

# A Conrad-határfelület a Pannon-medencében (magyarországi adatok)

KISS J.

Szabályzott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH), Földtani Igazgatóság,  
1051 Budapest, Sas utca 20–22.  
E-mail: janos.kiss@sztfh.hu

A Föld belső szerkezetének kutatása során megkülönböztetünk kémiai és fizikai tulajdonságok alapján kialakított modelleket. Az igazság azonban az, hogy a megoldás valahol középen lehet, mert a Föld mélyének fizikai paramétereit a különböző folyamatok, átalakulások (kőzettani, ásványtani vagy éppen kémiai, fizikai) határozzák meg, amelyek viszont az adott közegre hatással vannak. Mindezt az összetétel és a külső körülmények, például a nyomás, a hőmérséklet, vagy például a víztartalom határozza meg.

A határfelületeken ennek megfelelően a kőzettani, ásványtani, kémiai és fizikai paramétereknek a gyors, „hirtelen” változása következik be, amiket mérőeszközeinkkel jó esetben ki tudunk mutatni. A Conrad-határfelületen<sup>1)</sup> is valami ilyesmivel állunk szemben a szial {Si–Al} és a szima {Si–Mg} övek, azaz a felső kéreg és az alsó kéreg határán. Egyes szerzők ezt a határfelületet a felső kéreg szial kőzetek beolvadásának (pl. anatexis<sup>2)</sup>, palingenezis<sup>3)</sup>) határfelületeként tartják számon. Valószínűleg nem véletlen tehát, hogy ehhez a határfelülethez sok hazai földrengés fészekmélysége kapcsolható (Tóth, Zsíros 2000).

A Conrad-határfelület közvetlenül nem érhető el, a legmélyebb szupermély fúrások<sup>4)</sup> is csak a tetejét „karcolhatják” ennek a mélységnek. Így csak közvetett, azaz geofizikai mérési adataink alapján következtetünk erre a felületre.

## Kiss, J.: The Conrad discontinuity in the Pannonian Basin (data from Hungary)

When researching the Earth's internal structure, we distinguish between models based on chemical and physical properties. The truth, however, is that the solution may be somewhere in the middle, because the physical parameters of the Earth's depths are determined by various processes and transformations (lithological, mineralogical or even chemical, physical), which in turn affect the given medium. All of this is determined by the composition and external conditions, such as pressure, temperature, or, for example, water content.

Correspondingly, rapid, “sudden” changes in lithological, mineralogical, chemical and physical parameters occur at the interfaces, which we can detect with our measuring devices. On the Conrad surface, we also face something like this at the boundary of the sial {Si–Al} and sima {Si–Mg} belts, i.e. the boundary of upper crust and the lower crust. Some authors consider this discontinuity to be the interface of the melting of sial rocks of the upper crust (e.g. anatexis, palingenesis). It is therefore probably no coincidence that the nest depth of many domestic earthquakes can be linked to this interface (Tóth, Zsíros 2000).

The Conrad interface is not directly accessible, and even the deepest super-deep wells can only “scratch” the top of this depth. Thus, we can only infer this surface based on our indirect, i.e., geophysical measurement data.

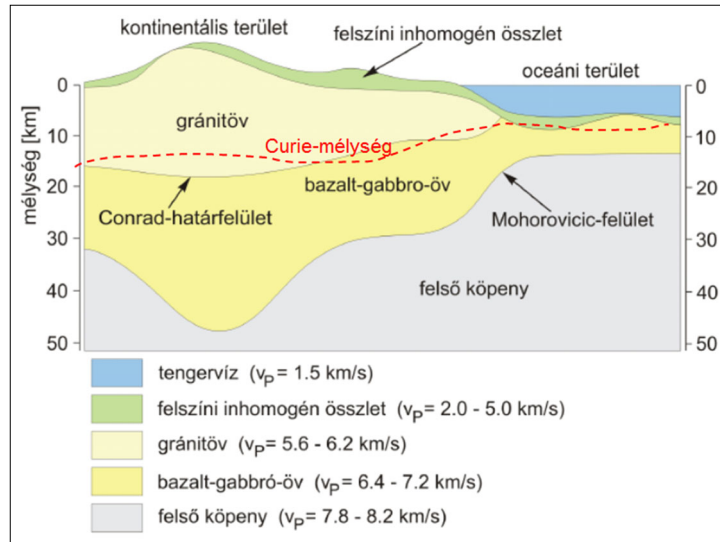
Beérkezett: 2023. január 9.; elfogadva: 2023. február 23.

## Bevezetés

Elsőként Victor Conrad (1925, 1928) ismerte fel, majd vizsgálatait Jeffreys (1929) tovább finomította, és megállapította, hogy a Conrad-féle határfelület a felszín alatt általában 5–20 km-es (átlagosan 15 km-es) mélységben található. A laboratóriumi sebességvizsgálatok alapján Jeffreys a felső kéregre gránitos (gneiss, gránit, granodiorit), az alsó kéregre üveges bazaltos (diorit, gabbró, amfibolit) és a

köpenyre dunitos összetételt határozott meg (1. ábra). Sok helyen a kivastagodó litoszférában középső kérget is el lehet különíteni amfibolitos összetétellel. Újabb elképzelések szerint az alsó kéreg egészére a granulitos metamorf fácias a legjellemzőbb (Touret et al. 2016).

A Conrad-diszkontinuitás egy másodrendű határfelület, amely a Moho-felülethez hasonlóan, többnyire ellentétes értelemben követi a felszíni domborzatot. Csak a kontinentális kéregben található meg a határfelület a felső kéreg

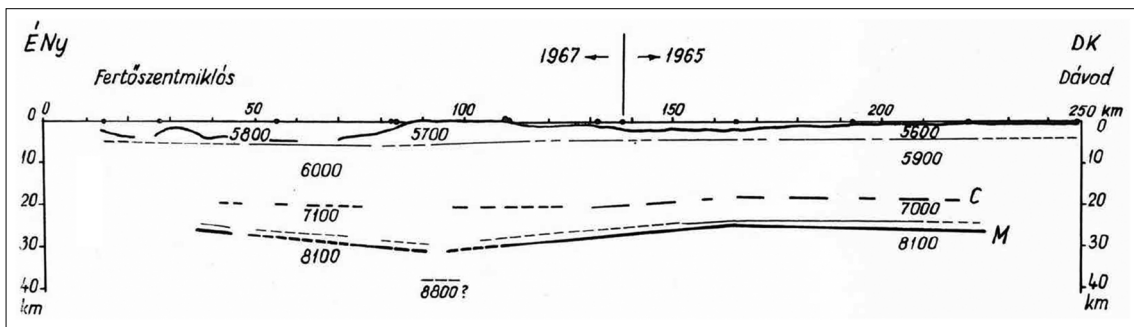


1. ábra | A litosféra szerkezete óceánok és kontinensek alatt (Völgyesi 2002, módosítva)  
 Figure 1 | The structure of continental and oceanic lithosphere (Völgyesi 2002, modified)

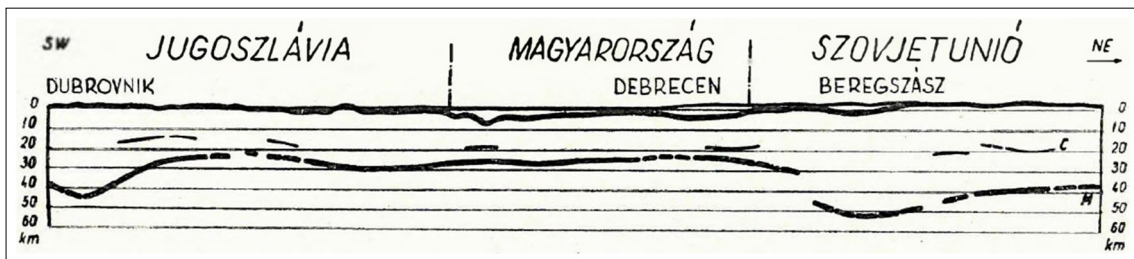
és az alsó kéreg között (az óceáni lemez esetén nincs felső kéreg, így Conrad-felület sincs, illetve bizonyos szempontból a vékony tengeri üledékek alatti kristályos kőzetfelszín tekinthető annak). Érdekes azonban, hogy ez a határfelület a kontinentális kéregben sem mutatható ki mindenhol, és sokszor nem összefüggő hanem egy széles kőzetátalakulási zóna (középső kéreg), határozott határfelületek nélkül. Ahol kimutatható, ott átlagosan 15–25 km-es mélységben

van. Az idős, kontinentális pajzsok esetén jól azonosítható, de az orogén területek, fiatal kontinentális lemezek alatt nehezen kimutatható. Ennek egyik oka a fiatal geodinamikai mozgások lehetnek, amelyek felülírják a normál diagenetikus és az izosztatikus folyamatokat a földkéregben.

Magyarországon a Conrad-felület szintje 18–19 km mélységben van a szeizmikus mérések alapján (2., 3. ábra,



2. ábra | A Dunántúl földkéregkutató szelvénye (Mituch 1969) Conrad- és Moho-szintekkel  
 Figure 2 | Lithosphere exploration profile of Transdanubia (Mituch 1969) with Conrad- and Moho-level



3. ábra | A III. és IV. összevont szeizmikus szelvénynek a Kárpát-rendszert harántoló szakasza (Sollogub et al. 1971,1972) nyomán, egyszerűsítve (kétszeres túlmagyasítás)  
 Figure 3 | Section of joint international profiles III and IV traversing the Carpathian system (after Sollogub et al. 1971,1972), generalized (twofold exaggeration)

Mítuch 1964, 1969, Szénás 1972, 1973). A Conrad-felület a savanyú képződményekből álló gránitöv és a bázisos bazalt–gabbró-öv közötti határvonal, a világátlag alapján a  $v_p = 6,4\text{--}6,5$  km/s longitudinálshullám-sebesség elérésénél húzható meg, s figyelemre méltó, hogy ez a határfelület, a Kárpát-medencében, a nagy geotermikus gradiens miatt sok esetben a Curie-hőmérséklet mélységtartományában van, amely Magyarországon, a mágneses adatok spektrálmélység-meghatározása alapján nagyjából ugyanabban a mélységben (Kis et al. 1999, Kiss 2009a) található, mint a szeizmikus Conrad-felület. Az 1. ábra mutatja a Conrad-határfelület és a Curie-pont mélységének kapcsolatát, amely ábrát először a mágneses fázisátalakulás vizsgálata kapcsán az 2009. évi IAGA angol nyelvű előadásában (Kiss et al. 2009c), majd 2015-ben a TISIA konferencia magyar nyelvű előadásában (Kiss et al. 2015b) mutattunk be. Azóta ezt sokan – néha hivatkozás nélkül – átvették, vagy hasonló megfontolás alapján szintén elkészítették.<sup>5)</sup>

A legfrissebb, átfogó litoszféra kutató adatfeldolgozások (pl. Artemieva 2009) alapján azonban az 1. ábra sebességértékeit tovább pontosították. A nem konszolidált, laza üledékekre  $v_p = 1,5\text{--}3,5$  km/s, a konszolidált üledékekre a  $v_p = 3,5\text{--}5,8$  km/s sebességeket határoztak meg. A kontinentális felső kéreg gneisz–gránit–granodiorit összetételű  $v_p = 5,6\text{--}6,4$  km/s, a középső kéreg amfibolitos fáciesei  $v_p = 6,4\text{--}6,8$  km/s, míg az alsó kéreg granulit fá-

