Pannon Geotraverz mentén kapott eredményeknek Arcayék (2005) modelljével végzett összehasonlítását azért tartjuk érdekesnek, mivel valószínűnek tartjuk, hogy a feltételezett óceáni lemeznek (és esetleg a száva-bükki egység egy részének) betolódása a Tisza egység alá nem volt nagy mélységű, hanem a Tisza egységnek (és vele együtt a száva-bükki egységnek) a Dinaridák térségéből történt kilökődése miatt megszakadt. Az ÉK-2 alatti kis ellenállású anomália, a KMV mozgási öv ÉÉNy-i részén hosszan észlelt ferde reflexiók és az asztenoszféra-elmélyülés alapján horizontálisan 70–80 km, vertikálisan 65–70 km betolódást elfogadhatóan

bizonyítottunk látunk. Amennyiben a szelvény további részén a 100–120. szelvénykilométer táján a véges elemes modellszámítás alapján feltételezhető nagyobb átnedvesedést és az itt kisebb mélységben észlelt MT anomália (5. ábra) összetartozását is feltételeznénk, nagyobb betolódás is elképzelhető lenne. A szelvény végén számított átnedvesedési öv (6. ábra) és az itt meghatározott, nagy mélységből felnyúló kis ellenállású zóna (5. ábra) helyének egyezése egy nagyobb alátolódási értéket is megengedne. Itt viszont a 42 km mélységbe feldoborodó asztenoszféra (Posgay et al. 1995b) egy neogénben kialakult szerkezeti magyarázatot is kínál.

Nagyszerkezeti értelmezés

A Tisza egység északi szegélyén értelmezett, a jelen koordináták szerint DDK-i irányban dőlő, az egész litoszférára kiterjedő pászták leginkább alátolódási övezetekre jellemzőek (Beaumont et al. 1996). A jelenlegi kép alapján ez az elrendezés az száva-bükki (tágabb értelemben az Alcapa) egység és a Tisza egység közötti egykori óceáni lemez DDK-i irányban történő Tisza tektonikai egység alá tolódására utalhat. Eredményeink összhangban vannak Szádeczky-Kardoss (1972) felvetésével, azonban ellentmondásban vannak a ma leginkább elfogadott geodinamikai modellel. A jelenlegi modellek szerint kiterjedt lemez-alátolódási övezetek az alpi-kárpáti hegykoszorú mentén, valamint a Dinaridákban találhatóak (Horváth et al. 2006, Schmid et al. 2008). A Tisza egység északi szegélyén megjelenő reflexiók azonban jelen helyzetükben egyik zónához sem kapcsolhatóak, hiszen mind a Dinaridáktól, mind a Kárpátoktól viszonylag távol találhatóak, és geometriailag nem illeszthetők be ezen alátolódási övezetek egyikébe sem. Ha azonban a paleomágneses vizsgálatok, vulkanitok és palinszpasztikus vizsgálatok eredményével (Kováč et al. 1993) az egységeket visszahelyezzük a miocén előtti helyzetbe (Fodor et al. 1999, Kovács et al. 2007, Schmid et al. 2008), közelebb juthatunk ezen alátolódási öv kialakulásának jobb megértéséhez (7. ábra). E rekonstrukciók értelmében a Pannon Geotraverz által harántolt szolnoki flis öv, amelynek kora egész a krétától a neogénig terjed, a Száva öv közelébe kerül vissza (Fodor et al. 1999, Ustaszewsky et al. 2008). E rekonstrukciók alapján a kérdéses alátolódás az egykori Vardar-óceán felemésztődése lehetett a Tisza (és feltehetőleg az Alcapa) egység(ek) alá történő, ÉK-i irányú alábu-kással (Kovács et al. 2007). Ebben az értelmezésben az alátolódás a Vardar ÉK-i szegélye mentén történhetett, és a szolnoki flis lerakódása is az alátolódást kísérő árokrendszerben folyhatott, és a Wein-féle (1978) igeal-bükki eugeoszinklinálisban található ofiolitfragmentumok is ezen óceán maradványainak tekinthetők.

