

# Eltemetett vulkáni kitörési központ(ok) nyomában ÉK-Magyarországon

Kiss J.

Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ),  
1145 Budapest, Columbus u. 17–23.  
E-mail: kiss.janos@mbfsz.gov.hu

Egy OTKA-pályázatban, a gravitációs lineamentek kimutatása során, az Alföld területén (több kilométer vastag laza törmeléken üledék felett) érdekes ellipszis formájú gravitációs minimumot azonosítottunk (Kiss 2006, Kiss et al. 2007). Akkoriban sekély-geofizikai feladataink voltak, elsősorban a Dunántúlon, így sem az Alföld, sem a Nyírség földtani felépítésével nem voltunk naprakészek, de mégis a nyírségi eltemetett vulkanizmusának nyomait láttunk megjelenni már akkor is. Évekkel később a geofizikai alapszervények témakörben, majd a mélyföldtani kutatások keretében ismét a Nyírségben találtuk magunkat, ahol az eltemetett vulkanitok miatt máig keveset tudunk a földtani felépítésről, vagy a prekainozoos medencealjzat mélységéről.

Cikkünkben az ellipszis formájú gravitációs minimumok földtani okait keressük, felvértve a térségben korábban végzett kutatások eredményeivel és tapasztalataival (pl. Zelenka et al. 2004, 2012, Bodoky et al. 1977, Nemesi et al. 1981, Széky-Fux et al. 2007, Krassay 2010, Kiss et al. 2019, Kiss 2021), valamint a hazai és nemzetközi szakirodalomban talált, vulkanizmussal kapcsolatos információkkal (pl. Gyarmati 1977, Acocella 2007, Keresztúri 2010, Harangi 2018, Souza 2019, Corradino et al. 2021).

Mivel a vulkanizmus nyomait a mért (geo)fizikai paraméterek alapján csak ritkán lehet egyértelműen megfogni, így elsősorban a vulkánmorfológiai elemekre koncentráltunk – a kutatás e fázisában a kimutatás a legfontosabb cél.

## Kiss, J.: In search of buried volcanic eruption centres in North-Eastern Hungary

In an OTKA project, an interesting ellipsoidal gravity minimum was identified in the Great Plain region (over several kilometres of loose debris sediment) during the detection of gravity lineaments (Kiss 2006, Kiss et al. 2007). At that time, we were working on shallow geophysics, mainly in the Transdanubian region, so we were not up to date with the geology of either the Great Plain or the Nyírség, but we still saw traces of buried volcanism in the Nyírség already then. Years later, in the field of basic geophysical profiles and then in the field of exploration of deep geology of the country, we found ourselves again in the Nyírség, where, because of the buried volcanics, we still know little about the geological structure or about the depth of the Pre-cenozoic basement.

In this article, we look for the geological causes of the ellipsoidal gravity minima, based on the results and experience of previous research in the region (e.g. Zelenka et al. 2004, 2012, Bodoky et al. 1977, Nemesi et al. 1981, Széky-Fux et al. 2007, Krassay 2010, Kiss et al. 2019, Kiss 2021), as well as information on volcanism found in the national and international literature (e.g. Gyarmati 1977, Acocella 2007, Keresztúri 2010, Harangi 2018, Souza 2019, Corradino et al. 2021).

Since traces of volcanism can rarely be clearly identified on the basis of measured (geo)physical parameters alone, we have focused primarily on volcanic morphology – detection is the most important objective at this stage of the research.

*Beérkezett:* 2021. november 17.; *elfogadva:* 2021. december 4.

**Bevezetés**

„A vulkánok alakja függ a kémiai összetételtől, a gáztartalomtól, a láva típusától (hőmérséklet) és a felszíni környezettől. A víz alatti vulkanizmus esetén a vízoszlop nyomása nem teszi lehetővé a gőzképződését és tágulást, a felszínhez érve azonban ezek a körülmények megváltoznak. A víz gyorsabban lehűti a lavát, mint a levegő, ezért más lesz a víz alatti és a szárazföldi vulkáni működés eredménye.

Egyes vulkánok kúpot képeznek (ez a piroklasztit anyag felhalmozódása, amely általában kúp alakját veszi fel). Más vulkánok esetében a láva nyomul fel a talaj repedésein át (hasadékvulkánok), anélkül, hogy önmagában vulkánt (kúpot) képeznének.

A kráter kifejezés a görög „Krater” szóból származik, amely „széles szájút” jelent. A kráter az a hely, ahonnan vulkánkitörés következtében minden vulkáni anyag eltűnt (pl. kirobbant). A krátert általában egy vagy több magmacsatorna köti össze a mélyebben elhelyezkedő magmakamrával.

