

Az 1965–67. évi dunántúli kéregkutató mérések refrakciós tomográfiás feldolgozása

SZALAY ISTVÁN, GÚTHY TIBOR[@], GÖMBÖCZ LAJOS

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

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

A KM–65/67 dunántúli földkéregkutató mérés újrafeldolgozásával, tomográfiás feldolgozásával az eredeti szerkesztést meghaladó szerkezeti és sebességeloszlási képet kaptunk. A közelében mért CEL–08 szelvénnel lényegi hasonlóságot találtunk, feloldva a vonalas szerkesztésektől való eltérések miatti bizonytalanságot, lehetőséget látunk a CEL szelvényekkel együttes térbeli kép kialakítására. Számítással, sugársűrűséggel és sebességgradienssel meghatároztuk a Moho- (7,9 km/s), a Conrad- (6,8 km/s) szinteket és sebességjellemzőiket, összehasonlítottuk szeizmológiai inverziókkal, a kontinentális kéregre vonatkozó világátlagokkal és kéregtípusokkal, és sűrűsége is átszámolva, kéregvastagsággal összefüggésben, táblázatban közöljük adatainkat, átlagosan és Bakony, Közép-magyarországi Öv, Mecsek bontásban. A tomográfiás sebességszelvény színekké való ábrázolása mellett egyszerűsített kéregszerkezeti felépítéssel érzékeltetjük a szeizmikus rajzolat sebesség- és sűrűségösszefüggéseit a feltételezett közettípusokkal. Szelvényünk szerint a Közép-magyarországi Övben egy 28 km fölé emelkedő redukált vastagságú kéreg alatti köpenykiemelkedés választja el a Bakony (max. 38 km) és a Mecsek (max. 36 km) mély gyökerű, 3 osztatú kontinentális kérgét. Amennyiben a köpeny kiemelkedésében látható kisebbességű éket rátalódás eredményeként értelmeznénk, arra is következtethetnénk, hogy az ALCAPA egység rátalódott a TISZA egységre.

Szalay, I., Gúthy, T., Gömböcz, L.: The turning ray tomographical processing of the 1965–67th annual KM–65/67 Transdanubian crust research profile

The reappraisal and topographical processing of the KM–65/67 Transdanubian deep seismic profile (measured in 1965–67) have resulted in a structural image and a velocity distribution along the profile which exceed the results of the original manual interpretation. The results shows essential similarity with the near-by running CEL–08 profile which resolves the contradictions and uncertainties found between the original line drawing interpretation of KM–65/67 and the tomographical image of CEL–08, and opens the way for their common 3D interpretation. We determined the Moho (7.9 km/s) and Conrad (6.8 km/s) horizons, and their velocity characteristics by considering the ray density and velocity gradient, computed density values, then we compared them with seismological inversions and with world-averages in type and thickness of the continental crust. All data are incorporated in a table divided into three categories: Bakony mountains, zone of the Mid-Hungarian Line and Mecsek mountains. Beside the tomographical profile coloured according to seismic velocities we supply a simplified structural sketch of the crust, to demonstrate how the seismic image, the seismic velocity and density distribution depend on the supposed rock types. The results show that in the zone of the Mid-Hungarian Line the less than 28 km thick crust is only two-layered and below it there is a mantle uplift separating the thick three-layered crustal roots of the north-western Bakony mountains (thickness ~ max. 38 km) and that of the south-eastern Mecsek mountains (thickness ~ max. 36 km). If one would interpret the low velocity wedge inside the mantle uplift as result of an overthrusting then should come to the conclusion that the ALCAPA unit have been overthrust on the TISZA unit.

Beérkezett: 2012. január 11.; *elfogadva:* 2012. február 28.

Bevezetés

A CELEBRATION 2000 nemzetközi mélyszeizmikus mérések (Bodoky et al. 2001) CEL–08 vonalát és a megelőző hazai kísérleteket az 1965–67. évi dunántúli földkéregkutató szelvény (Mítuch 1968) közelébe telepítették, felhasználva annak adatait mind a tervezésben, mind a kiértékelésben (1. ábra).

A szakjelentések és megőrzött szeizmogramok, út–idő görbék és szerkesztések alapján lehetőség kínálkozott a korábbi kéregkutató szelvények vonalas határfelületként, határsebességgel való ábrázolásának és a CEL szelvények tomográfiás sebességképének összehasonlítására, valamint egyúttal egy térbeli kép kialakítására a KM–65/67 szelvény tomográfiás feldolgozásával.



1. ábra | Az 1965–67. évi dunántúli földkéregkutató mérések (piros színnel jelöltük) és a CELEBRATION 2000 mélyszeizmikus szelvények (zöld) helyszínrajza Körössy (1982) tektonikai vázlatán

Figure 1 | The locations of Transdanubian deep seismic profiles measured in 1965–67 (redline) and the profiles of CELEBRATION 2000 deep seismic project (green) on the tectonic sketch of Körössy (1982)

Ennek érdekében elvégeztük a KM–65/67 kéregkutató mérés fotóregisztrációval felvett szeizmogram anyagának újra feldolgozását és tomográfias feldolgozásra való előkészítést. A szeizmogramokat használható állapotba hozva kiderült, hogy a fennmaradt kiértékelés út-idő görbéje egyesítést nem tartalmaz, ezért a beérkezésekben gazdag anyagot a feldolgozhatósági lehetőségeket is figyelembe véve újra kell értékelni a dinamikus jellemzőkre és kölcsönös időkre is alapozott korrelációval.

Az újraértékelt anyag feldolgozása a ProMAX© feldolgozórendszerrel történt, de miután ez csak kész első beérkezési menetidőgörbét tud kezelni (mint amilyenek például a CEL adatrendszerek), a mi anyagunk pedig széles szögű reflexiók, szakaszosan korrelált rendszer, ezért az anyagrendezésre és a megjelenítésekre is egy kiegészítő térképező (Surfer) programot kellett használni.

Mérési körülmények, dokumentációk

Az ÉNY-DK irányú dunántúli földkéregkutató vonalat két részletben, hosszirányú folytonos korrelációs szelvényezéssel mértük a Mohorovičić (Moho) határfelület amplitúdónövekedés kritikus távolsága körüli és azon túli észlelési szakaszokon, a robbantó ponttól általában 55–89 km távolságra, két ág-ellenág pár esetében 110 km-ig meghosszabbítva. A kutatások a Dunántúl fő szerkezeteinek ha-

rántolásával elsősorban a Bakony kéregszerkezetére irányultak.

Az 1965. évi a Kapoly és Dávod közötti mérések 2 db 12 csatornás kisfrekvenciás átvitelű fotóregisztrációs műszerrel, 250 m-es geofonközzel, lyukcsoporthoz robbantással készültek. 1967-ben Kapolytól Fertőszentmiklósig folytattuk a méréseket, 2 db 24 csatornás műszer alkalmazásával, 150 m-es geofonközzel, éjszakai észleléssel. A kritikus távolságokat az előző években végzett reflexiók kéregszondázások (Gálfi, Stegena 1960) és kéregvonalmérések eredményeiből kalkulálták (Mituch, Posgay, Sedy 1964). Így az észlelt szakasz elején a jel kiterjedéséből felismerhető a széles szögű reflexiók és kezdődő refrakciók egybeesése, majd szétválása.

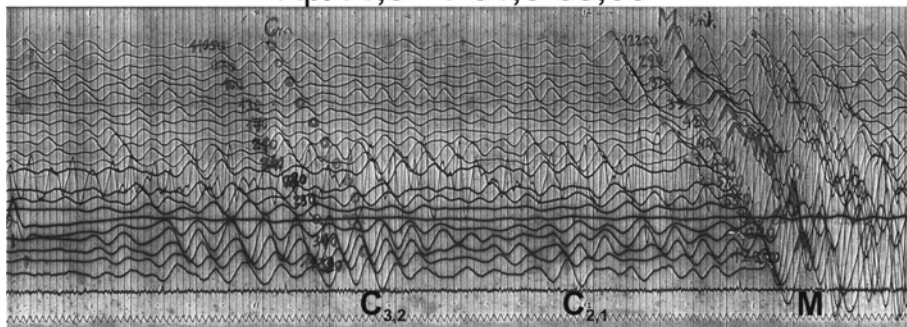
A kéreg és köpeny eredetű jelcsoportok későbbi beérkezésként elkülönülnek egymástól, ezért elég biztonságosan felhasználhatók reflexiók és refrakciók kiértékelésre is (2. ábra). A geofonsűrűség 10–20 szorosa a CEL rendszereknek (1,5 km a Dunántúlon, másutt 3 km), így a korreláció interferenciás reflexiók, vagy terepaz esetén biztosabb. Így e rendszerek kölcsönös ellenőrzése indokolt.

Újrafeldolgozás, kiértékelés, menetidőgörbék

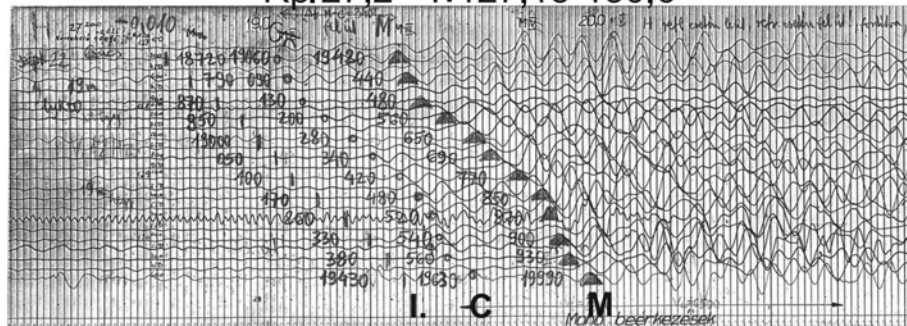
A jellemző szeizmogramok (2. ábra) néhány típusesetét is dokumentálnak a hullámcsoporthoz frekvencia- és amplitú-

