

# A CEL07 mélyszeizmikus szelvény újraértékelése<sup>1</sup>

POSGAY KÁROLY<sup>2</sup>, KOVÁCS ATTILA CSABA<sup>2</sup>, CSABAFI RÓBERT<sup>2</sup>, BODOKY TAMÁS<sup>2</sup>,  
HEGEDŰS ENDRE<sup>2</sup>, FANCSIK TAMÁS<sup>2</sup>, RIGLER BALÁZS<sup>2</sup>

A mélyszerkezet-kutató szeizmikus hálózatban mért CEL07 szelvény adatainak kiegészítésével, bejelölésének átvizsgálásával, újraszerkesztésével és értelmezésével kapott eredmények a szelvény menti szerkezetek megismeréséhez új adatokat adtak. A Keleti-Alpok és a Pannon-medence tektonikai szerkezetének kutatása egyre újabb ismereteket eredményez. A szerzők az utóbbi években kialakult képet vázolják és egészítik ki a CEL07 újbóli értelmezésének adataival.

A Kőszeg–Rohonci-hegység és környékének penninikumi korú kibúvásaitól DNy-ra futó szelvényből a Kőszeg–Rohonci kiemelkedés Ny-i folytatására lehet következtetni, amely a Tauern tektonikai ablak irányába esik. Ezt a nyúlványt (vagy gerincet) a felső kéregben az izosebesség-vonalak 4–6 km-es kiemelkedése mutatja.

A Cseh tömb, a Balaton-vonal közelében (fúrásokból ismert) paleozoós kiemelkedések táján, továbbá a metamorf medencealjzatú Tisza egység szakaszán is a felsőkéregbeli izosebesség-vonalak feldomborodnak.

Az Északi-Mészkő-Alpok, a Dunántúli-középhegység fiatal üledékekkel takart folytatása és a Száva egység mezozoós része alatt a felső kéreg izosebesség-vonalai elmélyülnek.

A kéreg-köpeny határ mélysége a szelvény mentén a Cseh tömb alatt 35 km, a Központi-Alpok alatt 35–38 km, a Pelsoi és a Száva egységek alatt 27–28 km táján várható. A Közép-magyarországi vonaltól DK-re eső szelvényrészén a középső kéregben az izosebesség-szintek ugrásszerűen emelkednek, és valószínűnek látszik, hogy a Tisza egység sebességképe jelentősen eltér a szelvény többi részétől. A kéreg-köpeny határ a sebességugrással összhangban kisebb, kb. 25 km mélység körül lehet.

**K. POSGAY, A. Cs. KOVÁCS, R. CSABAFI, T. BODOKY, E. HEGEDŰS, T. FANCSIK, B. RIGLER:**  
**Reinterpretation of CEL07 deep seismic profile**

*The deep seismic profile, CEL07 was shot in the year of 2000 in the frame of the CELEBRATION 2000 seismic experiment. The authors reprocessed the CEL07 data. The reprocessed dataset provides new information about the geologic structures crossed by the profiles. Referring to those structures the paper outlines the present ideas developed in the last few years and completes it by the results of CEL07's new interpretation.*

*From the profile running SW of the Penninic outcrops of Kőszeg–Rechnitz mountains and its neighbourhood it is possible to infer a westward continuation of the Kőszeg–Rechnitz uplift which can be followed towards the Tauern tectonic window. That continuation (or crest) is indicated by an ascent of 4–6 km of the iso-velocity lines in the upper crust. Those iso-velocity lines in the upper crust also rise at the Bohemian massif, at the Paleozoic uplifts known from drillings along the Balaton Line as well as at the metamorphic basement of the Tisza unit.*

*The iso-velocity lines of the upper crust are getting deeper below the Northern Calcareous Alps, below the covered continuation of the Transdanubian Central Range as well as below the Mesozoic parts of the Sava unit.*

*Along the profile, below the Bohemian massif the crust-mantle boundary can be found in a depth of 35 km, below the Central Alps that is 35–38 km and below the Pelso and Sava units it is expected to be 27–28 km. SE of the Mid-Hungarian Line in the middle crust the iso-velocity lines suddenly rise, thus it seems to be likely that the Tisza unit differs from the other parts crossed by the profile considerably. In line with the velocity jump here the depth of the crust-mantle boundary may be even less, i.e. about 25 km.*

## 1. Bevezetés

A 2D és 3D tomografikus feldolgozásra is alkalmas szeizmikus kéregkutató mérések hálózata [GUTERCH et al. 1999; GRAD et al. 1999; GUTERCH et al. 2000; BODOKY et al. 2001] lefedte Közép-Európa területét. A CELEBRATION 2000 program keretében mért CEL07 szelvényt [adatok: GUTERCH et al. 2003] az ALP 2002 program során kiegészítették [adatok: BRÜCKL et al. 2003]. A két kutatási program során a CEL07 szelvény ausztriai és magyarországi részén észlelt szeizmikus felvételek együttes feldolgozását és értelmezését ismertetjük ebben a tanulmányban. Az újrafeldolgozás a refraktált első beérkezések időadataira alkalmazott „simított” tomográfia algoritmusával

történt [HOLE 1992; ZELT, BARTON 1998; BODOKY et al. 2001; MAJDAŃSKI et al. 2006].

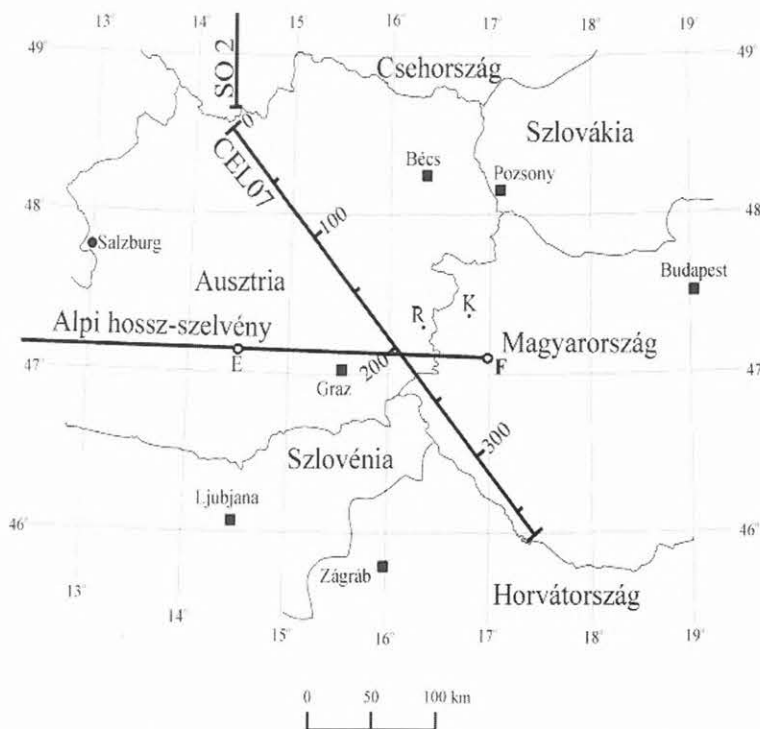
A CEL07 az osztrák–cseh határnál kezdődik és a magyar–horvát határon ér véget (1. ábra). Harántolja a Cseh tömb déli részét (2. ábra), a Flis övet, az Északi-Mészkő-Alpok, a Keleti-Alpok központi részét, a Pannon-medencerendszer Grazi- és Zala-medencéit, a Száva egységet, és a Tisza nagyszerkezeti egységen fejeződik be.

## 2. Figyelembe vett földtani-geofizikai ismeretek

Az egyes nagytektonikai egységek korábbi (tercier, mezozoós, paleozoós) elhelyezkedésének leírása csak nagy bizonytalansággal készíthető el [SCHMID et al. 2006]. A szelvény értelmezésének megkönnyítésére egy közelítő elképzelés vázolását kíséreljük meg. Az egyes elméletekből ismert óceánok feltételezett ofiolit- és varratközeteinek elterjedési vázlatát [CSONTOS, VÖRÖS 2004 alapján] mutatja a 3. ábra.

<sup>1</sup> Beérkezett: 2007. május 14-én

<sup>2</sup> Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet,  
H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.



1. ábra. A CEL07, az Alpi hossz-szelvény, az S02, és a Kőszeg és Rohonc környéki szeizmikus szelvények (K, R) helyszínrajza

Fig. 1. Location map of the CEL07 profile, the W-E Alpine transect, the S02 profile and the seismic profiles in the Kőszeg-Rechnitz area (K, R)

tak ki. Itt lehettek azok a területek is, amelyekből a szelvény által harántolt (Ausztroalpi, ALCAPA, Tisza) nagy-szerkezeti egységek keletkeztek [VÖRÖS 2001].

A jurában, Afrika kelet felé tolódásakor, az Atlanti-óceán felszakadásakor a Liguri–Pennini–Vahik-óceánok keletkeztek, és a térséget transzform törések tördelték fel. Az alsó jurában kinyíló Pennini–Vahik-óceánok [CSONTOS, VÖRÖS 2004] a késői középső jurában választották el az európai lemeztől az Ausztroalpi egységet [HAAS, PÉRÓ 2004], vagy annak D-i részét [SCHMID et al. 2006], továbbá a Belső-nyugati Kárpáti egységet.