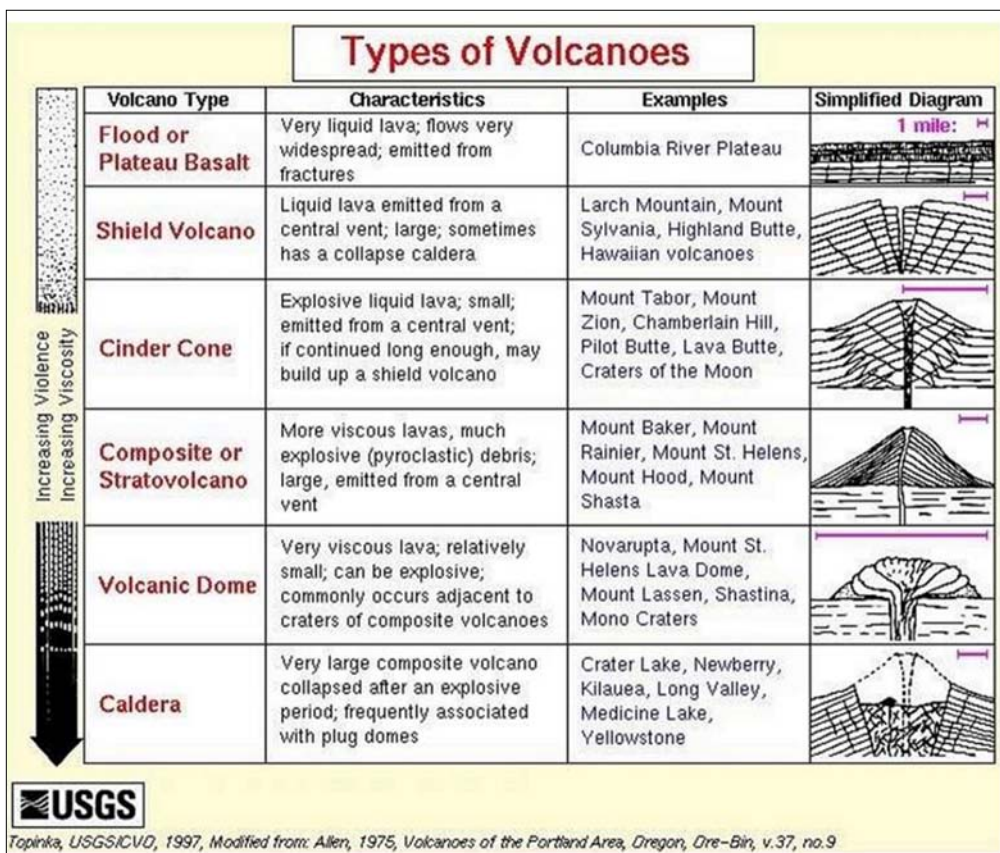
Egy vulkán összeomlásakor kaldera keletkezik és hasadékok. A kaldera átmérője változó. A kalderák katasztrófális vulkáni kitörésekhez kapcsolódnak különösen, ha vizes környezetben omlanak össze, mert a magma (ami kiömléskor általában ~2000 °F,<sup>1</sup>) azaz ~1100 °C hőmérsékletű) vízzel érintkezve egyfajta gőzbombát hoz létre. A megmaradó víz egy részéből később tó képződhet a kal-

derában, amelyből csak a vulkán peremi részei lógnak ki.” (Daniele Souza: A vulkánok morfológiája<sup>2)</sup>)

Ez a rövid, tömör leírás nagy segítséget jelent az eltemetett formák vizsgálata során. Mindannyiunknak van elképzelése felszíni magmás tevékenységnek, a vulkanizmusnak igen szerteágazó formavilágáról (1. ábra). Ezek között van olyan, amelyik geometriájában jelentősen eltér a környezetétől (vulkáni kúpok, sztratovulkánok, vulkáni dómok továbbá kalderák és kürtökök), másik részük belesimul a környezetbe, s így nehezen azonosíthatók (platóbazaltok, pajzsvulkánok). Az eltemetett magmás testek esetében külön kérdés, hogy az intrúzív (mélységi), extrúzív (kiömlési) vagy szubvulkáni (átmeneti) eredetű.

A Föld mélyének anyaga (folyékony lávák, azokat kísérő gázok vagy félig szilárd vulkáni törmelékek) a felszínre kerülve építhetnek például nagy kúpokot (konstruktív tevékenység), vagy rombolhatnak, létrehozva krátereket és kalderákat (destruktív tevékenység), és lehetnek csendben működő, morfológiai egyenlőtlenségeket kitöltő hasadékvulkáni tevékenységek, vagy nagy területet lefedő pajzsvulkáni működések, és persze mindezek keveréke is, például kürtősoros rétegvulkánok – és akkor a vulkáni utótevékenységek hatásáról még nem is beszéltünk.

Ezt a változatos formavilágot kellene felismerni a geofizikai mérések alapján úgy, hogy a vulkanitok helyenként 1000 m-t meghaladó mélységben eltemetve vannak. Fel kellene ismerni, be kellene azonosítani, pontosan lehatá-



1. ábra | Vulkánok morfológiai osztályzása (USGS,1977)

Figure 1 | Types of volcanoes based on morphology (USGS, 1977)

rolni, és még azt is megmondani, hogy miből van. A feladat világos, egyszerű (-nek nem mondható)!

Jelen cikkben a vulkanizmus megjelenésének földtani okaival (genetikai eredetével) nem foglalkozunk, csak a különböző eltemetett vulkánokat a morfológiájuk alapján próbáljuk megfogni a geofizika segítségével a Nyírségben. Elsősorban a nagy vulkáni anyagot kilövellő helyeket keressük, azaz krátereket és kalderákat, amelyek felelősek lehetnek a Magyarországon széles körben elterjedt miocén tufaszintekért.

A Kárpát-medence területe ilyen szempontból ideális kutatási terep, mert a felszíni vulkánmorfológiától (vulkáni hegységeink) az eltemetett vulkányszerkezetekig (pl. Nyírség) szinte minden megtalálható, még ha nem is tudunk róla teljes részletességében. Ezt példázza a magyar vulkanológusnak, Harangi Szabolcsnak szavai is.