Jellemző szeizmogramok

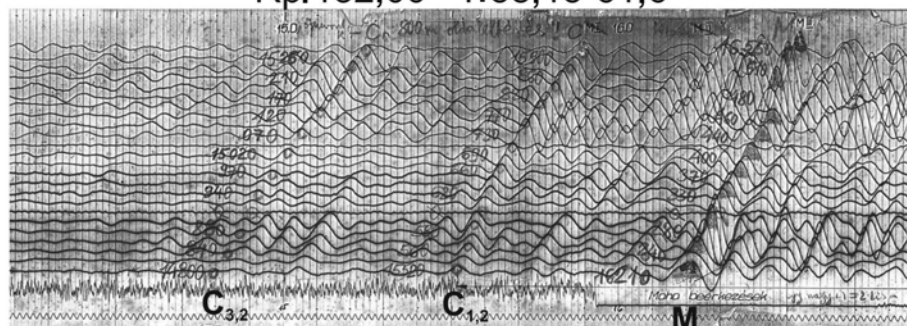
Rp.14,5 T:61,6-65,05



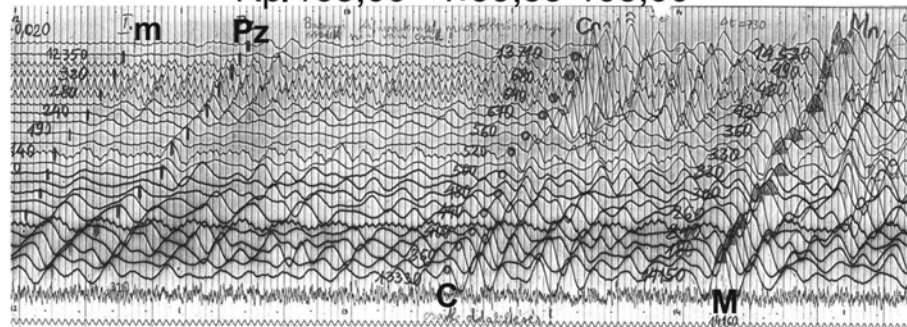
Rp.27,2 T:127,15-130,6



Rp.132,00 T:58,15-61,6



Rp.165,00 T:99,55-103,00

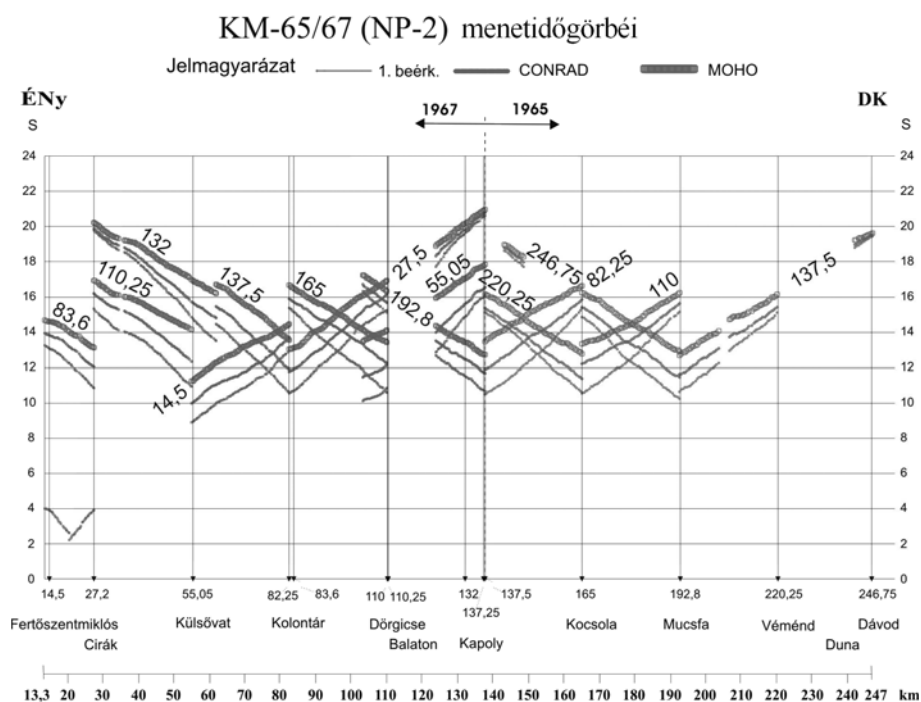


2. ábra | Jellemző szeizmogramok az 1965–67-es mérésekből
(m = mezozoos, pz = paleozoos, C = kéreg, M = Moho)

Figure 2 | Characteristic seismograms from the 1965–67 measurements (m = mesozoic, pz = paleozoic, C = crust, M = Moho)

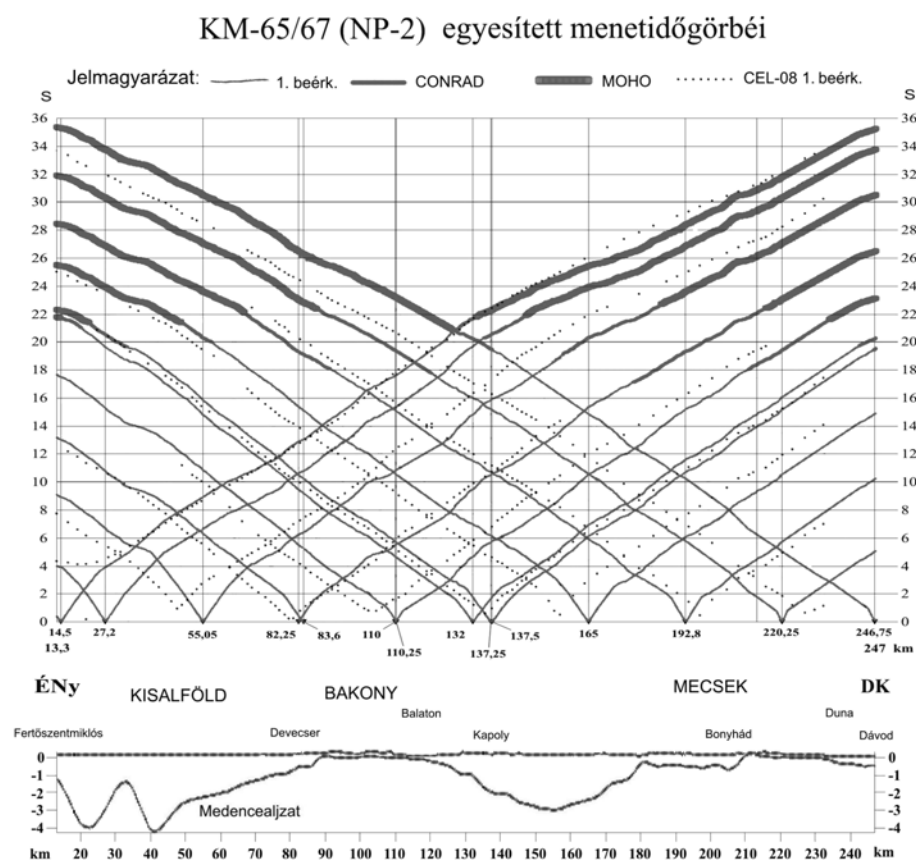
dóarányai mellett az amplitúdó-arányok a sebességkontrasztot is tükrözik. A kéregből egy vagy két közepes erősségű és frekvenciájú beérkezéssort kaptunk. A köpeny eredetű Moho hullámcsoport (M) minden szeizmogramon domináns, könnyen, biztosan felismerhető erős, széles (kisfrekvenciás) jelekből áll, különösen kierősödve a kritikus környékén. Innen kezdve a széles szögű reflexió és refrakció elágazását is megfigyelve, kölcsönös beérkezési időikkel ellenőrizve stabil refrakciós szakaszokat kapunk. A Mituch Erzsébet (1968) által említett kettős Moho-beérkezés csak helyenként jelentkezik. A Moho előtt a Kisalföldön, kilépési távolságot figyelembe véve a Rába vonalnál, (Rp. 14,5; T 61,6–65,05) csak egy kéregbeérkezést, vagyis egy felső–alsó kéreghatárt (C) kaptunk, csak a szeizmogram alján, a Bakony peremén kezd kialakulni második kéreg-határfelület is, (Rp. 132,0; T 58,1–61,6). Itt tehát középső és alsó kéreg is van. A Balaton Vonaltól DK-re, a közép-magyarországi övezetben biztosan csak egy kéreg eredetű hullámcsoport, vagyis felső–alsó kéregre különülő, redukált kéreg van (Rp. 165,0; T 99,55–103,00). E szeizmogram rész elején látjuk a paleozoikumnak a mezozoikum alá történő süllyedése a Bakony DK-i peremén, az ‘m’ jelű, gyengébb első beérkezések mögé vonuló ‘pz’ jelű, erősebb, szélesebb jelekből, amelyek korábbi első beérkezésként jó hullámvezető, valószínűleg diagenizáltabb közetösszetétel, „paleozoikumot” képviselnek. A Kisalföldről lőtt, Somogyban észlelt (Rp. 27,2; T 127,15–130,6) távoli észlelési szakaszon az ‘M’ jelű erős Moho-beérkezések előtt a gyenge első (?) beérkezések alig, a közepes kéregbeérkezések még jól látszanak.

A három határfelületet (első beérkezés, Conrad, Moho) képviselő nyers menetidőgörbe (3. ábra) az észlelési rendszert, rob-



3. ábra A KM-65/67(NP-2) kéregkutató szelvény menetidő görbéi

Figure 3 Travel-time curves of KM-65/67(NP-2) deep seismic profile



4. ábra KM-65/67(NP-2) egyesített menetidőgörbéi. Az ábra alsó részén a pretercier korú medencealjzat mélységét Kilenyi et al. (1991) térképe alapján tüntettük fel.

Figure 4 Composite travel-time curves of KM-65/67(NP-2). On the lower part of the figure the preterrier basement is shown after Kilenyi et al. (1991).

bantóponi számokat és helyeket, robbantópont eltolásokat, kihagyásokat is szemlélteti. Robbantópont közeli észlelés csak a szelvény elején volt, a felszíntől folyamatos menet-időgörbék előállításához külső adatokat, szeizmikus sebességfüggvényeket is felhasználtunk a szelvény 3-3 km-es környezetéből. A sebességfüggvényekből számított szintetikus első beérkezéseket iterációs futtatásokkal illesztettük a meglevő első beérkezéseinkhez. Az általunk használt tomográfiás feldolgozó programunkhoz első beérkezések, refrakciós menetidőgörbékre van szükség, ezért a különböző robbantópontok megfelelő (L, C, M) beérkezéseinek párhuzamos eltolásával egyesített út-idő görbékét hoztunk létre. (4. ábra. Ez az eljárás lehetővé tette a tomográfiás feldolgozást, de a robbantóponttól nagy távolságra, ahol a hullámok jelentősebb mély behatolása valószínű, a valódinál nagyobb időt eredményezhetett). Előzőleg kölcsönös pontonként és a robbantóponi ordinátametszetek egybeesési követelménye alapján ellenőriztük és egyenlítettük ki az időadatokat. A maximális időeltérés 0,14 s volt, az egyesített ágak $\pm 0,01$ s pontosságúak. Az egyesített menetidőgörbén vonalvastagság-különbség jelzi a beérkezés eredetét. Összehasonlítás kedvéért feltüntettük a közeli CEL-08 vonal első beérkezéseit is. A munkaközi anyagon a „bejövő” refrakciós későbbi beérkezésekkel kiegészített ág-ellenágakból számolt átlagos refrakciós határsebességek szintenként:

Moho: 7920 m/s

Conrad: 6840 m/s

Sugárút-követéses (ray tracing) tomográfiás feldolgozás

A feldolgozáshoz a Landmark Graphics Corporation ProMAX© 2D Version 2003.12.1 programjait, konkrétan leginkább a Turning Ray Tomography programsorozatát használtuk. Ezek intervallumsebesség-modellt eredményeznek a mélység függvényében.

A kiinduló adatok: a refrakciós első beérkezések, a geometriai leírás, valamint egy kiindulási sebességmodell. A kiindulási sebességmodellt a szelvény környezetében fellelhető korábbi szeizmikus mérések adataiból gyűjtöttük össze, kiterjesztve 50 km mélységig, ahol felhasználtuk a magyarországi nagy mélységű sebességmeghatározások eredményeit (Posgay et al. 1980).

A program paramétereit teszteltük: megvizsgáltuk a cella méretének és -alakjának, a cellán belüli minták számának, sajátértékek arányának, megengedett eltérések mértékének, iterációk számának, a programba beépített és utólagos simítási eljárások paramétereinek hatását az eredményre.