Az egységes alátolódási front azonban a késő-oligocén–kora-miocén kilökődés folyamán szét darabolódott és a Tisza intenzív óramutató járásával megegyező, valamint az Alcapa óramutató járásával ellentétes mozgása és keleti irányú kilökődése folyamán kerültek maihoz közeli pozíció-



7. ábra | Sematikus alternatív ősföldrajzi munkahipotézis, amely a főbb egységek helyzetét mutatja az alsó-kréta – kora paleogén folyamán. A szolnoki flis öv (Sz) helyzetét fehér felület mutatja a Tisza egység Ny-i szegélyén

Figure 7 | The figure presents a simplified and alternative paleogeographic hypothesis showing the locations of the main units during the Lower-Cretaceous and Palaeogene. The location of the Szolnok flysch belt (Sz) is indicated by a white area at the Western edge of Tisza unit

jukba. A folyamat során a száva–bükki zóna mentén jelentős rövidülés és oldalelmozdulás történt (Csontos, Nagymarosy 1998). Ezen interpretáció alapján a szeizmika és a magnetotellurika által látott szerkezetek átöröklődtek az egykori alátolódási övezetből, amelyek a későbbi események során újra aktiválódtak. A Tisza egység e szerint az értelmezés szerint felsőlemez helyzetben volt és onnan nyíródott el és löködött ki, míg a ma tőle északabbra található száva–bükki egység, az egykori óceáni domén roncsa, amely az Alcápa K-i szegélyére préselve löködött ki.

A Darnó zóna és a szolnoki flis helyzete a rekonstrukciókban ellentmondásos, ami elsősorban annak köszönhető, hogy a kiszökésének és a rotációnak kinematikai részletei (horizontális elmozdulás, megnyúlás és rotáció) nem teljesen tisztázottak (Fodor et al. 1999, Ustaszewsky et al. 2008). Ezért az a geodinamikai helyzet is lehetséges, továbbgondolva Ustaszewsky et al. (2008) rekonstrukcióját, hogy a Vardar- és a Pennini- (Magura-) óceán szubdukcióját egy az eredeti helyzetben, K–ÉK-i irányban dőlő alátolódási övezet köthette össze (7. ábra). A Csontos és Vörös (2004) által javasolt Magura-alátolódás kevésbé valószínű, hiszen a rekonstruált helyzetben távol esik, és geometriailag sem felel meg a szolnoki flis és az száva–bükki öv helyzetének. A jövőbeli kutatások fő feladata a szolnoki flis öv geodinamikai kapcsolatainak vizsgálata, amely kifejezetten a dinári és esetleges kárpáti flissel való kapcsolatot vizsgálja. A másik a Darnó zóna kinematikájának pontosabb megismerése,

amelyet nagyban gátol a jelenlévő szerkezetek szórványos jellege és viszonylagos gyenge feltártsága.

Összefoglalás

A Pannon Geotraverz szelvényből – a közép-magyarországi nagyszerkezeti vonaltól DDK-re – DDK-i lejtésű mozgási övekre következtethetünk. Ezek a Tisza egység nagyszerkezetének kifejlődésekor az alsó-krétában jöhetnek létre. A közép-magyarországi nagyszerkezeti övtől közvetlenül ÉÉNy-ra a száva–bükki egységnek és a hozzá csatlakozó óceáni lemeznek a Tiszai nagyszerkezeti egység alá tolódására következtethetünk (Posgay et al. 2009). A fiatal, közel vízszintes reflexióknak és az elmozdulást jelző reflexiós felületeknek az összképe viszonylag hosszan tartó folyamatra utal, amit a tektonikai események szakaszossága és a paleomágneses eredmények is alátámasztanak. Feltételezzük, hogy a Tisza egység általunk vizsgált része mozgási övekkel határolt vastag lemezekre tagozódik. A benyomódás és a vastaglemezes kifejlődés azonos okra, azaz Európa és Afrika közeledésére és egymáshoz viszonyított oldalelmozdására vezethető vissza. A Tisza nagyszerkezeti egység lemeztömbös kialakulása és az óceáni lemeznek a Tisza egység alá történő nyomulása is egyidejű lehetett, azaz az alsó-kréta táján kezdődhetett. Megkísérelve a nagytektonikai egységek helyének kréta–paleogén kori vázolását, arra következ-

tethetünk, hogy a benyomódás a Vardar-óceán ÉK-i szegélye mentén mehetett végbe.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők ezúton is köszönik Fancsik Tamás igazgatónak, Hárné Vidó Mária igazgatóhelyettesnek és az ELGI korábbi vezetőségének kutatásait támogatását és a tanulmányunk közlésének engedélyezését, Fodor Lászlónak, Haas Jánosnak, M. Tóth Tivadarnak, Kiss Jánosnak, Redlerné Tátrai Mariannak és Kummer Istvánnak a konzultációk során kifejtett hasznos tanácsait, Banciu Gábornénak az ábrák figyelmes, gondos és pontos elkészítését. Timár Zoltánnak, Jánváriné Kántor Ilonának és Laszlovszky Erzsébetnek a szeizmikus szelvények kimagasolóján jó feldolgozását. A leírt kutatási eredmények meghatározásában jelentős szerepe volt az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA) 1875., 7504., 1950. sz. pályázatait során kapott alapadatoknak. A szerzők ezúton is köszönik az OTKA és a pályázatokat támogató bel- és külföldi intézmények segítségét.