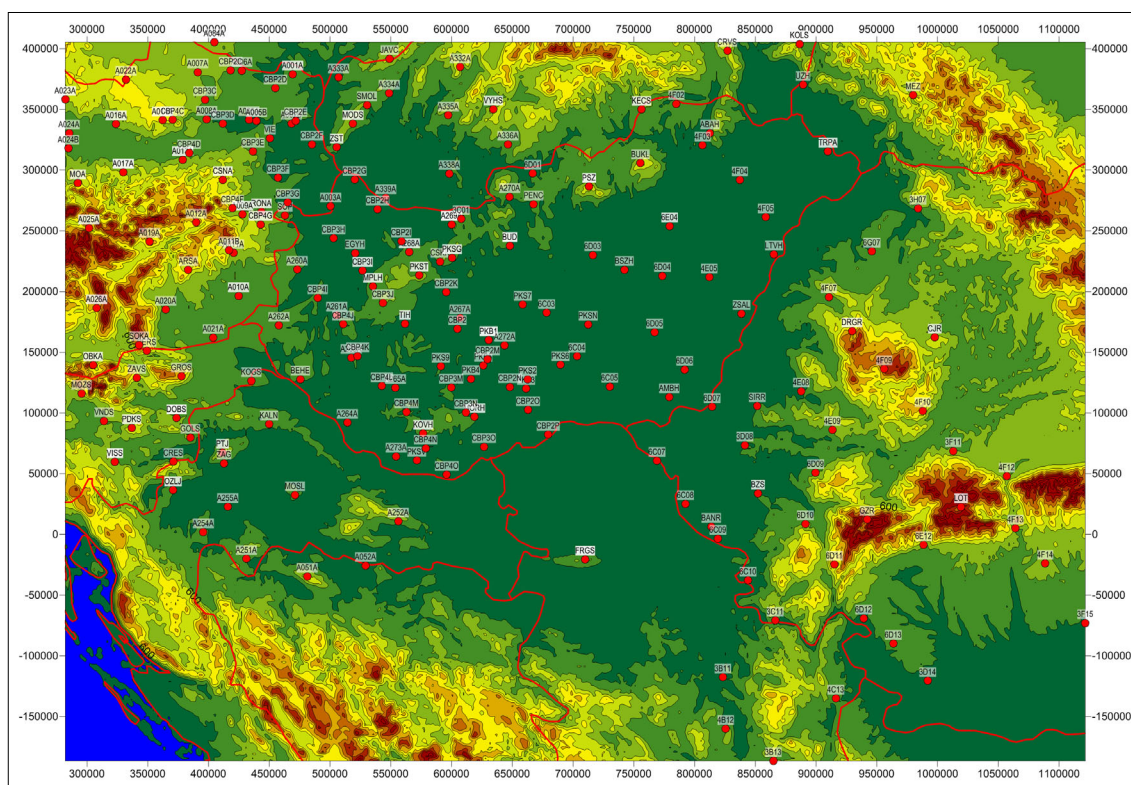
**1. táblázat** A Conrad- és a Moho-határfelület minimum–maximum  $V_s$  hullámsebessége és minimum–maximum mélysége a passzív szeizmikus mérések válaszfüggvény-elemzései alapján (Kalmár 2021)

**Table 1** Minimum-maximum  $V_s$  wave velocity and minimum–maximum depth of the Conrad and Moho interfaces based on the receiver function analyses of passive seismic measurements

| Felület | $V_{s\min}$<br>[km/sec] | $V_{s\max}$<br>[km/sec] | $H_{\min}$<br>[km] | $H_{\max}$<br>[km] |
|---------|-------------------------|-------------------------|--------------------|--------------------|
| Conrad  | 2,97                    | 3,47                    | 14                 | 28                 |
| Moho    | 3,58                    | 4,09                    | 21                 | 46                 |

ciesei  $v_p = 6,8\text{--}7,2$  km/s kompressziós (longitudinális) sebességgel jellemezhetők. Prekambriumi pajzsok esetében a  $7,2\text{--}7,6$  km/s sebesség is jellemző lehet. Mindezek alatt a peridotit összetételű felső köpeny van  $7,6\text{--}8,8$  km/s sebességgel, a kontinensek alatt  $8,07$  km/s átlagsebességgel. Ezek alapján a Conrad  $v_p = 6,4$  km/s, a Moho  $v_p = 7,6$  km/s sebességnél húzhatóm meg.

A longitudinális mellett a transzverzálshullám-sebesség értékéről is vannak adatok a mikroszeizmikus zajtomográfiának köszönhetően. A kéregbeli S-hullám sebességértékeket Ren et al. (2007), Hetényi et al. (2015), Szanyi (2016), majd Kalmár (2021, 1. táblázat) munkái alapján tanulmányozhatjuk a Kárpát-medence területén (4. ábra).



**4. ábra** Szeizmológiai, azaz passzív szeizmikus mérési hálózat a Kárpát-medencében és közvetlen környezetében a domborzati térképen megjelenítve

**Figure 4** Seismological, i.e. passive seismic monitoring network in the Carpathian Basin and its immediate surroundings displayed on the relief map

„A  $v_s(z)$  függvény jellegzetessége, hogy sok helyen konstans értékből változó, növekvő trendbe vált át a felső kéreg – alsó kéreg határon, azaz a Conrad-határfelületen. Ez a változás fontosabb jellemzője lehet ennek a határnak, mint egy adott sebességérték.” (Hetényi György, szóbeli közlés)

**Legújabb eredmények**

Kalmár Dániel PhD-dolgozatában (Kalmár 2021) a határfelületek mélységét, az alaprétegek sebességét is publikálta háromréteges modellt feltételezve.

Közép-Európa 257 szeizmológiai állomásának vevőfüggvény-analízise (Kalmár et al. 2021, Kalmár 2021) alapján a szerzők által a Közép-európai területre (4. ábra) meghatározott értékeket összegezve, a 2. táblázat eredményeit kapták.

A 4. ábra alapján látszik, hogy az állomások a főleg a Kárpát-medence belső területeire esnek, de jó néhány közülük ráfut a környező hegyekre, ezért célszerű volt szűkíteni a forrásadatokat, például Magyarország területére. Az is látszik, hogy az állomások között durván 30–50 km távolság van (5. ábra).

A magyarországi kéregkutató szeizmikus mérések alapján a Conrad-felület ( $v_p$ ) határsebességre a világtáznál magasabb,  $v_p = 6,7-6,8$  km/s-os (Mituch 1964, Szalay et al. 2011), esetenként még ennél is nagyobb  $v_p = 6,9-7,3$  km/s (Posgay 1975, Posgay et al. 1986) értéket határoztak meg, ami azért érdekes, mert Magyarországon magas a geotermikus gradiens, és mivel a hőmérséklet növekedésével arányosan csökken a hullámsebesség, ezért itt ennek a határsebességnek a világtáznál inkább kisebbnek kellene lennie. A szerzők magyarázatként, az tálnál sokkal bázisosabb kémiai összetételű alsó kérget tételeztek fel a Pannon-medencében. Ezzel magyarázható például a balatonfelvidéki és nógrádi bazaltvulkanizmus termékeiben megjelenő köpenyzárványok, azaz xenolitok megjelenése.

**2. táblázat** A szeizmológiai adatok átlagos minimum, maximum és középértékei – vevőfüggvény-analízis háromréteges modellre. A mélység adatok a kristályos kőzetek felszínét, a Conrad- és a Moho-felületet adják meg a modelltől adódóan

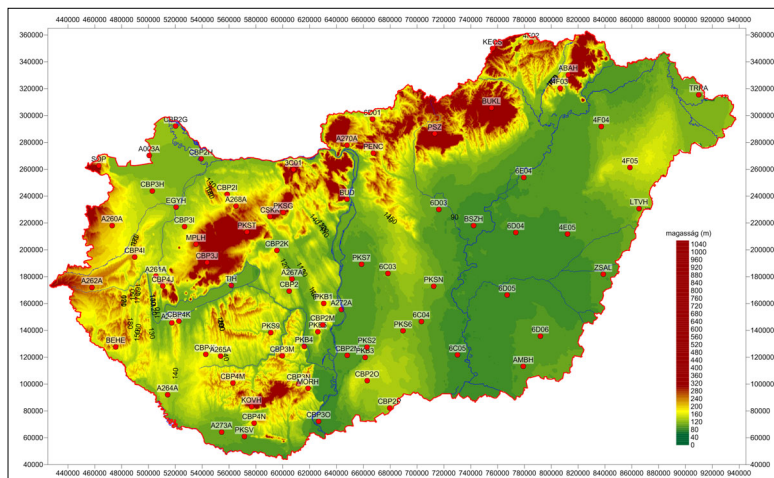
**Table 2** Average minimum, maximum and median values of seismological data – result of receiver function analysis for a three-layer model. The depth data indicate the surface of the crystalline rocks, the Conrad and Moho surfaces based on the model

| Paraméter           | Üledék | Felső kéreg | Alsó kéreg |
|---------------------|--------|-------------|------------|
| $V_{s\ min}$ (km/s) | 0,320  | 2,030       | 3,120      |
| $V_{s\ max}$ (km/s) | 2,880  | 3,890       | 4,540      |
| $V_{s\ avg}$ (km/s) | 1,889  | 3,279       | 3,895      |
| $V_p/V_s$           | 1,719  | 1,716       | 1,786      |
| $V_{p\ min}$ (km/s) | 0,573  | 3,483       | 6,956      |
| $V_{p\ max}$ (km/s) | 4,951  | 6,675       | 8,108      |
| $V_{p\ avg}$ (km/s) | 3,247  | 5,627       | 6,956      |
| $H_{min}$ (km)      | 0,010  | 14,060      | 21,130     |
| $H_{max}$ (km)      | 5,570  | 28,150      | 46,050     |
| $H_{avg}$ (km)      | 1,017  | 20,512      | 30,456     |

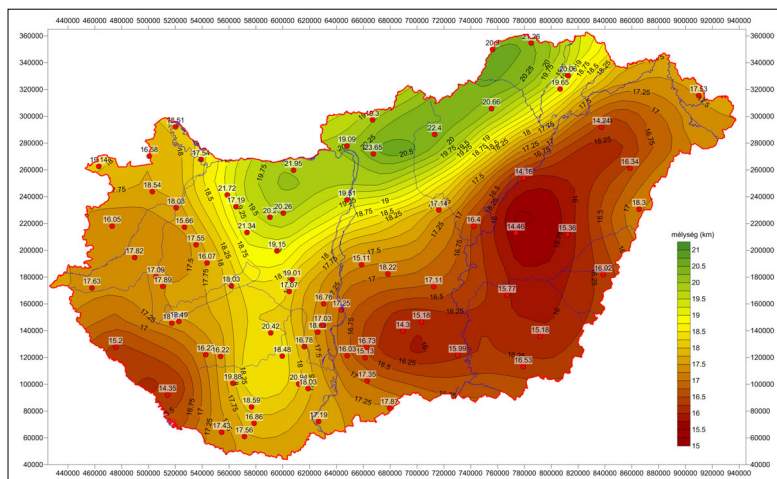
Az átlagos longitudinális ( $v_p$ ) sebesség alapján a CELEBRATION szelvények (például CEL07 és CEL08) mentén már korábban is történtek Conrad-mélység kijelölések (Kiss 2009a, 2009b).

**Magyarországi eredmények térképi megjelenítése**

Magyarország területére 99 szeizmológiai állomás esik (0,001 pont/km<sup>2</sup>), azaz durván minden 31,5 km × 31,5 km területre esik egy szeizmológiai állomás. Az állomások eloszlása nem egyenletes, a Dunántúlon sűrűbb, az Alföld területén ritkább.



**5. ábra** Magyarország területére eső szeizmológiai megfigyelő állomások  
**Figure 5** Seismological monitoring stations in Hungary



**6. ábra** | A Conrad-határfelület a vevőfüggvény-meghatározások alapján a forrásokkal  
**Figure 6** | The Conrad discontinuity based on the receiver function definitions with the source data

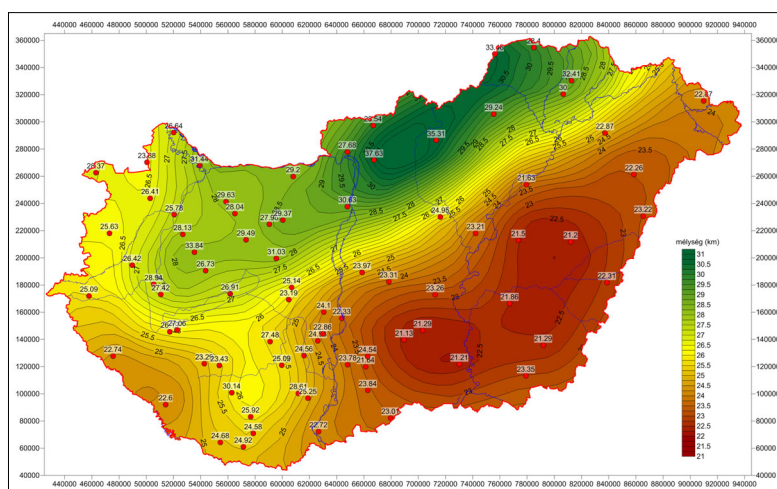
A doktori dolgozatban (Kalmár 2021) és a publikációkban (Kalmár et al. 2021) szereplő felületek (gridek) nem álltak rendelkezésre, így a táblázatosan megadott adatok alapján készítettük el a megjelenített felületeket. A mintavételi törvény szerint egy 50 km ráctávolságú ( $9 \times 12$  méretű) grid elkészítésére volt alkalmas a szeizmológiai adatrendszer. Ez pedig azt jelenti, hogy ezzel az állomássűrűséggel a legkisebb kimérhető anomália hosszúság 100 km körüli, ennél kisebb hullámhosszúságú (nagyobb frekvenciájú) változást nem lehet kimutatni a mérések alapján. Egy anomáliát 3 vagy inkább 5 pont alapján lehet beazonosítani. Az 1 pontos anomáliák veszélyesek, ha figyelembe vesszük, hogy nem zárható ki a mérési hiba. Ha túl sűrűre interpoláljuk, akkor az interpoláció miatt hullámosodik be a felület (ami feldolgozási zaj), ha túl ritkára, akkor esetleg információt veszünk. Most a robusztus megközelítést alkalmaztuk.