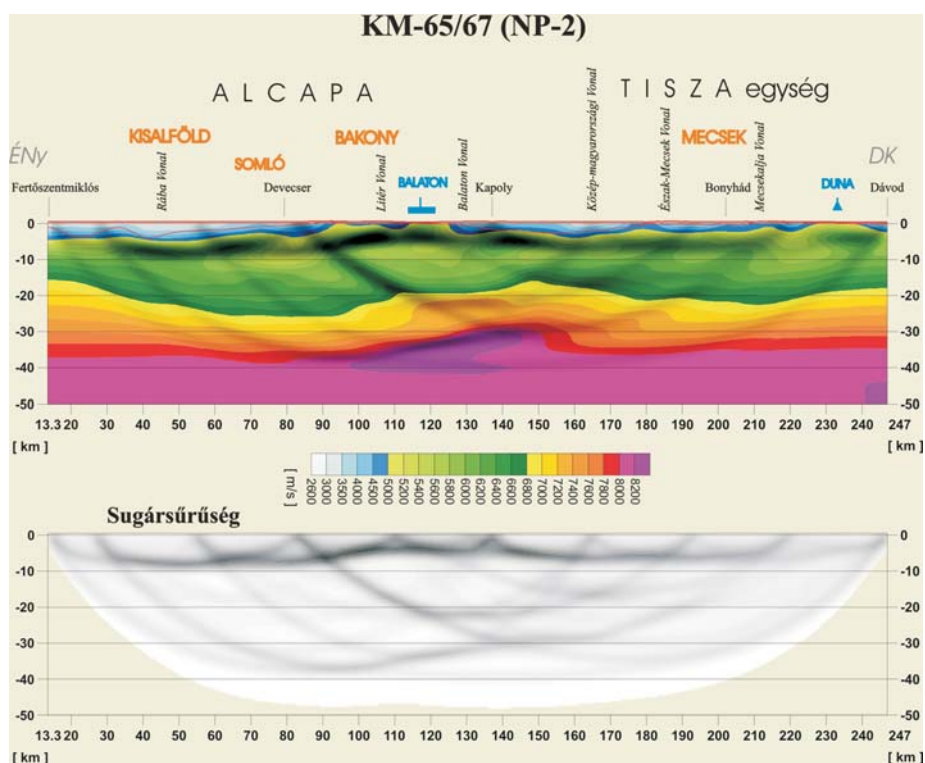
A mintavétel 100 m lett a 300, ill. 500 méterenkénti eredeti értékek mintavételezésével szemben, a CDP köz 50 m ennek alapján. A kapott tomográfiás sebességszelvény-változatok a ritka robbantópont (forrásoldal) és sűrű érzékelő hálózat következtében a robbantópontok felé irányuló „szarvakat” és szigetszerű sebességanomáliákat is mutattak, ezek visszaszorítása és az értékes földtani jelleg megőrzése a paraméterválasztások főbb szempontja volt.

A program a beérkezési időket különböző súllyal veheti figyelembe, itt teszteltük a forrásponi távolság szerinti súlyozást, valamint a hullámfront terjedési iránya szerinti súlyozással is próbálkoztunk, amelyet a sugársűrűség-szelvény F-K szűrésének eredményéből kaptunk. A nagyszerkezetek és földtani testek lehetőség szerinti megőrzése érdekében csak kismértékben megnyúlt cellalakokat alkalmaztunk a tomográfiás szerkesztés és utólagos simítások során, 4 lépéses cellaméret-csökkentéssel. Az utolsó változat legkisebb cellamérete 500×400 m (legalább egy eredeti érték 3 minta cellánként, simítás 2500×2000 m). A 22 ezer csatornából 19 ezernél ± 80 ms eltérésen belül van az időeltérés a bemenő és a számított adat között. A már említett technikai anomáliák elnyomására utólagos szűrést is alkalmaztunk, szűrőtípus- és méretezési kísérletek és előzetes értelmezés után oly módon, hogy az adott mélységtartományban más tartományokat jellemző sebességű nyúlvány és zárvány ne maradjon. A közölt szelvényváltozat szűrése távolság szerint súlyozott, 7×7 ($1 \times 0,8$ km) cellamérettel készült.

A sebességtomográfiás szelvény sugársűrűség, sebességgradiens és eredeti szerkesztés szerinti ellenőrzése

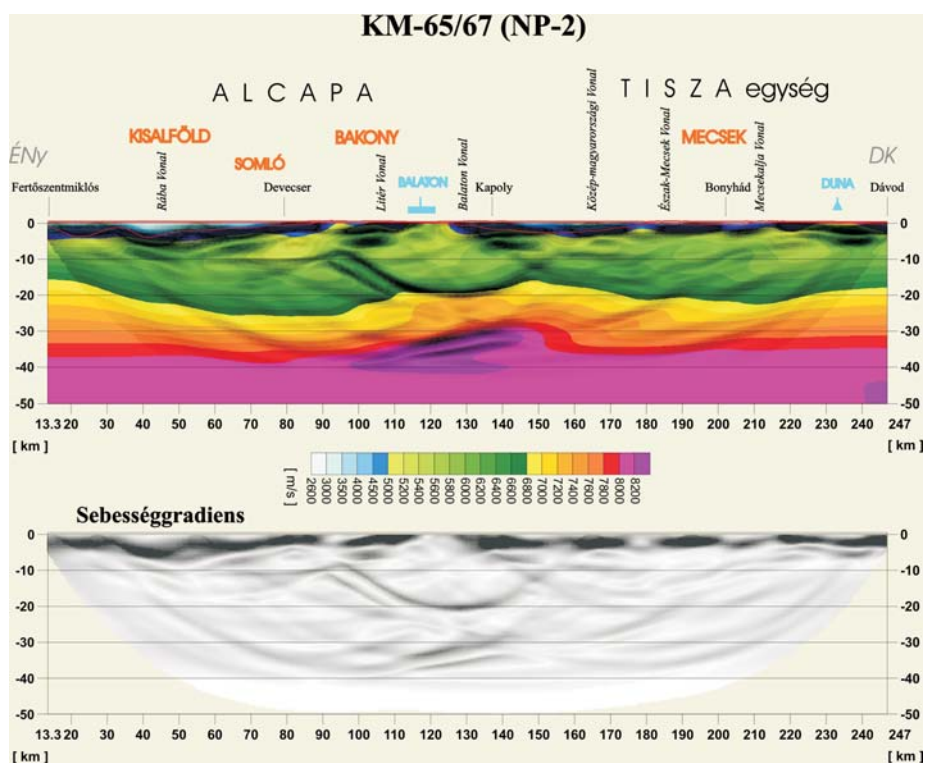
A sebességszelvény izocel-vonalas rajzolatának realitását és értelmezését az eredetileg beadott refrakciós adatoknak megfelelő határfelületek alak, sebesség, valamint nagy sugársűrűség, nagy sebességgradiens szerinti egybeesése adja meg. A sebességszelvény színskálája már kiértékelési állásfoglalást tükröz. Eszerint 5000 m/s-ig kék színárnyalatokkal, elnagyoltan jellemzett fedő, alatta zöld színárnyalatokkal ábrázolt alaphegység és felső kéreg, 6800 m/s-tól sárgával jelzett középső kéreg, 7200 m/s-tól (feltételelesen) barna színekkel alsó kéreg, 7800 m/s-tól kezdődően piros, majd 8000 m/s-tól lila színekkel árnyalt felsőköpeny (Moho) látható az 5–11. ábrán. A sugársűrűség (5. ábra) nagyon nagy az alaphegység belsejében sebességnövekedéssel is jelzett (feltételezhetően magmás–metamorf) szinteknél, és 28–30 km mélység alatt a Moho szintjén. Lényegesen gyengébb az alsó/felső kéreghatárnak megfeleltethető Conrad-szintnél (középen) 20 km alatt, különösen pedig a szélek felé, ahol a középső kéreg kifejlődés miatt a sebességkontraszt kisebb. A robbantópontok felé mutató sugársűrűségívek ezek zavaró hatására figyelmeztetnek izocel-fodrozódások esetén. A sugársűrűség-szelvény széleiről kiinduló ívek lehatárolják a szelvény érvényes részét.

A sebességgradiens (6. ábra) érthetően a legerősebb a felszín közeli harmadidőszaki medence aljzatának határánál és az ugyancsak nagy sebességkontrasztú Moho-szintnél. A kéregből csak a Balaton Vonalnál kb. 20 km mélységben mutatkozik nagyobb sebességgradiens, amely a Litér Vonalnál Devecser felé felkanyarodik, de nem éri el a felszínt, 8–10 km mélységben elvégeződik a sebességnövekedéssel együtt. A jelenség feltételezésünk szerint egy alsó/felső kéreghatárról felnyúló bázikus testtel magyarázható. Mint a



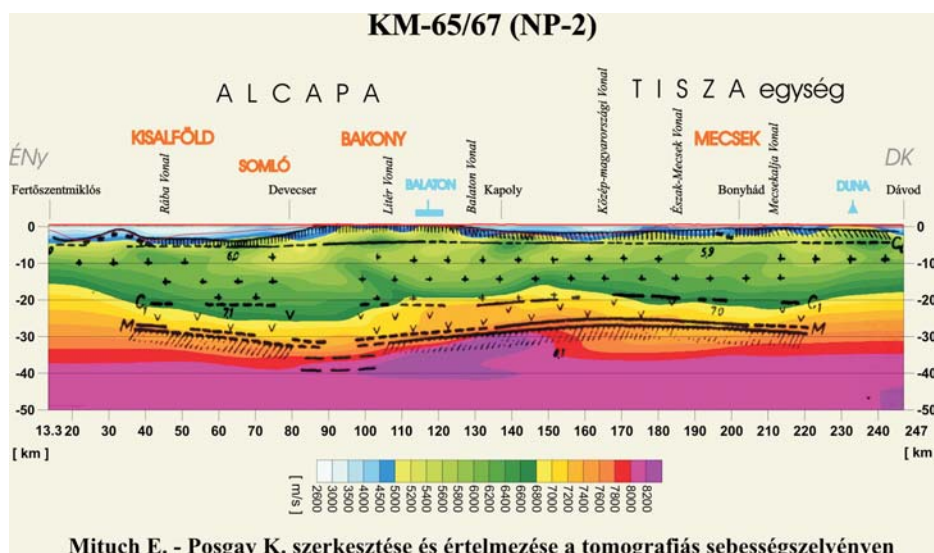
5. ábra | KM-65/67(NP-2) tomográfias sebesség- és sugársűrűség-szelvény. A szelvény közepe táján a 7200 m/s és a 7900 m/s szintek jól egyeznek a nagyobb sugársűrűségű tartományokkal.

Figure 5 | Tomographical velocity and ray density sections of KM-65/67(NP-2). Approximately at the middle of the section higher ray density areas fit well to the 7200 m/s and the 7900 m/s velocity horizons.



6. ábra | KM-65/67(NP-2) tomográfias sebesség- és sebességgradiens-szelvény. A nagy sebességgradiens a szelvény közepén a 6800 m/s és a 7900 m/s sebességű tartományokkal esik egybe.

Figure 6 | Tomographical velocity and velocity gradient section of KM-65/67(NP-2). The high velocity gradient values in the middle of the section fit well the velocity areas of 6800 m/s and 7900 m/s.



7. ábra Mituch E. – Posgay K. 1967-es szerkesztése és értelmezése a tomográfiás sebességszelvényen. A tomográfiás szelvényen a régi szerkesztéshez viszonyítva a Moho a 160. szelvénykilométertől DK-re (közelítőleg a Közép-magyarországi Vonalnál) elmélyül.

Figure 7 The 1967 interpretation of Mituch E. – Posgay K. on the tomographic velocity section. The Moho horizon deepens at the 160 section kilometer mark (about at the Mid-Hungarian Line) of the tomographic section compared to the old interpretation.

szeizmogramoknál említettük, itt megszűnt a két kéregbeli fázissor követhetősége, és egyetlen kéregbeli (alsó/felső -kéreg) határfelület van. Alatta a Moho-határfelület DK felé emelkedik, mélypontja a Bakony alatt, csúcsa a Balaton Vonal – Közép-magyarországi Vonal között, vagyis a közép-magyarországi övben, a Somogyi dombság alatt, frontja a Kapos völgyénél (Kapos vonal) van. Az 5. és 6. ábrán is megfigyelhető, hogy a kidomborodó felső köpeny mélységében távoli ágakból származó sugársűrűsödés és sebességgradiens is létezik, amelyet a sebességszelvény közepén kettős Mohoként, rátolódásként értelmezhetünk.

Sebességszelvényünket az időellenőrzéses, szerkesztéssel (Mituch 1968; Mituch, Posgay, 1972) is összevetjük a 7. ábra alapján. A C és M határfelületek a szelvény közepén hibahatáron belül megegyeznek, és a határsebességek is csak kissé nagyobbak a vonalas szerkesztésen. A Moho- és Conrad-szint mélyedéseit, csúcsait és a kérdéses Moho-rátolódást, valamint a felső kéreg belsejének sebességváltozásait csak a sebességtomográfiás szelvény képes érzékelteni.