„Az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoportjának vezetője elárulta: eredményeik szerint az elmúlt 20 millió évben, Európában, a Pannon-medencében fordultak elő a legnagyobb vulkánkitörések valamikor 14,4 és 18,2 millió évvel ezelőtt (miocénben). Ezek olyan nagyok voltak, hogy több mint ezer kilométer távolságban is hullott a vulkáni hamu, és jelentősen befolyásolták a környezetüket.

Harangi Szabolcs azt is elmondta, a vulkánok pontos helyei nem ismertek. Ennek oka, hogy a vulkáni működés után egy erős süllyedési időszak volt a térségben, majd az így keletkezett medencéket az üledékek feltöltötték, és ezek az egykori vulkáni centrumokat is elfedték.

Azt gondoljuk, hogy valahol a közép-magyarországi vonal, egy délnyugati-északkeleti irányú tektonikai zóna

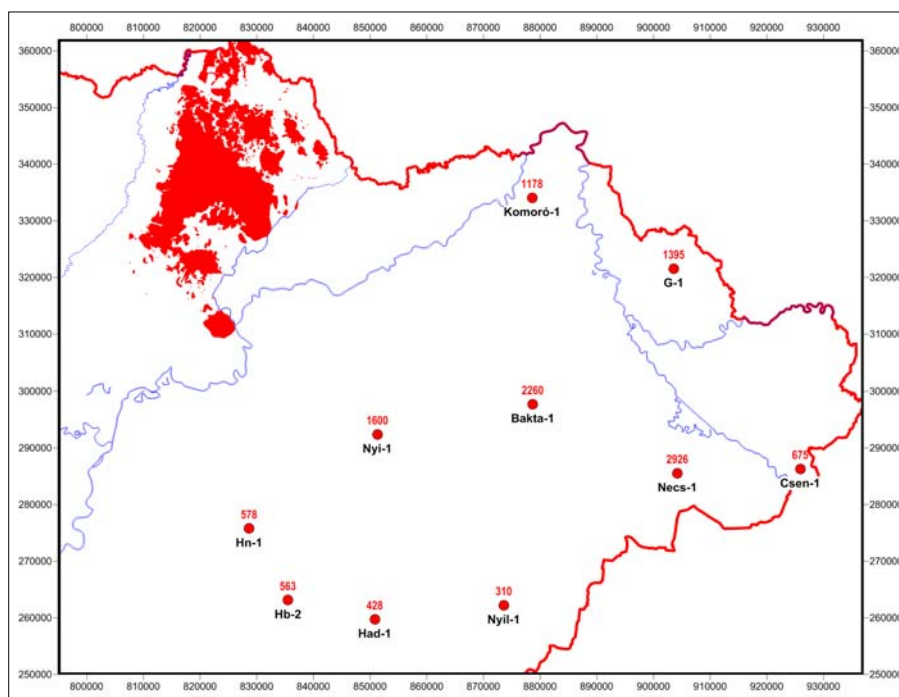
mentén lehetnek ezek a kitörések – magyarázta a kutatás vezetője.

Az ilyen nagy vulkánkitörések általában nem magas vulkánokat építenek, hanem hatalmas süllyedéket hoznak létre, amiket kaldera vulkánoknak neveznek. Amikor ugyanis több tíz vagy száz köbkilométer mennyiségű vulkáni anyag távozik, akkor a magmakamra teteje berogyik, és egy széles, akár tíz-tizenöt kilométer széles süllyedés, vagyis kaldera jön létre – és ilyenekből egész láncolatok keletkezhetnek.

Az emlékezetes Eyjafjallajökull vulkán 2010-es kitörése gyenge-közepes erejűnek számított, és jóllehet, még a majd' 3000 kilométerre lévő Budapest levegőjéből is ki lehetett mutatni az izlandi vulkáni hamu maradványait, a miocén korban kitört vulkánok ereje, ennél jóval nagyobb volt. Az akkori kitörések esetén 1000 kilométeres távolságban is masszívan hullott a vulkáni hamu, aminek nagy mennyiségét jól mutatja, hogy a Pannon-medencében történt nagy kitörések maradványai a tavi üledékekben is lerakódtak, és Ausztria, Svájc, Németország térségében is fellelhetőek.” ([https://infostart.hu/belfold/2018/03/11/europa\\_legnagyobb\\_vulkankitoresei\\_a\\_pannon-medencében\\_voltak/](https://infostart.hu/belfold/2018/03/11/europa_legnagyobb_vulkankitoresei_a_pannon-medencében_voltak/))