Az alsó krétában az Ausztroalpi egység (vagy annak egy része) az Adriai (Apuliai) mikrokontinens mezozoós szegélyéhez tartozhatott [LINZER, RATSCHBACHER, FRISCH 1995]. A középső krétában, az eo-alpi hegyképző fázisban az afrikai és az európai lemezek közeledésekor a kéreg mélyebb kőzeteire is nagy (10 kilobar = 1 GPa) nyomás hatott [CASTELLARIN et al. 2006]. A Pennini-óceán litoszférája az Adriai mikrolemez alá tolódott [HÁMOR 1984; DEWEY 1989]. A Pennini-óceán bezárult [VÖRÖS 2001]. A Tauern alatti tektonikai lejtő (Sub-Tauern Ramp: [LÜSCHEN et al. 2006; BLEIBINHAUS, GEBRANDE 2006]) alsó részén feltolódó adriai lemezrész alsó kérgé jelentős nyomást gyakorolhatott a felnyomódó kőzetekre. Az eocénben [BALLA 1988] szárazföldi ütközés során a Keleti-Alpokban NyÉNy irányú feltolódások keletkeztek [RATSCHBACHER, NEUBAUER 1989; GIESE, BUNESS, ROEDER 1991]. Az Adriai lemezzel együtt mozgó Ausztroalpi egység rátolódott a pennini és helvéciai rétegekre [FRISCH, GAWLICK 2003; FRANK, SCHLAGER 2005] Az Északi-Mészkö-Alpok, amelyek az Ausztroalpi takarórendszer részét képezik [SCHMID et al. 2006], a paleozoós Grauwacke övvel együtt [BRÜCKL 2006] a korábbi alaptól elváltak, és rátolódtak a Rhenodanubiai

A permotriász Tethys (Neotethys) óceán passzív, Gondwanához tartozó (európai) pereme távolabbi környékén helyezkedhetett el a Cseh tömb [GAWLICK 2006]. Felszíne dél felé az oligocén–középső miocén korú molassz, az erre tolódott Flis öv és az Ausztroalpi takarók alatt legalább 50 km hosszon feltételezhető [BACHMANN, DOHR, MÜLLER 1982; WESSELY 1987; BRÜCKL et al. 2006].

Az S02 szelvény [MAJDAŃSKI et al. 2006] az osztrák–cseh határ északi oldalán, a CEL07 szelvény északnyugati végétől közel 20 kilométerre végződik (1. ábra). A kéreg–köpeny határfelületet itt 35 km mélységben határozták meg. A „simított” tomográf szerkesztésről azt írták, hogy a felülethatárok mélysége a határfelület feletti és a határfelület alatti sebesség középértéke táján valószínű. Kutatási területükön az alsó kéregben a longitudinális hullámok terjedési sebessége 6,8–7 km/s, a köpeny felső részében 8–8,2 km/s, a kéreg–köpeny határfelület az említett módszernél 7,3–7,5 km/s táján lehet.

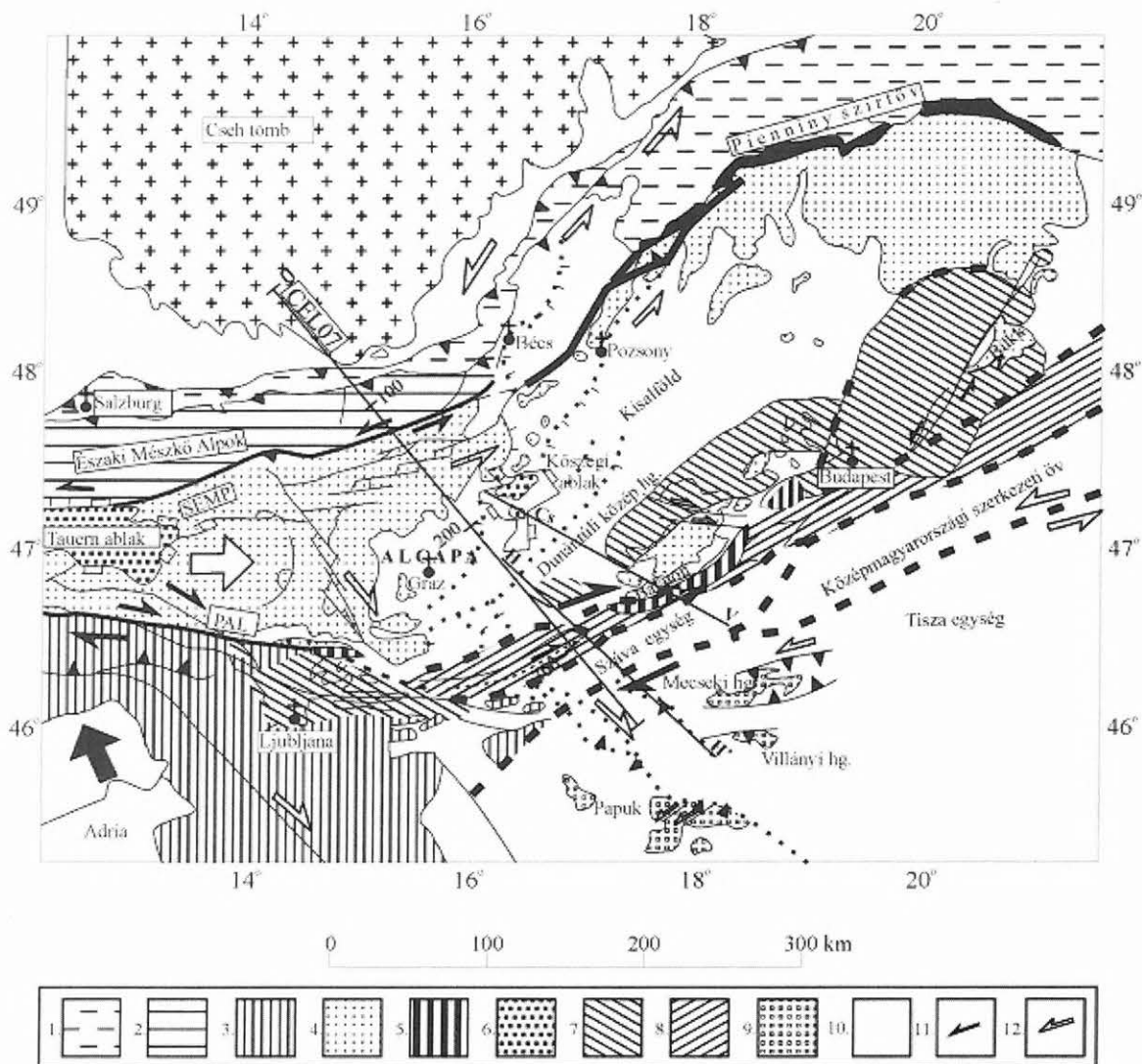
A középső triász idején a Tethys-óceán (Neotethys: [SCHMID et al. 2006], Meliata: [KOVÁCS 1982]) nyugati partszegélyén — közelítőleg párhuzamos — köztávok alakul-

flisre [LINZER, RATSCHBACHER, FRISCH 1995; FRISCH, GAWLICK 2003].

A kontinensek közeledésekor a Tauern mélyebb kőzetei felgyűrődtek és a Tauern alatti tektonikai lejtő menti feltolódás során jelentősen kiemelkedtek. A 30–35 km-re becsült felemelkedés az utóbbi 40 Ma alatt, főleg az alsó-középső miocénben (15–20 Ma [DUNKL, DEMÉNY 1997; DUNKL, FRISCH 2003]) történt és ma is észlelhető [SZÉKELY et al. 2006]. A kiemelkedés É–D irányú rövidüléssel és K–Ny irányú tágulással járt [PFIFFNER 1992, CASTELLARIN et al. 2006]. Ezzel a szerkezettel magyarázható, hogy a Tauern ablak alatt 10 km tengerszint alatti mélységben 6,5 km/s longitudinális sebességet határoztak meg [ANSORGE, BLUNDELL, MUELLER 1992].

A Tauern ablak legmélyebbről ismert kőzetei (prekambriumi–alsó paleozoikum, 309–295 Ma időszakban keletkezett metagneisz, grafitos kőzetek és metabázitok) az európai aljzathoz tartoznak. A felette levő vékony (felső karbon–alsó perm) metaszediment rétegeken Pennini óceáni (metaszediment, metaofiolit) rétegek, majd az Ausztroalpi takarók találhatóak. A Pennini rétegek ofiolitjaiból arra következtetnek, hogy ezek az óceáni lemez szubdukciója után keletkeztek. A Pennini és az Ausztroalpi takarós szerkezet viszont a kontinens–kontinens ütközés után alakulhatott ki.

A Keleti-Alpokban az Ausztroalpi takarók alól négy tektonikai ablakban jelennek meg a Pennini egységek: Móltern, Bernstein, Rohonc–Kőszeg és Vashegy környékén [RATSCHBACHER, BEHRMANN, PAHR 1990]. A CEL07 szelvény előzetes feldolgozásán is látszik a Tauern ablak és a Kőszeg–Rohonci ablakok közé eső részen egy kiemelkedő, nagysebességű összet [BODOKY et al. 2001]. A Pennini ablakok kőzetei mezozoósak, melyek polifázisú alakváltozással metamorfizálódtak. A CEL07 szelvény közelében,



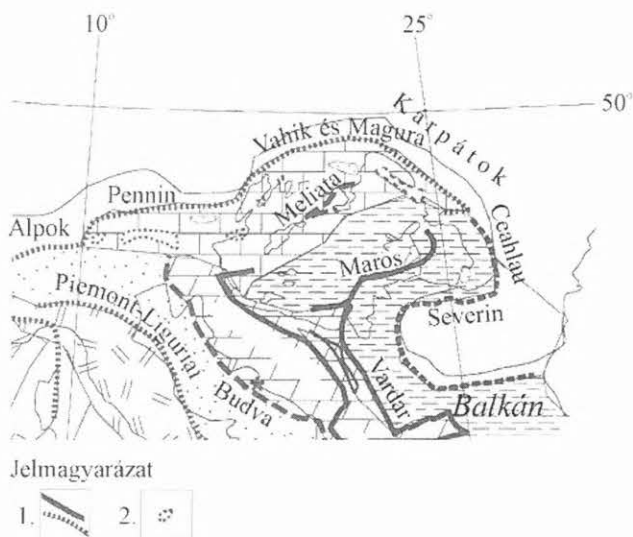
2. ábra. A CEL07 szelvény geológiai környezete FODOR et al. [1998] tektonikai vázlatának felhasználásával. Cs–V-vel jelöltük a 4. ábrán, H–H’-vel az 5. ábrán látható szelvény helyét. Jelmagyarázat: 1 — Flis öv és gyűrt molassz; 2 — Északi-Mészkö-Alpok; 3 — Déli-Alpok, Külső-Dinaridák; 4 — ALCAPA pre-tercier egységei; 5 — gránit; 6 — Pennini egységek; 7 — paleogén; 8 — Középmagyarországi szerkezeti öv É-i sávja; 9 — Tisza szerkezeti egység pre-tercierje; 10 — fiatal üledékek; 11 — alsó miocén eltolódás; 12 — középső miocén – kvarter eltolódás