A szelvény földtani és erőter-geofizikai környezete

Kéregkutató szelvényünk földrajzi és földtani helyzete a nagyszerkezeti választóvonalakhoz és szerkezeti egységekhez Körössy (1982) szerkezeti vázlatán (1. ábra) tekinthető át, a szerkezeti vázlat földtani leírását felhasználtuk a terület vázlatos jellemzésére.

Szelvényünk a nyugat-magyarországi és kislalföldi egységet elválasztó Csapodi Vonalnál kezdődik, ahol a Soproni-hegységi (alsó-ausztróalpi) ópaleozoos alsó-keletalpi kristá-

lyos képződmények (fillit, gneisz, variszkuszi granitoidok) felső miocén-pannon fedővel a mélybe süllyednek.

A kislalföldi egységben a Rába Vonalig (felső-ausztróalpi) gyengén átalakult ópaleozoos, anchimetamorf, főként szilur palák, karbonátos devon, savanyú és bázisos magmás képződmények képezik a neogén medencealjzatot (Balázs 1975).

A Rába Vonalnál az anchimetamorfitek tektonikusan érintkeznek a Középhegység átalakulatlan permjével és mezozoikumával. A Rába Vontól a Balaton Vonalig terjedő középhegységi egység a Balaton-felvidéktől a Kislalföld mélytengelyéig megbillent szinklinórium, amelynek legidősebb képződménye a kambriumi Balatonfőkajári Kvarcfillit formáció (Majoros 1969). Ezen enyhén meggyűrt epizónasan metamorfizált szilur-devon fillit, pala, kristályos mészkő képződött. A diszkordánsan rátelepült szabadbattyáni alsókarbon bitumenes mészkő már nem metamorf, ezért az átalakulást, és a Litéri Vonalnál felszínre kerülő diabázporfirritet is a breton fázisra teszik. A gránitbenyomulásokat a szudéta fázishoz (felső karbon – alsó perm) sorolják (Vellencei-hegység, Ságvár, Buzsák).

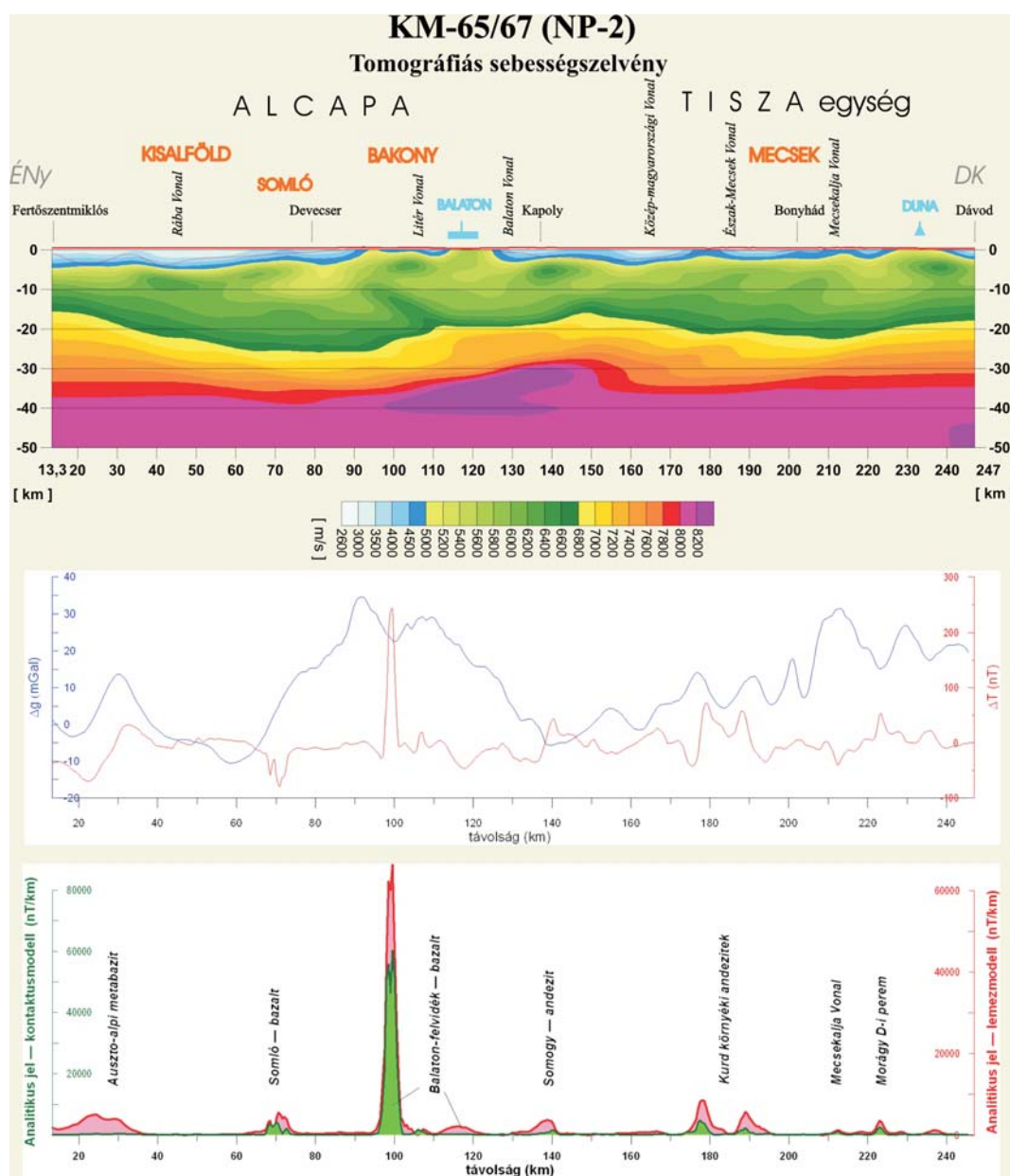
A Középhegység 8500 m vastagra becsült (Körössy 1982) paleo-mezozoos üledékképződésén belül a tengeri karbonátos triász van túlsúlyban. Többfázisú mozgások, oszcillációk után a kialakuló szinklinálisban a fiatalabb mezozoos jura–kréta rétegek is megmaradtak. Szárazföldi időszakokat jeleznek az Ajka környéki felső kréta barnakőszén telepek, a Középhegység hosszában elterjedt kréta és eocén bauxittelepek, eocén, oligocén és miocén barnakőszén-telepek az időnkénti tengeri üledékképződés között. A paleogén–neogén mozgások diszjunktív haránttörésekkel feldarabolták a Bakony szinklinálisát, az árkokat és peremet paleogén–neogén medenceüledékek fedték le. A Bakony

aljzatához sorolt kristályospala-gránit öv DK-i szegélyén a Balaton Vonal határolja el a középhegységi egységet az Igal-bükki egységtől. A Balaton Vonalat az Északi- és Déli-Alpok elválasztó periadriai lineamens folytatásának (Bendefy 1965), transzkurens törésnek (Wein 1978) vagy szubdukciós sebhelynek (Szádeczky Kardos 1973) tekintik. E lineamens kréta–paleogén tonalit övének folytatásában granodiorit (Hahót, Ederics), szubvulkanitok (Pusztamogyoród, Gelse) és paleogén hiperszténandezitek (Velencei-hegység, Recsk) fordulnak elő.

A Velencei-hegységtől É-ra a Balaton Vonal folytatása bizonytalan. Aljzat szerint definiálva az idősebb, kristályospala-gránit öv a Bicskei-medence tengeri felsőpermje alatt

is folytatódhat a Börzsöny (Diósjenő) aljzatában és a Vepor granitoidjaiban, a fiatalabb mezozoos-paleogén magmatizmusmal kísért lineamens pedig ÉK-felé Recsk–Darnó Vonal irányában ágazik el, átszelve az Igal-bükki típusú aljzatsávot. Mai tektonikai folytatása az Északi-középhegység D-i pereme.

A Balaton Vonal és a Közép-magyarországi (Zágráb–Zemplén) Vonal közötti Igal-bükki egység dél-alpi kifejlődésű, dinaridákhoz is kapcsolódó öv, amelyet Wein (1969) egy paleozoos–mezozoos eugeoszinklinális összeszűkült maradványának tartott a karbontól a felső triászig terjedő, csak az alsó permben megszakított tengeri üledékképződéssel, ofiolitoknak tekintett középső triász vulkanitokkal.



8. ábra Gravitációs és mágneses anomáliák a tomográfias sebességszelvény mentén

Figure 8 Gravity and magnetic anomalies along the tomographic velocity section

A földtani és tektonikai térképeken változó rajzolatú és besorolású a Bükk és ÉK-Magyarország környéke, de általában az ALCAPA nagyszerkezeti egységhez sorolják a Dunántúli-középhegységgel (PELSO) együtt. A MÁFI legújabb prekainozoos földtani térképe és mellékábrái is nevezéktani és besorolási variációkat tükröznek (Haas et al. 2010).

A szerkezeti egység területén Dunántúlon Táska és Liszó fúrásokban, a DNy-Bükkben és környékén juraképződmények nagy elterjedését mutatták ki bázikus magmás képződményekkel (diabáz, gabbró) együtt. Alsókréta üledékeket a tolnanémedi fúrás talált, krétakorinak említik a Tóalmás–2 és Inke–9 fúrásokban észlelt magmatitokat.

A közép-magyarországi szerkezeti övre a Rába Vonallal együtt Scheffer (1959) hívta fel a figyelmet, mágneses és gravitációs méréseredmények alapján, Inke–Regmec Vonalként, Wein (1969) Zágráb–Zemplén Vonalnak nevezte, Bendefy (1965) pedig prevariszkuszi eredetű, később újraéledt lineamentumnak, hazánk legfontosabb szerkezeti vonalának tekintette, amely a Szamos Vonalon, túl is követhető. Szepesházy (1975) közép-magyarországi nagyszerkezeti vonalként említi, amelyet ofiolitok kísérnek, és különböző fejlődéstörténetű egységeket (alpi és DK-i) választ el. E vonalat medenceüledékekkel takart miocén mészkálai vulkáni öv kíséri Letenye, Igal, Nagyszokoly, Örkény, Tokaji-hegység–Nyírség irányában.

A közép-magyarországi vonaltól DK-re három kristályos vonulat között két üledékes szerkezeti egység van.

A kaposfői kristályos vonulatban (Jantsky 1979) DNy-on proterozoos palák, felső karbon üledékek (nagyreszt neogén üledékekkel fedve), a Mecsektől É-ra a kaposfői fúrásban gyűredezett muszkovitos kvarcit, a mágoesi fúrásban vörös gránit, a Szalatnak–3 fúrásban átalakulatlan kövületes szilurral fedett nagy szemű gránit fordul elő. ÉK-re Dunaújvárosnál csillámpala, gneisz-gránit, a kecskeméti haránttörésnél lévő flissel való letakarásáig több helyen követhető gránit, gneisz, migmatit előfordulásokkal.

Az Észak-Mecsek–Páhi nagyszerkezeti választóvonal és a Mecsekalja–Szolnok–Ebes vonal között van a Mecsek–Kiskörös–észak-alföldi egység, amelyet Kassai (1973) szerint vastag felső paleozoikum, törmeléken felső triász gresteni és foltosmarga kifejlődésű jura (liász feketeköszén is), alsókréta-kiemelkedés és bázisos magmás kőzetek jellemeznek. A mecseki felső triász és liász faunája Géczy szerint (1975), mikroflórája Bóna szerint (1972) különbözik a középhegységi egységtől, köztük flóraválasztó tengert, vízszintes eltolódást (Wein 1978) lehet feltételezni.

A Mecsekalja vonaltól DK-re a Mórág–közép-alföldi kristályos vonulat helyezkedik el, Mórágnál gránit, migmatit, zöldpala fáciesű metamorf köpenyvel, nem metamorf szilúr, karbon palákkal fedve a széleken, a Mecsekalja vonalnál ezek rátolódtak a jurára (Jantsky 1979). A Mohács–Kiskunhalas–Sebes-Körös szerkezeti választóvonal után következő Villány–Dél-Alföld egységen az üledékképződés megszakadt a felső triász – középső jura idején, ezért az üledékvastagság fele a mecseki Kőrössy szerint. Az ausztr-

riai orogénben kréta kiemelkedés és bauxitképződés, É-ra felpikkelyeződés történt.

