

# Relatív térbeli fizikai paramétereloszlások a Nyírség és a Tokaji-hegység területén

## *Eltemetett vulkánmorfológiai elemek kimutatása gravitációs és mágneses mérési adatok alapján*

Kiss J.

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

Korábban vizsgáltuk a potenciáterek alapképleteit és az azokból levonható törvényszerűségeket (Kiss, Vértesy 2020), valamint az adatok spektrálanalíziséből kapott mélységszeletelést (Kiss 2012, Kiss 2013). Felhasználva a szerzett tapasztalatokat, elkészítettük a relatív sűrűségi és relatív mágnesezettségi mélységmetszeteket (Kiss, Vértesy 2020, Kiss 2021a). Azért relatív, mert nem a valós kőzetfizikai paramétereket kaptunk, hanem csak az azonos szintben lévő összletek egymáshoz viszonyított relatív eltérését, amelyet minden szinten a minimum-, illetve a maximumértékek 0–1 közé transzformálásával kaptunk meg. Ezzel egyfajta nagyítóként a legkisebb eltéréseket is felerősítettük, kizárva a szűrt térképek eltérő térfogatából (eltérő mélységtartományok miatt) származó amplitúdóbeli eltéréseket és felerősítve az azonos szinteken bekövetkező változások hatását.

Mivel az adatok területi fedettségben állnak rendelkezésre, különböző szinteken (Kiss et al. 2019), így a (relatív sűrűségi és a relatív mágnesezettségi) térbeli elterjedésre is következtethetünk, ehhez viszont elő kellett állítani ezeknek a paramétereknek a térrácsát (voxeljét) háromdimenziós interpolációval. Ennek néhány elsődleges eredményét be is mutattuk már a nagy vulkáni kitérésű központok keresése során (Kiss 2021b), de az még csak egy kisebb ízelítő volt. A további vizsgálódásaink meglepő eredményeket hoztak, ez kerül most bemutatásra.

A mintaterület továbbra is a Nyírség és a Tokaji-hegység, amely az adatok előkészítése (Kiss et al. 2019) és az eltemetett vulkanitok jelenléte miatt jó mintaterületnek számít. A kapott eredményeket, a mélybeli paramétereloszlásokat és azok lehetséges értelmezését mutatja be ez a tanulmány.

### **Kiss, J.: Relative spatial physical parameter distributions on the area of Nyírség and Tokaj Mountains. *Detection of buried volcanic morphological features from gravity and magnetic measurements***

Previously, we examined the basic formulas of potential field and the regularities that can be deduced from them (Kiss and Vértesy 2020), as well as the depth slicing obtained from the spectral analysis of the potential field data (Kiss 2012, Kiss 2013). Using the gained experience, we prepared the relative density and relative magnetization depth sections (Kiss and Vértesy 2020, Kiss 2021a). It is relative because we did not get the real petro-physical parameters, but only the relative deviation of the assemblages at the same level, which was obtained by transforming the minimum and maximum values between 0 and 1 at each level. As a kind of magnifier, we amplified even the smallest deviations, excluding amplitude differences from different rock volumes of the filtered maps (due to different depth ranges) and amplifying the effect of changes at the same levels.

As the data are available as territorial coverage, at different depth levels (Kiss et al. 2019), the spatial distribution of (relative density and relative magnetization) can be traced, but the  $x, y, z$  spatial grid (voxel) of these parameters had to be generated by three-dimensional interpolation. We have already shown some of the primary results of this in our search for large explosive volcanic centres (Kiss 2021b), but that was just a small taste. Our further investigations have yielded surprising results, and this is now illustrated.

The pilot area is still Nyírség and Tokaj Mountains, which is a good sample area due to data preparation (Kiss et al. 2019) and the presence of buried volcanic formations. This article presents our latest obtained results, the deep parameter distributions and their possible interpretation.

*Beérkezett:* 2022. május 11.; *elfogadva:* 2022. június 14.

## Gravitációs alapok

A nehézségi erőt ( $F_g$ ) a következő képlet írja le:

$$F_g = m_e \frac{M}{r_t^2} \gamma = m_e g.$$

Egységnyi tömeg ( $m_e = 1$ ) esetén a nehézségi erő ( $F_g$ ) egyenlő a gyorsulással ( $g$ ):

$$F_g = g.$$

A gravitációs mérések során meghatározott gyorsulás ( $g$ ) értéke:

$$g = \frac{M}{r_t^2} \gamma,$$

ahol az anomális tömeg ( $M$ ):

$$M = V \times \Delta \sigma,$$

ahol a térfogat ( $V$ ):

$$V \approx r_m^3$$

ahol

$\gamma$  – gravitációs állandó,

$M$  – a Föld (vagy a kőzetek lokális) tömege,

$r_t$  – távolság dimenzió,

$r_m$  – méret dimenzió,

$V$  – térfogat,

$\Delta \sigma$  – sűrűség.

## Gravitációs törvényszerűségek

1. Az alapképletekből kiindulva, a mért nehézségi erő ( $F_g$ ) és gyorsulás ( $g$ ) nagyságát legnagyobb mértékben a tömeg ( $M$ ) befolyásolja, amitől egyenes arányban függ. Arányossági tényezők a sűrűségkontraszt ( $\Delta \sigma$ ) és a térfogat ( $V$ ) – ez utóbbit egy méret ( $r_m$ ), azaz „távolsági” dimenzióknak a köbével írhatjuk le ( $r_m^3$ ).
2. A másik tényező, az alapképletek alapján az észlelési távolság ( $r_t$ ), amelytől a mért nehézségi erő fordított arányban függ. Arányossági tényező a mérőponttól való távolság négyzete ( $r_t^2$ ).
3. Az anomália hullámhossza függ a ható települési mélységtől ( $r_t$ ), minél mélyebben van a test, annál nagyobb lesz az általa okozott anomália hullámhossza. A test mérete is hatással van, de az anomáliagörbe meredekségét ebben az esetben is a mélység határozza meg.
4. Spektrális szűrésekkel a különböző hullámhosszúságú (különböző meredekségű) anomáliákat választjuk szét és a jellemző jelfrekvencia alapján, majd hullámhosszúságtól függő mélységbecslést végzünk.
5. A mélységszeletelt (szűrt) gravitációs térképeknél (görbéknél) az amplitúdók dinamikája erősen eltérő, ezt elsősorban a különböző mélységszintek közöttterfogatanak ( $V$ ) különbözősége okozza. Azonos spektrális mélységszint térkép esetében a térfogat azonos az egész területre, így a változások visszavezethetők az adott mélységben meglévő sűrűségváltozásokra.

A mélységszeletelés és a normálás az adott mélységek kis dinamikájú változásainak láthatóvá tételét, értelmezését segíti a relatív változások kiemelésével. Ennek eléréséhez ki kell zárunk a szűrt térképek eltérő térfogati hatását, amit normálás segítségével érhetünk el. A szűrt térképek értékeit a minimumok és maximumok alapján 0–1 értéktartományba normálva<sup>1)</sup>, szintenként kiemeljük a relatív változásokat. A sűrűségkontraszt a kezdeti (felszíni) 1 g/cm<sup>3</sup> értékről akár egy-két nagyságrenddel, 0,1–0,01 g/cm<sup>3</sup> értékre lecsökkenhet a mélységben, de a 0–1 értékek közé normálás miatt ezt a változást is észre fogjuk venni.

6. A kőzeteknél, különösen a törmeléken üledékes kőzetek esetében a póruster nyomás hatására bezáródik, adódik tehát egy mélységtől függő összetevője a sűrűségnek, amelyet a normálás után, az átlagos tömörödési trend görbéről leolvasott érték alapján érdemes figyelembe venni.

## Mágneses alapok

A Föld mágneses tere ( $F_m$ ) a következő képlettel írható le:

$$F_m = \frac{M}{r_t^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta},$$

$$F = T.$$

(A nyersanyagkutató geofizikában a  $T$ -t szoktuk használni.)

Általános formában:

$$T = \frac{M}{r_t^3} c,$$

$$M = V \times J,$$

$$J = J_i + J_r,$$

$$J_i = \kappa \times H,$$

$$V \approx r_m^3$$

ahol

$F_m$  vagy  $T$  – földi mágneses totáltér,

$\theta$  – mágneses szélesség,

$M$  – a Föld (vagy a kőzetek lokális) mágneses momentuma,

$r_t$  – távolság dimenzió,

$c$  – változó, többtényezős koefficiens lokális hatók esetén,

$J$  – egységnyi térfogatú kőzet mágnesezettsége,

$J_i$  – indukált mágnesezettség,

$J_r$  – remanens mágnesezettség,

$\kappa$  – mágneses szuszceptibilitás,

$H$  – indukáló földi mágneses tér,

$r_m$  – méret dimenzió.

## Mágneses törvényszerűségek

1. A képletek alapján a gravitáció esetében megállapított első törvényszerűség, a mágnesség anomáliátiér eseté-

ben is igaz. A mért mágneses térerő ( $F_m$  vagy  $T$ ) nagyságát legnagyobb mértékben a mágneses momentum ( $M$ ) befolyásolja, amelytől egyenes arányban függ. Arányossági tényezők a mágnesezettség ( $J$ ) és a térfogot ( $V$ ), ez utóbbit egy méret ( $r_m$ ), a „távolsági” dimenzióknak a köbével ( $r_m^3$ ) írhatunk le.

2. A második tényező az alapképletek alapján az észlelési távolság ( $r_i$ ), amelytől fordított arányban függ. Arányossági tényező ebben az esetben a mérőponttól való távolság köbe ( $r_i^3$ ).
3. A szelvény menti és térképi adatok esetében a 3. és 4. törvényszerűségek szintén igazak lesznek. A szűrt és normált adatok alapján elkészített mélységmetset (5. törvényszerűség) elkészítésére a mágneses tulajdonságok alapján is lehetőség nyílik, ehhez azonban még egy transzformációt el kell végezni, ez pedig, a dipólusjellegből adódó ambivalens anomáliateret egyszerűsíteni kell. Meg kell határozni a szűrt mágneses anomáliák változékonyságát, majd ezt az értékeket kell normálni és felhasználni, kiejtve a dipóljelleget.
4. A mágnesezettség esetében nem tudunk mélységtől való függést (6. törvényszerűség) meghatározni, pedig globális szempontból a mágnesezettség esetében is lehet valami hasonló törvényszerűség – lásd savanyú felső kéreg, bázisos alsó kéreg (a Curie-hőmérséklet persze mélységhatárt szab ennek).
5. Az anomáliatérképet és az értelmezést jelentősen befolyásolja a természetben előforduló földtani képződmények mágnesezettségének a sűrűséghez viszonyított lényegesen nagyobb dinamikája (pl. Kiss et al. 2019). (Részletesebben lásd Kiss, Vértesy 2020)

## Adatok előkészítése

A Nyírség területének földtani vizsgálata során felhasználtuk a potenciáltér adatokat, azaz a gravitációs és mágneses mérési adatokat és az azok spektrális szűréséből kapott mélységszeletelt térképeket is (Kiss et al. 2019, 1. táblázat). Néhány relatív sűrűségi és mágnesezettségi mélységmetset már bemutatásra került egyrészt a mélységmetsetek módszertani ismertetésekor (Kiss és Vértesy 2020), másrészt nyírségi szeizmikus tomográfia sebességszelvényeinek elemzése során (Kiss 2021a), illetve egy paksi szelvény vizsgálatakor (Kiss 2020).