Fig. 2. Sketch of the geology along profile CEL07 [after FODOR et al. 1998]. Cs–V — location of the section of Fig. 4; H–H’ — location of the section of Fig 5; 1 — Flis belt and folded molasse; 2 — Northern Calcareous Alps; 3 — Southern Alps, Outer Dinarides; 4 — Pre-Tertiary units of ALCAPA; 5 — Granite; 6 Penninic units; 7 — Paleogene; 8 — Northern zone of Mid-Hungarian Tectonic Belt; 9 — Pre-Tertiary part of Tisza unit; 10 — Young sediments; 11 — Early Miocene strike slip faults; 12 — Middle Miocene–Quaternary strike slip faults

tőle keletre levő Kőszeg–Rohonci-hegység penninikumi (szerpentinesedett ofiolit: metagabbro és zöldpala, továbbá metaszediment) közetek ki-fokú metamorfizáltak [HAAS et al. 2001]. A metamorfózis kora 28–31 Ma, ami megfelel a Tauern ablakon meghatározott kornak [LELKESNÉ 1998]. A Kőszeg és a Vashegy környéke tektonikai denudációja a zirkon (200°C) fission-track meghatározás szerint 13–23 Ma, illetve az apatit (110°C) meghatározás szerint 7–10 Ma, azaz a Tauern ablakénál valamivel fiatalabb lehetett [DUNKL, DEMÉNY 1997]. A Kőszegtől keletre mért K szeizmikus szelvény (1. ábra) mentén lemélyített fúrásban 560 m mélyen elért fillit határsebessége 5300 m/s [KAKAS 1969].

Az 1975-ben mért Alpi hossz-szelvény és a CEL07 találkozásánál a hossz-szelvényben két (30–33 km és 40–43 km) mélységben határoztak meg kéreg–köpeny ha-

tárfelületet [YAN, MECHIE 1989]. Az osztrák–cseh–magyar együttműködéssel készült kéreg–köpeny határ mélység-térkép szerint a CEL07 mentén a mélypont a 147 km szelvénykaró táján van. Mélysége 38 km. A 35 km szintvonalat a szelvény 121 és 167 km-nél metszi. A határfelület DK felé emelkedik, a 32 km mélység 185 szelvénykilométernél van [POSGAY et al. 1991]. A Rohoncól délnyugatra mért (az 1. ábrán R betűvel jelölt) mélyreflexiós szelvényben a kéreg–köpeny határ és a közvetlenül felette levő reflexiók nyugat felé dőlnek [WEBER, SCHMÖLLER, FRÜHWIRTH 1996]. LENKEY [1999] doktori disszertációjában a korábbi szeizmikus adatok szintézisével készített kéreg–köpeny határ térképén a CEL07 ausztriai szakaszán a mélységadatok lényegében egyeznek az 1991-ben közöltekkel. A CEL07 magyarországi szakaszán a kéreg–köpeny határ DK felé emelkedik 28 km tájáról 25 km közelébe.



3. ábra. Mezozoós óceáni ofiolit és varrat öv képződmények vázlata [CSONTOS, VÖRÖS 2004 után]. 1 — ofiolit és varrat övi képződmények; 2 — tektonikai ablak ofiolitokkal

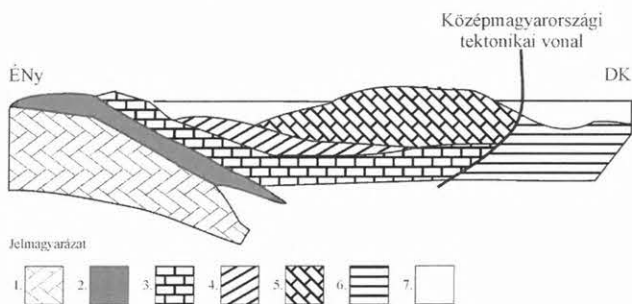
Fig. 3. Sketch of Mesozoic oceanic ophiolite belt and suture zone formations [after CSONTOS, VÖRÖS 2004]. 1 — ophiolite belt and suture zone formations; 2 — tectonic windows with ophiolites

Az ALCAPA az Ausztróalpi, a Pennini, a Tátra-Vepori és a Pelsoi egységekből alakult ki [KOVÁCS et al. 1996-97, HAAS et al. 2001]. Az ALCAPA Afrika–Arábia és Eurázsia további közeledésekor, az Adria blokk nyomására kelet, majd északkelet felé mozgott. A kinyomódás kezdete a felső eocénra [CSONTOS et al. 1992, KOVÁČ et al. 1993] tehető. A Dunántúli-középhegység mintáin végzett paleomágneses vizsgálatok eredményei szerint a Pelsoi egység az eocénban Európához és Afrikához viszonyítva is forgott [MÁRTON 2001]. Tekintettel arra, hogy a mezozoikumban a Dunántúli-középhegység együtt mozoghatott a Déli-Alpokkal [MÁRTON 1997], az eocén forgás alátámasztja a zónából történt eltávolodást [MÁRTON 1993]. A lényeges mozgás felső oligocéntól alsó miocénig (22–18 Ma) valószínűsíthető [FODOR et al. 1998, 1999]. Az elmozdulást a Keleti-Alpok gravitációs összeomlása [HORVÁTH 1993; BADA et al. 2001; HUISMANS, PODLADCHIKOV, CLOETINGH 2002], és a Magura-óceán szubdukciós küszöbének hátrálása is növelte [CSONTOS et al. 1992; HORVÁTH, TARI 1999].

A kinyomódott rész nyugaton a Tauern ablaknál kezdődik [FODOR et al. 1998]. A kinyomódás elmozdulási zónák mentén történt, amelyekre a felszínközeli nyírási jelenségekből és geofizikai eredményekből következtethetünk. Az északi zóna menti elmozdulások jelentős része — a CEL07 szelvényt keresztező — SEMP (Salzach–Ennstal–Mariazell–Puchberg, 2. ábra) tektonikai vonal mentén történhetett [LINZER, RATSCHBACHER, FRISCH 1995]. Ennek folytatása az ALCAPA északi oldalán valószínűleg a Pienniny szirtöv lehetett [BADA, HORVÁTH 2001; HAAS, PÉRO 2004] (2. ábra). A szirtöv 600 km hosszú és néhány km széles varrat. Transzpressziót, oldalas nyírást, vízszintes rövidülést és magassági hosszabbodást mutattak ki az övben [RATSCHBACHER et al. 1993]. Az elmozdulások az ALCAPA déli oldalán a PAL (Periadriai-vonal) [SCHMID et al. 1989] és annak folytatásaként értelmezhető Balaton-

vonal [HAAS et al. 2000, GÉCZI 1973] környékén levő zónában történhetek (2. ábra) [FODOR et al. 1998].

A magyarországi szelvényrész szerkezete érzékelhető a 4. ábrán, amelyet CSONTOS, VÖRÖS [2004] ábrája alapján vázoltunk. Szelvényük a Kőszeg–Rohonci ablakról indul, és DK irányban halad (helyét az 2. ábrán Cs–V-vel jelöltük). Elképzelésük szerint az Ausztróalpi takarók a Dunántúli-középhegység alatt is folytatódnak. Feltételezhető, hogy a Dunántúli-középhegység mezozoós-paleozoós kibúvásaitól délnyugatra levő eltemetett, a CEL07 szelvény tájára eső részén is a középső–ausztróalpi takaró metamorfittjai felett, szerkezeti határral felső–ausztróalpi anchimetamorf ópaleozoós sorozat található. Erre tektonikus határral, vagy diszkordanciával észak-karavankai, vagy dunántúli-középhegységi jellegű perm–mezozoós üledéksor települ [FODOR et al. 2003]. E szerint a felfogás szerint a fő szerkezeti határok közel vízszintes nyírózónák, vagy normálvetők lehetnek. A geokronológiai adatok kétfázisú (felső kréta és miocén) lecsúszást jeleznek. Az eredményekből a Dunántúli-középhegység egység lecsúszására és a lecsúszás előtti kréta takarós szerkezetére lehet következtetni. A dunántúli-középhegységi téren nem vett részt az alpi metamorfózisban és a Déli-Alpokkal mutat rokonságot [KOVÁCS et al. 2000].