A kimutatható anomáliák hullámhosszát (azaz spektrális jellegét) a kutatási terület nagysága (maximális) és a minta-

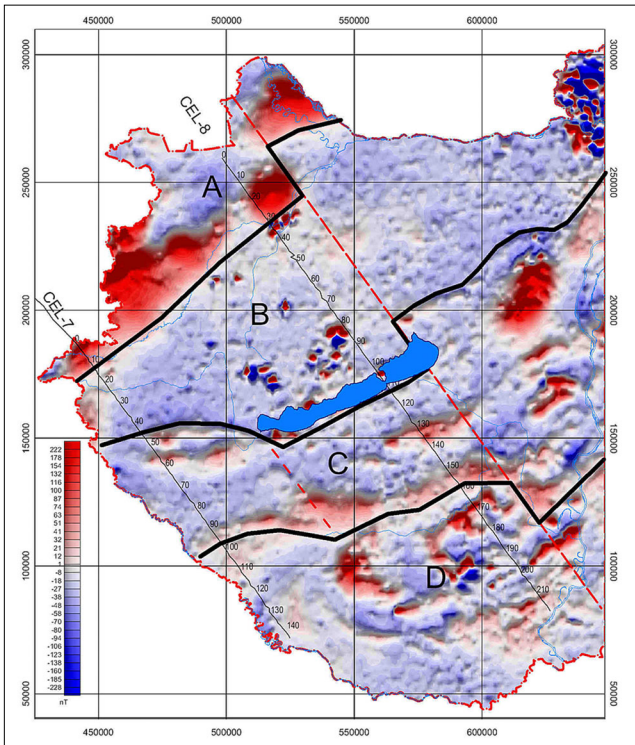
vételi távolság (minimális) határozza meg (lásd Nyquist-frekvencia)!

A Conrad-felület megjelenítéséhez az 50 km-es rácsból származó adatokat és a kiindulási forrásadatokat együttesen újrainterpoláltuk 25 km-es rácsba, majd a kiugró értékeket Gauss-szűrővel simítottuk (6. ábra). Néhány állomás esetében több mélység is meg volt adva, ott a környező pontok alapján választottuk ki a legjobban illeszkedőt (6. ábra, állomások feletti értékek).

Hasonló eljárással készítettük a Moho-határfelület térképét is (7. ábra). A két felület lefutása hasonló, komolyabb eltérés a Balatonfelvidék Ny-i felén érzékelhető, ott a Conrad-felület kiemeltebb helyzetben van, ami talán a pannon bazaltképződmények jelenlétével lehet összefüggésben. A változás határvonala körülbelül a Balaton K-i medencéjébe tehető, a Móri- és Tatai-ároknak megfelelő irányítottsággal, bár a ritka forrás adatrendszer miatt ez nehezen pontosítható. Hasonló jellegű választóvonal rajzolódik ki a mágneses anomáliák megszakadásai



**7. ábra** | A Moho-határfelület a vevőfüggvény-meghatározások alapján a forrásokkal  
**Figure 7** | The Moho discontinuity based on the receiver function definitions with the source data



8. ábra A Dunántúl mágneses  $\Delta Z$  anomáliatérképe (Kiss 2009a). A mágneses anomália-térkép jellegzetes, határvonal mentén jelentkező törésekkel (piros szaggatott vonal). A Conrad-felület térképén ez a vonal szintén azonosítható

Figure 8 Transdanubian magnetic  $\Delta Z$  anomaly map (Kiss 2009a). The magnetic anomaly map with a characteristic breaks of anomalies along the red dashed line. This line can also be identified on the map of the Conrad surface

alapján is (8. ábra, Kiss 2009a). Ez a vonal tehát kéreg szerkezeti elem lehet a Conrad-felszín rajzolata és a mágneses anomáliák törésének helye alapján. A mágneses térképen megjelenő anomáliák kapcsolata a Conrad-határfelülettel nem tárható fel teljes mértékben, mert a szeiz-

mológiai mérési adatok csak ritka hálóban állnak rendelkezésre.

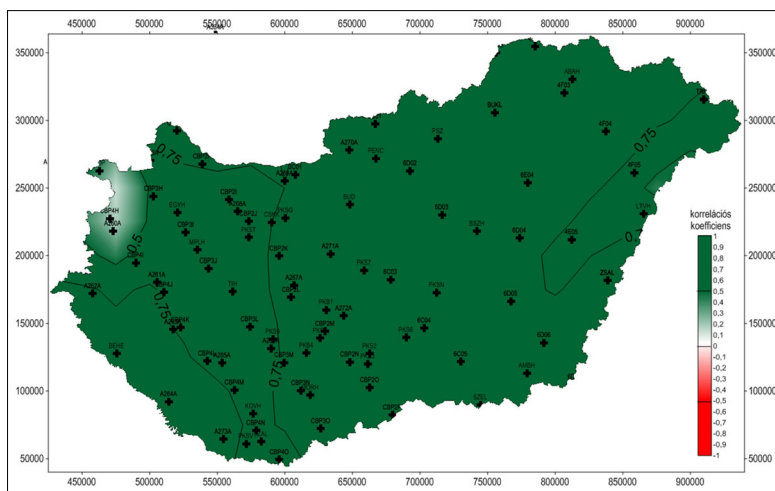
A szeizmológiai mérésekből meghatározott két határfelület mélységének kapcsolata a korrelációs koeficiens<sup>6)</sup> alapján (9. ábra) – ami az azonos forrásadat miatt könnyen számítható – nagyon erős ( $k_{\text{correl}} > 0,5$ ). Ez tulajdonképpen nem meglepő, hiszen mindkét határfelületet ugyanazok a fizikai törvényszerűségek és az ennek következtében végbemenő kémiai folyamatok határozzák meg. A tendenciák hasonlóak, vagy ugyanazok, noha lokális köpenyáramlások alulról koptatják az alsókérget, aminek vastagsága földtani időskála szerint már nem biztos, hogy állandónak tekinthető.

Országos szinten is érdekesek az összevetések. Először az anomális  $\Delta T$  mágneses tér változékonyságát és a Conrad-határfelület izovonalas mélységét vetettük össze (10. ábra). Az anomáliák helyzete, irányítottága, szakadása több esetben is vizuálisan korrelál a Conrad-felület lefutásával, de látszik, hogy a mágneses anomália vonulatokra csak egy-egy szeizmológiai állomás esik (ha esik), így azok leképzése a mintavételből adódóan nem várható.

Mivel a Moho-határfelületnek a mélységét is meghatározták a szeizmológiai állomásokra, így lehetőség van az izosztázia alapján kiszámolt várható Moho-mélység és a szeizmológiai adatokból kapott Moho-mélység összevetésére is (11. ábra).

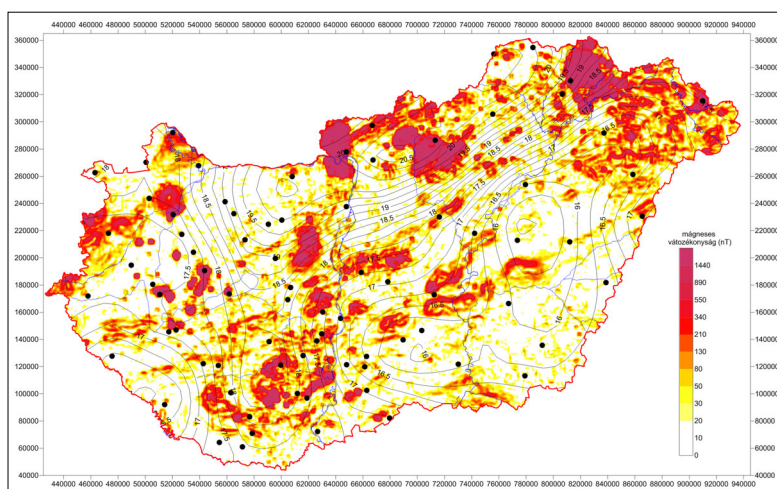
Itt is viszonylag jó vizuális korrelációt kapunk, a mintavételezésből adódó eltérések (szeizmológia esetében ~50 km, az izosztatikus mélység esetében 10 km) ellenére. Egy ritkán mintavételezett adatrendszer esetén az egyedi ponthibák (bizonytalan mélység-meghatározások) jelentős eltéréseket (egypontos anomáliákat) okozhatnak a felület lefutásában.

A nagyon ritka forrásadat ellenére kiszámoltuk a domborzati magasság és a Conrad-határfelület mélysége közötti korrelációs koeficiens értékét a 25 km-re besűrített adatrendszeren egy  $5 \times 5$ -ös szűrőablak mentén (12. ábra).



9. ábra A Conrad- és a Moho-határfelület kapcsolata a korrelációs koeficiens alapján

Figure 9 The relationship between the Conrad and Moho discontinuity based on the correlation coefficient



**10. ábra** | A mágneses tér egységnyi területre eső változékonysága (a mágneses hatók elhelyezkedése) és a Conrad-határfelület mélysége (km értékű izovonalakkal)

**Figure 10** | The variability of the magnetic field per unit area and the depth of the Conrad discontinuity (with km-valued isolines)

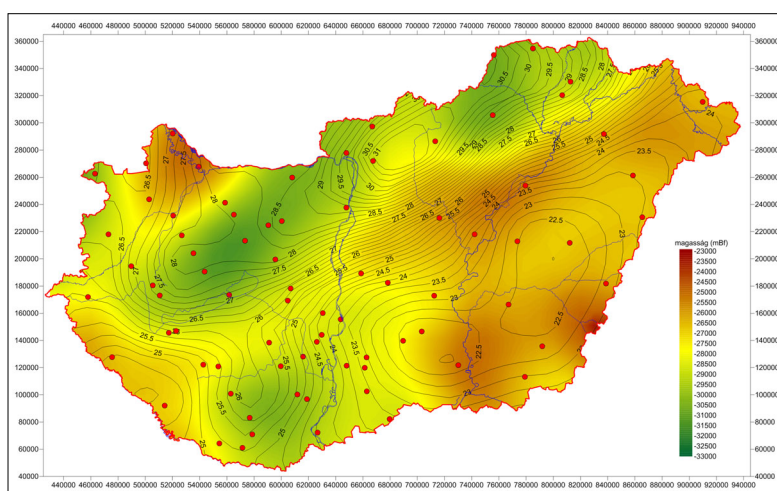
Ehhez persze identikus adatrendszereket (grideket) kellett alkalmazni, azaz a domborzatot le kellett butítani a szeizmológiai adatrendszer szintjére ( $25 \times 25$  km-es grid).

Ha nem is teljes ( $k_{\text{correl}} = 1$ ), de pozitív ( $k_{\text{correl}} > 0$ ) korreláció jelentkezik az ország nagy részére, kivéve a Nyírség K-i peremét, illetve a Kisalföld és a Vértes–Gerecse egy részét, valamint az Alföld D-i peremén lokálisan, ahol a korreláció negatív értéket vesz fel ( $k_{\text{correl}} < 0$ ).

Kiszámoltuk a domborzati magasság és a Moho-határfelület mélysége közötti korrelációs koefficiens értékét a 25 km-re besűrített adatrendszeren, egy  $5 \times 5$ -ös szűrőablak mentén (13. ábra). Itt is szinte az egész országra pozitív korrelációs koefficiens ( $k_{\text{correl}} > 0$ ) jellemző, kivéve a Nyírség K-i peremét és a Kisalföldet.

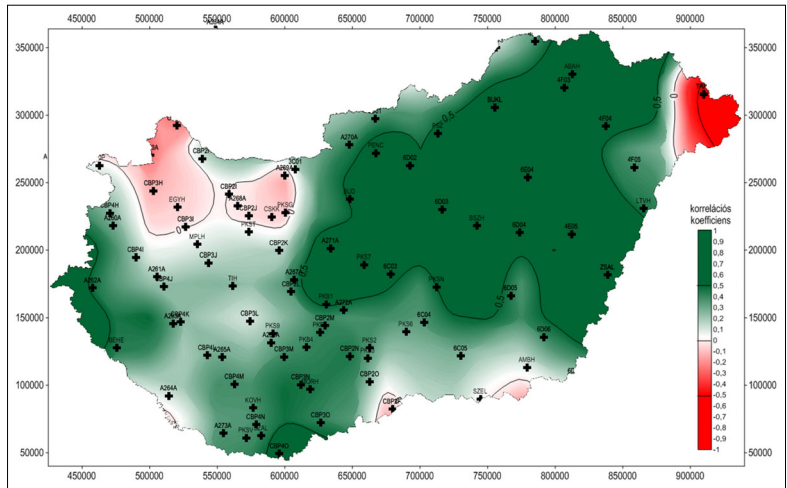
A szeizmológiai adatokból kapott Moho- és Conrad-határfelületeket a gravitációs és mágneses hatóperem-

kijelölésekkel is összevetettük. Ennek az összevetésnek az oka egyrészt az izosztikus egyensúly vizsgálata (a Moho-felszín és a nagy sűrűségkontrasztú idősebb képződményekből álló kibúvások területek antikorrelációja), másrészt a Conrad-felszín és a mágneses anomália-tér közötti korreláció vizsgálata. Ez utóbbit sajnos nem egyszerű bemutatni, mert a mágneses anomália-tér dipólus tér, azaz pozitív–negatív anomáliapárok jellemzik. A 10. ábra ezért használta az egységnyi területre eső mágneses változékonyságot (ha úgy tetszik szórást) a mágneses hatók megjelenítésére, másrészt esetünkben a szeizmológiai állomások sűrűsége ( $25 \sim 50$  km) és a mágneses felmérés (1,5 km) között 20–30 szoros nagyságrendi különbség van. Ha 25 km-re átmintavételezzük a mágneses térképet, akkor mi marad belőle?