Mivel csak 4 spektrális szint különíthető el élesen (1. táblázat), azaz 4 mélységszintnek az anomália térképe adott csak (azok sem egyenletes mélységközönként), így a vertikális felbontás nem túl jó és a mélységgel arányosan romlik. (Ahhoz képest, hogy a Bouguer-anomália-vagy a mágnesesanomália-térkép esetében nincsenek elsődleges mélységi információink, ez mindenképpen előrelépés.)

## 2D-ből 3D-be

A Tokaji-hegységi (Zelenka et al. 2012) nyírségi forrásadatok összegyűjtése (Kiss et al. 2019) és némi módszertani tapasztalat megszerzése után már kiterjeszthetjük az eddig két-dimenziós eljárást a különböző mélységszinteken meglévő térképi adatrendszerek segítségével háromdimenziósra, abban a reményben, hogy a megismert szelvény menti 2D szerkezetek térbeli képét is megkaphatjuk.

**1. táblázat** Spektrálanalízis és mélységbecslés eredményei a Nyírségben. Domináns spektrális mélység – az a mélység, ahol legerősebb anomális mágneses hatás van, avagy a szűrő átviteli függvényének maximum helyei; mélységköz (ugrás) – a spektrális mélységek közötti távolság; mélységtartomány – a mélység azon része, ahol az adott átviteli függvény dominál; értelmezés – egyszerűsített földtani magyarázat

**Table 1** Functional relationships determined from the po Results of spectral analysis and depth estimation in Nyírség. Dominant spectral depth – the depth at which there is the strongest anomalous magnetic effect, or the maximum locations of the filter transmission functions; depth interval (jump) – the distance between the spectral depths; depth range – the part of the depth where the given filter transmission function dominates; interpretation – simplified geological explanation

Geofizikai adat	Domináns spektrális mélység (m)	Mélységköz, „ugrás” (m)	Mélységtartomány (m)	Egyszerűsített értelmezés
Szűrt Bouguer-anomália	200	NA*	<500	fiatal laza fedő (zaj)
	1 300	1 100	500–2 400	idős, tömörödött fedő
	4 500	3 200	2 400–7 000	medencealjzat
	16 000	11 500	>7 000	Conrad- (Moho?-) szint
Szűrt légi mágneses	430	NA*	<800	felszíni vulkanitok
	1 360	930	800–2 600	sekély eltemetett vulkanitok
	4 500	3 140	2 600–6 000	mély eltemetett magmatitok
	9 000	4 500	>6 000	magmás, metamorf aljzat
Szűrt földi mágneses	1 000	NA*	<1 450	felszínközeli vulkanitok
	2 000	1 000	1 450–3 100	mélybeli vulkanitok
	11 200	9 200	3 100–15 500	magmatitok (intrúziók)
	27 700	17 500	>15 500	Moho-szint (?)

\*NA = nincs adat; not available

Szemléltetésképpen ez a művelet arról szól, hogy egy szeizmikus szelvényen megjelenő szerkezetet, amely a relatív sűrűségmélység-szelvényen is azonosítható, a térbeli háromdimenziós térrács segítségével más irányokból térbelileg is leképezzük. – Hogyan néz ki, illetve beazonosítható-e? Mi látszik belőle azokon a helyeken, ahol nincs szeizmikus mérés? – A kétdimenziós ismereteket a térrács segítségével kiterjesztjük a 3D-s térbe.

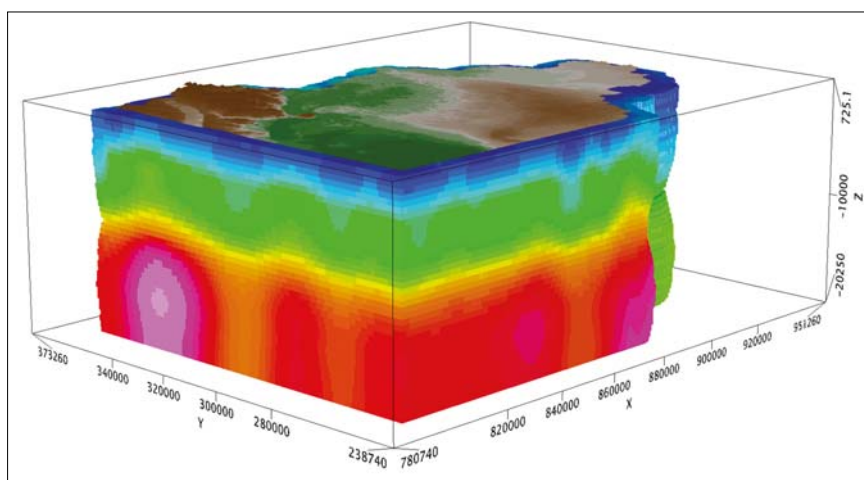
A spektrálanalízissal leválogatott különböző mélységek szűrt anomáliatérképeit 0 és 1 értékek közé normáltuk, majd pontonként hozzárendeltük a (szűrt térkép spektrális) mélységet. A szűrt, normált Bouguer-anomália-értékeket az átlagos tömörödési trend alapján az adott spektrális mélységhez tartozó várható sűrűségértékkel megnöveltük.

A mágneses adatok esetében nem a szűrt  $\Delta T$  értékeket, hanem a  $\Delta T$  változékonysági paraméterét normáltuk és, ebben az esetben nincs mélységi trend. Az így előálló 4 paraméteres adatrendszer ( $x, y, z, \Delta g_{\text{szűrt, normált, korrigált}}$  illetve  $x, y, z, \Delta[\Delta T_{\text{szűrt}}]_{\text{normált}}$ ) interpoláltuk, előállítva a három-

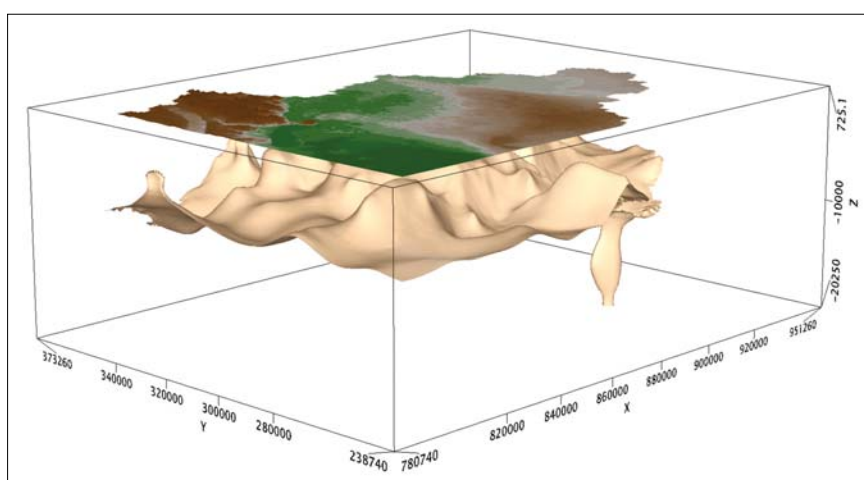
dimenziós relatív sűrűségi térrácsot (1. ábra) és a háromdimenziós relatív mágnesezettségi térrácsot (6. ábra).

Az alkalmazott Geosoft (Oasis Montaj) programrendszer lehetővé teszi a háromdimenziós adatok kezelését és megjelenítését. Az 1. ábra egy tömbben mutatja az eloszlást, ahol az oldalsó rácspontok (határfelületek) kifedik a belső, középső részek változékonyságát. A programrendszer megengedi a különböző szintek leválogatását, mind a négy ( $x, y, z$ , változó) paraméter alapján. Ebből talán a belső szerkezetek kimutatása miatt a legérdekesebb a változóként szereplő – relatív sűrűség ( $\sigma_r$  [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]) vagy relatív mágnesezettség ( $\varepsilon_r$  [ $\text{nT}/1,5 \text{ km}^2$ ]) – paraméter szerint végzett válogatás, azaz az azonos értékű felületek, határfelületek megjelenítése.

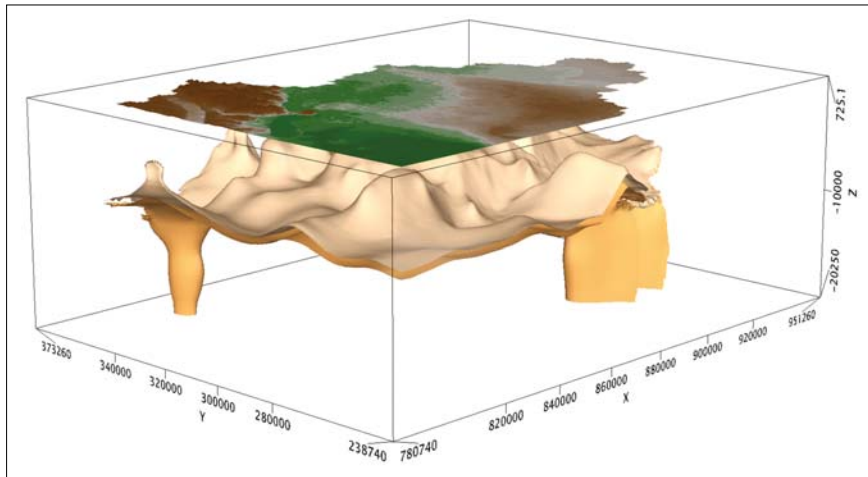
A 2. ábra a  $\sigma_r = 3,06$  relatív sűrűség határfelületet mutatja világosbarna színnel, amely felett a domborzat is megjelenik a szokásos színekkel. A felület egy függőleges csökkent sűrűségű zónát (kürtőformát) mutat a terület DK-i részén, Nagyecsed magasságában.



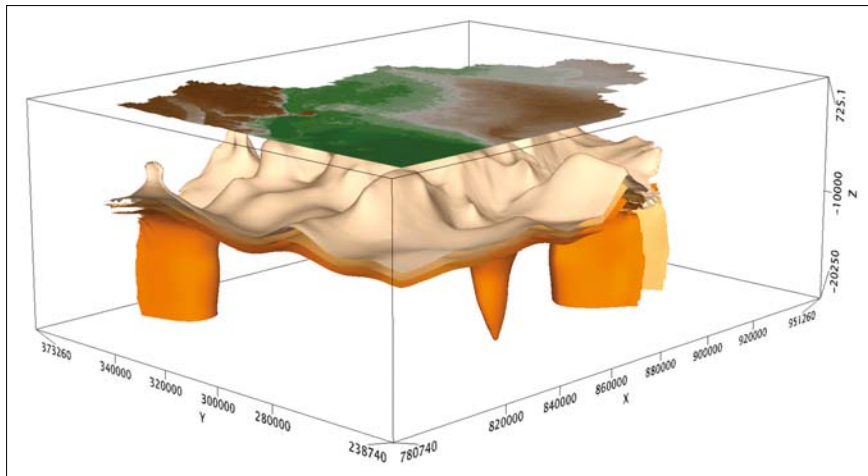
**1. ábra** | Háromdimenziós relatív sűrűségi térrács (voxel) a domborzattal DNY felől  
**Figure 1** | Three-dimensional relative density spatial grid (voxel) with relief from SW