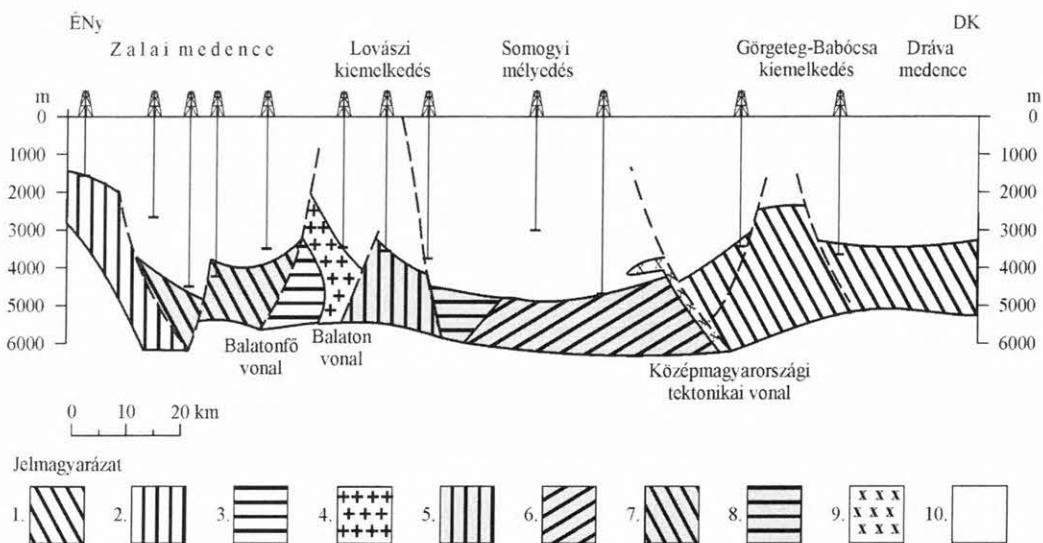


4. ábra. A Kőszeg–Rohonci-hegységtől DK irányban haladó vázlatos szelvény [CSONTOS, VÖRÖS 2004]. Helyét a 2. ábrán Cs–V-vel jelöltük. Jelmagyarázat: 1 — Metamorf alap; 2 — Pennini rétegek; 3 — Alsó- és Középső-Ausztróalpi takarók; 4 — Grazi paleozoikum; 5 — Dunántúli-középhegységi összlet; 6 — Száva rétegek; 7 — Kainozoós összlet

Fig. 4. Sketchy geological section SE of Kőszeg–Rechnitz mountains, its location is indicated by Cs–V on Fig. 2 [CSONTOS, VÖRÖS 2004]. 1 — Metamorphic Complex; 2 — Penninic

Complex; 3 — Lower-Middle Austroalpine nappes; 4 — Graz Paleozoic Complex; 5 — Transdanubian Range Unit Complex; 6 — Sava Complex; 7 — Cenozoic basin fill

Részletesebb szelvény látható az 5. ábrán, melyet HAAS és HÁMOR [HAAS et al. 2001] ábrája alapján vázoltunk. A CEL07 hazai szakasza közelében, azzal hegyesszöget bezárva fut (helyét a 2. ábrán H–H-vel jelöltük). A CEL07 szelvény mentén közvetlenül a neogén rétegek alatt az Ausztróalpi összlet a Rába-vonalig található. A Zalai-medence neogénje alatt a Dunántúli-középhegységre jellemző mezozoós rétegek ismertek. A Dunántúli-középhegység a pre-tercier paleogeográfiai elhelyezkedése folytán dél-alpi fácies viszonyokat tükröz, de a jelenlegi tektonikai helyzete azonos az Ausztróalpi takarókkal [HAAS et al. 2000]. A felső perm–triász időszakban a Zala-medence és a Bakony DNy-i része a tengerpart szárazföld felé eső felén lehetett [HAAS, BUDAI 1995].



5. ábra. Szentgotthárd–Villány közötti geológiai szelvény ÉNy-i része [HAAS et al. 2001]. Helyét a 2. ábrán H–H'-vel jelöltük. Jelmagyarázat: 1 — Baksa öszzlet (variszkuszi); 2 — Felső-Ausztróalpi metamorf öszzlet (szilur-devon); 3 — Balatoni Fillit öszzlet (ordovici-devon); 4 — Velencei Gránit formáció (felső karbon); 5 — Száva egység (tengeri perm); 6 — Száva egység (mezozoós); 7 — Dunántúli-középhegységi rétegek (tengeri triász); 8 Száva egység (tengeri triász); 9 — Andezit (alsó miocén); 10 — Üledék és riolituffa (neogén)

Fig. 5. North-western part of the Szentgotthárd–Villány geological section [HAAS et al. 2001], its location is indicated by H–H' on Fig. 2. 1 — Baksa Complex (Variscan); 2 — Upper Austroalpine Metamorphic Complex (Silurian-Devonian); 3 — Balaton Phyllite Group (Ordovician-Devonian); 4 — Velence Granite Formation (Upper Carboniferous); 5 — Sava Unit (Marine Permian); 6 — Sava Unit (in general Mesozoic); 7 — Transdanubian Range Unit (Marine Triassic); 8 — Sava Unit (Marine Triassic); 9 — Andesite (Early Miocene); 10 — Sedimentary layers and rhyolite tuffs (Neogen)

A Balaton-vonal közelében, attól ÉNy-ra, a szlovén-magyar határtól a Velencei-hegységig poszt-variszkuszi granitoidok ismertek [KÖRÖSSY 1988]. A CEL07 szelvény közelében, Pusztamagyaród környékén a granitoid batolit felső karbonnál idősebb, főként üledékes kőzetek anchizónás (nagyon alacsony fokú) kontakt metamorfózist okozta [ÁRKAI 1987].

A Balaton-vonal és a Közép-magyarországi vonal között a Száva egységet [HAAS et al. 2000] találjuk. Ezt az egységet és ÉK-i folytatását nevezte el WEIN [1969] Igal-Bükk Eugeoszinklinálisnak, majd KOVÁCS et al. [2000] — a DNy-i csatlakozó szerkezeteket figyelembe véve — Zagorje-Közép-dunántúli összetett terrénnek. A Száva egység egy erősen nyírt zónában tartalmazza a szlovén-horvát egységek folytatását: a Julian-Alpok, a Dél-Karavankák, továbbá a Dinaridák és a Vardar öv ofiolitos és metamorfizált egységeit [KOVÁCS et al. 2000].

A Közép-magyarországi vonaltól DK-re a CEL07 szelvény végéig a Tisza egység rétegsora képezi a neogén medence alját. A Tisza nagyszerkezeti egység a variszkuszi hegyképző szakaszban alakult ki az európai variszkuszi öv részeként [KOVÁCS 1982; HAAS, HÁMOR 1998; HAAS et al. 2001; HAAS, PÉRO 2004]. A triászban a Tethys É-i részén, Európa közelében lehetett, és az Ausztróalpi területhez tartozhatott [KOVÁCS et al. 1996-97]. A Severin-Ceahlau-Magura-óceán kinyílásával az európai parttól csak a középső jura felső részén különültek el a Tisza téren főbb egységei [BLEAHU et al. 1994; MÁRTON 2000; CSONTOS, VÖRÖS 2004]. A pre-alpi szakaszban multifázisú metamorfizáció és anatektikus gránitosodás történt a variszkuszi hegyszerkezeti övben és a hasonló kifejlődésű Tisza egységben (viszont a nagyobb fokú metamorfizáció hiánya jellemzi az ALCAPA és a hasonló

kifejlődésű Dél-alpi–Dinári egységeket). A Tisza egységnek a krétában takarós szerkezete lett [BLEAHU et al. 1994; KOVÁCS et al. 1996-97; HAAS et al. 2001]. Az ALCAPA és a Tisza egység a paleogén végén – miocén elején egyesült [CSONTOS et al. 1992]. A CEL07 szelvény a Tisza egység Babócsa szubterrénnek [SZEDERKÉNYI 1996], illetve Szlavónia–Dráva egységnek [HAAS et al. 2001] elnevezett részén fut. A neogén medence aljátát variszkuszi tektonikai fázisban középfokon metamorfizált gneisz — csillámpala és milonitos amfibolit beágyazásokkal — alkotja [TÖRÖK 1990].

A CEL07 magyarországi szakasza előzetes szeizmikus szelvényének alaphegységi része kb. 10 km mélységig mutat részletesebb képet [BODOKY et al. 2001; HEGEDŰS 2005; KISS 2005]. A Balaton-vonal és a Közép-magyarországi vonal táján a nagyobb sebességet jelző szintek DK felé felemelkednek.

A Bouguer-anomália gradiensének texturális szűrésével meghatározott térképből [KISS 2006] jól lehet következtetni a tektonikai zónák térbeli lefutására.

SZARKA T037694 jelű OTKA pályázata kapcsán vázolt magnetotellurikus, továbbá gravitációs automatikus hatókijelölési szelvényen 15 km mélységig jelentkező függőleges anomáliák láthatók, amelyek az ismert tektonikai vonalakkal jó egyezést mutatnak [KISS 2005; FEJES et al. 2005].

A földmágneses hatók áttekintő térképén Szentgotthárdnál egy kis (1 km) mélységű paleozoós ható látható. A CEL07 285–290 km közötti részén 1,8 km mélységben paleogén hatót mutat a térkép [POSGAY 1967]. Ezt az anomáliát KISS, SZARKA, PRÁCSER [2005] szerint egy 10 km mélységben levő, végtelen hosszúságú, másodrendű mágneszettségű testtel is lehet értelmezni. A Hahót–Ederics környéki fúrások leírásakor a neogén medence

mezozoós aljzatába behatoló vulkáni kőzeteket KÖRÖSSY [1988] eocén andezitnek valószínűsíti. A mai leírások szerint is a Zala-medence és a Velencei-hegység mészkő-alkáli vulkánosságára középső és felső eocén korú [KOVÁCS et al. 2000].

### 3. Menetidőgörbék

Az első beérkezéseket szűrt szeizmogramokon jelöltük be (6. ábra). A sávszűrés tartományát az első beérkezések környékén meghatározott frekvenciaspektrum felhasználásával választottuk ki. A robbantópontok közelében 4, 8 – 20, 25 Hz, a távolabbi ágaknál 1, 3 – 13, 18 Hz sávot alkalmaztunk. A kölcsönös ponti menetidők egyeztetése után különös figyelmet fordítottunk a fedő menetidőgörbék alakjának összehasonlítására is. A pannon rész-medencék szembeötlő időkésléltetéssel jelentkeznek a menetidőgörbéken. A kisebb energiát adó robbantásokkal kapott szeizmogramok bejelölésénél a fedőágak jó ellenőrzési lehetőséget adtak. Az időkéslést a tomográf szelvény szerkesztésekor — a nyersanyag- és nagyszerkezet-kutatási adatok felhasználásával készített — kiindulási sebesség-szelvény gondos összeállításával igyekeztünk figyelembe venni. A harmadkori medence aljzata mélységét elsősorban a publikált adatok alapján [KILÉNYI et al. 1991] határoztuk meg. A felszíni magasságszelvény az észlelési helyek magasságát tükrözi.