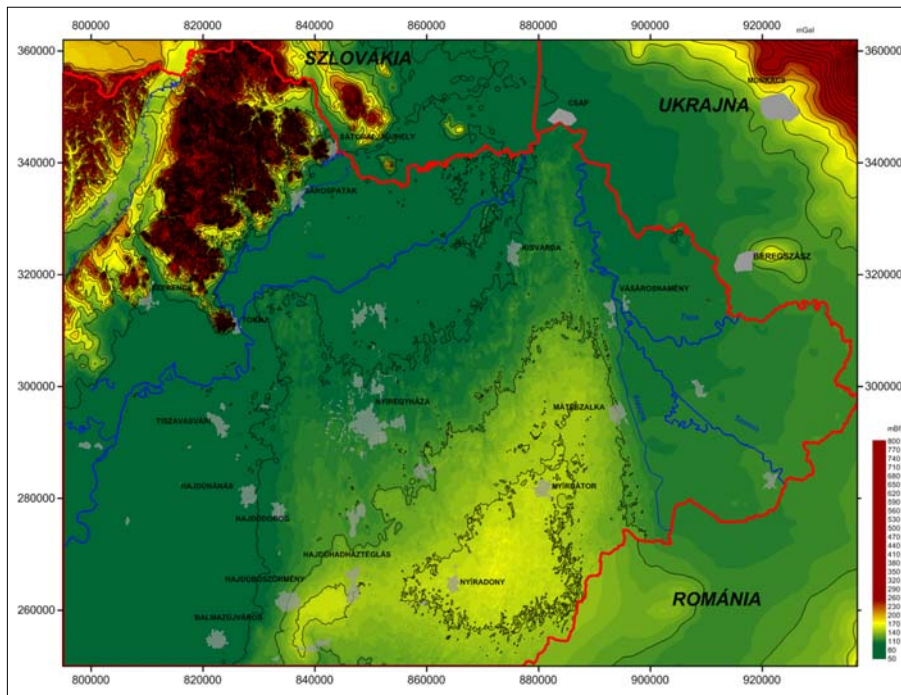
A kutatási terület adott, a Kárpát-medence (~700 × 500 km), illetve annak az ÉK-i csücske, ezen belül a Nyírség (~150 × 100 km). A méretek azért érdekesek, mert rámutatnak arra, hogy a medence belsejében működő vulkánok tufaszórásai az országhatáron is túlterjedhettek!

Morfológiai és földtani információk alapján a vulkánműködés elsődleges termékei az országhatáron belül az is-



**2. ábra** A Nyírség jelentősebb vastagságú vulkanitot harántoló mélyfúrásai és a Tokaji-hegység felszíni vulkanitjai (mélyfúrás nevével és a megfúrt, de nem teljes vulkanitvastagsággal)

**Figure 2** Deep boreholes in the Nyírség region, which have drilled deeper volcanic deposits of greater thickness, and the surface volcanites of the Tokaj Mountains (with the name of the borehole and the thickness of the drilled but not complete the whole volcanites)



**3. ábra** A Nyírség domborzata (DEM100, a határon túli területeken európai domborzati adatok, forrás: WGM2). A térkép ÉNy-i részén megjelennek a Tokaji-hegység felszíni vulkanitjai, meghatározva terület domborzati jellegét. Ettől DK-re tulajdonképpen egy hasonló vulkáni felépítésű területet találunk, csak az egész a medence közepén lesüllyedve 1000–1500 m mélységbe.

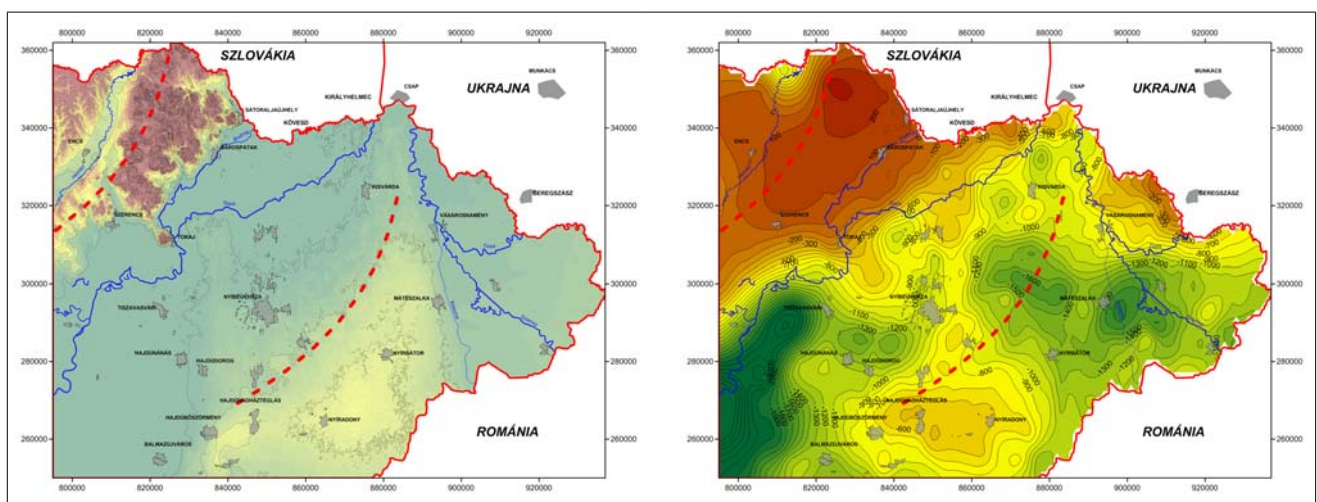
**Figure 3** The topography of the Nyírség (DEM100, European topography data for areas beyond the border, source: WGM2). In the north-western part of the map, the surface volcanic rocks of the Tokaj Mountains are visible, defining the relief of the area. To the SE of this, there is in fact a similar volcanic structure, only the whole area, in the middle of the basin, descends to a depth of 1000–1500 m

mert vulkáni hegységeink (Dunazug, Börzsöny, Cserhát, Mátra, Tokaji-hegység) területén közvetlenül tanulmányozhatók. Ezek a hegységek pozitív domborzati elemként (vulkáni kúp) jól azonosíthatók, de vulkanizmus 4 millió éve alatt valószínűleg hasadékvulkánok, kráterek és kalderák is képződhettek a kárpát-medencei vulkánmezőn, ezekről azonban sokkal kevesebbet tudunk, legin-

kább azért, mert a medence intenzív süllyedése miatt ezek nagy része eltemetett helyzetben található.