Sebességszelvényünk értelmezéséhez és térbeli helyzetének megítéléséhez a rendelkezésre álló gravitációs és mágneses erőteradatokat is felhasználtuk. A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe (Posgay 1967) a különböző korú, szuszceptibilitású és mélységű magmás képződmények nagyrészt pásztás elrendeződését mutatja. E pásztákat szelvényünk a Dunántúlon ÉNy–DK irányban metszi.

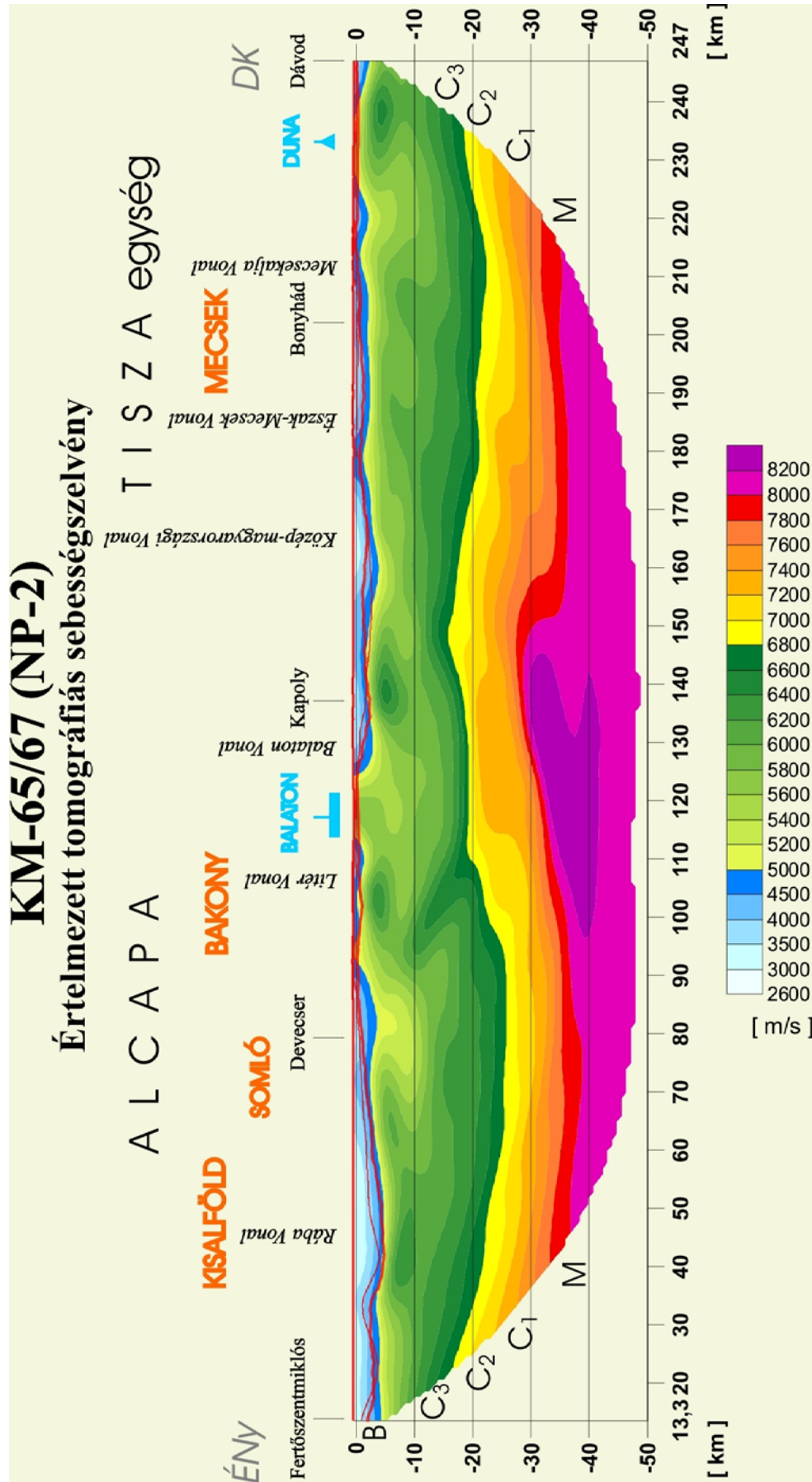
Kiss János szívességéből a 8. ábrán a tomográfias sebességszelvény gravitációs és mágneses anomáliákhoz, mágneses hatókhoz való viszonyát látjuk. A 2 t/m^3 sűrűséggel számolt gravitációs Bouguer-anomália (kék görbe) lényegében a pretercier medencealjzattal korrelál (a medenceterületeken Kilényi et al. (1991) alapján vékony barna vonallal tűntetünk fel). E legjelentősebb sűrűségváltozáson kívül az anomáliagörbék jelzik a szerkezeti vonalak helyét is, részben hirtelen sűrűségváltozások, részben az összetöredezés következtében megjelenő sűrűségcsökkenések miatt (Litéri Vonal, Mecsek).

Az országos mágneses ΔZ (anomális függőleges térkomponens) felmérés adatokból Kiss J. ΔT anomális totál térkomponens-adatokat állított elő, feltételezve, hogy a mágneses hatók indukált mágnesezettségük (piros görbe). Kétféle mágneses anomália azonosítható; az aljzatbeli mágneses hatók a nagy hullámhosszúságú (széles) és kis amplitúdójú anomáliával, a felszín közeli mágneses hatók kis hullámhosszúságú (nagy frekvenciás) és nagy amplitúdójú anomáliával jelentkeznek. E bonyolult, nehezen kezelhető és értelmezhető pozitív–negatív anomáliákból álló görbemenet helyett, egyszerűbb anomáliarajzolatok eléréséhez Kiss J. Nabighian eljárásával kiszámolta a térgadiens nagyságát, az analitikus jelet az eredeti értékek alapján (lemezmodell), és a horizontális gradiens alapján is (kontaktusmodell). A kontaktus- és lemezmodellnél kapott csak pozitív értékű mágneses térgadiens-anomáliák (alsó ábrarész) mágneses hatókat jeleznek. Megjelennek az ismert felszíni vulkanitok (Somló, Balaton felvidéki bazaltok), de láthatjuk a mélybeli metabázitok hatását is, pl. az Ausztró-alpi Egység esetében. A kapott kép különösen azért érdekes, mert a mágneses hatók és a sebesség anomális megváltozásának helyét tudjuk együtt vizsgálni. Figyelemreméltóak a Közép-magyarországi Öv DK-i szélén a Kurd környéki andezitek kettős hatói.

A vulkáni gyökérzónák nagy sebességgel jelentkeznek a CEL–8 szelvényen a Balaton-felvidéken (Kiss, 2009a).

Az erőter-geofizikai adatok mélybeli integrált hatásokat is tartalmaznak, amelyeknek a szétválasztásához a mélyszeizmikus eredmények adnak támpontot, az erőter-geofizika pedig a szelvényértelmezés területi kiterjesztésében segít.

Az ötvenes évek óta ismeretes, hogy a Pannon-medence regionális gravitációs maximum, a környező hegyvidékek és külső peremeik pedig gravitációs minimumok. A földkéregkutató mérések eredményeivel összevetve világossá vált, hogy az üledékes medenceterületen nem várt regionális pozitív anomáliákat a nagy sűrűségű köpeny kiemelkedése okozza.

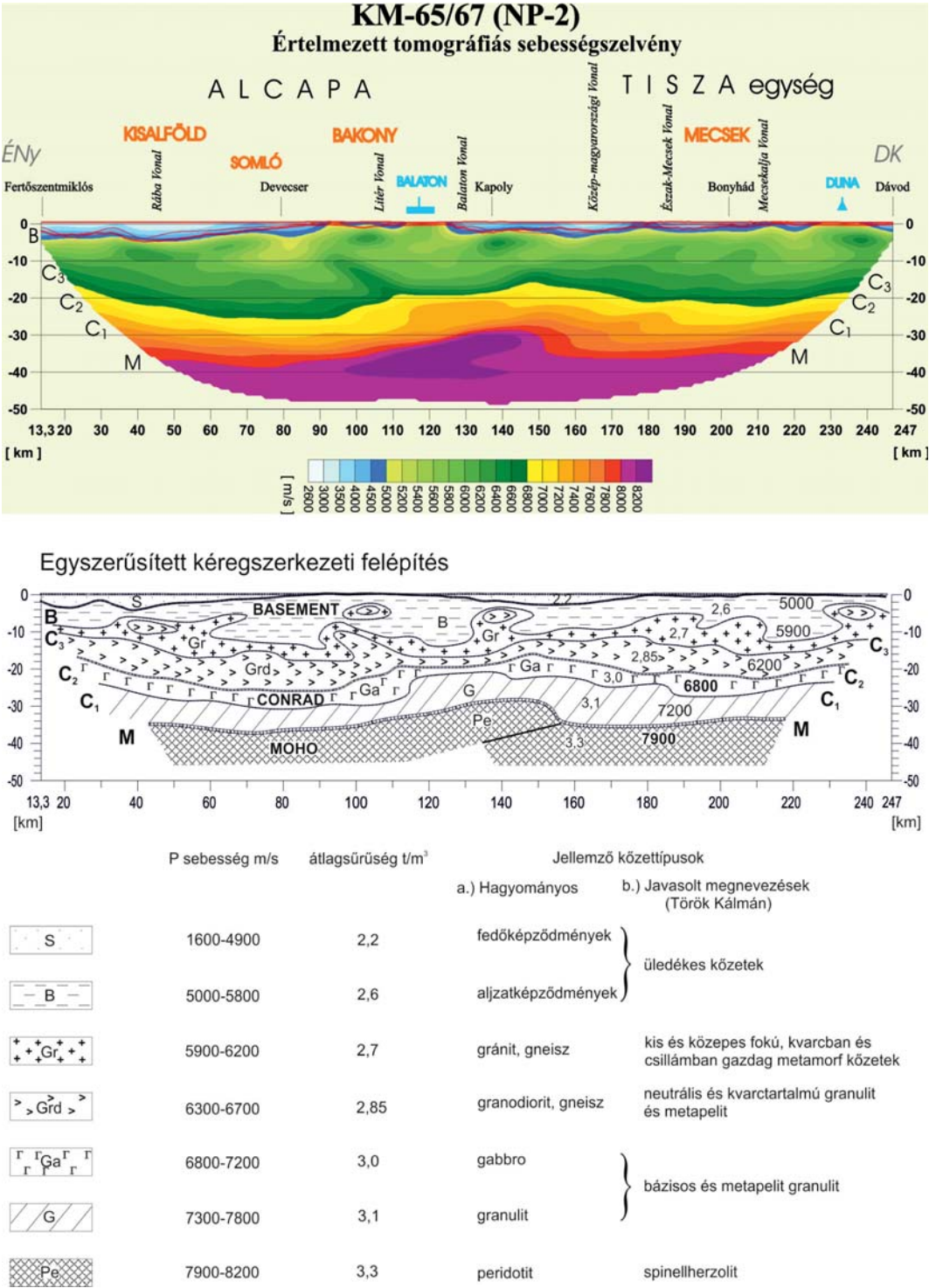


9. ábra | Értelmezett KM-65/67(NP-2) tomográfias sebességszelvény. A KM-65/67 dunántúli földkéregkutató mérés tomográfias feldolgozásával a Közép-magyarországi Öv táján mind az alsó kéregben, mind a felső kéregben 5–10 kilométeres feldomborodást állapítottunk meg. (B = basement, C₁ = felső kéreg, C₂ = középső kéreg, C₃ = alsó kéreg, M = Moho)

Figure 9 | Interpreted KM-65/67(NP-2) tomographic velocity section. As the result of the preprocessing of the KM-65/67 Transdanubian deep seismic section we found an about 5–10 km high bulge, both in the lower crust and in the upper mantle about at the Mid-Hungarian Line. (B = basement, C₁ = middle crust, C₂ = upper crust, C₃ = lower crust, M = Moho)

A regionális gravitációs anomáliák, izosztatikus hatások Magyarországon témakörrel foglalkozó cikkében Kiss (2009b) megvilágítja a kéregszerkezet és a gravitációs hatások összefüggéseit, a mély medencék izosztatikus hatásával foglalkozó cikkében (Kiss, 2010) pedig a domborzat és a medencemélységek alapján kiszámított izosztatikus Moho-felszín térképét

is közli. Az izosztatikus Moho-domborzat emlékeztet a szeizmikából ismertre, de a mélységek sokkal kisebbek. Realisabb eredmény érdekében célszerű lenne a 10. ábránkról is leolvasható nagyobb kiinduló Moho átlagmélységgel és kéregsűrűséggel számolni, mert utóbbi is főként sebességszelvényünk sűrűségshelvényé transzformálásából ered.