A szerzők külön köszönetüket fejezik ki a Hárné Vidó Mária lektornak a cikk figyelmes átnézéséért és annak javítását segítő javaslataiért.

Hivatkozások

- Ádám A., Nagy Z., Nemesi L., Varga G., 1990: Electrical conductivity anomalies along the Pannonian Geotraverse and their geothermal relation. *Acta Geod. Geoph. Mont.*
- Albu I., Braun L., Szalay I., 1985: Az Aggtelek-Rudabányai hegység geofizikai előkutatása. Elgi 1984. évi jelentése. 29–33 o.
- Altenberger U., 1997: Strain localization mechanism in deep-seated layered rocks. *Geol. Rundsch.* 86, 56–68
- Arcay D., Tric E., Doin M.-P., 2005: Numerical simulations of subduction zones. Effect of slab dehydration on the wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 133–153
- Arcay D., Doin M. P., Tric E., Bousquet R., de Capitani C., 2006: Overriding plate thinning in subduction zones: Localized convection induced by slab dehydration. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7/2, Q02007, doi: 10.1029/2005GC001061, ISSN: 1525-2027
- Árkai P., Lantai Cs., Fórizs I., Lelkes-Felvári Gy., 1991: Diagenesis and low-temperature metamorphism in tectonic link between the Dinarides and the Western Carpathians: the basement of the Igal (Central Hungarian) Unit. *Acta Geologica Hungarica* 34/1–2, 81–100
- Árkai P., Bérczi-Makk A., Hajdu D., 1998: Alpine prograde and retrograde metamorphisms in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, Eastern Hungary. *Acta Geol. Hung.* 41/2, 179–210
- Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G., Cloetingh S., 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change* 58, 165–180.
- Beaumont Ch., Ellis S., Hamilton J., Fullsack Ph., 1996: Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology* 24/8, 675–678
- Bércziné Makk A., 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Szerk.: Bérczi I., Jámor Á., MOL Rt. és MÁFI kiadása, 281–298 o.
- Bleahu M., Haas J., Kovács S., Péro Cs., Mantea G., Bordea Ş., Panin S., Bérczi-Makk A., Ştefănescu M., Konrád Gy., Nagy E.,

- 1994: Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. *Acta Geol. Hung.* 37/3–4, 187–234
- Cook F. A., Velden A. J., Hall K. W. et al., 1999: Frozen subduction in Canada's Northwest Territories: lithoprobe deep lithospheric reflection profiling of the western Canadian Shield. *Tectonics* 18/1, 1–24
- Csontos L., Nagymarosy A., 1998: The mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics* 297/1–4, 51–71
- Csontos L., Vörös A., 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology* 210, 1–56
- Dank V., 1988: Petroleum Geology of the Pannonian Basin, Hungary: An Overview. In: *The Pannonian Basin, a study in basin evolution*. Royden L. H., Horváth F. (eds.), AAPG Memoir 45, 319–331
- Doglionio C., Harabaglia P., 1996: The kinematic paradox of the San Andreas Fault. *Terra Nova* 8, 525–531
- Drury M. R., Vissers R. L. M., Van der Wal D., Strating E. H. H., 1991: Shear localisation in upper mantle peridotites. *Pageoph.* 137/4, 439–460
- Fedor F., 2003: A közép-alföldi kevertgáz öv gázainak eredete. Doktori (PhD) értekezés. Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar
- Flack C. A., Klemperer S. L., McGeary S. E., Snyder D. B., Warner M. R., 1990: Reflections from mantle fault zones around the British Isles. *Geology* 18, 528–532
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkoics L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extensions within the Alpine orogen*. Geological Society Special Publication, London, 156, 295–334
- Fyfe W. S., Price N. J., Thompson A. B., 1978: Fluids in the Earth's crust. *Developments in geochemistry*. Elsevier Sci. Publ. C. Amsterdam–Oxford–New York
- Géczi B., 1973: Lemeztektonika és paleogeográfia a Kelet-Mediterrán mezozoós térségben. *Geonómia és Bányászat, MTA X. Oszt. Közl.* 6/1–4, 219–225
- Green D. H., Hilberson W. O., Kovács I., Rosenthal A., 2010: Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature* 467, 448–451
- Grow J. A., Pogácsás Gy., Bércziné Makk A., Várnai P., Hajdu D., Varga E., Péro Cs., 1989: A Békési medence tektonikai és szerkezeti viszonyai. *Magy. Geof.* 30/2–3, 63–97
- Haas J., Hárné G., 1998: Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása. Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Szerk.: Bérczi I., Jámor Á., MOL Rt. és MÁFI kiadása. 45–54 o.
- Haas J., Mioč P., Pamić J., Tomljenović B., Árkai P., Bérczi-Makk A., Koroknai B., Kovács S., R.-Felgenhauer E., 2000: Complex structural pattern of the Alpine–Dinaridic–Pannonian triple junction. *Int. J. Earth Sci.* 89, 377–389
- Haas J., Hárné G., Jámor Á., Kovács S., Nagymarosy A., Szederkényi T., 2001: *Geology of Hungary*. Edited by J. Haas. Eötvös University Press, Budapest
- Haas J., Péro Cs., 2004: Mesozoic evolution of The Tisza Megaunit. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 93, 297–313
- Haas J. (Editor-in-chief), Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., 2010: Magyarország pre-kainozoós térképe (Pre-Cenozoic geological map of Hungary). Magyar Állami Földtani Intézet, Geological Institut of Hungary)
- Hajnal Z., Nemeth B., Clowes R. M., Ellis R. M., Spence G. D., Burianyk M. J. A., Asudeh I., White D. J., Forsyth D. A., 1997:

- Mantle involvement in lithospheric collision: seismic evidence from the Trans-Hudson orogen, Western Canada. *Geophysical Research Letters* 24/16, 2079–2082
- Harangi Sz., Szabó Cs., Sándor J., Szoldán Zs., Árva-Sóós E., Balla M., Kubovics I., 1996: Mesozoic igneous Suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the North-western part of Tethys. *International Geology Review* 38, 336–360
- Horváth F., Dövényi P., Szalay Á., Royden L. H., 1988: Subsidence, thermal, and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: Royden L.H., Horvath F. (eds.), *The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 45, 355–372
- Horváth F., Bada G., Szaifán P., Tari G., Ádám A., Cloetingh S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data, In: Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.), *European Lithosphere Dynamics* 32: London, Geological Society, pp. 191–206
- Hyndman R. D., Peacock S. M., 2003: Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417–432
- Jousselin D., Mainprice D., 1998: Melt topology and seismic anisotropy in mantle peridotites of the Oman ophiolite. *Earth Planet Sci. Lett.* 164, 553–568
- Knapp R.W., the URSEIS Working Group, 1996: A lithospheric scale seismic image of the southern Urals from URSEIS'95 explosion source seismic profiling. In: Klemperer S., Mooney W.D. (eds.), *Seventh international Deep Seismic Profiling of the Continents Program and Abstracts*, Asilomar, California, pp. 26–27
- Kókai J., Pogácsás Gy., 1991: Hydrocarbon plays in Mesozoic nappes, Tertiary wrench basins and interior sags in the Pannonian Basin. *First Break* 9/7, 315–334
- Koncz I., 1990: Nagylengyel és környéke kőolaj-előfordulásainak eredete. *Ált. Földt. Szemle* 25, 55–82
- Kováč M., Nagymarosy A., Soták J., Šutovská K., 1993: Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpatians. *Tectonophysics* 226, 401–415
- Kovács I., Csontos L., Szabó Cs., Bali E., Falus Gy., Benedek K., Zajacz Z., 2007: Paleogene – early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine–Carpathian–Pannonian–Dinaric region: an integrated approach. In: Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M. (eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America Special Paper* 418, 93–112
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M. F. J., Hegedűs E., Posgay K., Zilahi-Sebes L., 2011: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian-Pannonian: asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? *Tectonophysics*, in publication
- Kovács I., 2011: Water and its effect on the lithosphere-asthenosphere boundary. 6th Congress of Balkan Geophysical Society, extended abstract
- Kovács S., 1982: Problems of the “Pannonian Median Massif” and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rundsch.* 71, 617–639
- Kovács S., Szederkényi T., Árkai P., Buda Gy., Lelkes-Felvári Gy., Nagymarosy A., 1996–1997: Explanation to the terrane map of Hungary. *Ann. Geol. des Pays Helléniques*, IGCP Project No 276. In: *Terrane maps and terrane descriptions*. Papanikolaou D., Sassi F. P. (eds.), Athens