*Vulkáni összletek vastagsága Nyírségben*

A Nyírségben – a mélyfúrások (2. ábra, 1. táblázat, vagy pl. Székelye-Fux et al. 2007) alapján – a miocén vulkanitok



**4. ábra** Nyírség domborzati térképe és a Tokaj-Eperjesi hegylánc íve, amely visszaköszön a homokkúp É-i oldalának lefutásában (balra) és a 2020. évi értelmezésünk szerint a pannon képződmények alja kiemelkedésként jelentkezik a nyírségi homokkúp alatt (jobbra)

**Figure 4** Topographic map of Nyírség and the curve of the Tokaj-Eperjes mountain range, which is reflected in the slope of the north side of the sand cone (left) and the bottom of the Pannonian formations is a dome under the Nyírség sand cone (right) based on our interpretation in

**I. táblázat** | A Nyírség jelentősebb vastagságú vulkanitot harantoló mélyfúrásai (helyszínrajz – 2. ábra)  
**Table 1** | Deep drillings of the Nyírség region (locations in Fig. 2)

Fúrás	Település	x	y	Kor	Mélységtől (m)	Mélységig (m)	Vastagság (m)	Talp (m)	Képződmény
Necs-1	Nagyecsed	904221,04	285538,68	Mi	1074	3760	2926	4000	Tokaji Vulkanit Formáció (későszarmata-korapannon): <b>andezit, dácit</b> , riolit és tufák; kovaföld, diatomit, limnokvarcit, bentonit kréta <b>diorit</b>
Bakta-1	Baktalórántháza	878698,16	297719,64	Mi	1766	1805	2260	4000	Vízolyi Riolitufa Formáció, Tokaji Vulkanit Formáció (késő szarmata – kora pannon) riolit lavinatufa, hullott és áthalmazott tufa, tuft, gyakori a fumarolás kifűvés, kovásodás, agyagásványosodás)
					1766	1805			Baskói Andezit Formáció (koraszarmata): savanyú <b>piroxénandezit</b> , ritkán amfibolos, alárendelten piroklasztit
					1805	2357			Szerencsi Riolitufa Formáció (koraszarmata): savanyú piroklasztitok, ritkán riolit lávafolyás és dóm
					2357	2825			Sátoraljai helyi Riolitufa Formáció (későbadeni): riolitufa, tuft, szórványosan riolit lávafolyam, lávadóm
					2825	3920			Tari Dácitufa Formáció (kárpáti): biotitos, horzsaköves dácitufa
					979	1600			Vízolyi Riolitufa Formáció, Tokaji Vulkanit Formáció (későszarmata-korapannon) riolit lavinatufa, hullott és áthalmazott tufa, tuft, gyakori a fumarolás kifűvés, kovásodás, agyagásványosodás)
					1150	1310			Baskói Andezit Formáció (koraszarmata): savanyú <b>piroxénandezit</b> , ritkán amfibolos, alárendelten piroklasztit
Nyi-1	Nyíregyháza	851291,68	292392,35	Mi	1310	1887	1600	2579	Szerencsi Riolitufa Formáció (koraszarmata): savanyú piroklasztitok, ritkán riolit lávafolyás és dóm
					1887	2197			Sátoraljai helyi Riolitufa Formáció (későbadeni): riolitufa, tuft, szórványosan riolit lávafolyam, lávadóm
					2197	2497			Tari Dácitufa Formáció (kárpáti): biotitos, horzsaköves dácitufa
					2497	2579			Végaradói Riolit Tagozat (későbadeni): riolit, perlités riolit, néha zeolitosodott

I. táblázat (folyt.)  
Table 1 (cont'ed)

Fúrás	Település	x	y	Kor	Mélységtől (m)	Mélységig (m)	Vastagság (m)	Talp (m)	Képződmény
Komoró-1	Komoró	878582,80	334050,42	Mi	1678	1871	1178	3446	Vízolyi Riolitúfa Formáció, Tokaji Vulkanit Formáció (későszarmata-korapannon) riolit lavinatufa, hullott és áthalmazott tufa, tuft, gyakori a fumarolás kifúvás, kovásodás, agyagásványosodás)
					1328	1678			
					1678	1871	1178	3446	Baskói Andezit Formáció (koraszarmata): savanyú <b>piroxénandezit</b> , alárendelten piroklasztit
					1871	2325			Hollóházai Dácit Tagozat (koraszarmata): <b>piroxéndácit, amfibol-piroxéndácit</b>
					2325	2506			Sátoraljai helyi Riolitúfa Formáció (későbadeni): riolitúfa, tuft, szórványosan riolit lávafolyam, lávadóm
Hn-1	Hajdúnánás	828654,82	275770,18	Mi	1211	1789	578	2000	márga, riolitúfa (miocén)
Csen-1	Csenger	925890,84	286286,06	Mi	1475	1695	675	2150	Sátoraljai helyi Riolitúfa Formáció (későbadeni): riolitúfa, tuft, szórványosan riolit lávafolyam, lávadóm
					1695	2150			Bádani <b>Andezit</b> (bádai)
Hb-2	Hajdúböszörmény	835511,55	263131,48	Mi	994	1557	563	1557	tufa/lávaközet (középsőmiocén)
Had-1	Hajdúhadház	850825,76	259721,04	Mi	693	1121	428	1884	riolitúfa anatektitrel (miocén)
Nyírlugos	Nyírlugos	873592,02	262222,43	Mi	846	1156	310	1899	riolitúfa/homokos mészkő/riolit (miocén)
G-1	Gelénés	903571,07	321545,51	Mi	887	1216	1395	2003	Vízolyi Riolitúfa Formáció, Tokaji Vulkanit Formáció (későszarmata-korapannon) riolit lavinatufa, hullott és áthalmazott tufa, tuft, gyakori a fumarolás kifúvás, kovásodás, agyagásványosodás)
					608	887			Szerencsi Riolitúfa Formáció (koraszarmata): savanyú piroklasztitok, ritkán riolit lávafolyás és dóm
					887	1216	1395	2003	Sátoraljai helyi Riolitúfa Formáció (későbadeni): riolitúfa, tuft, szórványosan riolit lávafolyam, lávadóm
					1216	1230			Tari Dácitúfa Formáció (kárpati): biotitos, horzszaköves dácitúfa
					1394	2003			