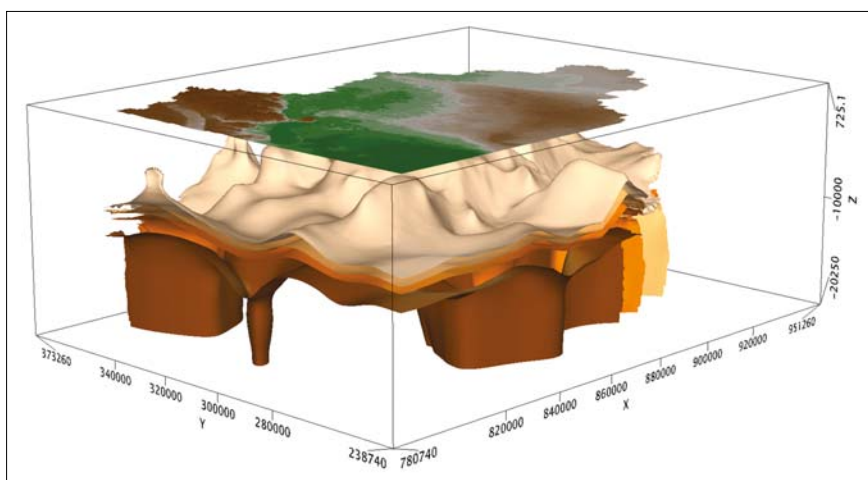
**2. ábra** | Relatív sűrűség-határfelület ( $\sigma_r = 3,06$ ) a domborzattal (megjelenik a nagyecsed-i kürtő)  
**Figure 2** | Relative density interface ( $\sigma_r = 3,06$ ) with the topography (the Nagyecsed pipe appears)



**3. ábra** | Relatív sűrűségi határfelület ( $\sigma_r = 3,06$  és  $\sigma_r = 3,12$ ) a domborzattal (megjelenik a telkibánya–gönci kürtő)  
**Figure 3** | Relative density interface ( $\sigma_r = 3,06$  and  $\sigma_r = 3,12$ ) with the topography (the Telkibánya–Gönc pipe appears)



**4. ábra** | Relatív sűrűségi határfelület ( $\sigma_r = 3,06$ ,  $\sigma_r = 3,12$  és  $\sigma_r = 3,19$ ) a domborzattal (megjelenik Nyíregyháza-D kaldera)  
**Figure 4** | Relative density boundary ( $\sigma_r = 3,06$ ,  $\sigma_r = 3,12$  and  $\sigma_r = 3,19$ ) with the topography (Nyíregyháza-S caldera appears)



**5. ábra** | Relatív sűrűségi határfelület ( $\sigma_r = 3,06$ ,  $\sigma_r = 3,12$ ,  $\sigma_r = 3,19$  és  $\sigma_r = 3,38$ ) a domborzattal (megjelenik a szerenci kaldera)  
**Figure 5** | Relative density interface ( $\sigma_r = 3,06$ ,  $\sigma_r = 3,12$ ,  $\sigma_r = 3,19$  and  $\sigma_r = 3,38$ ) with the topography (the Szerencs caldera appears)

Nagyobb értékhatárnál is megvizsgálva a határfelületet, például a  $\sigma_r = 3,12$  relatív sűrűség-értéknél (3. ábra, sötétebb barna árnyalat), azt látjuk, hogy a nagyecsed-i minimumzóna kiszélesedik, de az előző szinthez hasonló verti-

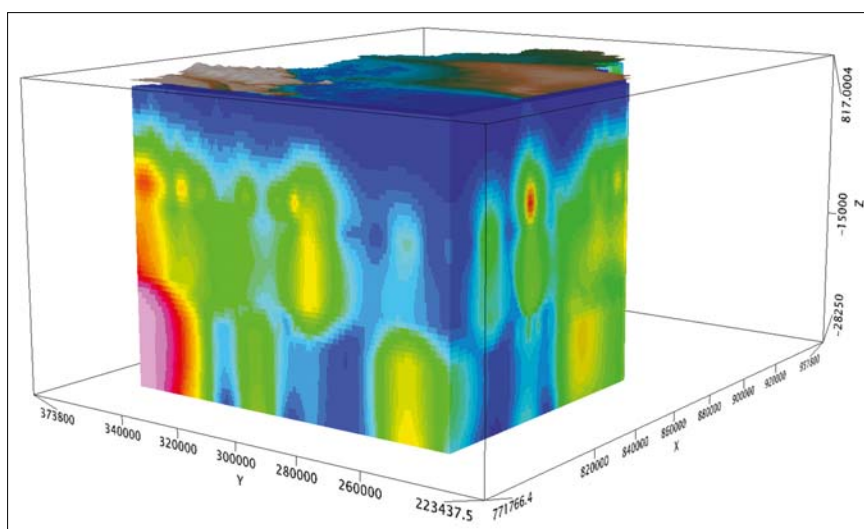
kális zóna (tölcsérszerű forma) megjelenik ÉNy-on Telki-bánya–Gönc térségében.

Még feljebb menve a relatív sűrűségértékekben, a  $\sigma_r = 3,19$  relatív sűrűségi határfelületnél megjelenik egy újabb függőleges tölcsérszerű forma Nyíregyháza-D környékén (4. ábra). A nagyecsed mellett ezt a sűrűség-minimumzónát (tölcsért) tartjuk felelősnek a nagy mennyiségű vulkáni (kora alsó-ottnangi–kárpati) tufáért, ami ÉK-Magyarországon szinte mindenütt megtalálható.

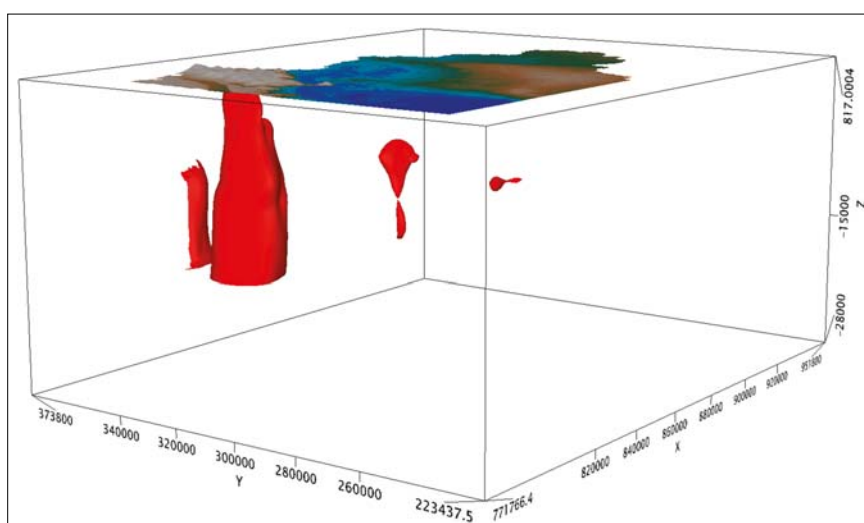
Érdeklődésünk azonban még itt sem lankadt, mert nem láttuk még megjelenni a mágneses térgradiens anomáliatérképe alapján a Tokaj-hegyalján már két évtizede kimutatott szerencsi kalderaszerkezetet. Ez a szerkezet is megjelenik, de csak a  $\sigma_r = 3,38$  relatív sűrűség-érték kiválasztásakor (5. ábra). Ez a határfelület a Nyíregyháza-D–Nagyecsed közötti különálló minimumzónákat már minimumsávvá köti össze.

A közel függőleges, oldalról záródó felületek a fentebb leírt esetekben mindenhol minimumzónákat írnak körül. A tölcsérszerű szerkezetek mélyen, 10 km-es mélységben rajzolódni ki a kristályos kőzetek tartományában. A relatív minimum az anyaghiányt vagy a szabad pórustér megjelenését jelenti a kristályos kőzetekben, így ezeket a formákat vulkáni destruktív (rombolás – azaz kitörés, kirobbanás, beszakadás – következményeként létrejött) formákhoz kapcsoljuk. A határfelületek alapján a maximumokat is vizsgálni kellene, de azok sokkal többen vannak, kevésbé karakterisztikusak, s ezért még pontosabb helyszínelést igényelnek. (Ilyen szempontból talán a mágneses adatoktól megbízhatóbb eredményt várhatunk, lásd később).

Mondhatnánk, hogy a minimumzónák (kürtők, tölcsérek, kalderák) kirajzolódása csak a véletlen műve, de a nagyecsed vulkánszerkezetet fúrással elérték. A nyíregyházi kaldera peremeit mint lokális gravitációs maximum



**6. ábra** | Háromdimenziós relatív mágneszettségi térrács (voxel) a domborzattal DNy felől  
**Figure 6** | Three-dimensional relative magnetization spatial grid (voxel) with relief from SW



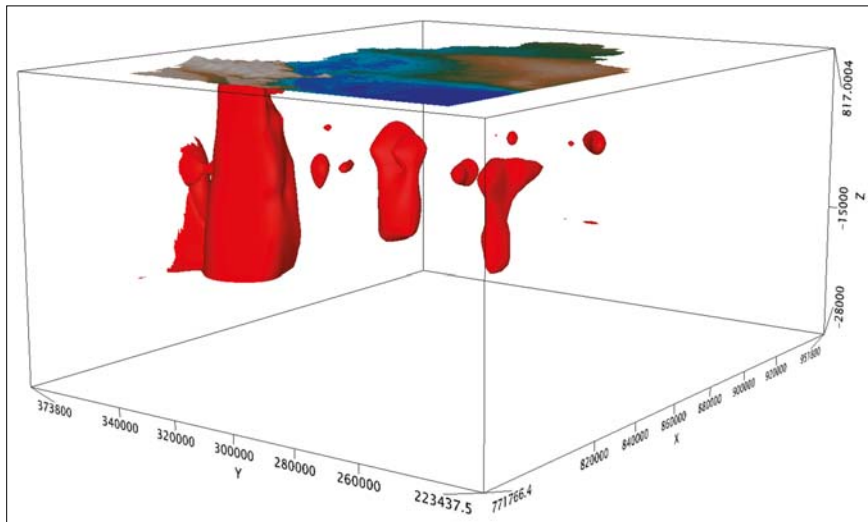
**7. ábra** | Relatív mágneszettségi határfelület ( $\epsilon_r = 0,15$ ) a domborzattal (Regéc [Erdőbénye] központ)  
**Figure 7** | Relative magnetization interface ( $\epsilon_r = 0,15$ ) with topography (Regéc [Erdőbénye] center)

mokat a MOL szintén megfúrta, mert antiklinális szerkezetet, kőolajcsapdát reméltek alatta, de a fúrások miocén vulkanitokban álltak meg (kalderaperem vagy parazita-kúpok?). A Telkibánya környéki kalderáról már több publikáció is született (Zelenka 2000, Kiss, Zelenka 2009, Zelenka et al. 2012). A szerencsi kalderaszerkezetet létét pedig a Tokaji-hegység paleovulkáni rekonstrukciójakor kimutattuk a geofizikai (légi mágneses) mérési adatok feldolgozásából valamikor 2000 környékén (Zelenka et al. 2012), amit a terepi tapasztalatok igazoltak is.

Ha már szóba került, nézzük meg, hogy mit mutatnak a mágneses adatok! Mivel a mágneses anomáliater változékonyságát használjuk, így itt a relatív mágnesezettségi érték ( $\epsilon_r$ ), amely ugyan kapcsolatban van a mágnesezettséggel ( $J$ ), mégsem magát a paramétert adja meg, hanem csak egy arányos mérőszámot. Ahol a mágneses tér erő-

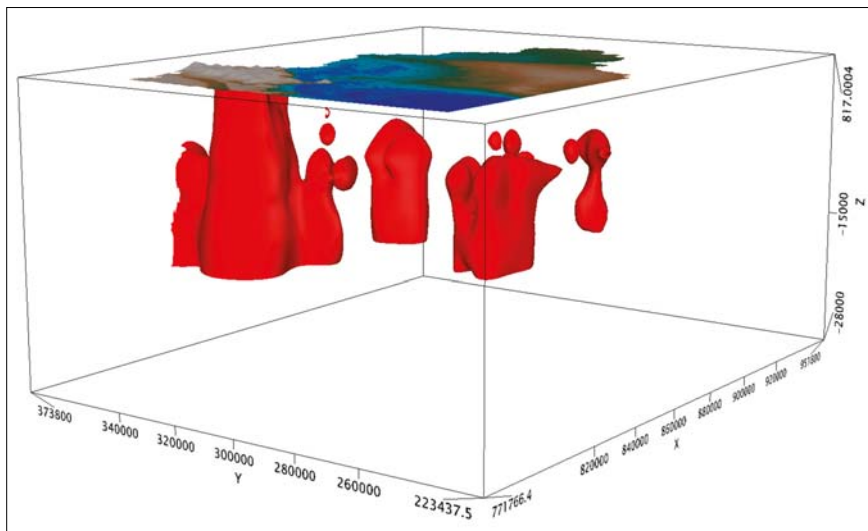
sen változik, ott eltérő formájú, mágnesezettségű földtani képződmények vannak jelen a mélyben.