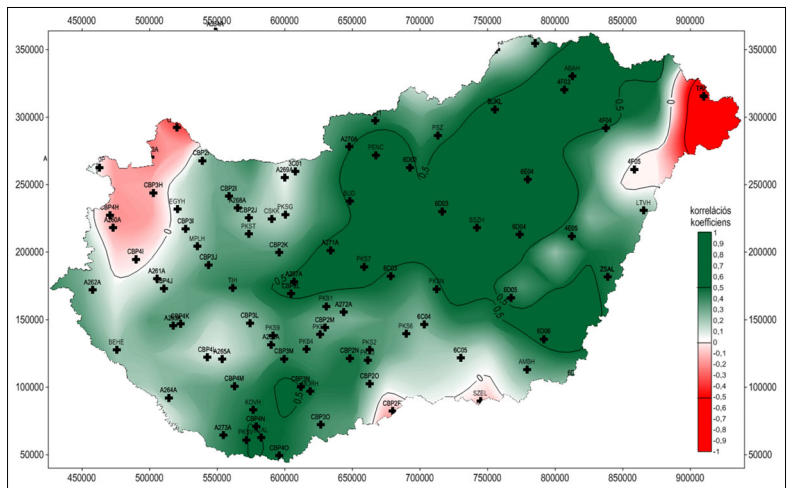


**11. ábra** | Az izosztikus egyensúly alapján meghatározott Moho-felszín (színes mélységtérkép) és a szeizmológiai válaszfüggvény elemzésből kapott Moho-felszín (km-es mélység izovonalakkal) együttes megjelenítése

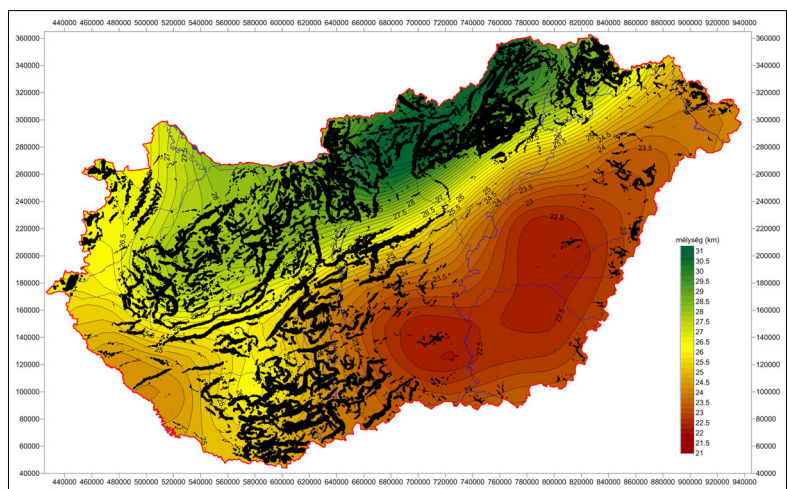
**Figure 11** | Combined display of the Moho surface determined on the basis of isostatic equilibrium (color depth map) and the Moho discontinuity obtained from the analysis of the seismological receiver function (km depth with isolines)



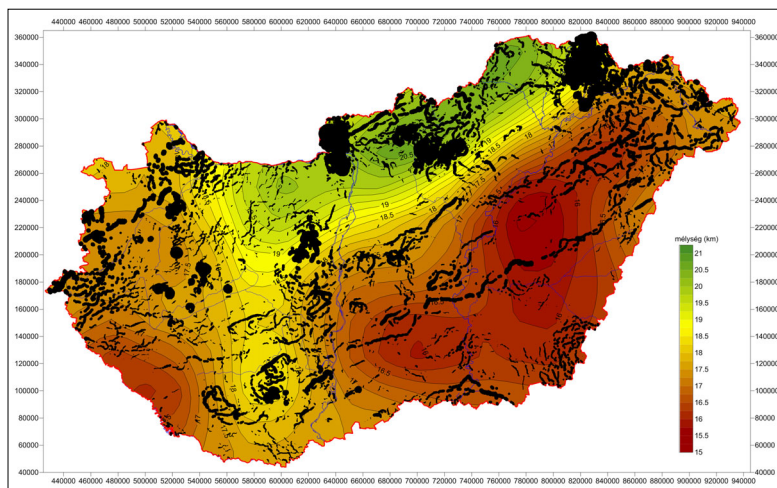
12. ábra | A domborzat (magasság) és a Conrad-határfelület (mélység) kapcsolata a korrrelációs koefficiens alapján  
 Figure 12 | The relationship between the DEM and Conrad discontinuity based on the correlation coefficient



13. ábra | A domborzat (magasság) és a Moho-határfelület (mélység) kapcsolata a korrrelációs koefficiens alapján  
 Figure 13 | The relationship between the DEM and Moho discontinuity based on the correlation coefficient



14. ábra | A szeizmológiai Moho-határfelület és a gravitációs hatóperemek kapcsolata  
 Figure 14 | The relationship between the seismicological Moho discontinuity and the gravity boundary edge detections

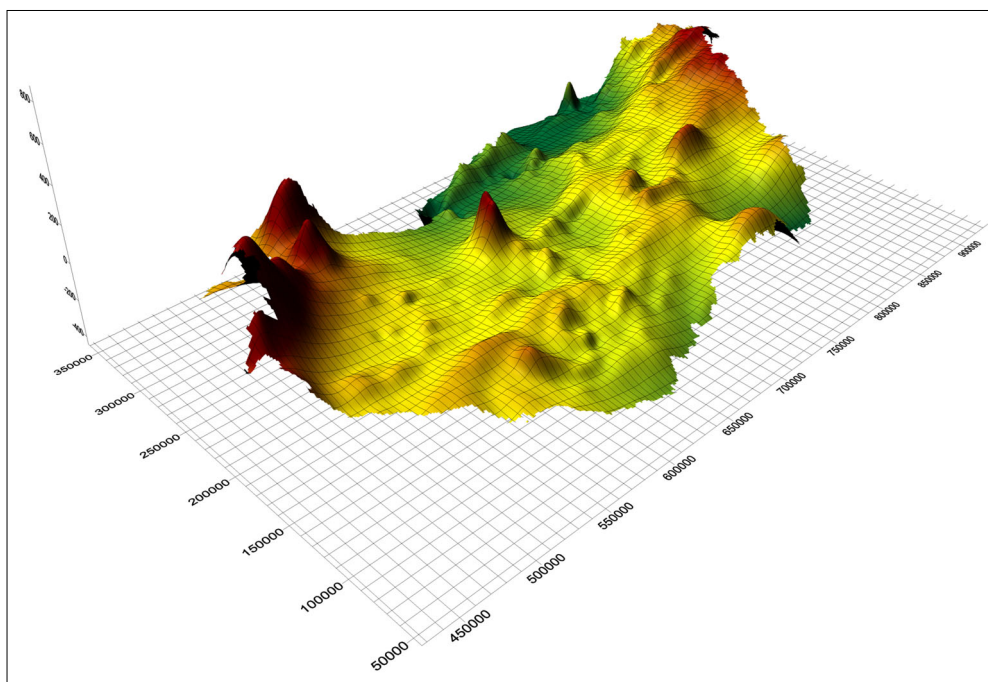


**15. ábra** | A szeizmológiai Conrad-határfelület és a mágneses hatóperemek kapcsolata  
**Figure 15** | The relationship between the seismicological Conrad discontinuity and magnetic boundary edge detections

A 14. ábra mutatja a szeizmológiai Moho-felszín és a gravitációs hatóperemek (Bouguer-anómália horizontális gradiens maximumai) térképét. A hatóperemek pontszimbólumai a horizontális gradiens nagyságával arányosan vannak megjelenítve. Látszik a nagy gradiensű változások (medencealjzat-kibúvások területék felett) az izosztáziával összhangban a kéreg kivastagodása felett (zöldes színek) azonosíthatóak. A kéreg kivastagodása a középhegység vonulata és a Mecsek-sziget-hegység környezetében azonosítható, az izosztáziának megfelelően.

A 15. ábra a szeizmológiai Conrad-felszín és a mágneses hatóperemek (pszeudogravitációs anomália hori-

zontális gradiensmaximumai) térképét. Itt már nem olyan erős a kapcsolat a hatóperemek és a Conrad-felszín extrémumai között. A lokális mágneses hatók (vulkánok, intrúziók) hatását leszámítva azonban a felszín változása és a hatóperemekből kirajzolódó tendenciák korrelálnak. Ez különösen a Közép-magyarországi Zóna vonalában jelentkezik határozottan. A lokális mágneses anomáliák, azaz a bázisos-intermedier magmás tevékenység megjelenése viszont a kéregben mély töréseket, fellazult zónákat jelezhetnek. Az ábra alapján a lokális magmás tevékenység hatásán túl, közvetve az alsó kéregtől származó hatások is jelen lehetnek a mágneses-anómália-térképen.



**16. ábra** | A 8656 m-es spektrális mélységhez tartozó pszeudo-gravitációs anomália-térkép 3D megjelenítése  
**Figure 16** | 3D display of the pseudo-gravity anomaly map for the spectral depth of 8656 m

## A legmélyebb mágneses hatások és a Conrad-határfelület

Ha a mágneses adatokból kimutatható legnagyobb mélység a Curie-pont mélysége, és ez a mélység kapcsolatba hozható a Conrad-határfelülettel, akkor a spektrálanalízis segítségével elkülönített legnagyobb hatómélység anomáliái tendenciájukban a Conrad-felülethez lesznek hasonlóságok.

Sajnos itt megint előkerül a mágnesség dipólus jellegéből adódó plusz-mínuszos előjelű anomáliák problémája. Ebben az esetben a pszeudogravitációs transzformációt hívjuk segítségül, ami a mágneses anomáliát gravitációs Bouguer-anomália-térhez hasonlatos anomáliatérre alakítja át, indukált mágnessézettség esetén megszüntetve a dipólus jellegét. [Remanens mágnessézettség csak a felszín közeli, fiatal földtani képződmények jellegzetessége. A gyakorlati tapasztalatok azt mutatják, hogy minél idősebb a kőzet, illetve minél mélyebben van (e tulajdonságok összefüggenek), annál inkább az indukált mágnessézettség lesz az uralkodó és a remanens mágnessézettség gyakorlatilag eltűnik. Így a 15–25 km-es mélységtartományban már indukált mágnessézettséggel számolhatunk.]

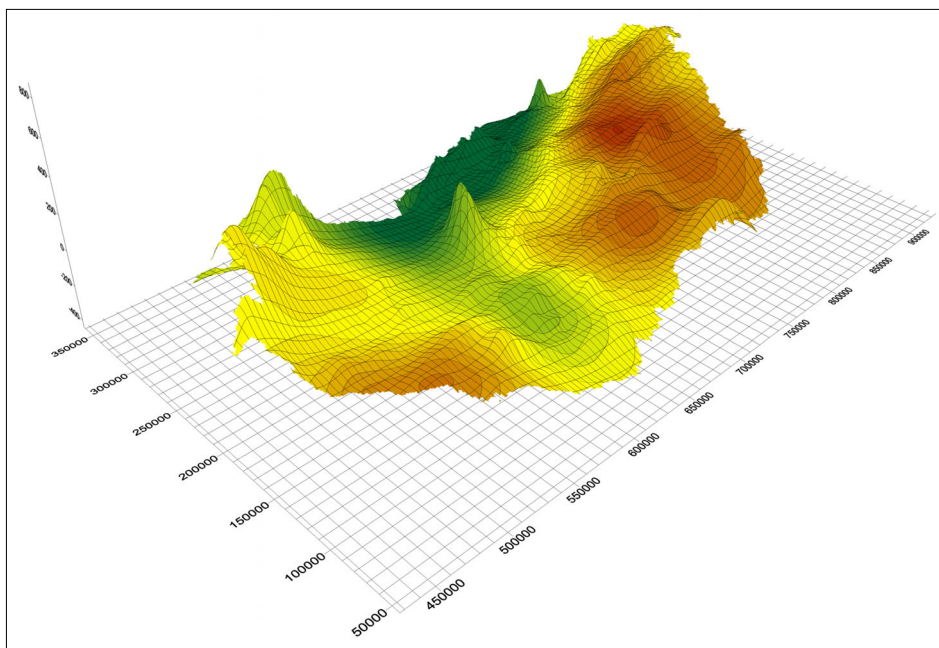
Ezek után a pszeudogravitációs anomálián végezzük el a spektrálanalízist és spektrális bontást. Három különböző mélységtartományt lehetett elkülöníteni, a  $h_1 = 467$  m,  $h_2 = 2044$  m és a  $h_3 = 8656$  m-es spektrális mélységet. Ennél nagyobb mélység azonosításához Magyarországnál nagyobb terület forrásadata szükséges!