nagy területen 1000 m-nél nagyobb vastagságban vannak jelen (Necs-1 átfúrt vastagság ~2926 m, Bakta-1 harántolt vastagság ~2260 m, Nyi-1 harántolt vastagság ~1600 m, míg a többi fúrás elérve a vulkanitot, szinte rögtön leállt, így ezeknél jelentéktelen vastagsági ada-

taink vannak). Az általános elképzelések szerint a vulkáni törmelékek szórási udvara a kitörési központok környezetében, a lávaképződményeknél messzebb, de néhányszor 10 km-nél nem nagyobb távolságban határozható meg.



**5. ábra** | A Bodrogköz látványa – előtérben a tokaji Kopasz-hegy, háttérben a kövesdi vulkáni kúp és a királyhelmecei kaldera és kúp mint pozitív domborzati elemek jelennek meg a Bodrog és a Tisza által határolt síkságon (látvány DNY-ról)

**Figure 5** | View of the Bodrogköz – Kopasz Hill in Tokaj in the foreground, the volcanic cone of Kövesd in the background and the caldera and cone of Királyhelmece as positive relief features on the plain bounded by the Bodrog and the Tisza (view from SW)



**6. ábra** | Előtérben a kövesdi vulkáni kúp a háromdimenziós Google Earth-felvételen (háttérben a szlovákiai Zempléni-hegység)

**Figure 6** | In the foreground, the volcanic cone of Kövesd in a three-dimensional Google Earth image (the Zemplén Mountains in Slovakia in the background)



7. ábra | A királyhelmeci kalderagyűrű (szaggatott vonal) és központi vulkáni kúp (háttérben a Kárpátok vonulata)

Figure 7 | The Királyhelmec caldera ring (dashed line) and central volcanic cone (Carpathian Range in the background)

A Nyírségben van tehát egy nagy területre kiterjedő, 1000–3000 m vastag vulkáni törmelékes összletünk, amelyhez kitorési központ(ka)t keresünk. Feltételezhető, hogy minél közelebb vagyunk a kitorési helyéhez, annál vastagabb a vulkáni összlet, ebből adódóan Nagyecsed–Baktalórántháza–Nyíregyháza tengely környezete a legperspektivikusabb.

A Nyírség területen a pannon talp 1000–1500 m mélyen van, tehát elsődleges felszíni vulkánmorfológiai elemeket – mint amilyenek a vulkáni eredetű Tokaji-hegység (3. ábra) területén megjelennek – valószínűleg nem azonosíthatunk, de a másodlagos, közvetett elemek azért nem zárhatók ki. Ilyen lehet például a Nyírség homokkúpja Nyíradony környékén (3., 4. ábra), amelynek a kiemelkedése esetleg kapcsolatba hozható a nyírségi vulkanizmussal. Erre utalhat a Tokaj-Eperjes hegylánc mentének megfelelő rajzolat megismétlődése a homokkúp É-i oldalának lefutásában, vagy a pannon talp kiemelkedése a homokkúp alatt, ami miocén eredetre utal (3. ábra).

Itt meg kell említeni az országhatáron túl található, de domborzati térképen is azonosítható (4. ábra) relatív kiemelkedéseket (vulkanikus dombokat, hegyeket), például a szlovákiai Kövesd (853345; 339852), illetve Királyhelmec

(866027; 345980) vagy éppen a kárpátaljai Beregszász melletti dombságot (921747; 323321).

### Háromdimenziós Google Earth-adatok

A morfológiai térkép (3. ábra) alapján a Bodrogek folytatásában, amint korábban említettük, kiemelkedik két pozitív domborzati elem (5. ábra), az egyik a kövesdi vulkáni kúp (6. ábra) a szlovákiai Zempléni-hegységtől D–DK-re (Zempléntől ÉK-re van egy kisebb, alig észlelhető, a szomotori vulkáni kúp) és a királyhelmeci kalderagyűrű (7. ábra), a hegység D-i peremétől K-re. Vulkanai képződmények jelenlétét és a morfológia kapcsolatát nem terepbejárással, hanem a Bouguer-anomália- (maximumok) és a mágneses térkép (nagyfrekvenciás anomáliái) alapján állapítottuk meg. Ezek a vulkáni eredetű kiemelkedések a Bodrogekben már szerepelnek Böckh János 1986-os földtani térképén ([https://map.mbfisz.gov.hu/terkepek-amultbol/Bockh\\_1896/](https://map.mbfisz.gov.hu/terkepek-amultbol/Bockh_1896/)). Ezt utólag igazolta a Google Earth háromdimenziós úrfelvétele is, amelyen a vulkáni eredetű domborzati elemek jól azonosíthatóan megjelennek (5–7. ábra).