A 6. ábra a relatív mágnesezettségi térrácsot (voxelt) mutatja, s már a tömbös megjelenítésből is látszik, hogy itt is érdekes mélybeli paraméterváltozásokat lehet majd azonosítani. A mágneses adatok esetében azonban nem a minimumokat, hanem a maximumokat fogjuk vizsgálni, mert alapvetően nem a savanyú, hanem inkább a bázisabb (mágneses) magmás kőzetek kimutatására látunk több lehetőséget. Értelemszerűen a nem mágneses kőzeteket nem lehet a mágnesezettség alapján vizsgálni. Ebből a megközelítésből az következik, hogy itt valószínűleg a konstruktív, épített formák – vulkáni kúpok, dómok, intrúzív testek, szubvulkánok, lávapedok – megjelenésére számíthatunk.



8. ábra | Relatív mágnesezettségi határfelület ( $\epsilon_r = 0,1$ ) a domborzattal (Regéc, Kisvárd, Nyíregyháza-D központok)

Figure 8 | Relative magnetization interface ( $\epsilon_r = 0,1$ ) with the topography (Regéc, Kisvárd, Nyíregyháza-D centers)



9. ábra | Relatív mágnesezettségi határfelület ( $\epsilon_r = 0,075$ ) a domborzattal (Regéc, Kisvárd, Nyíregyháza-D, Nagyecsed központok)

Figure 9 | Relative magnetization interface ( $\epsilon_r = 0,075$ ) with the topography (Regéc, Kisvárd, Nyíregyháza-D, Nagyecsed centres)

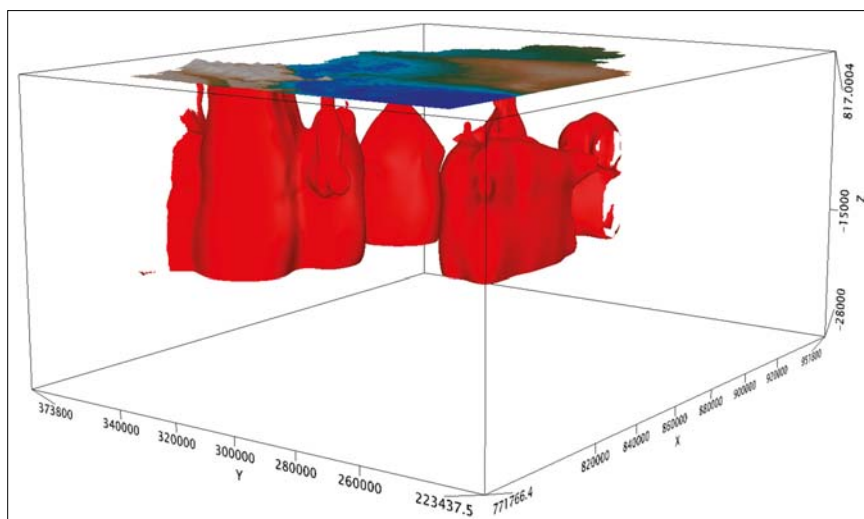
A mágneses adatok esetén a sűrűbb légi geofizikai méréseket (mintavételi távolság: 30–250 m) és a ritkább földi méréseket (mintavételi távolság: 1500 m) is felhasználtuk.

A földi mérések csak egy durvább térrács (finom részletek nélkül) kialakítását tették lehetővé, ezek a mélybeli hatókat képezik le. Lássunk néhány példát erre!

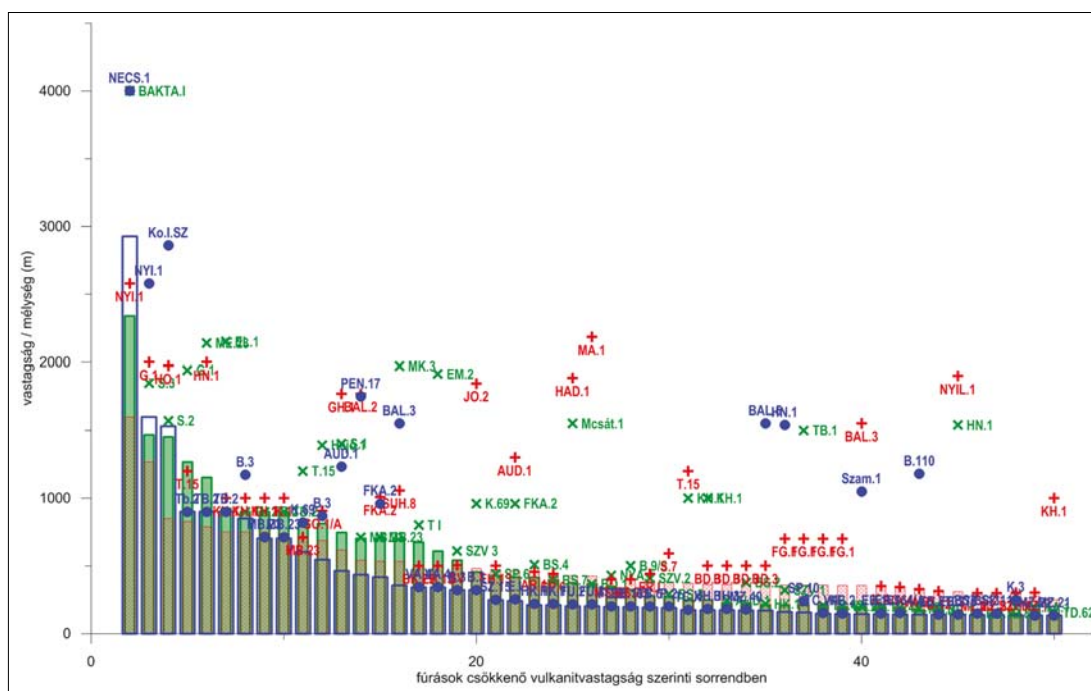
A relatív mágnesezettségi térrácsból először az  $\epsilon_r = 0,15$  értékű szintet válogattuk le (7. ábra) – ez a határérték a 0–1 skálán kicsinek tűnik. Ne felejtjük el, hogy a To-

kaji-hegységet már a felszíntől intermedier vulkanitok jellemzik – amelyek a normált értékek maximumaként jelennek meg – amelyeket a felszínről is ismerünk. Ez a határfelület mutatja a regéci (erdőbényei) kitörési központot, de megjelennek mellette Kisvárdától, és Nyíregyháza-D területén lokális jellegű mágneses maximumok.

A korábban lokálisnak tűnő testek a következő  $\epsilon_r = 0,1$  határérték esetében (8. ábra) már függőleges zónaként jelentkeznek. Ez a forma már magmacsatornára emlé-

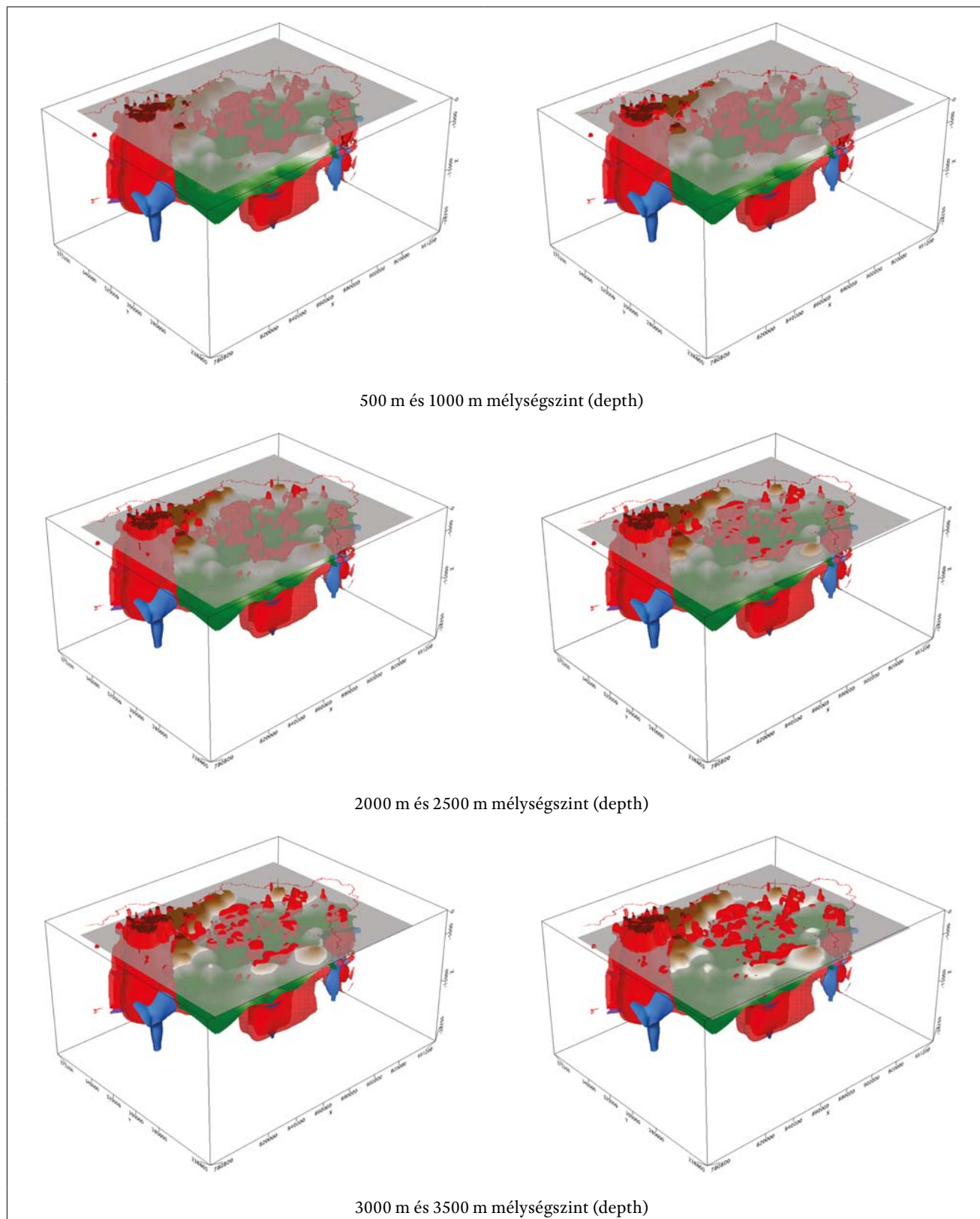


10. ábra | Relatív mágnesezettségi határfelület ( $\epsilon_r = 0,045$ ) a domborzattal (Regéc, Kisvárdától, Nyíregyháza-D, Nagyecséd központok)  
Figure 10 | Relative magnetization interface ( $\epsilon_r = 0,045$ ) with the topography (Regéc, Kisvárdától, Nyíregyháza-D, Nagyecséd centres)