A kapott mélységek minden esetben mélységtartományokat jelölnek, így a 8656 m-es spektrális mélységhez tar-

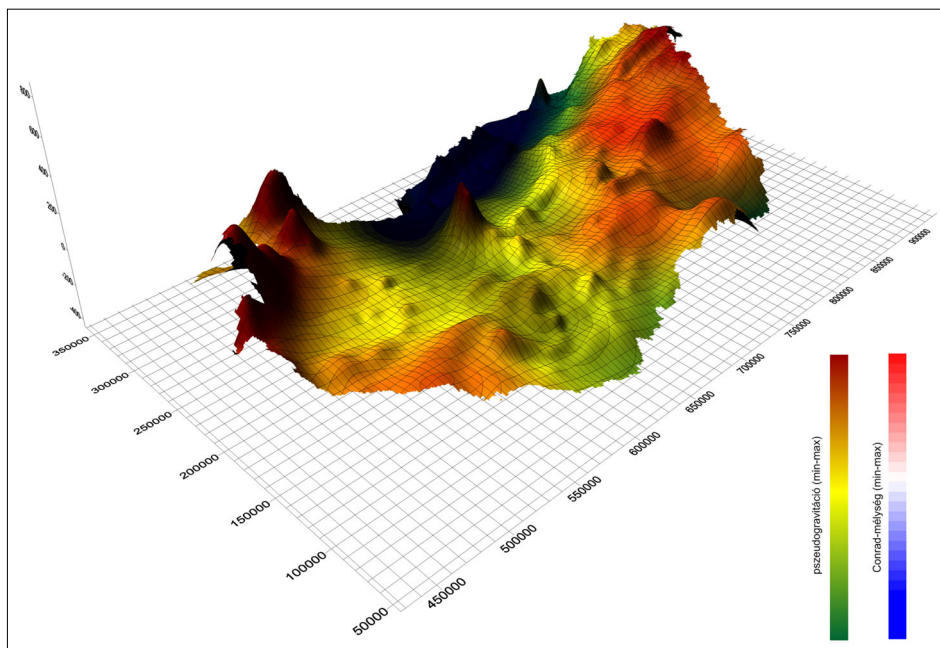
tozó anomáliák a 4500 m-nél nagyobb mélységek minden anomáliáját tartalmazzák, többek között a Conrad-mélységét is. A megjelenített pszeudogravitációs anomáliát mutatja az 16. ábra.

Megőrizve a szűrt pszeudogravitációs térkép felszínét (színezés kikapcsolva, rácsháló meghagyva), de a színezéshez a szeizmológia által meghatározott Conrad-határfelület mélységét alkalmazva kapjuk a következő háromdimenziós képet (17. ábra). Az ábrákat összevetve csak annyi ellentmondást találunk, hogy vannak olyan mágneses hatók, amelyek ebből az alsókéregmélységből indulnak és a felszínre, vagy felszín közeli mélységtartományokba érnek fel. Ezek lokális felületmaximumokként jelentkeznek. Ilyen például a Kisalföldön a Pásztori-vulkán vagy a Hédervár közelében jelentkező maximum, de ilyen a Velencei-hegység diorit vulkánja és az Alföldön a PGT-1 szelvény nyomvonalában megjelenő túrkevei mágneses ható (amely magmás intrúzió vagy szubvulkáni képződmény lehet), illetve a Szentés-Lakitelek és Szeged alatt jelentkező mélybeli hatók. Ezek anyagukban mafikus (bázisos, ultrabázisos) képződmények lehetnek, de nem azonosítjuk ezeket a Conrad-határfelülettel, mivel ezek az alsó kéregből táplálkozó, egykori magmás feláramlások tanújelei, amire későbbiekben a Lowrie-féle ábra kapcsán mint „erőátviteli fogaskerék fogairól” teszünk említést (22. ábra).

A 18. ábra együtt mutatja a két felületet, de különböző színskálával azért, hogy az eltéréseket még jobban kiemeljük. Érdekes megemlíteni a Dunántúlon a zalai területről induló maximumvonalat, amely a Balatontól Ny-ra megjelenő vulkanitokat és a balatonfelvidéki tanúhegyek egy részét egy szabályos ívben mutatja mint egy földtani



17. ábra | A szeizmológiai Conrad-határfelület (színes részek) ráhúzva a pszeudogravitációs térkép (rácsháló) 3D felszínére  
 Figure 17 | The seismicological Conrad discontinuity surface (coloured parts) overlaid on the 3D surface of the pseudo-gravity map (hatched part)



**18. ábra** | A 8656 m-es mélység pszeudogravitációs térképe és a Conrad-határfelület együttes színes megjelenítése (rácsháló a pszeudogravitáció, izovonal a Conrad-felület adatait mutatja)

**Figure 18** | Pseudo-gravity map of the 8656 m depth and colour representation of the Conrad discontinuity ensemble (hatches for pseudo-gravity, isolines for Conrad surface)

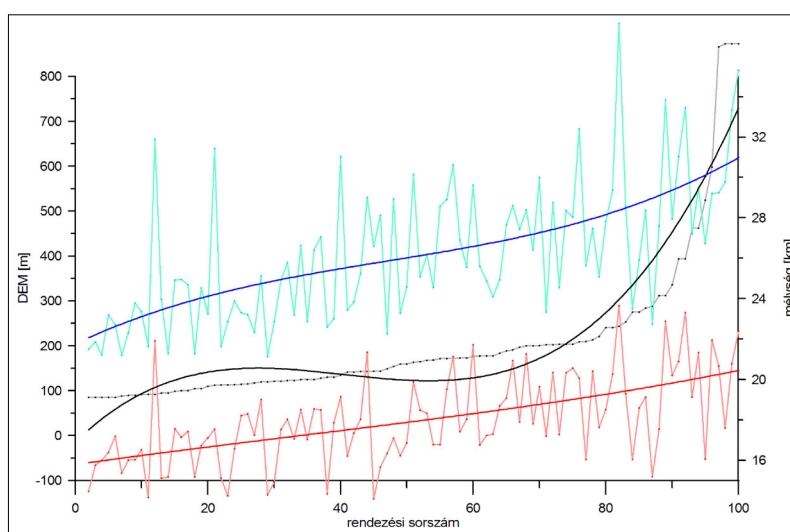
határvonalat. Tari Gábor előadásában mintha már találkoztunk volna ezzel az elképzeléssel.

### Az új pontszerű adatok trendvizsgálata

Az adatok térképi megjelenítése után vizsgáljuk meg az adatok kapcsolatát a szeizmológiai állomások konkrét adatain keresztül is. Ehhez először sorrendbe kell tenni az ada-

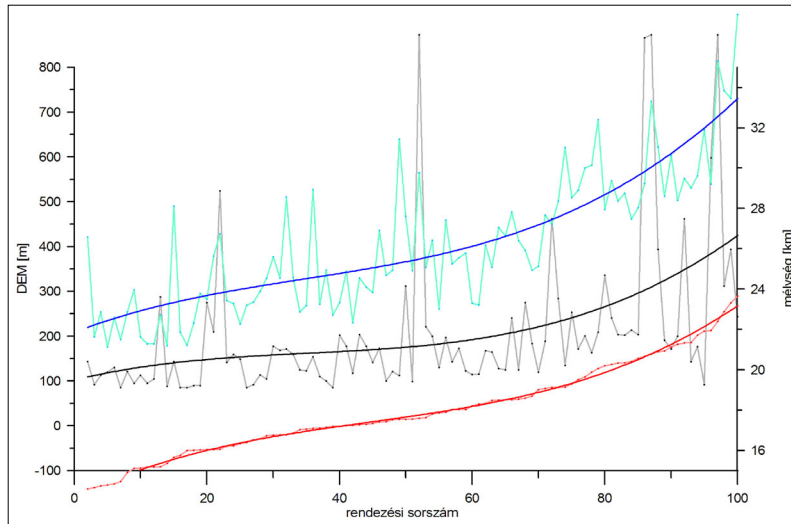
tokat például a felszíni domborzat magassága (19. ábra), vagy a Conrad-mélység (20. ábra), esetleg a Moho-mélység (21. ábra) szerint. Az adatokban jelenlévő szórást harmadfokú polinom illesztésével kompenzáltuk.

A grafikonokról egyértelműen látszik, hogy a szeizmológiai mérési adatok esetén a domborzat magassága, a Conrad- és Moho-mélységek korrelálnak – a szórást figyelmen kívül hagyva – hasonló trendet mutatnak (abszolút magasság használata esetén ez antikorrreláció). A sorba



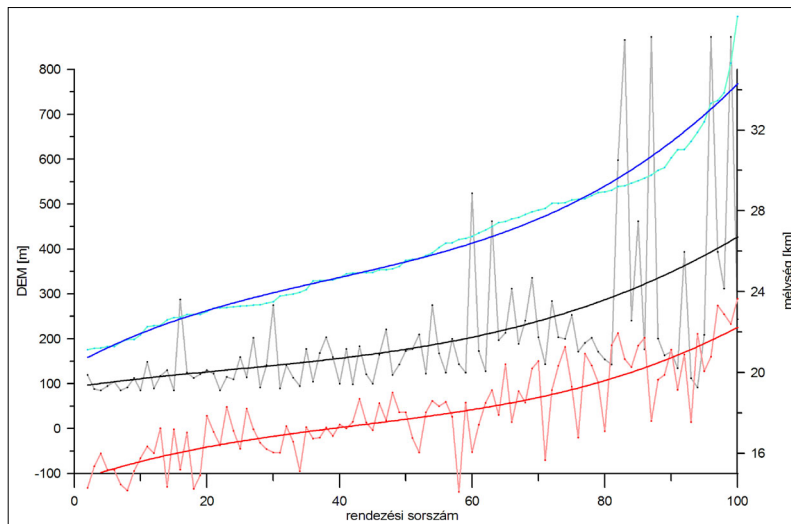
**19. ábra** | Kapcsolat a domborzat (fekete), a Conrad-mélység (piros) és a Moho-mélység (világoskék) között (rendezés a magasságértékek szerint)

**Figure 19** | Relationship between topography (black), Conrad depth (red) and Moho depth (light blue) data – sorted by height values



20. ábra | Kapcsolat a domborzat (fekete), a Conrad-mélység (piros) és a Moho-mélység (világoskék) között (rendezés a Conrad-mélység szerint)

Figure 20 | Relationship between topography (black), Conrad depth (red) and Moho depth (light blue) data – sorted by Conrad depth



21. ábra | Kapcsolat a domborzat (fekete), a Conrad-mélység (piros) és a Moho-mélység (világoskék) között (rendezés a Moho-mélység szerint)

Figure 21 | Relationship between topography (black), Conrad depth (red) and Moho depth (light blue) data – sorted by Moho depth

rendezett adatok esetében egyedül a domborzati értékek mutatnak a harmadfokú görbétől eltérő menetet. A többi esetben az illeszkedés egészen jónak mondható.

Megállapítható, hogy még az egyedi állomások adatait vizsgálva is a magyarországi adatok az izosztáziának megfelelő összefüggést mutatnak.

### Conrad-határfelület jellege

A Conrad-határfelületet kimutatása a megváltozó sebességtrendnek köszönhető, ami az elmélet szerint azzal van kapcsolatban, hogy a savanyú felsőkéreg-kőzeteket nagyobb mélységekben bázisosabb alsókéreg-kőzetek váltják fel.

Fontos lenne tudnunk ennek a határfelületnek az ásvány- és kőzettani magyarázatát, de a 15–20 km-es mélység miatt ez csak közvetett úton határozható meg. A nagyobb sebesség, nagyobb sűrűséget jelent, amit elsődlegesen az összetétellel, a bázisosabb kőzetekkel próbálunk megmagyarázni, de vajon helyesen?

A bázisos jelleggel arányosan nő a ferromágneses ásványok mennyisége, azaz a kőzetek mágnesezettsége, így a Conrad-diszkontinuitás mágnese szempontból is okozhat meglepetést számunkra. A Conrad-felület hullámzása, azaz a mágnese anyag változó mélységű helyzete mágnese anomáliák forrása lehet, amit a mágnese anomália-térkép értelmezésekor figyelembe vehetünk, s így elvileg a Conrad-felület lefutásáról más módon is képet alkothatunk.