Az első beérkezések menetidői (6. ábra) tükrözik a szelvény menti szerkezetváltozást. A szelvény DK-i részén a robbantópontok közelében, a redukált menetidőgörbéből meghatározható látszólagos sebesség 3 km/s körül van. Ez redukálatlan menetidőgörbe esetén 2,2 km/s-nak, azaz egy fiatal üledéknek felel meg. A szelvény ÉNy-i részén a robbantópont közelében 20–22 km/s redukált, azaz 5,7–5,8 km/s redukálatlan, konszolidált kőzetnek értelmezhető longitudinális sebességérték határozható meg.

A kéreg-köpeny határról érkező beérkezések a DK-i robbantópontoktól 110–120 km távolságra előzik meg a kéreggel azonosítható hullámokat, ami megfelel a Tisza és Száva tektonikai egységek alatt 25–30 km mélységben feltételezett mélységnek. Az ÉNy-i robbantópontok közül csak a 27010 jelűből tételezhető fel kéreg-köpeny határról első beérkezés 170–180 km távolságban. Ez összhangban van az Alpok alatti kéreg-köpeny határ nagyobbak (35 km) vélt mélységével.

A tomográf-szelvény meghatározásánál a modellezést 3D algoritmussal végeztük, és az inverziónál 2D megoldást alkalmaztunk [MAJDAŃSKI et al. 2006]. A közelítőleg felvett sebességteret több lépésben (50x10 km, 25x5 km, 10x2,5 km) pontosítottuk. Az egyszerűsített tomográf-szelvény a 6. ábra alsó felében látható. Könnyebb áttekinthetőség érdekében csak néhány izosebesség-vonalat ábrázoltunk. (Több izovonallal megszerkesztett szelvény a 8. ábrán látható.) A 7. ábrán bemutatott sugársűrűség felhasználásával hagyjuk el a szelvényvégeken a kisebb megbízhatóságú részeket.

### 4. Az új feldolgozás eredményei

A tomográfiával készített mélységszelvény (8. ábra) ÉNy-i részén, a Cseh tömb alatt a nagyobb sebességű réte-

gek kisebb mélységben helyezkednek el. Feltételezhető, hogy a kéreg alján a nagyobb sebességű rétegek (azaz az alsó kéreg) vastagabbak, mint az Alpok alatt. Ez összhangban van a Cseh tömb variszkuszi kialakulásával, illetve a feltételezett alálapolódásával [HRUBOVÁ et al. 2005].

A Cseh tömbtől a SEMP tektonikai vonal felé az izosebesség-vonalak mélysége növekszik. LINZER, RATSCHBACHER, FRISCH [1995] szerint a molassz, a Flis elmélyül és az Északi-Mészkő-Alpok többszörösen egymásra tolódott perm-mezozoós rétegsora D felé fokozatosan vastagodik. A Mitterbach-1 fúrás alapján a CEL07 100. szelvénykilométer környékén a perm alatti alsó elválasztó sík mélysége 5 km lehet. A rétegsor alján található grauwacke szint gyengén metamorfizálódott [LINZER, RATSCHBACHER, FRISCH 1995]. Feltételezhető, hogy az elmélyülő izosebesség-vonalak a kivastagodó, nem metamorfizált mezozoós rétegsorral és az alatta csak gyengén metamorfizált rétegekkel hozhatók összefüggésbe.

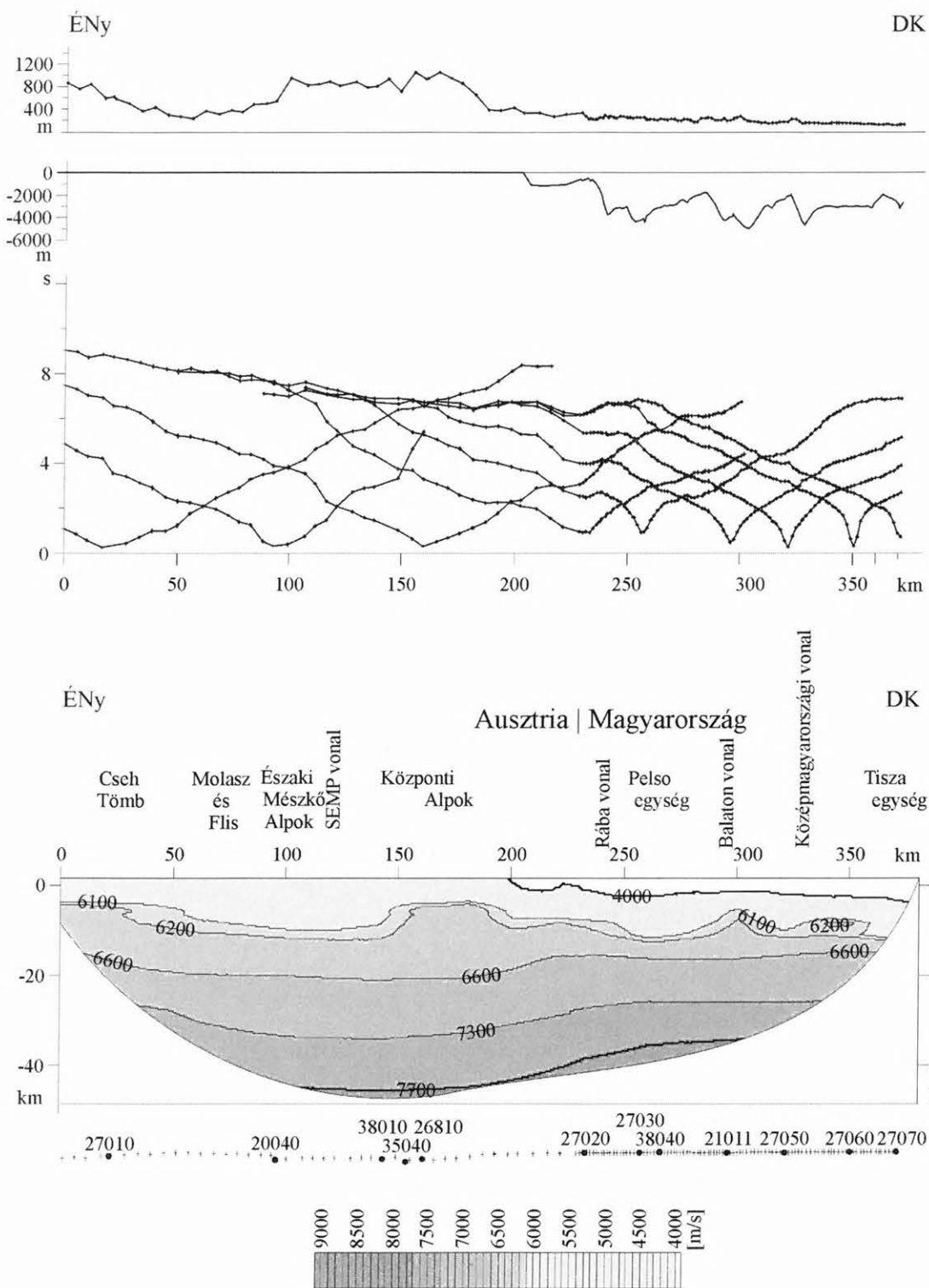
A SEMP eltolódási vonaltól délre a 6 km/s izosebesség-vonal emelkedik. Ez azzal magyarázható, hogy a SEMP vonal menti eltolódás következtében a Grauwacke öv közel 2 km-el kisebb mélységbe került és az Ausztróalpi alaphegység kőzetei is feltételezhetők az elválasztó sík felett [LINZER, RATSCHBACHER, FRISCH 1995].

Feltételezve, hogy MAJDAŃSKI et al. [2006] Cseh tömb alatti kéreg-köpeny határ sebességére vonatkozó elképzelése az Alpok alatt is jó közelítésnek tekinthető, a kéreg-köpeny határ mélységét erre a területre is a 7,4 km/s értékű izosebesség-vonallal jellemezhetjük. Eszerint a CEL07 mentén a kéreg-köpeny határ mélypontja (38,5 km) 140 szelvénykilométer táján lehet. Ez jó egyezést mutat a korábbi térképi ábrázolással is [POSGAY et al. 1991]. Délkelet, azaz a Balaton-vonal felé a feltételezett kéreg-köpeny határ táján 8–10 km nagyságú emelkedés érzékelhető.

A Központi-Alpok alatt, a CEL07 150–190 szelvénykilométere között a 6,1 és a 6,2 km/s izosebesség-vonalak 4–6 km kiemelkedést mutatnak. A nagyobb sebességek domborulata a Tauern és a Kőszeg–Rohonci-hegység összekötő vonalába esik. A Tauern, továbbá a Kőszeg–Rohonci-hegység metamorfózisa [HAAS et al. 2001] és kiemelkedési ideje [DUNKL, DEMÉNY 1997; DUNKL, FRISCH 2003] is hasonló. Arra következtethetünk, hogy a Tauern és a Kőszeg–Rohonci-hegység környékén található európai szárazföldre és partjához kapcsolódó (prekambriumi, paleozoós és pennini) kőzetek a két ablak között is több helyen kiemelt vonulatot alkotnak. Ez a szerkezet a kontinentális ütközés [LÜSCHEN et al. 2006; BLEIBINHAUS, GEBRANDE 2006] során alakulhatott ki. A CEL07 ezt a vonulatot keresztezheti. Lehetséges az is, hogy a gerinc kevésbé kiemelt részein (pl. a CEL07 táján is) az Ausztróalpi takarók inkább megmaradtak, mint az ismertebb, kibúvások részekén.