- Kovács S., Szederkényi T., Haas J., Buda Gy., Császár G., Nagymarosy A., 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. *Acta Geol. Hung.* 43/3, 225–328
- Kozlovsky Ye. A., 1987: *The superdeep well of the Kola Peninsula*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New-York
- Körössy L., 1994: *Észak Tiszántúl*. Kézirat.
- Lőrincz K. D., 1996: Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. *Magy. Geof.* 37/4, 228–246
- Lőrincz K. D., Horváth F., Detzky G., 2002: Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, European Geosciences Union 3, 247–266
- McKenzie D., 1989: Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 95, 53–72
- Márton E., 2000: The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. *Acta Geol. Hung.* 43/3, 329–343
- Márton E., Tischler M., Csontos L., Fügenschuh B., Schmid S., 2007: The contact zone between The ALCAPA and Tisza-Dacia mega-tectonic units of Northern Romania in the light of new paleomagnetic data. *Swiss Journal of Geosciences* 100, 109–124
- Meissner R., 1986: Twenty years of deep seismic reflection profiling in Germany – a contribution to our knowledge of the nature of the lower Variscan crust. In: Dawson J. B., Carswell D. A., Hall J., Wedepohl K. H. (eds.), *The Nature of the Lower Continental Crust*. Geological Society Special Publications No. 24, 1–10
- Melhuish A., Holbrook W. S., Davey F., Okayac D. A., Sternd T., 2005: Crustal and upper mantle seismic structure of the Australian Plate, South Island, New Zealand. *Tectonophysics* 395, 113–135
- Nagy Z., Landy I., Pap S., Rumpler J., 1992: Results of magnetotelluric exploration for geothermal reservoirs in Hungary. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 27/1, 87–101
- Nagy Z., 1992: Advances in integrated interpretation of seismics with magnetotellurics. 54th EAEG Meeting, Paris
- Niida K., Green D. H., 1999: Stability and chemical composition of paragonitic amphibole in MORB pyroxenite under upper mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 18–40
- Pap S., 1990: *Felpikkelyezett rétegorok a Közép-Tiszántúlon*. A MÁFI alkalmi kiadványa. Bp.
- Pearson N. I., O'Reilly S. Y., 1991: Thermobarometry and p-T-t paths – the granulite to eclogite transition in lower crustal xenoliths from Eastern Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 349–359
- Pollack H. N., Chapman D., 1977: On the regional variation of the flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics* 38, 279–296
- Posgay K., Ádám O., 1960: *Vetődések téranalitikája* (kinai nyelven). *Diqiuwuli Kantan* 5, 15–17
- Posgay K. (témavezető), Albu I., Ádám A., Bérczi I., Bodoky T., Hegedűs E., Jánváriné K. I., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Nagy Z., Pápa A., Redlerné T. M., Sárosi J., Stegena L., Szaifán P., Szalay Á., Timár Z., Takács E., Varga G., 1995a: A terciér medence aljzatának geofizikai kutatása. OTKA nyilvántartási szám: 1875. *Magyar Geofizika*, különszám, 36, 27–36
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szaifán P., Takács E., Timár Z., Varga G., 1995b: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. In: *Interplay of extension and compression in basin formation*. Clo-