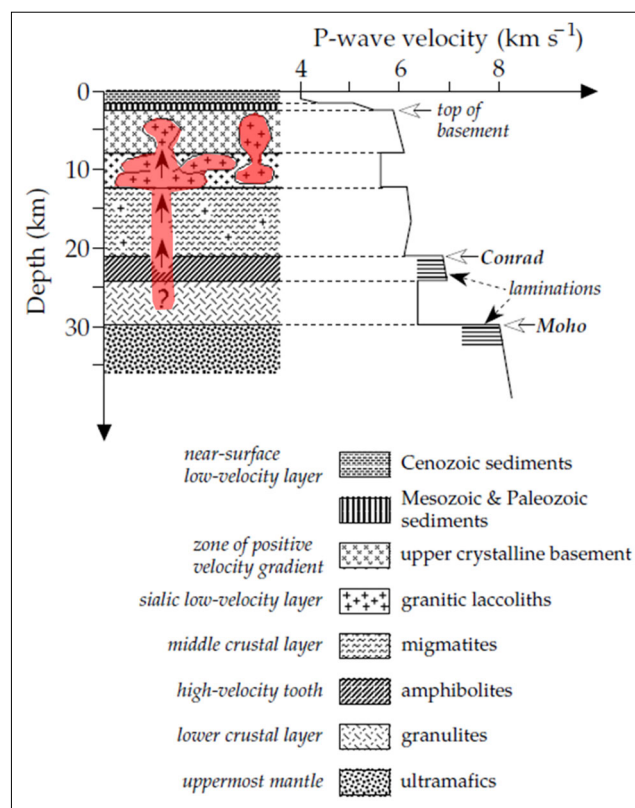
A gyakorlatban mindenesetre számolnunk kell a Curie-hőmérsékleti mágneses fázisátalakulással! Általánosan ismert, hogy a Curie-hőmérsékleten a ferromágneses anyag paramágnesessé válik. A Curie-hőmérsékletet a legismertebb és legszélesebb körűen elterjedt ferromágneses ásvány, a magnetit alapján általában konstansként kezelik, ami alapján a Curie-hőmérsékleti mélység elvileg meghatározható. A gyakorlatban azonban ez a hőmérséklet elemről elemre (például Ni – 358 °C, Fe – 770 °C és Co – 1131 °C) és ásványról ásványra (például Goethit – 120 °C, pirrotin – 320 °C, magnetit – 580 °C és hematit – 675 °C) változik, tehát korántsem nevezhető állandónak s így annak előfordulási mélysége is egy kémiai, ásványtani kifejlődéstől függő változó.

Mivel az alsó kéreg sokkal bázisosabb összetételű, mint a felső kéreg, így elvileg a Conrad-határfelület a Curie-hőmérsékletnél kisebb hőmérsékleten mágneses hatóként jelentkezik. A legmélyebb eredetű mágneses hatók esetében tehát feltételezhető, hogy az alsó kéreggel, azaz a Conrad-határfelülettel vannak kapcsolatban. Azaz ha a Conrad-határfelület nem túl mélyen van és a Curie-hőmérsékletnél kisebb mélységben, akkor a bázisos alsó kéreg geofizikai vezérszintként fog jelentkezni (nagyobb sebessége és mágnesessége miatt).

Ezzel a lehetőséggel korábbi előadásokban (Kiss et al. 2009c, Kiss et al. 2015b) és cikkben (Kiss et al. 2017) foglalkoztunk, ez utóbbiban a litoszférakutató szelvények nagy sebességű zónáit hoztuk kapcsolatba mágneses anomáliákkal és a mélységadatok alapján a Conrad-határfelülettel.

A geotermikus gradienstől való függésről még nem is beszéltünk, pedig például a Pannon-medence területe eléggé extrémnek tekinthető ebből a szempontból. Egyes szerzők szerint a hőmérséklet hatására a kőzettani változások a kéregben egy irányba mutatnak. Az alsó kéreg hőmérséklete azért is érdekes, mert egy adott mélységtől talán nemcsak az ásványos összetétel határozza meg (amely alig változik) a szeizmikus sebességet, hanem sokkal inkább a hőmérséklet. Minél magasabb a hőmérséklet, annál kisebb a sebesség, ami a köpenyközetek esetében általánosan tekinthető törvényszerűség (Artemieva 2011). Ahol az alsó kéreg bázisos anyaga a felszínhez közelebb helyezkedik el, ott valószínűleg a köpeny is közelebb van a felszínhez, azaz a geotermikus „kályha” kiemelt helyzetben van, márpedig minél közelebb vagyunk a kályhához, annál melegebb van. Persze a gyors geodinamikai folyamatok mindezt felülírhatják, különösen az aktív orogén zónákban (ilyen például alpi).

A kéreg anyaga szilárdnak tekinthető, s ezért merev, törékeny. Ezért lemezszerűen úszik a köpeny anyagán. A köpeny képes az anyagmozgásra (konvencionális köpenyáramlás), ami azt jelenti, hogy az anyaga egyfajta plasztikus olvadék lehet. A köpeny és a kéreg eltérő tulajdonságai a köztük lévő határfelületeken folyamatos átmenet mellett alakulnak ki, annak ellenére, hogy mi azt jelentős fizikai tulajdonságváltozásként, paraméterugrásként értelmezzük. A felső kéreg (kontinentális lemez) és a plasz-



22. ábra Általános kontinentális kéregmodellnek a kőzettani és P hullámsebesség jellegzetessége (Lowrie 2007)

Figure 22 Generalized petrological model and P-wave velocity-depth profile for continental crust (Lowrie 2007)

tikusan mozgó köpeny között található az alsó kéreg (óceáni lemez), ami fizikai tulajdonságaiban egyfajta átmenetet jelent, azaz alkalmas a feloldódásra a köpeny anyagában, de nagy viszkozitású erőátviteli anyag a köpeny és a szilárd felső kéreg között, ami például a már szilárd litoszféra lemezek mozgását is lehetővé teszi.

Lowrie (2007) publikációjában megjelenik egy érdekes ábra, amely többek között a köpeny és kéreg közötti erőátvitelre ad magyarázatot. Addig, míg az alsó kéreg és a köpeny közvetlen kontaktussal (surlódással) érintkezik, addig a felső kéreg a köpenyvel már csak az alsó kérgen keresztül. A felső és alsó kéreg kapcsolatát tovább erősíti a granulitos, amfibolitos alsó kéregből felfelé induló, felső kéregbe felhatoló magmaolvadék, amelyek mint egy „erőátviteli fogaskeréknek a fogai” (22. ábra, piros színű kiemelés) kapcsolják össze az alsó kérget a felső kéreggel. Erre utaltunk korábban a nagy mélységű hatók lokális maximumai kapcsán (16. ábra). Ugyanerre utalhatott Szénás (1964) is, amikor azt írta, hogy „a köpenykiemelkedés (köpenyáramlás) miatt a kéreg alulról kopik, vékonyodik”.

A Conrad-határfelület tehát egy szignifikáns határfelület, és leginkább a kéreg anyagának differenciációját jelzi, azaz a felső kéreg könnyű SiAl (gránitos) és az alsó kéreg, nehéz SiMa (bazalt, granulitos) kőzetei közötti fizikai elterést a mélyben (Artemieva 2009).

A Kárpát-medencében, ahol köpenyfelboltozódást feltevezünk, ezeknek a fizikai határfelületeknek az ismerete a földtani jelenségek (vízszintes és függőleges kéregmozgások, geotermikus gradiens változások, köpenyzárványok) megértése szempontjából fontos lehet. Minden, különböző forrásból származó adat közelebb vihet minket a földkéreg és az azzal kapcsolatos jelenségek megismeréséhez. Ebben pedig – a nagy mélységek miatt – a geofizikának kitüntetett szerepe van.

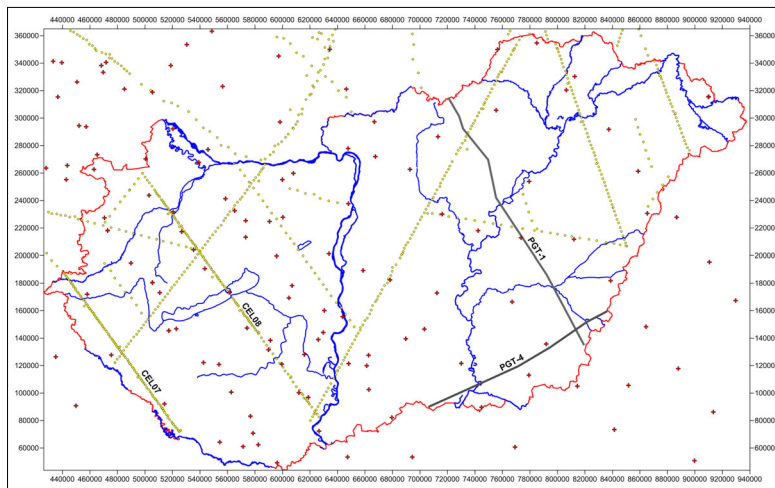
**A szeizmológia (vevőfüggvény, RF), a szeizmikus reflexió (RX) és a szeizmikus tomográfia ( $v_p$ -eloszlás, ST) eredményeinek összetevése**

A 23. ábra mutatja a Pannon Geotraverz PGT-1 és PGT-4 nevű szelvényeinek nyomvonalát, a CELEBRATION pro-

jekt geofonhálózatát (amelyből csak a CEL07 és CEL08 szelvényeket vizsgáljuk meg) és az AlpArray projekt passzív szeizmikus mérőállomásainak helyzetét. Jól látszik a különböző mérési kampányok eltérő távolságú mintavételezése. A PGT-1 szelvény esetében a geofontávolság 0,15 km volt, a CELEBRATION szelvényeken 2–5 km, a szeizmológiai állomások sűrűsége pedig, 15–75 km közötti, azaz nagyságrendű eltérések vannak a mintavételezésben.

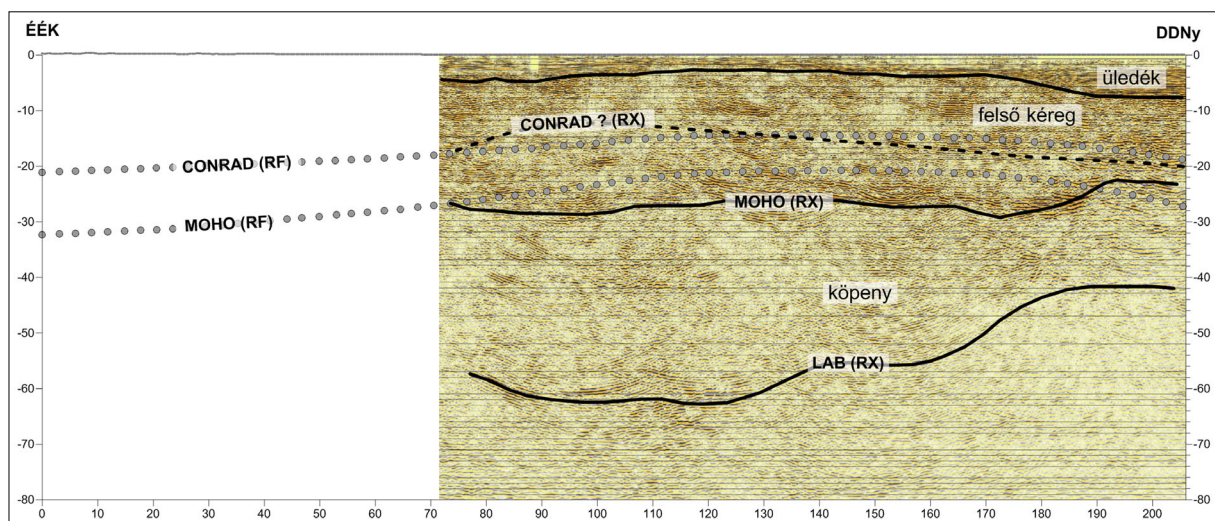
Ennek megfelelően a PGT-1 szelvényre csak 1 db, a PGT-4 szelvényre 2 db, a CEL07 szelvényre 3 db és a CEL08 szelvényre 14 db szeizmológiai mérőállomás esik. A szelvények mentén a szeizmológiai Conrad- és Moho-szintek kiolvasására sűrűbben interpolált adatrendszert használtunk, a kiugró mélységek azonosítása céljából.