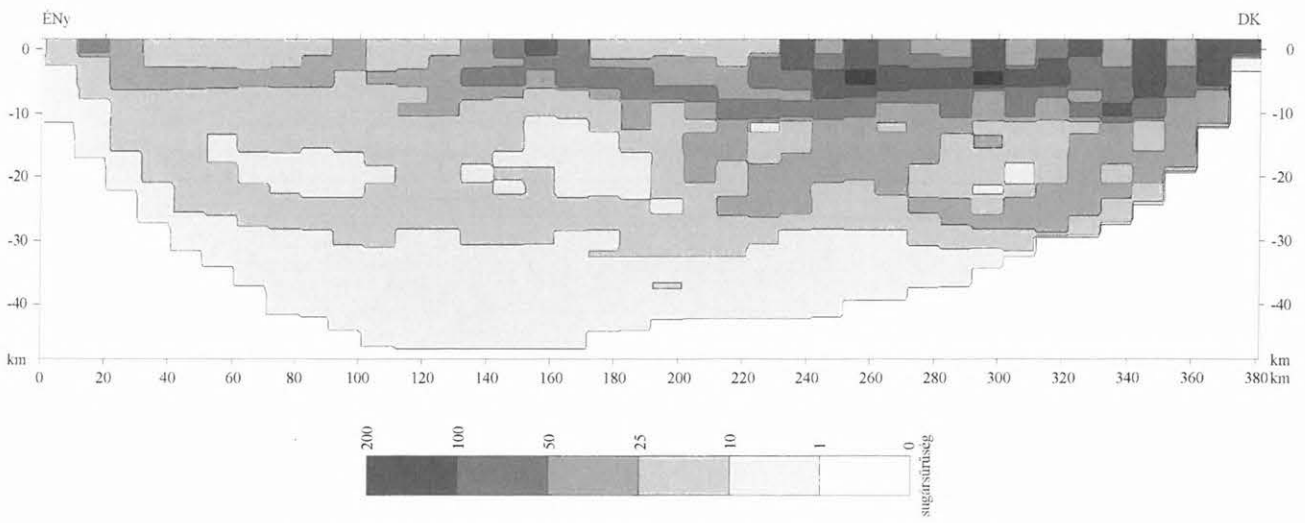
A kiemelt vonulattól DK-re a középső kéregben az izosebesség-vonalak enyhén feldomborodnak. Reméljük, hogy a környező szelvények feldolgozásakor kapott adatok lehetővé teszik ennek a jelenségnek térbeli értelmezését.

A CEL07 200 szelvénykilométerétől DK-re a 4 km/s-nál kisebb sebesség jelenik meg a felszín közelében. Ez az idősebb kőzetek felszínének elmélyülését és a kevésbé tömörödött, fiatal talajok, kőzetek felszínközeli megjelenését jelzi. A 200–220 szelvénykilométer táján a Grazi-medence szélét harántolja a szelvény.



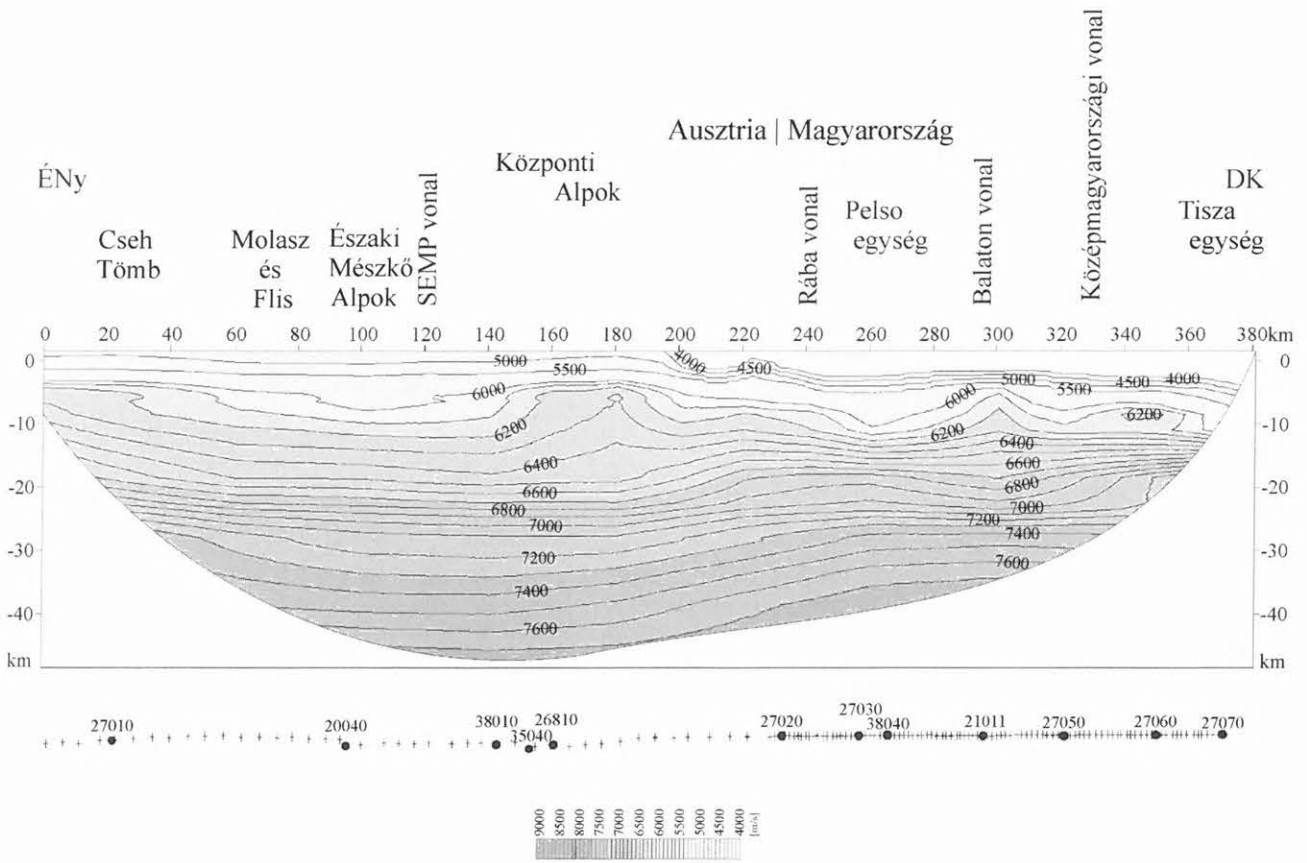
6. ábra. Első beérkezések 8 km/s-mal redukált menetidői és a simított tomográf algoritlussal számított, egyszerűsített szelvény. Az ábra felső részén a felszín magasságszelvénye, alatta a kainozoos üledékek medencealjzatának mélységszelvénye látható. A szeizmikus mélységszelvény alatt az észlelési, továbbá a robbantási helyeket, majd alatta a sebességtartományok szürke árnyalatait ábrázoltuk

Fig 6. First arrival times (reduced by 8 km/s) along the profile CEL07 and a symplified velocity model from smoothed tomographic inversion. (From the top of the figure downwards: topographic section of the surface, topographic section of the bottom of Kainozoic basin fill, velocity-depth model, locations of recording stations and source points, scale of the velocity)



7. ábra. A CEL07 tomográf szerkesztésénél meghatározott sugársűrűség-szelvény

Fig. 7. Raypath density distribution at the velocity model of Fig. 8



8. ábra. A CEL07 tomográf szeizmikus szelvény

Fig. 8. Seismic velocity model along the profile CEL07 from tomographic inversion

A Rába- és a Balaton-vonal között a 6 km/s izosebességű vonal elmélyül. Ez a Dunántúli-középhegység folytatásában ismert mezozoós kőzetekhez [KÖRÖSSY 1988; KOVÁCS et al. 2000; FODOR et al. 2003] kapcsolható. A Dunántúli-középhegységben 8500 m vastag paleo-mezozoós üledékképződés tételezhető fel [KÖRÖSSY 1982]. Ezek a kőzetek nem vagy csak nagyon kis mértékben metamorfizáltak [HAAS et al. 2001]. Valószínű,

hogy a kisebb sebességtartomány kivastagodása ezzel értelmezhető.

A Balaton-vonal táján a 6 km/s izosebesség-vonal jelentős kiemelkedést mutat a szelvény mentén. A Balaton-vonaltól ÉNy-ra a mélyfúrásokból karbonkori gránit és paleozoós kőzetöv ismert [ÁRKAI et al. 1987; FODOR et al. 1998]. A gránit 250–290 Ma táján történt behatolásakor a környező kőzeteket átalakította. A Balaton-vonaltól DK-re



mélyített fúrásokból egy keskeny sávban alsó és felső permi kőzetek ismertek (Déli-Karavanka egység [HAAS et al. 2001]). Feltételezhető, hogy az izosebesség-vonalak kiemelkedése a gránitív és az idősebb kőzetek kisebb mélységű megjelenésének együttes hatása.

A Száva egység további részén nem, vagy csak enyhén metamorfizált felső perm – jura rétegeket találunk. Ezen a szelvényrészén a 6, 6,1 km/s értékű izosebesség-vonalak mélyebben helyezkednek el.

A Közép-magyarországi vonaltól DK-re megjelenő variszkuszi metamorf rétegek képezik a medencealjzatot. A sebességértékek mind az 5–10 km, mind a 15–25 km mélységtartományban jelentősen nagyobbak, mint a Közép-magyarországi vonaltól ÉNy-ra. Ebből a Tisza egységnek a Száva egységtől jelentősen eltérő felépítésére következtetünk.

### Következtetések

Az Ausztróalpi kőzetek a jurában szakadhattak el az európai kontinensről, és a krétában már a Adriai (Apuliai) mikrokontinens mezozoós szegélyéhez tartozhattak [CSONTOS, VÖRÖS 2004]. Az európai szárazföldre és partjához földtörténetileg kapcsolódó prekambriumi, paleozoós és penninikumi kőzetekre az eocén folyamán, a kontinensek ütközésekor az Adriai-mikrolemez előterét képező Ausztróalpi takarók tolódtak rá [RATSCHBACHER, NEUBAUER 1989]. Az Alpok központi vonalában az utóbbi 40 millió évben, de főleg az alsó és középső miocénben jelentős kiemelkedés történt [DUNKL, DEMÉNY 1997; DUNKL, FRISCH 2003]. A CEL07 szeizmikus szelvényben (8. ábra) a tauerni és a kőszeg-rohonci penninikumi korú kőzetkibúvások között elképzelt sáv keresztezésénél a felső és középső kéregben az azonos sebességet jelentő vonalak felfele domborodnak. A 6,1–6,2 km/s vonalak feldomborodásának nagysága 4–6 km. Arra következtetünk, hogy a Kőszeg-Rohonci ablak Ny felé egy eltakart gerincben folytatódik. A feltételezett gerinc táján az Ausztróalpi takaró alatti, az európai kontinens történetéhez kötődő kőzetek kisebb mélységben helyezkednek el.