A határon túli adatokkal a vizsgálódásainkat kiterjesztjük a határon túlra, ezzel a határ mentén jelentkező

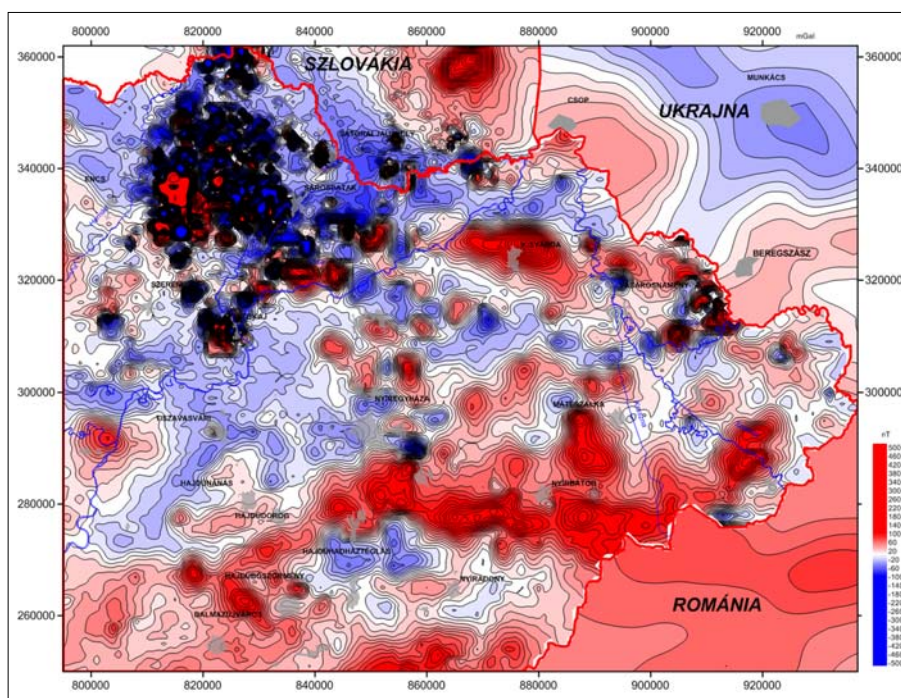


**8. ábra** | A Beregszászi-dombság (a településtől K-re) vulkáni kúpjai Kárpátalján. A Google Earth-képen a Beregszászi-dombság a D-i pereme egy 20 km átmérőjű gyűrűs szerkezetnek (erdővel borított kisebb domborzati kiemelkedések – eltemetett vulkáni kalderagyűrű (?), közepén lecsapolt, lápos területtel)

**Figure 8** | Some volcanic cones, the Beregszász Hills (east of the settlement) in Transcarpathia. On the Google Earth image, the Beregszász Hills are the south edge of a 20 km diameter ring structure (forested small relief outcrops – buried volcanic caldera ring (?) with a drained wetland area in the middle)

anomáliák folytatásáról, lehetséges eredetéről kapunk pontosabb képet. Noha ezeket az adatokat a részletes digitális adatfeldolgozásba nem tudjuk bevonni, de a tá-

jékozódó, regionális jellegű vizuális értelmezés szempontjából fontosak.



**9. ábra** | Mágneses  $\Delta T$ -anomália-térkép a Nyírség területén (magyar és szlovák mérési adatok és a WDMAM adata Ukrajna és Románia területére)

**Figure 9** | Magnetic  $\Delta T$  anomaly map of the Nyírség region (Hungarian and Slovak measurements and WDMAM data for Ukraine and Romania)

Az európai földtani adatok alapján a miocén vulkanizmus jelen van például a Kárpátalján, Beregszász körzetében is (8. ábra). Ezek ismerete szerkezetföldtani és regionális földtani szempontból is fontosak.

„A Beregszászi-dombvidék és a Beregszász–Csop közötti sztratovulkánok sora – alsó szarmata riolitkupolák, lapos tetejű vulkanikus dombok, feldarabolódott felszínlejtők. A dombvidék kiterjedése északnyugat–délkeleti irányban 12–18 km, szélessége 3–10 km. A Beregszászi-dombvidék bazaltos andezitjei riolit (liparit) tufával, néhol argillitvel vannak fedve. Ennek alapján a Beregszász környéki bázisos képződményeket a felső bádenihez sorolják. A felső bádeni üledékekre és bázisos vulkánitokra két szintben települt riolit tufa illetve riolit dóm. A tufában helyenként szemmel láthatóan görgeteg terrigén üledékek, metamorfalak és kvarc, Nagymuzsaly környékén az aljzat törmelékei találhatóak. A felső tufahorizont első sorban a Beregszászi-dombvidék központi részén fejlődött ki, vastagsága 170–250 m között váltakozik, de Nagybégány környékén még ezt is meghaladja. A beregszászi Nagy-hegy területén szarmata tengeri fauna jelenik meg ebben a tufarétegben, vagyis a tufa lerakódása tengeri közegben ment végbe.” ([https://hu.wikipedia.org/wiki/Bereg szási-dombvidék](https://hu.wikipedia.org/wiki/Bereg_szási-dombvidék))