10. ábra | Értelmezett KM-65/67(NP-2) tomográfias sebességszelvény és egyszerűsített kéregszerkezeti felépítés

Figure 10 | Interpreted KM-65/67(NP-2) tomographic velocity section and a simplified crust structure

Kéregszerkezeti értelmezés sebességeloszlás alapján

Az előzőekben leírt számítások és a sugársűrűség, sebességgradiens szerinti egybeesések alapján megnevezett és sebesség szerint színezett kéregszerkezeti felosztás a 9. ábrán látható. Az ábrán vékony barna vonallal feltüntetjük a Kárpát-medence pretercier korú medencealjzatának mélységét (Kilényi et al. 1991) és vastagabb barna vonallal az út–idő görbéinkből szerkesztett is (B). A változatos belső felépítésű, zöld színárnyalatokkal jelzett felső kéreg (C_3) alsó határát a 6800 m/s-os sebesség képezi. A sárga színnel jelölt középső kéreg (C_2) a Balaton Vonal környékén gyakorlatilag kimarad a közelítőleg 7200 m/s sebességnél kezdődő alsó kéreg (C_1 – barna szín) kiemelkedése következtében.

A felső köpeny (Moho) kezdetét 7900 m/s számított sebességnél a piros színű sáv jelzi (M). A Moho szokásos 8000 m/s feletti sebesség jellemzője valamivel mélyebben, a 8200 m/s-ot meghaladó pedig csak az aszimmetrikus kiemelkedésnél (talán áthaladó hullám okán) alakul ki (lila szín).

A kb. 10 kilométeres köpenykiemelkedés (~28 km mélységig), kimaradó középső kéreg, vékony és sebességsökkenéses felső kéreg, az üledékképződési és lepusztulási időszakok földtörténetileg gyakori változása, és magmatizmus egyaránt a Közép-magyarországi Öv aktív nagytektonikai szerepére utal. Látványosan szétválaszt két teljesebb és vastagabb kifejlődésű, mondhatni, normál kontinentális kérgű középhegységet, a vastagabb (max. 38 km), kérgű Bakonyt, (azaz a Dunántúli-középhegységet, tágabb értelemben az ALCAPA nagyszerkezeti egységet) és a (max. 36 km kéregvastagságú) Mecseket (tágabb értelemben a TISZA nagyszerkezeti egységet). A szelvényiséleken nem látunk le a Mohoig, csak a kifelé emelkedő kéregszintek és reflexiós szondázások alapján sejthető újabb köpenykiemelkedés, különösen Fertőszentmiklósnál (Gálfi, Stegena 1960) a kistápló, jelentős üledékvastagságú medence alatt. Az izosztázia érvényesülése látszik a felső kéreg alatti szerkezetalakulás és a fiatal medencék aljzatának antikorrrelációja alapján. Mind a Dunántúli-, mind a Mecsek középhegységünknek kontinentális kérgé „gyökere” van.

A kiemelkedő felső köpenyben látható kisebb sebességű beékelődés esetleg a Moho szintjéhez közeli rátalálódásként is értelmezhető, ami akár szubdukciómárvány is lehet, például a nehezebb kérgű Mecsek (TISZA) köpeny litoszféralemeze tolodik az ALCAPA alá, süllyed az asztenoszférába, a kéregben torlódást, változatos hegységsszerkezetet okozva.

A tomográfias sebességsszelvény valószínűsített képződés szerinti egyszerűsített kéregszerkezeti felépítését a sebesség–sűrűség összefüggések alapján, világírodalmi adatok mérlegelésével, zárvány vizsgálatok eredményeivel kiegészítve a 10. ábra mutatja.

Sebességeloszlásunk és annak sűrűsége való átszámítása alapján a szakirodalomból régiókra jellemző gyakori közettípusok mellett Török Kálmán xenolitvizsgálatokon

alapuló személyes javaslata szerinti megnevezéseket is feltüntetjük kéregmodellünkben. Ebben a legegyszerűbb gránit, gabbro, peridotit (dunit) felosztást tovább tagoljuk. A 6800 m/s határsebességű Conrad alatti összevont alsó kéreg a szeizmogramok többségén világosan meglevő önálló beérkezéssor alapján kb. 7200 m/s sebességszintnél egy középső kéregre (gabbro) és egy alsó kéregre (bázisos és metapelit granulit) tagolódik. A Conrad felett a felső kéreg alja nyugodt lefutású, és az ebben a mélységben stabil, átmeneti sebességű granodiorit (diorit, kvarcdiorit, gneisz) övnek tekinthető. Felette a savanyúbb gránit-gneiszre 6200–6300 m/s-nál kisebb sebesség a jellemző a laborvizsgálatok szerint. Az ún. gránitöv belsejében és felette mutatózó pozitív sebességanomáliák a földtani környezetből következtetve, az intrúziók, vulkáni gyökérszónák és metamorfitek okozta változatosságot jelzik (Rába Vonal – metamorfitek; Litér Vonal – bazalt gyökerek; Kapoly – andezit gyökerek; Mecsek – granitoid nyúlványok). Az alig metamorfizált üledékes eredetű összetett alsó határa 5900 m/s sebességnél valószínűsíthető, a Bakonyban 14 km, a Mecsekben 12 km mélységig is lenyúlik.

A változatos közetösszetétel (vegyi, törmelékeny, vulkáni), magmás felnyomulások miatt sebességátfedések vannak, modellünk csak jelzésértékű durva közelítés.

A legelterjedtebb ásványi összetételű közetek nyomás–hőmérséklet szerinti módosulatai régióként eltérő gyakorisággal és megnevezéssel szerepelnek sebesség és/vagy sűrűség összefüggéssel kézikönyvekben, világstatistikákban és laborkísérletekről szóló cikkekben (Christensen, Mooney 1995, Nishimoto et al. 2005) és a kontinentális kéreggel (Meissner 1986), a földövek közzettanával (Kubovics 2008) foglalkozó tematikus összeállításokban. Konszenzus nincs, nem is lehet a Föld változatos felépítése és a geofizikai adatok szórása, hiányosságai miatt, ezért eredményeinket Christensen, Mooney (1995) világméretű áttekintésével, világátlagára és tektonikai provinciákra vonatkozó adataival hasonlítjuk össze a teljes szelvényre és Bakony, Közép-magyarországi Öv, Mecsek szerkezeti egységek felosztásában (1. táblázat). A kéregátlagok konszolidálatlan üledékek nélkül, alsó kérgen a Conrad alatti összevont középső és alsó kéreg értendő. Ez az adatközlés a tomográfias szerkesztés eredményeinek megítélésére, a közel fél évszázados regionális paraméteradatok frissítésére szolgál, elősegítve az elemző számítások és térképszerkesztések tágabb környezetbe illesztését.

Az 1. táblázatban közölt adatok összehasonlítása alapján szelvényünk átlagos kéregvastagsága a riftek és a kiterjesztett kontinentális kéreg (*extended crust*) közötti, a kéreg átlagos sebessége a pajzsok és táblák és a kontinentális ívek (*continental arcs*) közötti, a P_n sebesség pedig a kontinentális ívek és riftek sebességéhez közeli.

E durva egyezés demonstrálja, hogy területünk kéregjellemzői és szerkesztésünk eredményei beleillenek a világ-trendbe és azon belül az eddig is legvalószínűbbnek tartott tektonikai provinciákba.

A legfelső köpeny Moho-sebesség (P_n) jellemzőjére a földrengéshullámok tomográfias inverzióval nyert sebes-

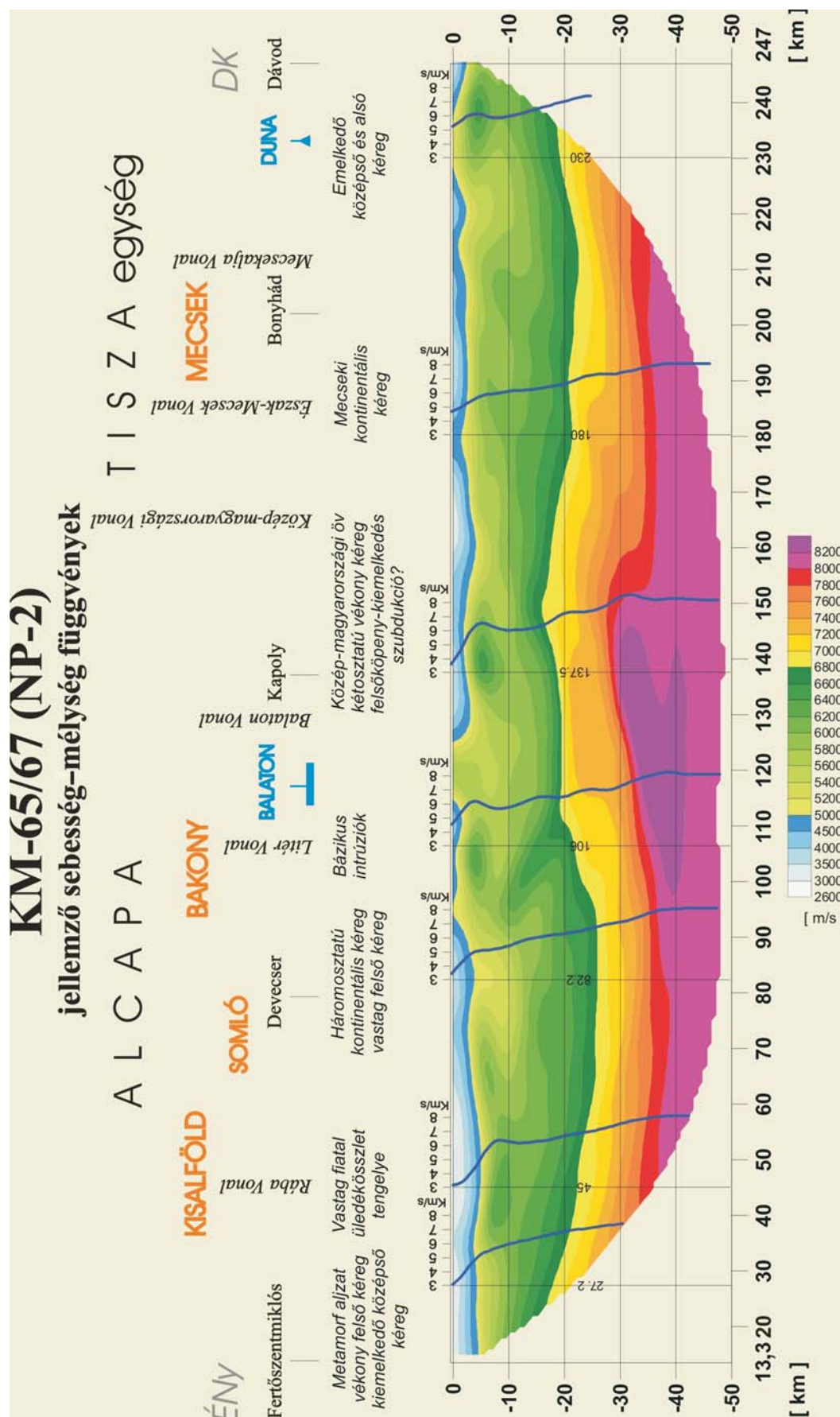
1. táblázat | Átlagos kéregvastagság, sebesség, sűrűség, Moho-sebesség (P_n) konszolidálatlan üledékek nélkül