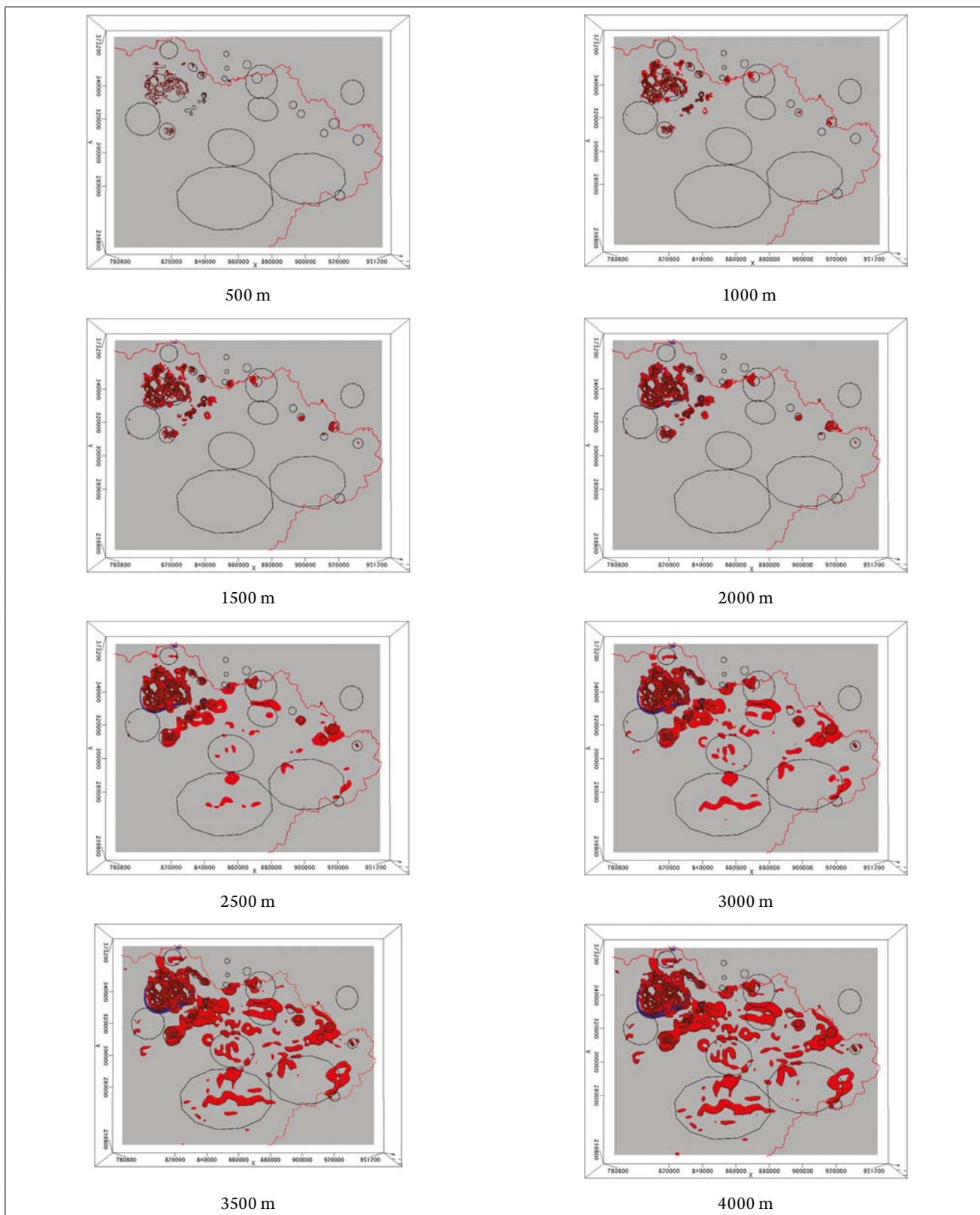
11. ábra | A vulkanitok vastagsága a fúrásokban (oszlopdiaagram) és a vulkáni összletek mélyégi helyzete fúrásnévvel (elért talpmélység pontszimbólumokkal) (kék – andezit, zöld – dácit, piros – riolit)  
Figure 11 | Thickness of volcanics in boreholes (by bar graph) and depth position of volcanic rocks (drilling bottom depth by point symbols) (blue – andesite, green – dacite, red – rhyolite)





**12. ábra** A térbeli mágneszettségi paraméter légi adatokból (piros színnel,  $\epsilon_r > 0,015$  határérték szint), valamint a földi ( $\epsilon_r > 0,045$  határérték szint) mélységszintekkel (szürke síkfelületek az 500, 1000, 2000, 2500, 3000 és 3500 m mélységben), a szeizmikus prekainozoos medencealjzat szint (zöld-fehér-barna színskála mellett), valamint a kürtő és kaldera csatornák (kék színnel)

**Figure 12** The spatial magnetization parameter is derived from airborne data (red,  $\epsilon_r > 0.015$  limit level) and from ground measurements ( $\epsilon_r > 0.045$  limit level), base depth levels (grey planes at depths of 500, 1000, 2000, 2500, 3000 and 3500 m), seismic PreCenozoic basin level (green-white-brown colour scale) and pipe forms from gravity (blue)



**13. ábra** Háromdimenziós térmodell 500–4000 m közötti mélységmetszetei felülről nézve. Piros poligon – felszínközeli mágneses hatók a légi mérések alapján, lila poligonok – mélybeli mágneses hatók a földi mérések alapján, körök, ellipszisek – a geofizika alapján korábban feltételezett magmatitok helyei

**Figure 13** Depth sections of a three-dimensional space model between 500 and 4000 m seen from above. Red polygon – near-surface magnetic effects based on airborne measurements, purple polygons – deep magnetic effects based on ground measurements, circles, ellipses – locations of previously assumed igneous rocks based on geophysics

keztet a formája alapján. A testeket alulról limitáltuk, 10 km környékén, addig hihetőek az adatok, mert 13–18 km mélység már a Curie-hőmérséklet mélységtartománya (Kis et al. 1999, Kiss et al. 2005), ahol megszűnik a kéregbeli kőzetek mágnesezettsége.

Csökkenve a határértéket ( $\epsilon_r = 0,075$ ), a zónák kivasztagodnak, kezd megjelenni a Bodrogek köz vulkáni alépítménye és a tiszaszalkai eltemetett vulkán (9. ábra), amelyek a ( $\epsilon_r = 0,045$ ) határértéknél még határozottabban látszanak (10. ábra). Ennél kisebb  $\epsilon_r$  határértéknél már egy szinte összefüggő tömböt látunk a Nyírségben.

Azt nem tudjuk megmondani, hogy mely határértéknél kezdődnek az összefüggő lávaképződmények (tufa-láva átmenet határa), ehhez nincs elegendő információnk. Nehezíti a kérdés megválaszolását egyrészt, hogy relatív értékekkel dolgozunk, másrészt, hogy a földi mágneses felmértég viszonylag ritka adatrendszer miatt (1500 m-es mintázás a meghatározó) a részletek nem látszanak, harmadrészt kevés fúrás van a területen az adott mélység összehasonlító elemzéséhez. Csak néhány vulkanitos fúrás érte el azt a mélységet, amelyből a mágneses adatok határértékeit a fúrási adatok alapján korrelálni lehetne, mindössze 3-4 db ilyen mélyfúrás (Necs.1, Nyi.1, Bakta.1, Ko.I.SZ) adatunk van (11. ábra).

A légi mágneses adatok felbontása egy nagyságrenddel jobb, tehát várhatóan további földtani részletek is kiderülhetnek a sekélymélységű bázisos vulkáni képződmények helyzetéről, az ezekből készített mágnesezettségi térrács alapján.

A 12. és 13. ábra képsorozata ezt mutatja be. Az ábrákon különböző vízszintes síkokat alkalmaztunk a térrácsból nyert mágnesezettségi szintek mélységi helyzetének és elterjedésének a bemutatására.

Az 500 m-es mélység felett csak a Tokaji-hegységi és a bodrogek köz intermedier-bázisos vulkanitok azonosíthatók (12. ábra). 1000 m-es mélységben Barabás, Gelénes, Bergrúrany környékén jelennek meg a vulkanitokra, magmás testekre utaló mágneses hatók (12. ábra). Ezen a szinten Bodrogek köz É-i részén a nagy sebességű (valószínűleg medencealjzat) képződményeket is elérjük (barna színnel jelentkeznek).

A kristályos medencealjzat legvalószínűbb helyzetét (időhorizontját) a szeizmikus reflexiós szelvények „average energy” (átlagenergia = az összletekre jellemző, a reflexiós képben megjelenő különbségek átlaga) attribútuma alapján Lőrincz Katalin határozta meg. Az időtérképet a korábban Zilahi-Sebess László által meghatározott, időmélység összefüggés (Kiss et al. 2019) alapján számítottuk át mélységre. A prekainozoos medencealjzatot fúrással csak a Nyírség peremi részein érték el (Komoró és Penészlek). A földtani felépítés alapján a medencealjzat felszínét mezozoos üledékek, paleozoos metamorfitek és miocén vagy annál idősebb magmás képződmények alkotják.

2000 m-es mélységben már Nyíregyháza-É környékén is találunk lokális hatókat (12. ábra). A nagy sebességű képződmények az egész Bodrogek közben ezen a szinten

már azonosíthatóak. 2500 m-es mélység már általános vulkanitelterjedést mutat (12. ábra). Megjelennek a mágneses tengelyvonalak (Kiss 2021b), mint például Kisvárdá-Barabás vonal, Hajdúdorog-Tarpa vonal és az Újfehértó-Nagykálló-Nyírbátor-Szatmárnémeti-Nagybánya, illetve összefüggően anomális területek is, mint a Sátoraljaújhely-Nyíregyháza közötti É-D-i kiterjedésű „vulkánmező”, amely a szűrt térképeken is jól azonosítható, valamint Fehérgyarmattól K-re található mágneses területrés. 3000–3500 m mélységben a kép számottevően nem változik, a maximum anomáliák vastagodnak a mélység növekedésével (12. ábra).

A 13. és 14. ábra felülnézetben mutatja a voxelből kinyert különböző sűrűségi és mágnesezettségi határfelületeket, kezdetben 500 m, majd 1000 m-es lépésben haladva a felszíntől lefelé.

A destruktív vulkánmorfológiai elemeket (kürtöket és kalderákat) a kristályos környezetben sikerült kimutatni csökkent sűrűségük alapján viszonylag nagy, ~10 km körüli mélységben. Kisebb mélységekben már csak a nagyobb ovális vagy izometrikus minimumzónák látszanának, amit elsőre nem feltétlenül kapcsolnánk magmás (vulkáni) tevékenységhez.