Időrendi sorrendben nézzük először a PGT-1 szeizmikus reflexiók mérés határtól határig meghosszabbított



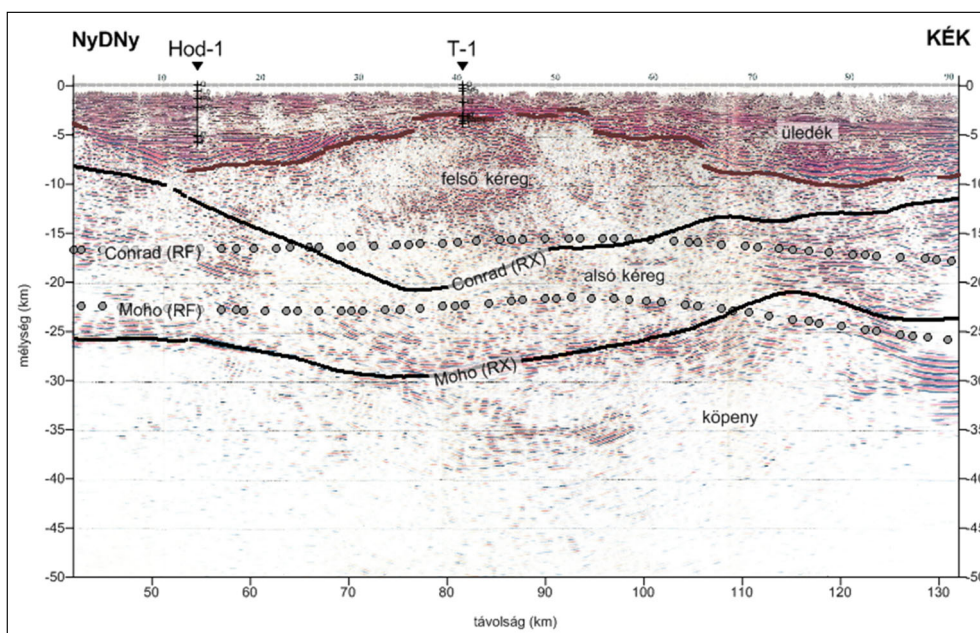
23. ábra A PGT szelvények nyomvonala (szürke vonal), a CELEBRATION-2000 szeizmikus mérési hálózat geofonjai (sárga szimbólum) és az AlpArray projekt passzív szeizmikus mérőállomásainak (piros keresztek) elhelyezkedése Magyarországon

Figure 23 The location of the PGT sections (grey line), the geophones of the CELEBRATION-2000 seismic measurement network (yellow symbol) and the location of the passive seismic measuring stations of the AlpArray project (red crosses) in Hungary



24. ábra Conrad- és Moho-határfelület a PGT-1 szeizmikus reflexiók szelvényen (RF = „Receiver Function” szeizmológia, RX = szeizmikus reflexió)

Figure 24 Conrad and Moho discontinuities on the PGT-1 seismic reflection profile (RF = “Receiver Function” seismology, RX = seismic reflection)

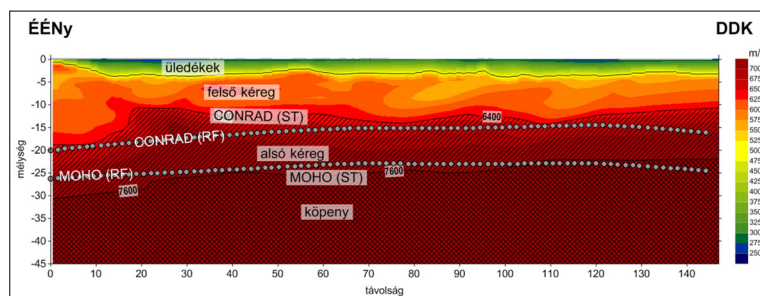


25. ábra | Conrad- és Moho-határfelület a PGT-4 szeizmikus reflexiók szelvényén (RF = „Receiver Function” szeizmológia, RX = szeizmikus reflexió)

Figure 25 | Conrad and Moho discontinuities on the PGT-4 seismic reflection profile (RF = “Receiver Function” seismology, RX = seismic reflection)

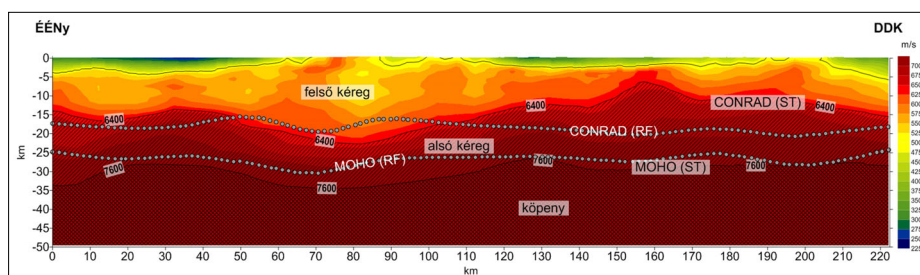
szelvényét. Ennél a szelvénynél jelentős eltérés mutatkozik a reflexiók szelvény kiértékeléséből (RX) és a vevőfüggvényből (RF) meghatározott értékek lefutása között, miközben az átlagos mélység hasonló. Ez tulajdonképpen nem meglepő, hiszen az egész PGT-1 szelvényen mindössze egyetlen szeizmológiai mérőállomás van, és a többi mérőhely elég távoli és elég ritkán található. Tulajdonképpen a szeizmikus szelvény eleje és a vége mutat

egyeztést. A szelvényre a reflexiók Conrad-felület egy másik értelmezésből kérdéses módon, nem beazonosított szintként került rá, de ez a szeizmológiai Conrad-szinttel közel azonos lefutású. A szeizmikus reflexiók méréséből a litoszféra–asztenoszféra határt (angol rövidítéssel LAB) is sikerült beazonosítani, erről viszont a szeizmológiai modellben nincs információ.



26. ábra | CEL07 szeizmikus  $v_p$  sebességszelvény Conrad- és Moho-szintekkel (ST = szeizmikus tomográfia, RF = „Receiver Function” szeizmológia)

Figure 26 | CEL07 seismic  $v_p$  velocity profile with Conrad and Moho levels (ST = seismic tomography, RF = “Receiver Function” seismology)



27. ábra | CEL08 szeizmikus  $v_p$  sebességszelvény Conrad- és Moho-szintekkel (ST = szeizmikus tomográfia, RF = „Receiver Function” szeizmológia)

Figure 27 | CEL08 seismic  $v_p$  velocity profile with Conrad and Moho levels (ST = seismic tomography, RF = “Receiver Function” seismology)

A PGT-4 szelvénynek a helyszínrajzon bemutatott nyomvonalhoz képest első 40 km-es szakasza, azaz 1/3 része nincs megjelenítve (ott nincs szeizmikus mérés, bár a komplex feldolgozások keretében azzal is foglalkoztunk), így csak az a szakasz látszik, ahol volt reflexiós mérés. A szeizmológiai állomások ritka hálózata miatt a felületek itt jelentősen eltérnek. Nem az átlagos mélységek szempontjából, hanem a mélységváltozások jellegében, amit leginkább a nem összevethető mintavételezésnek köszönhetünk.

A 26. *ábra* mutatja a CEL07 sebességszelvényt és rajta a Conrad- és Moho-határfelületeket az átlagsebesség-értékek ( $v_p = 6,4$ ;  $v_s = 7,6$  km/s) alapján (Kiss 2009a). Az ábrán feltüntettük a szeizmológia (Kalmár 2021) által meghatározott felületet is, amely átlagos mélységében illeszkedik, de részleteiben eltér, ami annak köszönhető, hogy a szeizmikus geofonok távolsága 2 km körüli volt, míg a passzív szeizmikus mérőállomások távolsága 50 km. Így a mintavételezésből adódóan a kisebb hullámzásokat nem képes a mérőrendszer leképezni.

A 27. *ábra* mutatja a CEL08 sebességszelvényt és rajta a Conrad- és Moho-határfelületeket az átlagsebesség-értékek alapján (Kiss 2009a). Itt is feltüntettük a szeizmológia (Kalmár 2021) által meghatározott felületet is. A mintavételezések aránya itt valamivel jobb, egyrészt mert a CELEBRATION projekt geofonjai a szelvény szélén ritkábban (4 km távolságban) vannak, másrészt ezen a vonalon sokkal több a passzív szeizmikus mérőállomás található (23. *ábra*), átlagos távolság 15–20 km.

## Összefoglalás

Kezdetben Magyarország területén elsősorban szeizmikus (litoszférakutató refrakciós) mérések alapján következtettek a kéreg főbb határfelületeire, mint például a Conrad- vagy a Moho-határfelület (Mituch 1964, Posgay 1975). A regionális szeizmikus mérésekből el is készítették Magyarország (Mituch, Posgay 1972) majd később a környező területek első Moho-térképét (Posgay et al. 1991). A Conrad-határfelület kijelölése nem mindenhol volt követhető, így az elmaradt, illetve csak áttételesen lett felhasználva (Szénás 1964).

Később a Pannon Geotraverz (PGT, 1987–1993) földkéreg- és asztenoszféra kutató szeizmikus mérési programjának (Posgay et al. 1986, 1995) szelvényei (PGT-1 és PGT-4) mentén történtek Conrad- és Moho-szint kijelölések. A CELEBRATION-2000 projekt elsőbeérkezéses tomográfia mérései (Guterch et al. 2000, Bodoky et al. 2001) és új feldolgozási eljárásai (Zelt, Smith 1992, Zelt 1993) adtak újabb lendületet a litoszférakutatásnak, ahol a kapott sebességmetszetek és a korábbi mérésekből ismert átlagos  $v_p$  sebességértékek alapján lehetett ezeket a szinteket kijelölni.

A PGT és CELEBRATION szelvényeken mint alapszelvényeken később komplex geofizikai adatfeldolgozások, értelmezések (Kiss, Madarasi 2012, Kiss 2005, 2009)

és magnetotellurikus mérések is történtek (Ádám et al. 1990, 1993, 1996), amelyek keretében a Conrad- és Moho-határfelületeket is meghatározták.

A szeizmikus szelvények Moho-szintjei és a magyarországi gravitációs mérési adatok korrelációjából elkészült az újabb Moho-határfelületi mélységtérkép (Szabó 1993). A regionális gravitációs adatok elérhetősége rávilágított az izosztázia szerepére a Kárpát-Pannon régióban (Kiss 2009, 2010). Izosztatikus egyensúlyt feltételezve a domborzati (DEM-100) és a prekainozoos medencealjzat mélységi adatai (Kilényi et al. 1991) alapján elkészült Moho-felület megerősítette a szeizmikus és gravitációs Moho-szintek közötti korrelációt. Kisebbs mélységkorrekció után egy sokkal sűrűbb és részletesebb Moho-térkép (Kiss et al. 2015a) térkép állt rendelkezésre a gravitációs és szeizmikus adatok együttes értelmezése alapján. Ez csak annyiban vitt közelebb minket a Conrad-határfelülethez, hogy a két diszkontinuitásfelület hasonló mélységtendenciát mutat, azaz korreláció van a két szint között, amit jelen cikk is bizonyít.

A kutatásban újabb áttörést a szeizmológia hozott. Először a földrengéshullámok vizsgálata alapján meghatározott longitudinális  $v_p$  sebesség-térrel (Wéber 2001), majd a transzverzális  $v_s$  hullámsebességek dunántúli (Szanyi 2016, Szanyi et al. 2021), majd országos (Kalmár 2021, Kalmár et al. 2022) léptékű zajtomográfián és vevőfüggvény-analízisen alapuló vizsgálati eredményeivel. Ezek ugyan ritkább hálóban állnak rendelkezésre, de független adatrendszerként fontos szerepet töltenek be és a Conrad-határfelület mélységéről is információt szolgáltatnak.

Cikkünkben ezeknek a szeizmológián alapuló legújabb mérési eredményeknek a megjelenítésével és azok korábbi eredményekkel való összevetésével foglalkoztunk. Az új adatok Kalmár Dániel doktori (PhD-) értekezésének köszönhetően álltak rendelkezésre.

A cikk kapcsolódik Eötvös Loránd által alapított, még ma is létező, földtani és geofizikai kutatást folytató szakmai szervezet (korábban: ELGI, MFGI, MBFSZ, ma: SZTFH) litoszférakutató tevékenységéhez. Olyan korábbi kutatási programokhoz, mint kezdetben a KGST<sup>7)</sup>, majd később a francia–svájci–osztrák–magyar együttműködésben végzett litoszférakutató mérési programok (1960–1970), illetve a „Pannon Geotraverz” (1987–1993) és végül a „CELEBRATION” (2000) projekt, amelyek mélyszeizmikus refrakciós mérésekkel, refrakciós tomográfiával és gravitációs és mágneses mérésekkel és azok értelmezésével foglalkoztak (Mituch 1964, Mituch, Posgay 1967/68, Szénás 1972, Posgay et al. 1996, Guterch et al. 2000; Bodoky et al. 2001, Posgay et al. 2003, Kovács et al. 2011, Kiss et al. 2015a).

A témában az akadémiai GGKI, ma ELKH Földfizikai és Űrkutatási Kutatóintézetének litoszférakutató tevékenysége is folyamatosan benne van (Ádám et al. 1990, 1993, 1996, Wéber 2002, Hetényi et al. 2015, Szanyi 2016, Szanyi et al. 2021, Kalmár 2021, Kalmár et al. 2021) például az asztenoszféra kutatás vagy a napjainkban futó „Alp-

Array”, „Magyarország szeizmotektonikai térképezése” típusú kutatási projektekkel.

Végül nem hagyható ki az ELTE földtani kutatóinak ezirányú munkássága sem, akik Haas János vezetésével készítették el Magyarország nagyszerkezeti és mélyföldtani térképét (Haas et al. 2010, 2014), illetve Horváth Ferenc szakmai vezetésével a Kárpát-medence Geodinamikai Atlaszát, és a terület litoszféra felépítésének térképeit (Horváth 1993, Bada et al. 1999, Horváth 2004, Szabó et al. 2004, Kovács et al. 2011).