	Kéregvastagság (km)	Sebesség (km/s)	Sűrűség (t/m ³)	P_n sebesség (km/s)
Orogének	46,3 ± 9,5	6,39		8,01 ± 0,22
Pajzsok és táblák	41,5 ± 5,8	6,42		8,13 ± 0,19
Kontinentális ívek	38,7 ± 9,6	6,44		7,95 ± 0,23
Riftek	36,2 ± 7,9	6,36		7,93 ± 0,15
Kiterjesztett kontinentális kéreg	30,5 ± 5,3	6,21		8,02 ± 0,19
Világátlag (középtérték)	39,2 (16–72)	6,45	2,83	8,07 ± 0,21
Világátlag (súlyozott)	41,0 ± 6,2	6,45	2,835	8,09 ± 0,20
KM–65/67 teljes szelvény	32 (26–37)	6,43	2,84	7,92
felső kéreg	19 (13–26)	5,95	2,72	
alsó kéreg	13 (10–17)	7,32	3,07	
Bakony (40,5–109,5)	34 (31–37)	6,40	2,83	
felső kéreg	22 (19–26)	5,96	2,72	
alsó kéreg	12 (10–14)	7,30	3,06	
Közép-m.o.-i Öv (110,5–159,5)	29 (26–33)	6,51	2,86	
felső kéreg	16 (13–19)	5,91	2,70	
alsó kéreg	13 (10–16)	7,33	3,07	
Mecsek (160,5–219,5)	33 (32–35)	6,52	2,86	
felső kéreg	19 (15–23)	5,96	2,72	
alsó kéreg	14 (11–17)	7,36	3,08	

ségeloszlásának átlagértékei tekinthetők független ellenőrző adatnak. Ez a P_n sebesség a Pannon-medence alatti legfelső köpenyben átlagosan 7,9 km/s-nak adódott Wéber Zoltán (eredetileg 2002) számításai szerint (Wéber 2006), illetve 8,0 km/s-nak 36 km mélységmetszetre Bus Zoltán számításai szerint (Bus 2004). Tehát e két hosszú hullámterjedési adatokat is tartalmazó inverzió is adatainkhoz közel álló, sőt azonos átlagértéket adott a Moho-sebességre és a kontinentális világátlaghoz (kerekítve 8,1 km/s) viszonyítva kisebbet, amiből magasabb hőmérsékletre következtettek. Ezen belül is magasabb hőáramértékek jelentkeznek a köpenykiemelkedések, így a Közép-magyarországi Öv mentén (Lenkey, Surányi 2006) „A Pannon-medencének és környékének hőárama” c. térképen. A szerzők rámutatnak arra, hogy „a Nyugati-Kárpátok belső vulkáni íve mentén megfigyelhető magasabb hőáram valószínűleg az alsó kéregben vagy a köpenyben uralkodó magasabb hőmérsékletnek a következménye”. A köpeny kiemelkedése és felszakítotttsága, a vékony új kéreg a közelebbi ok. Ezt támasztja alá szelvényünk Kapos-vonali szerkezetváltozásának környékén Némedi Varga Zoltánnak a Kaposvár, Dombóvár, Döbrököz környéki vízkutató fúrások rendkívül kedvező (13–17 m/C°) geotermikus gradienseire vonatkozó közlése (Némedi Varga 1977).

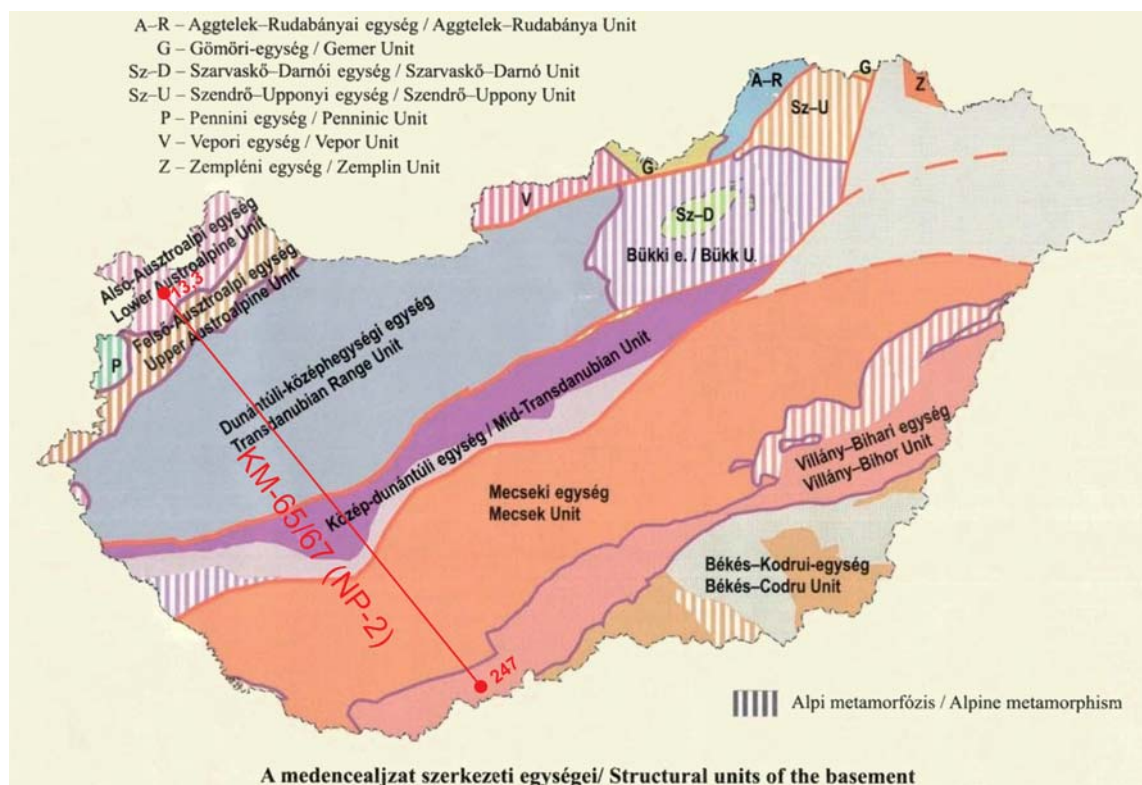
Az eddig tárgyalt adatösszefüggések és -ellenőrzések után remélhetőleg elég alapunk van a legfontosabb közeli tomográfiás CEL–08 szelvény összehasonlító értékelésére. A hazai anyag kezelői azt rögtön a mérés után feldolgozták tomográfiásan, de nagyon visszafogottan kezelték az eredmények közreadását, részben a lengyeleknek átengedve, részben fenntartva a módosítás lehetőségét, valószínűleg a meghökkentő anomáliák és a korábbi kéregadatoktól való eltérések miatt. A megtekintésre a CEL–08 szelvény geofizikai vizsgálata keretében a *Magyar Geofizikában* publikált, Kovács Attila Csaba által 2001-ben készített sebességszelvény alapján van lehetőségünk (Kiss 2009a).

A CEL–08 szelvény sebességeloszlása és domborzata szelvényünkkel lényegi hasonlóságot mutat. A Rába Vonalnál és a Balaton Vonalnál köpeny- és alsókéreg-kiemelkedés van, a Bakonynál lényegesen, a Mecseknél kissé 30 km alá vastagodik a kéreg (ha a mi sebességmeghatározásunk szerint vonjuk meg a Conrad és a Moho határfelületét, 6800 m/s, ill. 7900 m/s-nál). A felső kéregbeli sebesség-anomáliák a robbantóponttól folytonos észlelések és a hazai legsűrűbb (1,5 km) CEL felvételezés alapján megalapozottabbak a miénknél. Az ezek alapján javított és ellenőrzött út-ido görberendszerekből szerkesztett CEL sebességszel-



KM-65/67(NP-2) jellemző sebesség-mélység függvények és környezetük kéregszerkezeti jellemzése

Figure 11 Characteristic velocity–depth functions on the KM-65/67(NP-2) and the description of the surrounding crust structure



12. ábra | A medencealjzat szerkezeti egységei (Haas et al., 2010, M. Á. Földtani Intézet)

Figure 12 | Structural units of the basement (after Haas et al., 2010, Geological Institute of Hungary)

vények és a KM–65/67 szelvény együttes kezelése, térbeli értelmezése lehetséges.

Sebesség-szelvényünk jellemző sebesség–mélység függvényeit és környezetük kéregszerkezeti jellemzését a 11. ábra mutatja. Szelvényünk közel merőlegesen harántolja a medencealjzat szerkezeti egységeit (12. ábra, Haas et al. 2010, melléktérkép), ezért a kéreg- és köpenyszerkezet csapásirányban valószínűleg hasonló tendenciájú.

Az eddig leírtak áttekintése mellett néhány kiegészítő megjegyzés és feltételezett összefüggés ide kívánczik. A Közép-magyarországi Övi köpeny kiemelkedés biztos, az ÉNy irányú köpeny szinti alátolódás, szubdukció gyanú szeizmikus és szeizmológiai megerősítésre szorul. A Közép-magyarországi Övnél földtani elemzéssel Szádetzky (1973) is ÉNy-i dőlésű szubdukciós sebhelyet valószínűsített, amely a felső krétában és a miocénben volt a legaktívabb. A szelvény elején a Fertőszentmiklós–Rába vonal között a kéreg- és köpenykiemelkedés indikációja is biztos, Gálfiékhöz hasonlóan lyuk közeli reflexiós felvételünkön kis kéreg- és köpenybeérkezési időket kaptunk, ott jelentkezett legkisebb észlelési távolságra az elsöprő energiájú kritikus környéki Moho-beérkezésköteg (2. ábra, Rp. 14,5) és ellenágai két nagy lépcsős kiemelkedést mutattak (ezekből ered a szelvény eleji eredményünk is). Itt kaptunk egy mélyreflexiót a Rp. 14,5; T 23,6–27,1 lyuk közeli felvételen 11,5 s-nál, kb. 36 km mélységből, amely törésről, alátolódásról, vagy asztenoszférről is eredhet. Ez megfelel a

Békési-medencénél a PGT–4 szelvényen feltételezett asztenoszférafelnyomulásnak (Posgay et al. 1996).

A szelvényközépi aszimmetrikus Moho-kiemelkedés feletti extenziós medencével szemben a Bakony a köpenymélyedés (ÉNy) felé billent, gravitációs csúszás kompressziós fel- és alátolódásokkal. A közép-magyarországi övezet a földtani leírásokból következtetve a földtörténeti ókortól létező mélytörés, a periadriai lineamentum mentén szétszakadt kontinentális litoszféra ciklikusan felújuló sebhelye, amely az alsó köpenyből feláramló és a radioaktív bomlásból származó hő és könnyű anyagok, könnyen illók átmeneti gyűjtő, majd kitörésekkel feszültségmentesítő tere (antiklinális, dóm hatás). Gyanítható, hogy a periadriai lineamentum Száva–Vardar övi elágazása is ilyen a magmás kísérőjelenségek alapján. Környezetükben, a Kárpát-medencében létrejött asztenoszférafölboltozódás tartós hőcsapdaként, forró foltként, olvadékrezerervoárként hasonló magmás termékeket eredményezett a felső krétától. Erre utal a két különböző tektonikai egységhez, az ALCAPA-hoz tartozó északkelet-dunántúli (Alcsútdoboz–2 stb.) és a TISZA egységhez tartozó villányi-hegységi kőfejtők és a Turony–1 fúrás felső kréta lamprofir telér kőzeteinek geokémiai, petrogenetikai és forrásközetbeli hasonlósága Nédli, M. Tóth, Szabó (2009) szerint.