Szembetűnő, hogy az Északi-Mészkő-Alpok, a Dunántúli-középhegység fiatal üledékekkel takart folytatása és a Száva egység mezozoós része alatt a felső kéreg izosebesség-vonalai elmélyülnek. Az Északi-Mészkő-Alpokban a nem metamorfizált, nagy vastagságú, feltorlódott, főleg karbonátos összlethez [LINZER, RATSCHBACHER, FRISCH 1995] kapcsolható a jellegzetes sebességkép. A Pelsoi egységet keresztező szelvényrészén a nem (vagy csak nagyon gyengén) metamorfizált [HAAS et al. 2001], vastag [KÖRÖSSY 1988] üledékekkel magyarázható a jelenleg. A Száva egység középső és a Közép-magyarországi vonal közelébe eső részén (Julian-Savinja, Dél-Zala, Kalnik alegység) [HAAS et al. 2001] nem metamorfizált triász karbonátok, továbbá tektonikai hatásra nagyon gyengén metamorfizált felső permi – jura medencealjzattal indokolható a sebességkép.

A Cseh tömb, a Központi-Alpok, a Balaton-vonal közelében (fúrásokból ismert) paleozoós kiemelkedések táján, továbbá a metamorf medencealjzattú Tisza egység szakaszán az izosebesség vonalak feldomborodnak.

A CEL07 ÉNy-i részének sebességképe összhangban van a Cseh tömb Moldanubikumi egységének variszkuszi

metamorf kőzeteivel. A Központi-Alpokról leírtak szintén illeszkednek ehhez a képhez. A Balaton-vonalnál ismert gránitál és idősebb perm kőzetekkel szintén magyarázható a feldomborodó sebességanomália. A Tisza egység kristályos kőzetei a variszkuszi Moldanubikum övével párhuzamosíthatók [BUDA 1996].

A leírtak alapján jó közelítésnek látszik az a feltételezés, hogy a felső kéregben az izosebesség-vonalak elmélyüléséből főleg mezozoós, nagyrészt karbonátos és nem vagy csak gyengén metamorf, a sebességvonalak feldomborodásából paleozoikumi vagy idősebb metamorf kőzetekre következtetünk.

A közölt szelvény és a korábbi litoszféra-kutató eredmények összevetése alapján jónak látszik az a közelítés [MAJDAŃSKI et al. 2006], hogy simított tomográf szerkesztésnél kéreg-köpeny határfelület mélysége a 7,3–7,5 km/s izosebesség-vonalak között helyezkedik el. A szelvény mentén a Cseh tömb alatt 35 km, a Központi-Alpok alatt 35–38 km, a Pelsoi és a Száva egységek alatt 27–28 km táján várható a kéreg-köpeny határ mélysége. A Közép-magyarországi vonaltól DK-re eső szelvényrészén a kéreg-köpeny határ mélysége a kisebb sugársűrűségű tartományba esik. A középső és felső kéregben ezen a részen az izosebesség-szintek ugrásszerűen emelkednek. Figyelembe kell vennünk, hogy a szelvényvégek általában bizonytalanabbul értelmezhetők. Ennek szem előtt tartásával lehetségesnek látszik, hogy a Tisza egység sebességképe jelentősen eltér a szelvény többi részétől és a kéreg-köpeny határ is a leírt sebességugrással összhangban kisebb kb. 25 km mélység körül valószínűsíthető.

### Köszönetnyilvánítás

Ezúton is köszönjük MÉSZÁROSNÉ JELLINEK Beátának az irodalom megszerzésében, BANCUI Gábornénak az ábrák elkészítésében nyújtott lelkiismeretes segítségét. Köszönjük HAAS Jánosnak és KOVÁCS Sándornak az alpi térképek és irodalom átadásával, KUMMER Istvánnak a fúrási adatok összegyűjtésében nyújtott segítségét.

### HIVATKOZÁSOK

- ANSORGE J., BLUNDELL D., MUELLER St. 1992: Europe's lithosphere — seismic structure. *In: A Continent Revealed, The European Geotraverse* (Eds: BLUNDELL D., FREEMAN R., MUELLER St.). Cambridge University Press
- ÁRKAI P. 1987: New data on petrogenesis of metamorphic rocks along the Balaton lineament, Transdanubia, W-Hungary. *Acta Geol. Hung.* **30**, 3–4, 319–338
- BADA G., HORVÁTH F. 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian Basin and surrounding orogens. *Acta Geol. Hung.* **44**, 2–3, 301–327
- BADA G., HORVÁTH F., CLOETINGH S., COBLENTZ D. D., TÓTH T. 2001: Role of topography-induced gravitational stress in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. *Tectonics* **20**, 3, 343–363
- BACHMANN G. H., DOHR G., MÜLLER M. 1982: Exploration in a Classic Thrust Belt and its Foreland: Bavarian Alps, Germany. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **66**, 2529–2542

- BALLA Z. 1988: A Kárpát-Pannon régió nagyszerkezeti képe a felsőeocénben és e kép hatása a mezozoos Tethys-rekonstrukciókra. *Földt. Közl.* **118**, 11–26
- BLEAHU M., HAAS J., KOVÁCS S., PÉRO CS., MANTEA G., BORDEA Ș., PANIN S., BÉRCZI-MAKK A., ȘTEFĂNESCU M., KONRÁD Gy., NAGY E., RÁLISCH-FELGENHAUER E., SIKIĆ K., TÖRÖK Á. 1994: Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. *Acta Geol. Hung.* **37**, 3–4, 187–234
- BLEIBINHAUS F., GEBRANDE H. 2006: Crustal structure of the Eastern Alps along the TRANSALP profile from wide-angle seismic tomography. *Tectonophysics* **414**, 51–69
- BODOKY T., BRUECKL E., FANCSIK T., HEGEDŰS E., POSGAY K., CELEBRATION Szervező Bizottság és Kutató csoport 2001: CELEBRATION 2000, nagyszabású projekt a litoszférakutatásban. *Magyar Geofizika* **42**, 1, 15–21
- BRÜCKL E., BODOKY T., HEGEDŰS E., HRUBCOVÁ P., GOSAR A., GRAD M., GUTERCH A., HAJNAL Z., KELLER G. R., ŠPIČÁK A., ŠUMANOVAC F., THYBO H., WEBER F., ALP 2002 Working Group 2003: ALP 2002 seismic experiment. *Studia geophysica et geodaetica*, Prague **47**, 671–679
- BRÜCKL E., BLEIBINHAUS F., GOSAR A., GRAD M., GUTERCH A., HRUBCOVA P., KELLER R., MAJDAŃSKI M., ŠUMANOVAC F., TIIRA T., YLINIEMI J., HEGEDŰS E., THYBO H. 2007: Crustal structure due to collisional and escape tectonics in the Eastern Alps region based on profiles ALP01 and ALP02 from the ALP 2002 Seismic Experiment. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B06308, doi:10.1029/2006JB004687
- BUDA G. 1996: Correlation of Variscan granitoids occurring in Central Europe. *Acta Mineral. Petrogr.* **37**, 24
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M., SELLI L. 2006: Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (Southern sector of the TRANSALP transect). *Tectonophysics* **414**, 259–282
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F., KOVÁCS M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* **208**, 221–241
- CSONTOS L., VÖRÖS A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **210**, 1–56
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. H. W., KNOTT S. D. 1989: Kinematics of the western Mediterranean. *In: COWARD M. P., DIETRICH D., PARK R. G. (Eds), Alpine Tectonics*, Geological Society Special Publication No. 45. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne
- DUNKL I., DEMÉNY A. 1997: Exhumation of the Rechnitz Window at the border of the Eastern Alps and Pannonian Basin during Neogene extension. *Tectonophysics* **272**, 197–211
- DUNKL I., FRISCH W. 2003: Thermochronologic constrains on the Late Cenozoic exhumation along the Alpine and West Carpathian margins of the Pannonian basin. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 135–147
- FEJES I., KISS J., MADARASI A., PRÁCSER E., SÖRÉS L., VARGA G. 2005: Zárójelentés az ELGI „Új irányzatok a magnetotellurikában” témájú OTKA pályázatban végzett munkájáról
- 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. *In: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F., SÉRANNE M. (Eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Spec. publ. **156**, 295–334
- FODOR L., JELEN B., MÁRTON E., SKABERNE D., CAR J., VRABEC M. 1998: Miocene-Pliocene tectonic evolution of Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics* **17**, 5, 690–709
- FODOR L., KOROKNAI B., KADOSA B., DUNKL I., HORVÁTH P. 2003: A Dunántúli-középhegységi egység („Bakony”) takarós helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján. *Földtani Közlöny* **133**, 4, 535–546
- FRANK W., SCHLAGER W. 2005: Jurassic strike slip versus subduction in Eastern Alps. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, DOI 10.1007/s00531-005-0045-7
- FRISCH W., GAWLICK H. J. 2003: The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion — a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **92**, 712–727. DOI 10.1007/s00531-003-4
- GAWLICK H.-J. 2006: Eastern Alps (Northern Calcareous Alps, Drau-Range). *Kézirat*
- GÉCZI B. 1973: Lemeztektonika és paleogeográfia a Kelet-Mediterrán mezozoos térségben. *Geonómia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közl.* **6**, 1–4, 219–225
- GIESE P., BUNESS H., ROEDER D. 1991: The fragmented lithosphere of the Northwestern Adriatic microplate as revealed by deep seismic sounding. *In: GIESE P. et al. (Eds): Joint interpretation of geophysical and geological data applied to lithospheric studies*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 217–245
- GRAD M., JANIK T., YLINIEMI J., GUTERCH A., LUOSTO U., TIIRA T., KOMMINAHO K., SRODA P., HÖNIG K., MAKRISS J., LUND C. E. 1999: Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Tornquist-Teisseyre Zone seismic profile. *Tectonophysics* **314**, 145–160
- GUTERCH A., GRAD M., THYBO H., KELLER G. H., The Polonaise Working Group 1999: POLONAISE' 97 — an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics* **314**, 101–121
- GUTERCH A., GRAD M., KELLER R., POSGAY K., VOZÁR J., ŠPIČÁK A., BRUECKL E., HAJNAL Z., THYBO H., SELVI O. CELEBRATION 2000, 2000: Huge seismic experiment in Central Europe. *Geologica Carpatica* **51**, 6, 413–414
- GUTERCH A., GRAD M., KELLER G. R., POSGAY K., VOZÁR J., ŠPIČÁK A., BRÜCKL E., HAJNAL Z., SELVI O., CELEBRATION 2000 Experiment Team 2003: CELEBRATION 2000 Seismic Experiment. *Studia geophysica et geodaetica*, Prague, **47**, 659–669
- FODOR L., JELEN B., MÁRTON E., SKABERNE D., CAR J., VRABEC M. 1998: Miocene-Pliocene tectonic evolution of Slovenian Periadriatic fault: Implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics* **17**, 5, 690–709
- HAAS J., BUDAI T. 1995: Upper Permian-Triassic facies zones in the Transdanubian Range. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **101**, 3, 249–266
- HAAS J., HÁMOR G. 1998: Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása. Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. (Szerk.: BÉRCZI I., JÁMBOR Á.) *MOL Rt. és MÁFI kiadása*, 45–54
- HAAS J., HÁMOR G., JÁMBOR Á., KOVÁCS S., NAGYMAROSY A., SZEDERKÉNYI T. 2001: *Geology of Hungary (Ed.: HAAS J.)*. Eötvös University Press, Budapest
- HAAS J., MIÓČ P., PAMIĆ J., TOMLIJENIĆ B., ÁRKAI P., BÉRCZI-MAKK A., KOROKNAI B., KOVÁCS S., FELGENHAUER E. R. 2000: Complex structural pattern of the Alpine-Dinaridic-Pannonian triple junction. *Int. J. Earth. Sci.* **89**, 377–389