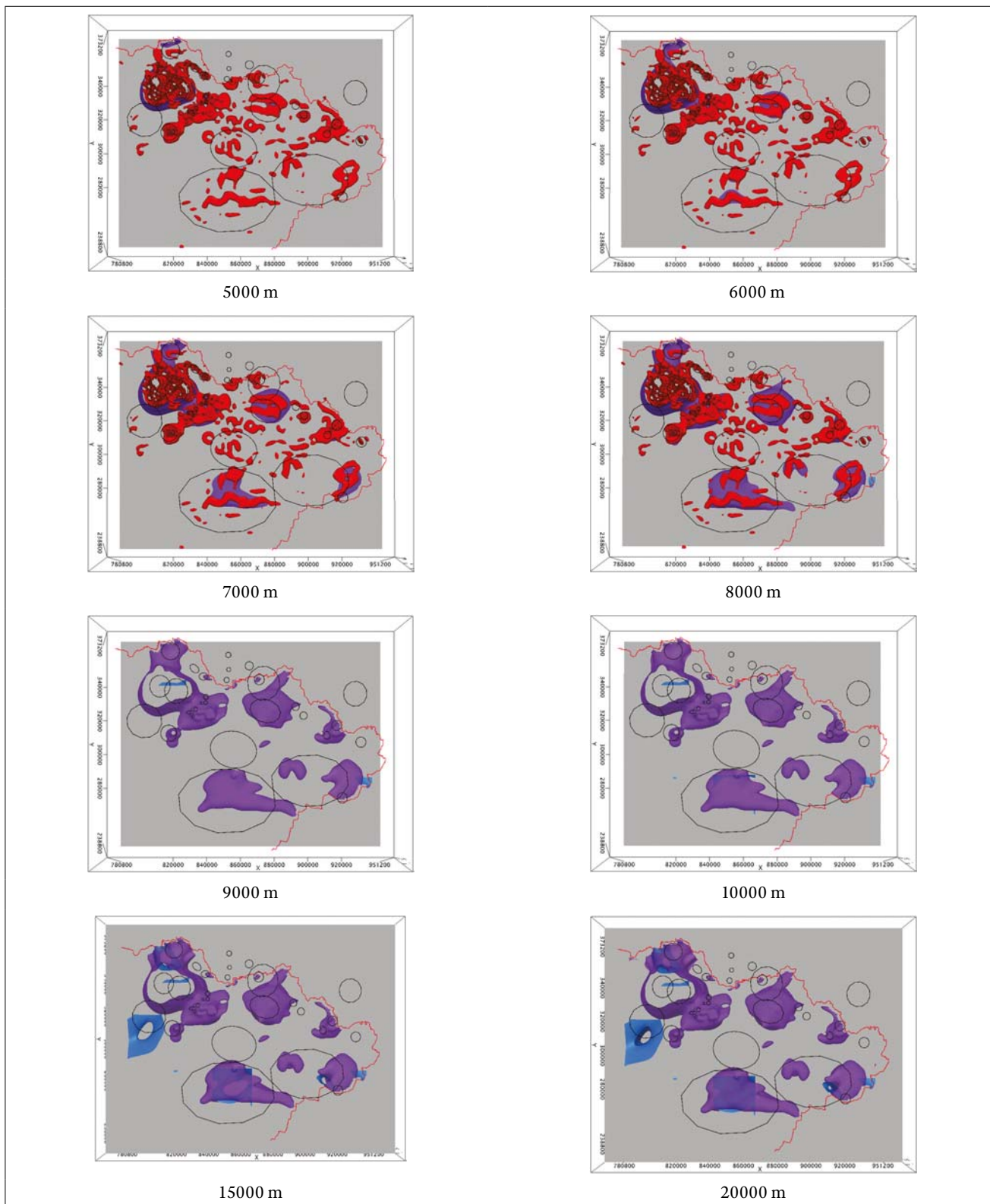
A konstruktív mélybeli morfológiai elemeket (vulkáni kúpokat, szubvulkánokat, feltételezett magmacsatornákat) a mágneses maximumok alapján tudunk azonosítani már a felszíntől a Tokaji-hegységben. A Nyírségben a nagy, tömbös megjelenés kb. 4000–5000 m-es mélységtől (15. ábra), kisebb méretű lokális megjelenés 2000–2500 m-től várhatóan van jelen (12–16. ábra).

A 2000–2500 m mélységben, a kainozoos fedőben megjelenő vulkanitok valaha felszínre ömlött lávaképződmények lehetnek (16. ábra). Ez azt jelenti, hogy a Tokaji-hegység és a Nyírség paleofelszíne között mára már 2000–2500 m szintkülönbség van. A lávaképződmények (felszíni és mélyfúrásbeli) pontos koradatai alapján elvileg az is meghatározható lenne, hogy a nyírségi terület süllyedése mennyi idő alatt következett be.

Az már egy másik érdekes kérdés, hogy a süllyedésért mi a felelős, geodinamikai folyamatok (szubdukció, hegységképződés), magmakamrák termális kihűléséből származó süllyedés vagy esetleg a medenceterület izosztikus kiegyenlítődési folyamatai?

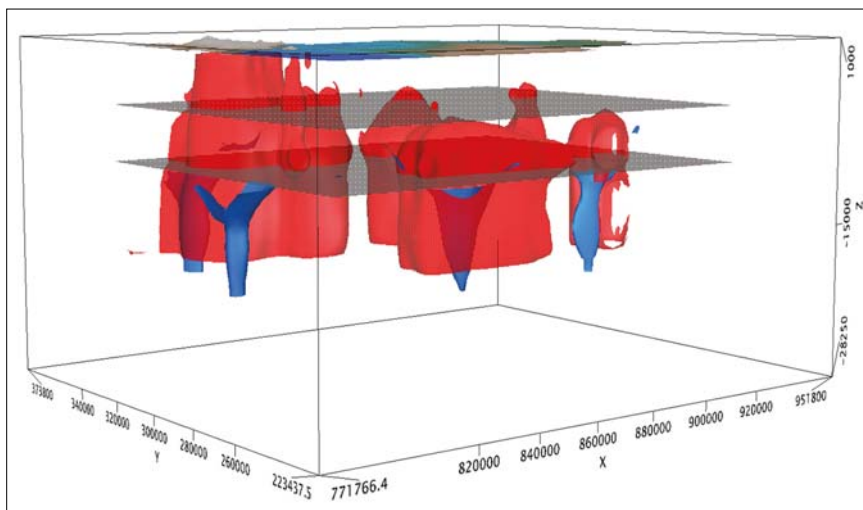
A 17. ábra piros színű mágneses maximumai intermedier vulkáni kúpokat, szubvulkáni testet jelölnek, a kék poligonrajzolatok robbanásos, vagy beszakadásos eredetű kitorési központokat, kürtőt és kalderákat, míg a korábban feltételezett gyűrűs szerkezeteket számmal és fekete poligonkontúrral jelöltünk.

Destruktív vulkánmorfológia esetében nagyon vastag vulkáni törmelékes összlet várható, mivel a kirobbant/beszakadt negatív domborzati elemet a visszahulló tufa, agglomerátum és piroklasztit tölthette fel. A konstruktív vulkánmorfológia esetében viszont a lávaképződmények kiemelt helyzetben lehetnek és felettük vagy nincs, vagy jóval kevesebb a vulkántörmelék.



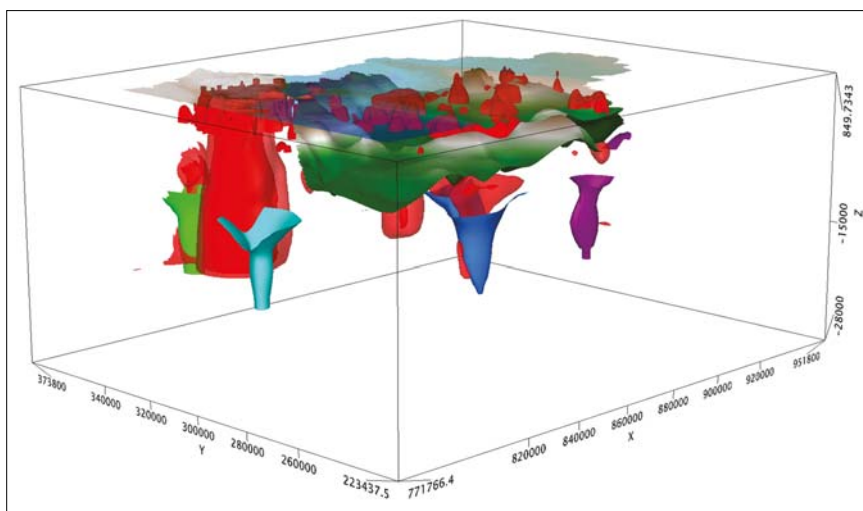
**14. ábra** Háromdimenziós térmodell 5000–20000 m közötti mélységmetszetei felülről nézve. Piros poligon – felszínközeli mágneses hatók a légi mérések alapján, lila poligonok – mélybeli mágneses hatók a földi mérések alapján, kék poligonok – vertikális, kiirtószerű relatív sűrűség minimumzónák, körök, ellipszisek – a geofizika alapján korábban feltételezett magmatikus helyei

**Figure 13** Depth sections of the three-dimensional space model between 5000 and 20000 m seen from above. Red polygon – near-surface magnetic effects based on aerial measurements, purple polygons – vertical, chimney-like relative density minimum zones, circles, ellipses – locations of previously assumed igneous rocks based on geophysics



**15. ábra** Gravitációs minimumok (kék testek) anyagihiányt, destruktív vulkánformákat, azaz kirobbanó anyagot jelezhet, a mágneses maximumok (piros testek) konstruktív vulkánformákat, vulkáni kúpokat, intrúziókat jelezhetnek. Kiegészítő szintek: felszíni domborzat, valamint 5 km-es és 10 km-es mélységszintek szürke színnel

**Figure 15** Gravity minima (blue bodies) may indicate lack of material, destructive volcanic forms, i.e. explosive material, magnetic maxima (red bodies) may indicate constructive volcanic forms, volcanic cones, intrusions. Additional levels: surface topography and depth levels of 5 km and 10 km by grey colour



**16. ábra** Fontosabb vulkánmorfológiához kapcsolható térbeli testek a szeizmikus nagy sebességű medencealjzat szinttel (zöld-barna színnel) és átlátszó felszíni domborzattal. Savanyú vulkanitok kúrtó–kaldera formák: zöld – Telkibánya–Gönc, világoskék – Szerencs, sötétkék – Nyíregyháza-D, lila – Nagyecsed. Bázisosabb vulkanitok kiterési központjai (intrúziók, szubvulkánok, vulkánok) piros színnel, az ábrán balról jobbra, Telkibánya, Regéc–Erdőbénye, Kisvárdá és Nyíregyháza-D

**Figure 16** Spatial bodies associated with major volcanic morphology (minimum gravity zones – pipes, calderas and maximum magnetic zones – intrusions, subvolcanic bodies and domes) with seismic high-velocity basin level (green-brown) and transparent surface topography

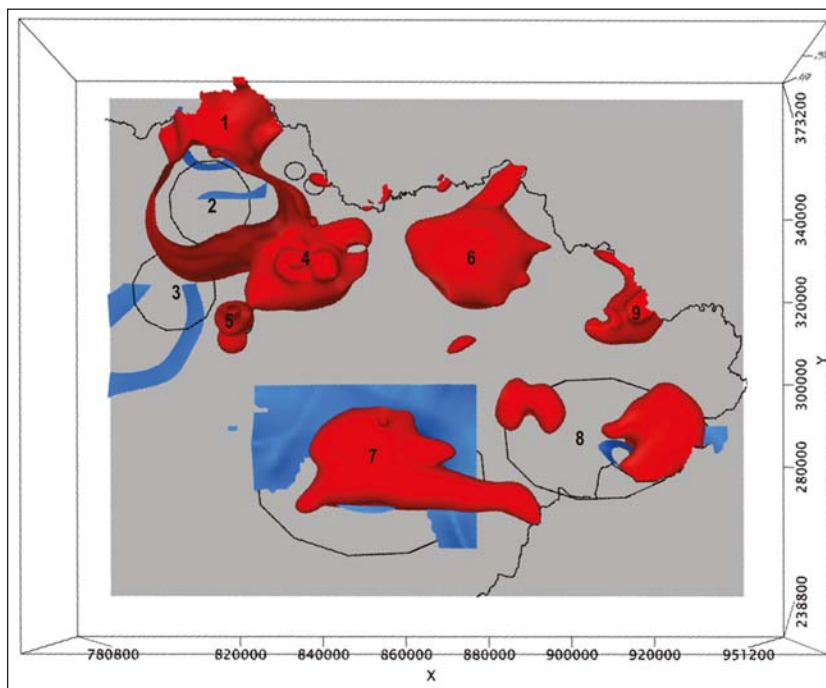
A destruktív vulkánformák, amelyeket a gravitációs minimumok alapján mutattunk ki 10 km körüli mélységtől azonosíthatunk (e szint felett az anomáliák kiszélesednek és a környezettel szembeni sűrűségkontraszt is egyre kisebb, ezért nehezen vagy egyáltalán nem különíthető el a környezettől), egy ív mentén jelentkeznek (18. ábra, balra). A konstruktív formákat az ívtől K–ÉK-re találjuk, az ív és az országhatár között (18. ábra, jobbra).