A lista korántsem teljes, de ezek a programok, mérések, feldolgozások és publikációk alpmunkáknak számítanak a litoszféra- és a földkéregkutatásban.

## A tanulmány szerzője

Kiss János

## Jegyzet

<sup>1)</sup> discontinuity (angol) = folytonossági zavar, azaz határfelület, ahol valami megváltozik.

<sup>2)</sup> anatexis = megolvadás, részleges megolvadás

<sup>3)</sup> palingenezis = kőzet újraolvadása, új magma képződése

<sup>4)</sup> „Az első szupermély fúrás (SzG-3) a Szovjetunió tudományos kutatásának mélyfúrása volt a Kola-félszigeten. Ez a fúrás 1989-ben elérte a 12,262 km mélységet, amely 2008-ig a legmélyebb ember alkotta mélyfúrás volt. A következő leghosszabb fúróluk, amelyet készítették, a 12,29 km hosszú Maersk BD-04A olajkút Al-Shaheennál Katarban.

2003-ban indult a Sakhalin-1 shelf olajkutatási projekt (Exxon Neftegas, Ltd.), amelynek keretében mélyült fúrások 2017-ig a világ 10 leghosszabb kútjából 9-et képviseltek. A projekt 2013 óta öt rekordot állított fel a világ legmélyebb mélységű kútjúrásai terén. 2015 áprilisában fúrták az O-14 termelőkutatót, amelynek hossza 13,5 km, 2014 áprilisában a Z-40 kutatót, amelynek hossza 13 km, 2013 áprilisában és júniusában – a Z-43 és Z-42 kutak 12,45 km, illetve 12,7 km hosszúak voltak, a Z-44 Chayvo kút 2017 novemberében elérte a 15 km-es kúthosszúságot.” (Wikipédia)

(Sajnos a fúrt „kúthossz” nem feltétlenül jelent „kútmélységet”, mert vízszintesen is másznak a fúrófejek, így a legnagyobb elért mélységet nem tudjuk megadni, mivel ezek a fúrások nem tudományos célból, hanem olajkutatási célból mélyültek.)

<sup>5)</sup> <https://geofrik.com/tag/conrad-discontinuity/> (Ez abból a hibából látszik, hogy a mélységskála felirata magyar maradt a 2018-as hivatkozásnak megfelelően; a szerző nyilván a soproni IAGA 2009. évi előadás anyagából emelte át a képet.)

<sup>6)</sup> Ha a korrelációs koefficiens értéke pozitív, akkor korreláció, ha negatív, akkor antikorreláció van:

$k_{\text{korrel}} = +1$ , akkor teljes korreláció van,

$k_{\text{korrel}} > +0,5$ , akkor erős korreláció van,

$0 < k_{\text{korrel}} < +0,5$ , akkor gyenge korreláció van.

<sup>7)</sup> KGST (Kölcsönös Gazdasági Segítség Tanácsa) – Közép- és Kelet-európai szocialista országok gazdasági együttműködési szervezete.

## Hivatkozások

Ádám A., Nagy Z., Nemesi L., Varga G. (1990): Electrical conductivity anomalies along the Pannonian Geotraverse and their geothermal relation. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 25/3–4, 291–307.

Ádám A., Szarka L., Prácer E., Varga G. (1996): Mantle plumes or EM distortions in the Pannonian Basin? (Inversion of the deep magnetotelluric (MT) soundings along the Pannonian Geotraverse). *Geophysical Transactions* 40, 45–78.

Ádám A., Szarka L., Steiner T. (1993): Magnetotelluric approximations for the asthenospheric depth beneath the BtkCs graben, Hungary. *J. Geomagn. Geoelectr.* 45, 761–773.

Artemieva I. (2009): Continental crust. In: Jan Lastovicka (ed.): *Encyclopaedia of life support systems*, Vol. II., Geophysics and Geochemistry, EOLSS publishers UNESCO.

Artemieva I. (2011): *The lithosphere: An interdisciplinary approach*. Cambridge University Press.

Bada G., Horváth F., Gerner P., Fejes I. (1999): Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *Journal of Geodynamics*, 27/4, 501–527.

Bodoky T., Brueckl E., Fancsik T., Hegedűs E., Posgay K. (2001): Szervezőbizottság és munkacsoport: CELEBRATION 2000 – nagyszabású ezredzáró projekt a litoszférakutatásban. *Magyar Geofizika* 42, 1.

Conrad V. (1925): Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28.11.1923. *Mitt. Erdb. Komm., Wien, Akad. Wiss., Neue Folge*, No. 59.

Conrad V. (1928): Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927. *Gärlands Beiträge zur Geophysik* 20, 240–277.

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., (2010): Magyarország prekainozoos földtani térképe, M = 1:500 000. MÁFI.

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., Koroknai B. (2014): Magyarország prekainozoos medencealjátának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1:500 000), p. 71. – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, ISBN 978-963-671-298-3.

Guterch A., Grad M., Keller G. R., Posgay K., Vozar J., Spicak A., Brueckl E., Hajnal Z., Thybo H., Selvi O. (2000): CELEBRATION 2000: Huge seismic experiment in Central Europe. *Geologica Carpathica* 51/6, 413–414.

Hetényi Gy., Y. Ren, B. Dando, G. W. Stuart, E. Hegedűs, A. Cs. Kovács, G. A. Houseman (2015): Crustal structure of the Pannonian Basin: The AlCaPa and Tisza Terrains and the Mid-Hungarian Zone. *Tectonophysics* 646, 106–116.

Horváth F. (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226, 333–357.

Horváth F. (2004): A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza, Euro-konform térképsorozat és magyarázó. [http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin\\_atlas.htm](http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm)

Jeffreys H. (1929): *The Earth: Its Origin, History and Physical Constitution*. Cambridge University Press, England, 346 p.

Kalmár D. (2021): Crustal structure determination in the wider region of the Pannonian Basin from P receiver function analysis. Doktori (PhD-) értekezés, ELTE, Földtudományi Doktori Iskola, Budapest.

Kalmár D., Hetényi Gy., Balázs A., Bondár I. (2021): Crustal thinning from orogen to back-arc basin: The structure of the Pannonian Basin region revealed by P-to-S-converted seismic waves. *Journal Of Geophysical Research: Solid Earth* 126/7, Paper: e2020JB021309, 24.

- Kilényi É., Kröll A., Obernauer D., Sefara J., Steinhäuser P., Szabó Z., Wessely G. (1991): Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions*, 36/1–2, 15–36.
- Kis K. I., Agocs W. B., Meyerhoff A. A. (1999): Magnetic sources from vertical magnetic anomalies. *Geophysical Transactions*, 42/3–4, 133–157.
- Kiss J. (2009a): Gravitációs és mágneses feldolgozások és modellezések a földtani környezet megismerése céljából. Doktori (PhD-) értekezés. NyME Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola, Sopron.
- Kiss J. (2009b): A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. *Magyar Geofizika*, 50/2, 59–74.
- Kiss J., Gúthy T., Zilahi-Sebess L. (2015a): A Mohorovičić-határfelület magyarországi kutatása – módszerek, mérések, eredmények. *Magyar Geofizika* 56/3, 152–178.
- Kiss J., Madarasi A. (2012): A PGT-1 szelvény komplex geofizikai vizsgálata (nem szeizmikus szemmel). *Magyar Geofizika*, 53/1, 29–54.
- Kiss J., Szarka L., Prácsér E., Ádám A. (2009c): What we know about magnetic and other physical bulk properties at curie depth? In: IAGA 11th Scientific Assembly, Sopron (szóbeli előadás).
- Kiss J., Vértesy L., Fancsik T., Kovács A. Cs., Madarasi A., Gulyás Á. (2017): Tisia, a geofizika adatok tükrében és a litoszférakutató szelvények szeizmikusan nagy sebességű zónáinak értelmezése. *Magyar Geofizika*, 58/4, 209–229.
- Kiss J., Vértesy L., Gulyás Á., Madarasi A. (2015b): Tisia – a geofizikai adatok tükrében. p. 25–28, In: TISIA Konferencia kiadványa, p. 76, ISBN 978-963-8221-56-8 (szóbeli előadás)
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M., Hegedűs E., Posgay K., Zilahi-Sebess L., Fancsik T. (2011): Asztenoszféraáramlás mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje? *Magyar Geofizika*, 52/2, 79–87.
- Mituch E. (1964): A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei. *Geofizikai Közlemények* 13/3, 289–300.
- Mituch E. (1969): Földkéregkutató szeizmikus szelvények, ELGI évi jelentés, 1969.
- Mituch E., Posgay K. (1967/68): The results of seismic measurements carried out in the Hungarian sections of the international crustal investigation profiles. *Vesnik*, 8–9/C Beograd, 217–224.
- Mituch E., Posgay K. (1972): 28. Hungary. In: *Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Exploration Seismology*. Szénás Gy. (ed.), *Geoph. Trans.*, special issue, pp. 118–129., ELGI, Budapest.
- Posgay K. (1975): Determination of boundaries and velocity distribution in the Earth's crust and upper mantle by reflection measurements. *Geophys. Trans.* 23, 13–17. (in German)
- Posgay K., Albu I., Mayerkova M., Nakladalova Z., Ibrmajer I., Blizkovsky M., Aric K., Gutdeutsch R. (1991): Contour map of the Mohorovicic discontinuity beneath Central-Europe. *Geophysical Transactions* 36/1, 7–13.
- Posgay K., Albu I., Ráner G., Varga G. (1986): Characteristics of the reflecting layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. In: *Reflection Seismology: A Global Perspective*. Barazangi M., Brown L. (eds.), *Am. Geophy. Un. Geodyn. Ser.*, 13, 55–66.
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E. (2003): Seismic lithosphere and asthenosphere investigations in Hungary. In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Lee W. H. K., Kanamori H., Jennings P. C., Kisslinger C. (eds.), Supplement to Chapter 60, Vol. 2, Part B, Chapter 79.26/8, Academic Press, London.
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szaifán P., Takács E., Timár Z., Varga G. (1995): Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics* 252, 467–484.
- Posgay K., Takács E., Szalay I., Bodoky T., Hegedűs E., Jánváriné 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 Geotraverse. *Geophysical Transactions* 40,1–2, 1–44.
- Ren, Y., Grecu, S., Stuart, G., Houseman, G., Hegedus, E., South Carpathian Working Group (2013): Crustal structure of the Carpathian–Pannonian region from ambient noise tomography. *Geophys. J. Int.* <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt316>
- Sollogub V. B., Prosen D., Militzer H. (1971): Közép- és DK-európai földkéreg felépítése (robbantásos szeizmikus mérési adatok alapján) [Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (По данным взрывной сейсмоки)], Naukova Dumka, Kiev. (in Russian)
- Sollogub V. B., Prosen D., Militzer H. (1972): The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on explosion seismology. *Geophysical Transactions, Special Edition, ELGI, Budapest*.
- Szabó Cs., Falus G., Zajacz Z., Kovács I., Bali E., (2004): Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Tectonophysics* 393, 119–137.
- Szabó Z. (1993): Magyarország üledékhatással javított gravitációs térképe. Kézirat, ELGI adattár, p. 14.
- Szalay I., Gúthy T., Gömböcz L. (2011): Az 1965–67. évi dunántúli kéregkutató mérések refrakciós tomográfias feldolgozása. *Magyar Geofizika*, 52/4, 193–209.
- Szanyi Gy. (2016): A Pannon-medence S-hullám-sebességterének vizsgálata, Doktori (PhD-) értekezés, ELTE Földtudományi Doktori Iskola, Budapest.
- Szanyi Gy., Grácz Z., Balázs B., Kovács I. J. and AlpArray Working Group (2021): The transition zone between the Eastern Alps and the Pannonian basin imaged by ambient noise tomography. *Tectonophysics*, 805, 228770.
- Szénás Gy. (1964): Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregről. *Geofizikai Közlemények* 13/3, 301–303.
- Szénás Gy. (1972): The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology, *Geoph. Trans.*, special issue, pp. 181.
- Szénás Gy. (1973): A Kárpát-rendszer és a globális tektonikák. *Geofizikai Közlemények*, XXI/1–4. 91–122., ELGI, Budapest.
- Tóth L., Zsíros T. (2000): A Pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>
- Touret J. L. R., Santosh M., Huijzena J. M. (2016): High-temperature granulites and supercontinents. *Geoscience Frontiers* 7, 101–113.
- Zelt C. (1993): RAYINVR: 2-D travel time inversion and amplitude modeling programs, FAST: 3-D First Arrival Seismic Tomography programs. <http://terra.rice.edu/departments/faculty/zelt/>
- Zelt C. A., Smith R. B. (1992): Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.* 108, 16–34.
- Völgyesi L. (2002): *Geofizika. Műgyetem Kiadó, Budapest*.
- Wéber Z. (2002): Imaging Pn velocities beneath the Pannonian Basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129, 283–300.