- HAAS J., PÉRO Cs. 2004: Mesozoic evolution of The Tisza Mega-unit. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* **93**, 297–313
- HÁMOR G. 1984: Paleogeographic reconstruction of Neogene plate movements in the Paratethyan realm. *Acta Geol. Hung.* **27**, 1–2, 5–21
- HEGEDŰS E. Z. 2005: Seismic probing of the Pannonian lithosphere from the basin substratum down to the lower crust. Ph. D. thesis. Institute of Geophysics PAS, Warsaw
- HOLE J. A. 1992: Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *Journal of Geophysical Research* **97**, B5, 6553–6562
- HORVÁTH F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *In: The origin of sedimentary basins: inferences from quantitative modelling and basin analysis. (Eds: CLOETINGH S., SASSI W., HORVÁTH F.). Tectonophysics* **226**, 333–357
- HORVÁTH F., TARI G. 1999: IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. *In: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F., SÉRANNE M. (Eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications* **156**, 195–213
- HUBOVÁ P., ŠRODA P., ŠPIČÁK A., GUTERCH A., GRAD M., KELLER G. R., BRUECKL E., THYBO H. 2005: Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data. *Journal of Geophysical Research* **110**, B11305, doi:10.1029/2004JB003080, 1/21–20/21
- HUISMANS 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 (European Geosciences Union) Stephan Mueller Special Publication Series **3**, 41–63
- KAKAS K. 1969: A Kőszeg körzetében végzett vízgeofizikai mérések eredményei. ELGI adattár
- KILÉNYI É., KRÖLL A., OBERNAUER D., ŠEFARA J., STEINHAUSER P., SZABÓ Z., WESSELY G. 1991: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophys. Trans.* **36**, 15–36
- KISS J. 2005: A CELEBRATION-7 szelvény komplex geofizikai vizsgálata, és a „sebességanomália” fogalma. *Magyar Geofizika* **46**, 1, 25–34
- KISS J. 2006: Magyarország gravitációs lineamenstérképe — első eredmények. *Magyar Geofizika* **47**, 2, 71–79
- KISS J., SZARKA L., PRÁCSER E. 2005: Second-order magnetic phase transition in the Earth. *Geophysical Research Letters* **32**, L24310, doi:10.1029/2005GL024199
- 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
- KOVÁČ M., NAGYMAROSY A., SOTÁK J., ŠUTOVSKÁ K. 1993: Late Tertiary paleographic evolution of the Western Carpathians. *Tectonophysics* **226**, 401–415
- 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, Athenes. Terrane maps and terrane descriptions. (Eds: PAPANIKOLAOU D., SASSI F. P.)*
- 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
- KÖRÖSSY L. 1982: Magyarország földtani szerkezetének áttekintése. *Ált. Földt. Szemle* **17**, 21–71
- KÖRÖSSY L. 1988: A Zala-medencei kőolaj- és földgáz kutatás földtani eredményei. *Ált. Földt. Szemle* **23**, 3–162
- LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 1998: Az Alpok keleti részének áttekintése. Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. (Szerk.: BÉRCZI I., JÁMBOR Á.). *MOL Rt. és MÁFI kiadása*, 55–71
- LENKEY L. 1999: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of Basin evolution. PhD thesis. Vrije Univ., Amsterdam
- LINZER H. G., RATSCHBACHER L., FRISCH W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics* **242**, 41–61
- LÜSCHEN E., BORRINI D., GEBRANDE H., LAMMERER B., MILLAHN K., NEUBAUER F., NICOLICH R., TRANSALP Working Group 2006: TRANSALP — deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps. *Tectonophysics* **414**, 9–38
- MAJDAŃSKI M., GRAD M., GUTERCH A., SUDETES 2003 Working Group 2006: 2-D seismic tomographic and ray tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES 2003 experiment data. *Tectonophysics* **413**, 249–269
- MÁRTON E. 1993: The itinerary of the Transdanubian Central Range: An assessment of relevant paleomagnetic observations. *Acta Geol. Hung.* **37**, 1–2, 135–151
- MÁRTON E. 1997: Paleomagnetic aspects of plate tectonics in the Carpatho-Pannonian region. *Mineralium Deposita* **32**, 441–445
- MÁRTON E. 2000: The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. *Acta Geol. Hung.* **43**, 3, 329–343
- MÁRTON E. 2001: Tectonic implications of Tertiary paleomagnetic results from the PANCARDI area (Hungarian contribution). *Acta Geol. Hung.* **44**, 2–3, 135–144
- PIFFNER A. 1992: Alpine orogeny. *In: A Continent Revealed, The European Geotraverse (Eds: BLUNDELL D., FREEMAN R., MUELLER St.)* 1992, Cambridge University Press
- POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. *Geof. Közl.* **16**, 4, 5–118
- POSGAY K., ALBU I., MAYEROVÁ M., NAKLÁDOVÁ Y., IBRMAJER I., BLIŽKOVSKY M., ARIÇ K., GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geoph. Trans.* **36**, 7–13
- RATSCHBACHER L., BEHRMANN J. H., PAHR A. 1990: Penninic Windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. *Tectonophysics* **172**, 91–105
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.-G., SPERNER B., MESCHEDI M., DECKER K., NEMČOK M., NEMČOK J., GRYGAR R. 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics* **226**, 471–483
- RATSCHBACHER L., NEUBAUER F. 1989: West-directed décollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. From COWARD M. P., DIETRICH D., PARK R. G. (Eds): *Alpine Tectonics. Geological Society, Special Publication* **45**. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, 243–262
- SCHMID S. M., AEBLI H. R., HELLER F., ZINGG A. 1989: The role of the Periadriatic Line in tectonic evolution of the Alps. From COWARD M. P., DIETRICH D., PARK R. G. (Eds): *Alpine Tectonics. Geological Society, Special Publication* **45**. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, 153–171
- SCHMID St. M., FÜGENSCHUH B., MATENCO L., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI K. 2006: The Alps-Carpathians

- Dinarides-connection: a compilation of tectonic units. Abstract of the Carpato-Balkan congress 2006, Beograd
- 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
- SZÉKELY B., REINECKER J., DUNKL I., FRISCH W., KUHLEMANN J. 2002: Neotectonic movements and their geomorphic response as reflected in surface parameters and stress patterns in Eastern Alps. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series 3*, 149–166
- TÖRÖK K. 1990: New data on the geothermometry and geobarometry of Somogy-Dráva Basin, SW Transdanubia. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, **31**, 13–23
- VÖRÖS A. 2001: Paleobiographical analysis: a tool for the reconstruction of Mesozoic Tethyan and Penninic basins. *Acta Geol. Hung.* **44**, 2–3, 145–158
- WEBER F., SCHMÖLLER R., FRÜHWIRTH R. K. 1996: Result of deep reflection seismic measurement south of Rechnitz (Burgenland), Austria. *Geophys. Trans.* **40**, 1–2, 79–93
- WEIN Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta. Geol.* **13**, 1–4, 399–436
- WESSELY G. 1987: Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine-Carpathian foreland in eastern Austria. *In: ZIEGLER P. A. (Ed.): Compressional intraplate deformation in Alpine Foreland, Tectonophysics* **13**, 745–759
- ZELT C. A., BARTON P. J. 1998. Three-dimensional seismic refraction tomography: a comparison of two methods applied to data from the Faeroe basin. *J. geophys. Res.* **103**, 7187–7210
- YAN Q. Z., MECHIE J. 1989: A fine structural section through the crust and lower lithosphere along the axial region of the Alps. *Geophys. J.* **98**, 465–488