Nem zárható ki persze a tektonikai kapcsolat sem, mivel a telkibánya–gönci és szerencsi kaldera a Hernád-vonal mentén található, a nyíregyházi és nagyecsed pedig a Közép-magyarországi Zóna mentén (19. ábra).

Korábbi cikkünkben (Kiss 2021b) az eltemetett vulkano-tektonikai vonalakkal (hasadékvulkánok) is foglalkoztunk regionális szinten. Ez a kapcsolatrendszer csak a határon túli, sűrűbb forrásadatok felhasználásával lehetne megismerni részletesebben.

## Összefoglalás

A Nyírség területén rengeteg geofizikai mérés történt a földtani felépítés megismerése és kutató fúrások telepítése céljából. Ennek ellenére földtani ismereteink tulajdonképpen csak a miocén összletekig, a miocén vulkanitok

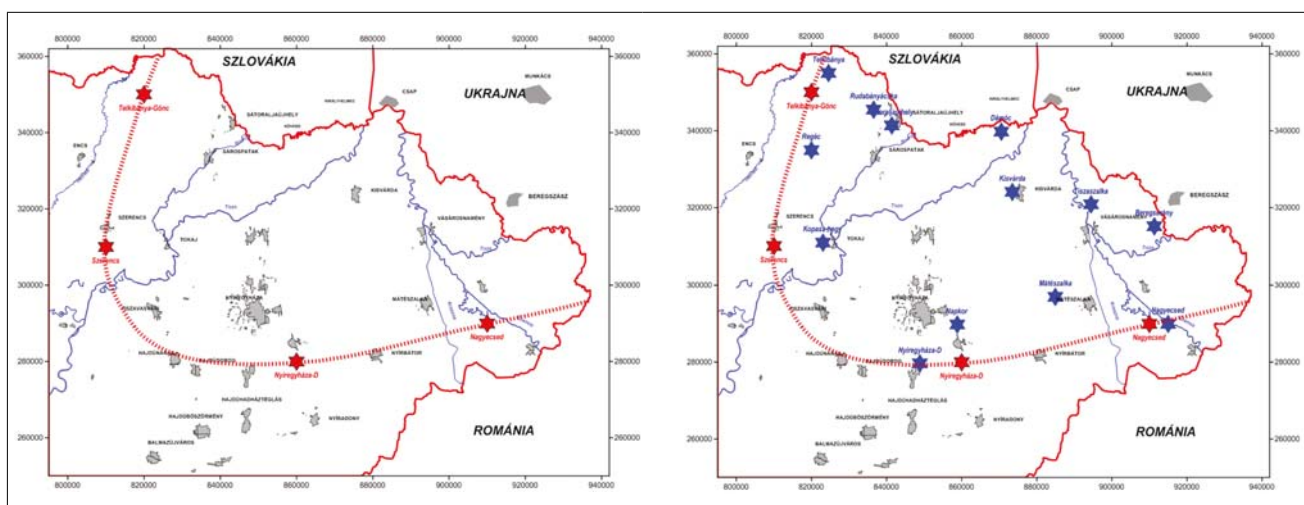


**17. ábra** A 12500 m-es mélységszinten (szürke színnel) a korábban feltételezett gyűrűs szerkezetekkel (számmal, fekete poligonkontúrral) és a gravitációs minimumzónákkal (kék színnel) és mágneses maximumpoligonokkal (piros színnel). 1 – telkibányai kaldera, 2 – regéci központ, 3 – szerencsi kaldera, 4 – Bodrogek hasadékvolkán, 5 – tokaji Kopasz-hegy, 6 – kisvárdai központ, 7 – Nyíregyháza-D kaldera, 8 – nagyecsed kaldera, 9 – beregsurányi központ. A piros színű mágneses maximumok intermedier vulkáni kúpot, szubvulkáni testet jelölnek, a kék poligonrajzolatok robbanásos, vagy beszakadásos eredetű kitérés központokat, kúrtót és kalderákat

**Figure 17** Previously assumed ring structures (grey) at a depth of 12500 m with (number, black polygon contour) and minimum gravity zones (blue) and magnetic maximum polygons (red). 1 – Telkibánya caldera, 2 – Regéc center, 3 – Szerencs caldera, 4 – Bodrogek fissure volcano, 5 – Tokaj Kopasz-hegy, 6 – Kisvárdai center, 7 – Nyíregyháza-D caldera, 8 – Nagyecsed caldera, 9 – Beregsurány center. The red coloured magnetic maxima denote intermediate volcanic cones, subvolcanic bodies, blue polygon drawings indicate eruption centres, chimneys, and caldera of explosive or ruptured origin

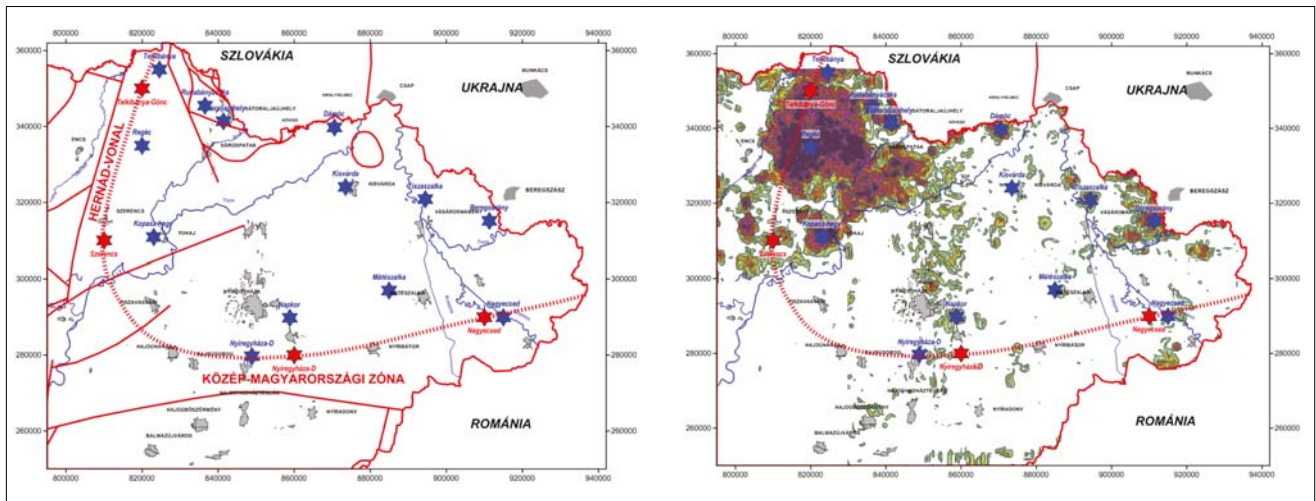
sztinjéig terjednek. A vulkáni összletek elérése a fúrás során, annak leállítását eredményezte és a geofizikai (első-sorban, szeizmikus és elektromágneses) adatok értelmezésének is egyfajta határt szabtak.

A potenciáltér elméletből kiindulva és módszertani vizsgálatokkal megtámogatva a mágneses és gravitációs mérési adatok (legegyszerűbb és legrégebb óta használt



**18. ábra** Destruktív vulkánmorfológiai elemek központjai (piros csillagok, balra) egy ív mentén és az ív belsejében konstruktív vulkánmorfológiai elemek (kék csillagok, jobbra)

**Figure 18** Centres of destructive volcanic morphological elements (red stars, left panel) along an arc and inside the arc constructive volcanic morphological elements (blue stars, right panel)



19. ábra | Destruktív és konstruktív vulkánmorfológiai elemek kapcsolata az ismert tektonikával (Haas et al. 2010, balra) és a 400 m-es spektrális mélység mágneses anomália változékonysági térképével (jobbra)

Figure 19 | Relationship between destructive and constructive volcanic morphological elements with known tectonics (Haas et al. 2010, left panel) and the magnetic anomaly variability map of the 400 m spectral depth (right panel)

geofizikai módszerek) alapján úgy tűnik, hogy van továbblépési lehetőség:

### Az alkalmazott eljárás

1. A hullámhosszúság alapján leválogattuk a különböző mélységtartományok gravitációs és mágneses hatását, azaz adott mélységtartományok anomália térképeit.
2. A szűrt térképek értéktartományát normálva, kiejtettük az eltérő térfogatok ( $V$ ) hatását (mivel az adott térképen belül az állandónak tekinthető), így kiemelve a fizikai paraméterek ( $\sigma, J$ ) által okozott változásokat.
3. Speciális kiegészítő korrekciókat alkalmaztunk:
  - A szűrt mágneses anomália térképekből a mágneses változékonysági paraméter meghatározása a normálása előtt.
  - A szűrt gravitációs anomália térképek normálása után a mélységtrendből adódó sűrűsénövekedés hozzáadása.

### Az eredmény

1. Minden spektrális mélység esetén a minimum és a maximumérték alapján 0–1 értékek közé transzformálva a térképeket maximális fizikai paraméterérzékenységet kaptunk az adott spektrális mélységekben.
2. A különböző mélységszinteknek a relatív paraméterei segítségével mélységmetszeteket, háromdimenziós térbeli eloszlásokat készítettünk, amelyek megjelenítése nagymértékben segíti az eltemetett szerkezetek kimutatását.

### Továbblépés

Eredményeink közvetlen ellenőrzésére direkt módon ezekben a mélységekben nincs lehetőség. Néhány geofi-

zikai módszer adhat segítséget ahhoz, hogy közvetve megerősítsük a feltételezéseinket. Összeállítottunk egy táblázatot, ami a Tokaj–Nyírség területén található felszíni és eltemetett magmás és vulkáni képződmények azonosításának, kimutatásának lehetőségét mutatja (2. táblázat).

A tanulmány terjedelme miatt ennek a táblázatnak a részletezése egy következő cikkben lehetséges. A táblázatból látszik, hogy sokféle adat összevetésére és az objektumok pontos azonosítására, korrekt, de látványos megjelenítésére lesz ehhez szükségünk. A különböző módszerek alkalmazhatóságának azonban vannak korlátai:

**Szeizmika** – A szeizmikus CH-kutató szelvények behatolási mélysége csak a vulkáni képződmények legfelső szintjéről ad értelmezhető adatokat. A szeizmikus tomográfia kivétel, de a teljes területen mindössze 3 db ilyen kéregkutató szelvény van.