- etingh S., D'Argenio B., Catalano R., Horváth F., Sassi W. (eds.), *Tectonophysics* 252, 467–484
- Posgay K., Hajnal Z., Mueller St., Ansorge J., Asudeh I., Bérczi I., Bodoky T., DeIaco R., Hegedűs E., Jánváriné K. I., Nagy Z., Pápa A., Reilkoff B., Szalay Á., Szalai I., Takács E., Timár Z., Varga G., 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geoph. Trans.* 40/1–2, 1–44
- Posgay K., Bardócz B., Bodoky T., Albu I., Guthy T., Hegedűs E., Takács E., 1997: A Hódmezővásárhely–Makói árok és a Békési medence nagymélységű nyírási zónái térbeli elhelyezkedésének közelítő meghatározása. *Magy. Geof.* 38/2, 95–123
- Posgay K., Nagymarosy A., Pápa A., Hegedűs E., D. Lőrincz K., 2000: Deep structure of the Szolnok Flisch Belt. *Geoph. Trans.* 43/2, 71–91
- Posgay K., Bodoky T., Hajnal Z., M. Tóth T., Fancsik T., Hegedűs E., Kovács A. Cs., Takács E., 2006: Interpretation of subhorizontal crustal reflections by metamorphic and rheologic effects in the Eastern part of the Pannonian Basin. *Geophysical Journal International* 167, 187–203, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03000.x
- Posgay K., Falus Gy., Kovács I., Kovács A. Cs., Bodoky T., Hegedűs E., 2009: A Tisza nagyszerkezeti egység takaróinak litoszféri méretű vázlata. M. Tóth Tivadar (szerk.), *Magma és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. GeoLitera, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged
- Redlerné Tátrai M., 1989: Geofizikai alapvonalak: Előzetes jelentés az ÉK-10/88, ÉK-2/88 vonal mentén végzett szeizmikus mérésekről. M. Áll. Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár
- Redlerné Tátrai M., 1990: Geofizikai alapvonalak: Előzetes jelentés az ÉK-2/89 vonal mentén végzett szeizmikus mérésekről. M. Áll. Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár
- Reiners P. W., 1998: Reactive melt transport in the mantle and geochemical signatures of mantle-derived magmas. *Journal of Petrology* 39/5, 1039–1061
- Rody W., Mackie R. L., 2001: Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66, 174–187
- Rutter E. H., Brodie K. H., 1990: Some geophysical implications of the deformation and metamorphism of the Ivrea zone, northern Italy. *Tectonophysics* 182, 147–160
- Schmid S.M., Bernoulli D., Fugenschuh 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, 139–183
- Stegena L., Horváth F., Landy K., Nagy Z., Rumpel J., 1994: High-temperature geothermal reservoir possibilities in Hungary. *Terra Nova* 6, 282–288
- Szádeczky-Kardoss E., 1972: A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát–Pannon–Dinarid szerkezet modellje. MTA X. Osztályának Közleményei. *Geonomia és Bányászat* 5/1–2, 113–122
- Szalay I., Braun L., Petrovics I., 1989: A Bükk hegységi előkutatási program egyes részeredményei. ELGI 1987. évi jelentése. 39–44. o.
- Szalay I., Petrovics I., 1992: Reflexiós mérések az Ózd–Putnoki medencében. ELGI 1990. évi jelentése. 20–27. o.
- Szederkényi T., 1996: Metamorphic formations and their correlation in the Hungarian part of Tisia megaunit (Tisia composite terrane). *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 37, 143–160
- Szepesházy K., 1975: Az Északkeleti Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. *Ált. Földt. Szemle* 8, 25–59
- Takács E., Kummer I., Sipos J., Pápa A., 1999: Bright spot analysis within the Pannonian Basin using horizon velocity estimation and Hilbert and AVO attributes. *First Break* 17/3, 79–85
- Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szaifán P., Tóth T., 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 215–250
- Ustaszewski K., Schmid S. M., Fugenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W., 2008: A map-view restoration of the Alpine–Carpathian–Dinaridic system for the Early Miocene. *Swiss Journal of Geosciences* 101, S273–S294
- Ustaszewski K., Schmid S. M., Lugović B., Schuster R., Schaltegger U., Bernoulli D., Hottinger L., Kounov A., Fugenschuh B., Schefer S., 2009: Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. *Lithos* 108, 106–125
- Van Keken P. E., Kiefer B., Peacock S. M., 2002: High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems an electronic Journal of the Earth Sciences*, published by AGU and Geochemical Society, 3/101056, doi: 10.1029/2001GC000256, ISSN 1525-2027
- Visser R. L. M., Drury M. R., Newman J., Fliervoet T.F., 1997: Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere. *Tectonophysics* 279, 303–325
- Vörös A., 2001: Paleobiographical analysis: a tool for the reconstruction of Mesozoic Tethyan and Penninic basins. *Acta Geol. Hung.* 44/2–3, 145–158
- Warner M., Morgan J., Barton P., Morgan P., Price C., Jones K., 1996: Seismic reflections from the mantle represent relict subduction zones within the continental lithosphere. *Geology* 24/1, 39–42
- Wein Gy., 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta. Geol.* 13/1–4, 399–436
- Wein Gy., 1978: A Kárpát-medence kialakulásának vázlata. *Ált. Földt. Szle.* 11, 5–27
- Yang W., 2003: Flat mantle reflectors in Eastern China: possible evidence of lithospheric thinning. *Tectonophysics* 369, 219–230
- Zolnai G., 2000: Continental wrench-tectonics and hydrocarbon habitat. EAGE-SEG-RSG tanfolyam. Bukarest