A paleogén – alsó miocén magmás kőzetek felső köpeny eredetű xenolitjainak vizsgálata alapján mindhárom öv magmás kőzetei alapvetően hasonló összetételűek, szinkron

időeloszlásúak és szubdukcióhoz kapcsolhatóak, sőt a Közép-magyarországi Öv környezetében még a középső miocén mészkálai magmák kőzetek is számos szubdukciós vonatkozású geokémiai jelleget mutatnak Kovács és Szabó (2008) szerint. Ehhez elég a mélytörések találkozásánál feltöredezett és elvékonyodott litoszféra és alsó kéreg helyenkénti asszimilációjával az asztenoszféra belül létrejövő olvadékkeveredés. Szerkesztői megjegyzéseiben már Szénás is a kéreg alulról történő beolvastásával magyarázta a hazai vékony kérget, de normál Conrád-mélységet, ezért lehet az, hogy kérgünk tagolása és sebességjellemzői a Meissner-féle besorolás szerinti kontinentális kéregtábla, pajzs típusához hasonlítanak, de a mai vékony kéreg, és kisebb köpenysebesség inkább a variszcidák, kiterjesztett kéreg, ívek, riftek jellemzője. Kőzettani bizonyítékokat sorakoztat fel Dégi, Török (2003) a kéreg kivékonyodására a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen a bazalt és piroklasztitjai gránát granulit xenolitjainak petrográfiai, ásványegyensúlyi, termobarometriai és fluidzárvány vizsgálatai segítségével. A Bakony–Balaton-felvidék litoszférájának időbeli fejlődésére következtek a pliocén alkálilazaltok felső köpeny eredetű, peridotitos összetételű xenolitjainak vizsgálata alapján (Falus, Szabó 2004). Az ásványok összetétele alapján becsült egyensúlyi hőmérsékletértékek az idősebb tihanyi mintákon 70–100 °C-kal nagyobbak, mint a Bakony–Balaton-felvidék más fiatalabb bazalt vulkáni lelőhelyeinek hasonló szövétű peridotitzárványai esetén. Az eltérés okának a Tihany alatti felső köpeny megmintázódásának idősebb korát, a Pannon-medence fő riftesedési eseményeihez közelebbi időt tartották, ami nagyobb hőmérsékletű litoszférát jelenthet. A vulkanizmus eltolódása feltehetően összefügg a kéregszerkezettel. Eszerint valószínűleg a köpenyboltozat tetőrésznél kezdődő középső miocén savanyú tufaszórás, majd a peremek felé kiterjedő andezit vulkanizmus után feszítő erejét veszített bázikus maradék olvadék kihűlt, besüllyedt, de a mélytörés felőli hűtőpótlás olvasztó hatása a köpenyboltozat Ny-i, mélyülő szárnyát is fokozatosan elérte, bazaltvulkanizmust generálva egyes gyengült töréses helyeken. Előbb a viszonylag kiemeltebb köpenyű Tihany környékén, később a mélyülő köpenyű Balaton-felvidék, Bakony, Kisalföld területén.

Összefoglalás

A KM–65/67 dunántúli földkéregkutató mérés tomográfias feldolgozásával a Közép-magyarországi Öv táján mind az alsó kéregben, mind a felső köpenyben 5–10 kilométeres feldomborodást állapítottunk meg, ahol a középső kéreg gyakorlatilag kimarad. A szelvényközépi aszimmetrikus Moho-kiemelkedés feletti extenziós medencével szemben a Bakony a köpenymélyedés (ÉNy) felé billent, gravitációsan csúszik kompressziós fel- és alátolódásokkal. A Moho-kiemelkedés frontjánál, a Kapos Vonal környékén egy kisebb sebességű becsípődést kaptunk, amelyet ÉNy irányú köpenyszintű alátolódásként, esetleg szubdukció maradványaként értelmeztünk. A szelvény elején Fertőszentmiklós

és a Rába vonal között is a kéreg- és köpenykiemelkedés indikációját erősíti, hogy ott Gálfiékhoz hasonlóan lyuk közeli reflexiós felvételünkön kis kéreg- és köpenybeérkezési időket kaptunk. Alattuk egy mélyreflexió is mutatkozott 11,5 s-nál, kb. 36 km mélységből, ami törésről, alátolódásról, vagy asztenoszféraól is eredhet. Ott jelentkezett legkisebb észlelési távolságra az elsőprő energiájú kritikus környéki Moho-beérkezésköteg (2. ábra, Rp. 14,5). A köpenykiemelkedések között a Bakony és a Közép-magyarországi Övtől DK-re a Mecsek viszonylag vastag kontinentális kérgű, amely önálló beérkezésekkel és sebességeloszlással is bizonyíthatóan felső, középső és alsó kéregre osztható. Szakirodalmi összehasonlítások után megállapítottuk a sebesség- és mélységeloszlásunk régiókra jellemző kontinentális kéregtípusokhoz való hasonlóságát, ezeket táblázatba foglaltuk, és elkészítettük kéregszerkezeti modellünket (10. ábra). Megállapítottuk szelvényünk és a CEL–08 szelvény lényegi hasonlóságát.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton is köszönjük, hogy Hegedűs Endre főosztályvezető javaslatára az ELGI akkori igazgatója Bodoky Tamás megbízott bennünket a KM–65/67 szelvény tomográfias feldolgozásával, és az ELGI vezetősége lehetővé tette a munkánk folytatását és az értelmezést. Köszönjük Posgay Károlynak ismeretei és szakirodalma önzetlen átadását és alapos lektorálását, László Istvánnak a koordináták és színtadatok összeállítását, Csabafi Róbertnek a CEL–08 szelvényadatok javított változatának előállítását, Kiss Jánosnak és Török Kálmánnak érdemi együttműködését, Bus Zoltánnak doktori értekezése megküldését, Mészárosné Jellinek Beátának az irodalom megszerzésében, Banciu Gábornénak az ábrakészítésben nyújtott segítségét.

Hivatkozások

- Balázs E. 1975: A kisalföldi medence paleozoos képződményei. Földtani Kutatás, XVIII/4., 17–25
- Bendefy L. 1965: A Magyar Medence mélyszerkezetének Balkáni-Dinarid és Kelet Alpi vonatkozásai. Földr. Ért. 14, 4.
- Bodoky T., Brueck E., Fancsik T., Hegedűs E., Posgay K., CELEBRATION szervezőbizottság és kutatócsoport 2001: CELEBRATION 2000 nagyszabású ezredzáró projekt a litoszféra kutatásban. M. Geof. 42/1, 15–21
- Bóna J. 1972: A mecseki alsóliász és felsőliász rétegek palynológiai vizsgálata. Kandidátusi dolgozat
- Bus Z. 2004: A Kárpát-medence szeizmikus hullámsebesség-eloszlásának tomográfiai vizsgálata. Doktori értekezés, MTA FKK GGI Szeizmológiai Observatórium, Budapest
- Christensen N. I., Mooney W. D. 1995: Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J. Geophys. Res. 100, B7
- Dégi J., Török K. 2003: Kőzettani bizonyítékok a kéreg kivékonyodására a Bakony – Balaton felvidék vulkáni területen. M. Geof. 44/4, 125–133
- Falus Gy., Szabó Cs. 2004: Felsőköpeny eredetű xenolitok Tihanyról: nyomon követhető litoszféra-fejlődés a Bakony – Balaton felvidék vulkáni területen? Földt. Közl. 134/4, 499–520
- Gálfi J., Stegena L., 1960: Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar medencében. Geof. Közlemények VIII/4., 189–195

- Géczy B. 1975: A jura időszak klímája lemeztektonikai megvilágításban. MTA. X. Oszt. Közl. 8/1–2
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. 2010: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe. MÁFI
- Jantsky B. 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. MÁFI Évk. 60. köt.
- Kassai M. 1973: A délkelet-dunántúli paleozoos rétegsorok facies meghatározásának problémái. Földt. Közl. 103/3–4, 389–402
- Kilényi É., Kröll A., Obernauer D., Šefara J., Steinhäuser 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. 2009a: A CEL 08 szelvény geofizikai vizsgálata. M. Geof. 50/2, 59–74
- Kiss J. 2009b: Regionális gravitációs anomáliák, izosztikus hatások Magyarországon. M. Geof. 50/4, 153–171
- Kiss J. 2010: A mély medencék izosztikus hatása. M. Geof. 51/3, 150–162
- Kovács I., Szabó Cs., 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. Journal of Geodynamics 45, 1–17
- Kőrössi L., 1982: Magyarország földtani szerkezetének áttekintése. Ált. Földt. Szemle 17, 21–71
- Kubovics I. 2008: Általános Közettan; A földövek közettana. Munkos Magyar Egyetemi Kiadó, Budapest
- Lenkey L., Surányi G. 2006: A magyarországi neogén vulkáni kőzetek hőtermelésének vizsgálata. M. Geof. 47/4, 128–132
- Majoros Gy. 1969: A balatonfői újpaleozoikum kutatása. MÁFI Évi Jel. 1969.
- Meissner R., 1986: The Continental Crust; A Geophysical Approach, Academic, San Diego, Calif., 1986, 426 pp.
- Mituch E. 1968: Földkéregkutató szeizmikus mérések. MÁELGI 1967. Évi Jel., 219–225
- Mituch E., Posgay K., Sedy L. 1964: Széles szögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban. Geof. Közl. XIII/2, 201–210
- Mituch E., Posgay K., 1972: Hungary, In: The Crustal Structure of Central and Southern Europe Based on the Results of Exploration Seismology. Ed. by Szénás Gy., Geophysical Transactions Special Edition, Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, 1972
- Nédli Zs., M. Tóth T., Szabó Cs. 2009: A Villányi-hegység felső kréta lamporfir telérei. In: Magmás és metamorf képződmények a Tiszai egységben. Geo Litera, Szeged, 219–242
- Némedi Varga Z. 1977: A Kapos-vonal. Földt. Közl. 107, 313–328
- Nishimoto S., Ishikawa M., Arima M., Yoshida T. 2005: Laboratory measurement of P-wave velocity in crustal and upper mantle xenoliths from Ichino-megata, NE Japan: ultrabasic hydrous lower crust beneath the NE Honshu arc. Tectonophysics 396, 245–259
- Posgay K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. Geof. Közl. XVI/4 (melléklet: Magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe)
- Posgay K., Albu I., Korvin G., Petrovics I., Polcz I., Rácz I. 1980: Szeizmikus módszer és műszerkutatás. MÁELGI 1979. Évi Jel. 45–51
- Posgay K., Takács E., Szalay I., Bodoky T., Hegedüs E., Kántor I., Timár Z., Varga G., Bérczi I., Szalay Á., Nagy Z., Pápa A., Hajnal Z., Reilkoff B., Mueller S., Ansorge J., De Iaco R., Asudeh I. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotravers. Geoph. Trans. 40/1–2, 1–44
- Scheffer V. 1959: A magyar „közbenő tömeg” kérdéséhez. Geof. Közl. 9, 56–68
- Szádeczky Kardos E. 1973: A Kárpát–pannon terület szubdukciós övezetei. Földt. Közl. 103, 224–244
- Szepesházy K. 1975: Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. Ált. Földt. Szemle 8, 25–60
- Wein Gy. 1969: A Dunántúl neogén rétegekkel fedett ÉNy-i részének szerkezetföldtani vázlata. MÁFI évi jel. az 1969. évről, 563–582
- Wein Gy. 1978: A Kárpát-medence kialakulásának vázlata. Ált. Földt. Szemle 11, 5–34
- Wéber Z.. 2006: Magyarországi földrengések hipocentrumának és fészekmechanizmusának meghatározása teljes hullámforma inverzióval. M. Geof. 47/4, 173–177