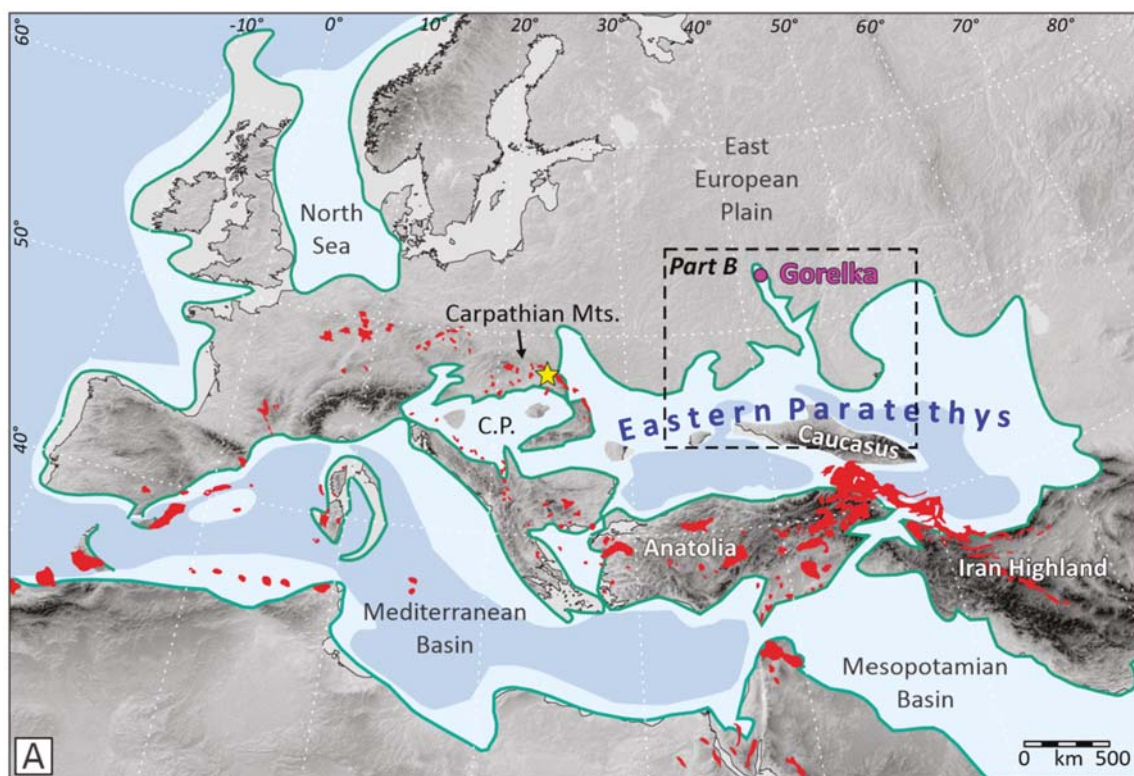
**Magnetotellurika** – Nagy mélységek kutatására alkalmas, de a szelvények csak ritka felméréssel állnak rendelkezésre, részletes elemzések vizsgálatok szükségesek, mert mágneses határfelületek jelenléte esetén durva torzulások lépnek fel, amelyek – csak a fajlagos ellenállás változásai alapján – nehezen ismerhetők fel, illetve nehezen értelmezhetők.

**Mélyfúrások** – mindösszesen 9 db 2000 m-nél nagyobb talpmélységű fúrás van a területen (Necs-1, Bakta-1, Kom-1, Nyi-1, G-1, Mk-3, Me-23, Ma-1, Hn-1), amelyek szintén csak a legfelső „takaró jellegű” vulkáni képződményeket érik el.

A potenciáltér-módszerek sajátosságait felhasználva nagy (~10 km-es) mélységekben megjelenő paraméterváltozásokat képesek vagyunk robusztusan bontani, elkülöníteni különböző hatásokat, anomális testeket, elsősorban a sajátos megjelenési formájuk alapján – ez természetesen, a háromdimenziós térben látszik legjobban. Tanulmányunk erre mutatott be példát.

2. táblázat | Vulkanomorfológiai elemek és azonosításuk a Nyírségben (NA = nincs adat)  
 Table 2 | Volcano-morphological elements and their identification in Nyírség (NA = not available)

Vulkanomorfológia	Település	Azonosítás				
		domborzat	szeizmika	mágnesség	magneto-tellurika	gravitáció
Konstruktív vulkánmorfológia (lokális vulkáni kúp)	<i>Napkor</i>	NEM	IGEN	IGEN	MAXIMUM	IGEN
	<i>Tiszaszalka</i>	NEM	IGEN	IGEN	NA	MAXIMUM
	<i>Telkibánya</i>	IGEN	NA	IGEN	NA	IGEN
	<i>Beregsurány, Tarpa</i>	NEM	IS	IGEN	NA	MAXIMUM
	<i>Sátoraljaiújhely</i>	IGEN	NA	IGEN	NA	IGEN
	<i>Kovácsvágás–Vágáshuta</i>	IGEN	NA	IGEN	NA	NEM
Konstruktív vulkánmorfológia (hasadékvulkánok, szubvulkánok, intrúziók, kúpok sorozata)	<i>Tokaj–Eperjes</i>	IGEN	NA	IGEN	NA	IGEN
	<i>Tokaj–Királyhelme</i>	IS	NA	IGEN	NA	IS
	<i>Kisvárd</i>	NEM	NA	IGEN	NA	IGEN
	<i>Hajdúdorog–Tarpa</i>	NEM	NA	IGEN	NA	IGEN
	<i>Nyírbátor–Nagybánya</i>	IS	NA	IGEN	NA	IS
Destruktív vulkánmorfológia (kaldera, kürtő, kráter)	<i>Regéc</i>	IGEN	NA	MAXIMUM	NA	IS
	<i>Szerencs</i>	IS	NA	MAX. GYŰRŰ	NA	MINIMUM
	<i>Telkibánya–Gönc</i>	NEM	NA	IS	NA	MINIMUM
	<i>Nyíregyháza</i>	NEM	IS	IS	MINIMUM	MINIMUM
	<i>Nagyecséd</i>	NEM	IS	IS	NA	MINIMUM



20. ábra | A Földközi-tenger és a Paratethys a középső szarmata idején, az ismert miocén vulkanizmusok területével és a Gorelka lelőhellyel (Danišík et al. 2021)  
 Figure 20 | The Mediterranean and Paratethys realms during middle Sarmatian times with miocen volcanic centres and the location of Gorelka (Danišík et al. 2021)



## Utószó

Ismertek olyan vulkáni hamurétegek („tefrák”), amelyek nagy területeken megtalálhatók és sztratigráfiai szintjelzőkként fontos információt szolgáltatnak egy adott terület földtörténeti múltjáról (például alsó, középső és felső riolituffaszint Magyarországon). A miocén korú Goralkai Tefra Formáció is egy ilyen szintjelző földtani képződmény, amely DNy-Oroszországban elterjedt, és a Don-folyó paleomedrében a felszínen (20. ábra), természetes feltárásban tanulmányozható. Ez a formáció tengeri képződmények között található, a K-i Paratethys tengeri transzgressziójának egyik szintjelző képződménye.

Danišik és szerzőtársai (2021) a formáció korát a környező paleobotanikai és sztratigráfiai vizsgálatok alapján középső szarmatának határozták meg. A K–Ar (*fission track*) eljárással a 19,9–23 Ma (alsó-miocén), az egyedi cirkon kristályokon elvégzett U–Pb és (U–Th)/He kor meghatározások alapján az összlet kora 11,7–11,5 Ma, ami megegyezik a paleobotanikai vizsgálatok eredményével.

A szerzők vizsgálták az ismert savanyú összetételű vulkánműködéseket, és ebben az időben a Kárpát-medencében voltak ilyen típusú vulkánkitörések (pl. Tokaji-hegység, Beregszász környéke, Kárpátalja). Danišik és szerzőtársai (2021) szerint a tefra anyagán és a Kárpát-medencei vulkáni hamukon elvégzett nyomelem vizsgálatok ugyanazt az eredményt adták, így a kor és az összetétel alapján is a Don-folyó paleomedrében tanulmányozott Goralka Tefra Formáció eredete Kárpátalja–nyírségi vulkánmező kitöréseivel kapcsolható (20. ábra). A becslések szerint 7,4 M erősségű vulkánkitörés anyaga a nyugati széljárásnak köszönhetően jutott el 1500 km távolságba, DNy-Oroszországba (Danišik et al. 2021), amit a Don mentén, geokronológiai és geokémiai vizsgálatok igazoltak.

A cikkben és a cikkből átvett helyszínrajzon (20. ábra) jelzett csillag – a goralkai vulkáni tefra kitörés központja – olyan területre mutat, amelyet részben a korábbi cikkben, mint kitörési kaldera azonosítottunk (Nyíregyháza-D, Nagyecsed vagy Beregszász-É kalderák, Kiss 2021b), részben a jelen tanulmány is bemutatja ezeket a kürtő vagy kaldera alakú relatív sűrűség minimumokat az országhatáron belül. A minimumok okai fellazulási zónák lehetnek, amit nagy erejű robbanásos kitörések okoztak. A hatalmas mennyiségű vulkáni hamu, tufa, agglomerátum és különböző méretű lávadarabok távozásával, illetve a visszahullott (kisebb sűrűségű) anyagbetemetődésével tömeghiány alakult ki, amit a gravitációs mérési adatok feldolgozásával (relatív térbeli sűrűségeloszlások vizsgálatával) a térben is láthatóvá tettünk.

## A tanulmány szerzője

Kiss János

## Jegyzet

<sup>1)</sup> Hasonló művelet a térképek színezése a minimum- és maximumértékek alapján.

## Hivatkozások

- Danišik M., Ponomareva V., Portnyagin M., Popov S., Zastrozhnov A., Kirkland C. L., Evans N. J., Konstantin E., Hauff F., Garbe-Schönberg D. (2021): Gigantic eruption of a Carpathian volcano marks the largest Miocene transgression of Eastern Paratethys. *Earth and Planetary Science Letters*, 563/116890. DOI: 10.1016/j.epsl.2021.116890
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- Kis K. I., Agocs W. B., Meyerhoff A. A. (1999): Magnetic sources from vertical magnetic anomalies. *Geophysical Transactions*, 42/3–4, 133–158.
- Kiss J. (2012): A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomália-térképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése. *Magyar Geofizika*, 53/4, 236–257.
- Kiss J. (2013): Magyarországi geomágneses adatok és feldolgozások: spektrálanalízis és térképi feldolgozások. *Magyar Geofizika*, 54/2, 89–114.
- Kiss J. (2020): Mágneses spektrális szűrések utáni adatfeldolgozás és -értelmezés. *Magyar Geofizika*, 61/2, 75–89.
- Kiss J. (2021a): A szeizmikus litoszféra kutató szelvények felhasználása a nyírségi kutatásokban. *Magyar Geofizika*, 62/2, 105–123.
- Kiss J. (2021b): Eltemetett vulkáni kitörési központ(ok) nyomában ÉK-Magyarországon. *Magyar Geofizika*, 62/3, 150–169.
- Kiss J., Szarka L., Práczser E. (2005): A Curie-hőmérsékleti fázisátalakulás geofizikai következményei. *Magyar Geofizika*, 46/3, 102–110.
- Kiss J., Vértesy L. (2020): A potenciáltér-anomáliák paraméterfüggősége és spektrális mélységmetszetek. *Magyar Geofizika*, 61/1, 8–18
- Kiss J., Vértesy L., Zilahi-Sebess L., Takács E., Gulyás Á. (2019): A Nyírség geofizikai kutatása. *Magyar Geofizika*, 60/3, 103–130.
- Kiss J., Zelenka T. (2009): Geological features, geophysical measurements and interpretation at the Telkibánya research area. In: *Geosciences, Telkibánya Geology, Proceedings of the University of Miskolc, Series A, Mining, Volume 78*.
- Zelenka T. (2000): A Tokaji-hegység vulkán szerkezeteinek távérzékeléses (úr- és légifotó) vizsgálatai. *Földtani Kutatás*, 37/4, 13–17.
- Zelenka T., Gyarmati P., Kiss J. (2012): Paleovolcanic reconstruction in the Tokaj Mountains. *Central European Geology*, 55/1, 49–84. DOI: 10.1556/CEuGeol.55.2012.1.4