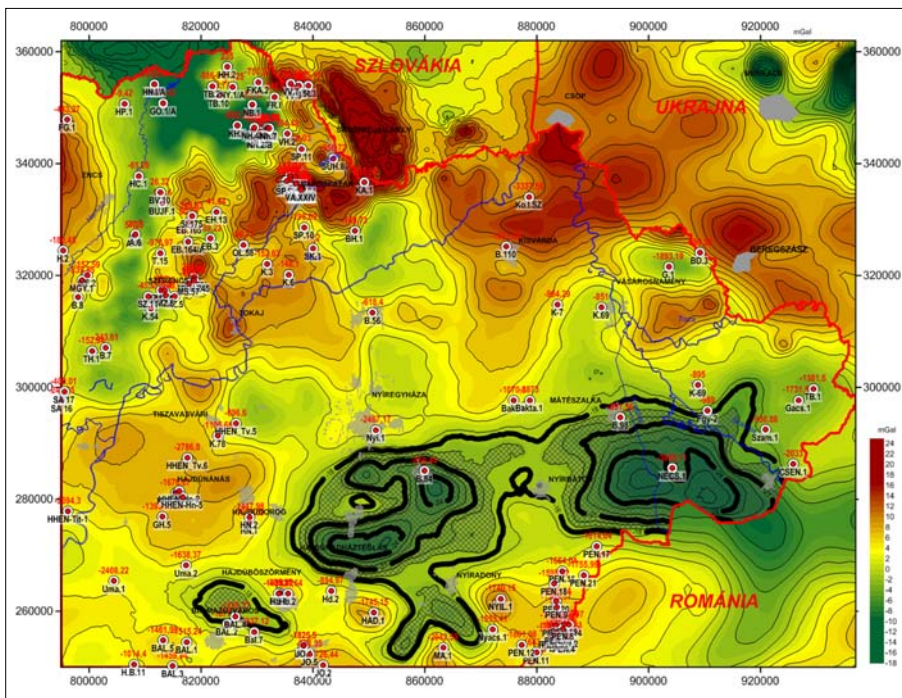
*Eltemetett vulkányszerkezetek kimutatása*

A mélyfúrások egy része csak a vulkáni képződményekig fúrt, aztán leállt, ezek fúrások biztos pontok a vulkáni mező leképzéshez, de nem elegendők a kitörési központ(ok)

azonosításához, illetve a vulkanikus összlet vastagságának meghatározásához. A területen viszonylag sűrű szeizmikus mérési szelvényhálózat van, de szeizmikus szempontból a vulkanitok (összesült tufák, piroklasztitok, lávák) felszíne sebességugrást (akusztikus impedancia ugrást) jelent a pannon összletek alatt, viszont e határfelület alatt a réteghatárok nem síkok, hanem kaotikusan változó belső szerkezetűek van, így szanaszét szórják a beeső hullámfrontot. Tehát nem az a gond, hogy a vulkanitok nem engedik át a hullámjelet, hanem sokkal inkább az, hogy szétszórják hullámfrontot, és kaotikus beérkezéseket eredményeznek. Az utolsó jól beazonosítható és követhető sebesség-határfelület többnyire a pannon talp, esetleg a miocén üledékek alja, a miocén vulkanitokkal való kontaktus esetén. Ez utóbbi felület azonban már adhat némi információt a vulkanikus képződmények felszínéről.

A mágneses területi mérések csak a bázisos, intermedier lávaképződményeket tudják azonosítani megnövekedett mágnesezettségüknek köszönhetően. Ezek rajzolata nem mutat nagyobb kitörési központot, inkább hasadék-vulkánokra („frissure”) jellemző irányítotttságot és lokális intrúziókat, vulkáni kúpokat (9. ábra) – arról nem is beszélve, hogy a nagy volumenű törmelék kilövellés és tufaszórás inkább a víz alatti savanyú kemizmusú vulkanizmusra jellemző (lásd bevezető idézet).

Mágneses adatokból (9. ábra) kiindulva, a nyírségi több kilométer vastag vulkáni törmelékéért csak a Tokaji-hegységet mint nagy kitörési központot lehetne felelőssé tenni (Zelenka et al. 2010), esetleg a határon túli, kevésbé ismert területek vulkánjait.



10. ábra Gravitációs Bouguer-anómia-térkép a Nyírség területén, a főbb mélyfúrásokkal (név és talpmélység), az ellipszis formájú minimumok izovonalai kivastagítva, a határon túli gravitációs adatok forrása TIBREG és WGM2 adatrendszer

Figure 10 Gravity Bouguer anomaly map of the Nyírség area, with the main deep boreholes (name and bottom depth), isolines of ellipsoidal minima are struck out; the source of the gravity data beyond the boundary TIBREG and WGM2 data system

2. táblázat | Nyírségi miocén vulkanizmus termékei és koruk a Tokaji-hegység analógiája alapján  
 Table 2 | Products of the Nyírség Miocene volcanism and their age based on the analogy of the Tokaj Mountains

No.	Képződmény	Kor (Ma)
1	<b>bázisos olivinbazalt</b>	9,4
2	felső szarmata, alsó pannon <b>intermedier</b> lávafolyások	9–10
3	legfiatalabb piroklasztitok és <b>riodácit</b>	10
4	felső szarmata <b>intermedier</b> lávafolyások	10–11
5	közbetelepülő <b>riolit</b> piroklasztitok	10–11
6	szarmata <b>andezites és dácitos</b> vulkáni működés	10–11
7	alsó szarmata <b>riolit</b> lávadómok és lávák	10–11
8	alsó szarmata piroklasztitszint <b>félős brakkvizi</b> üledék betelepülésekkel	11–13
9	felső bádeni <b>tengeralatti</b> és szubvulkáni <b>intermedier</b> vulkanizmus	13–15
10	felső bádeni piroklasztitszint <b>tengeri</b> üledék betelepülésekkel	14–15

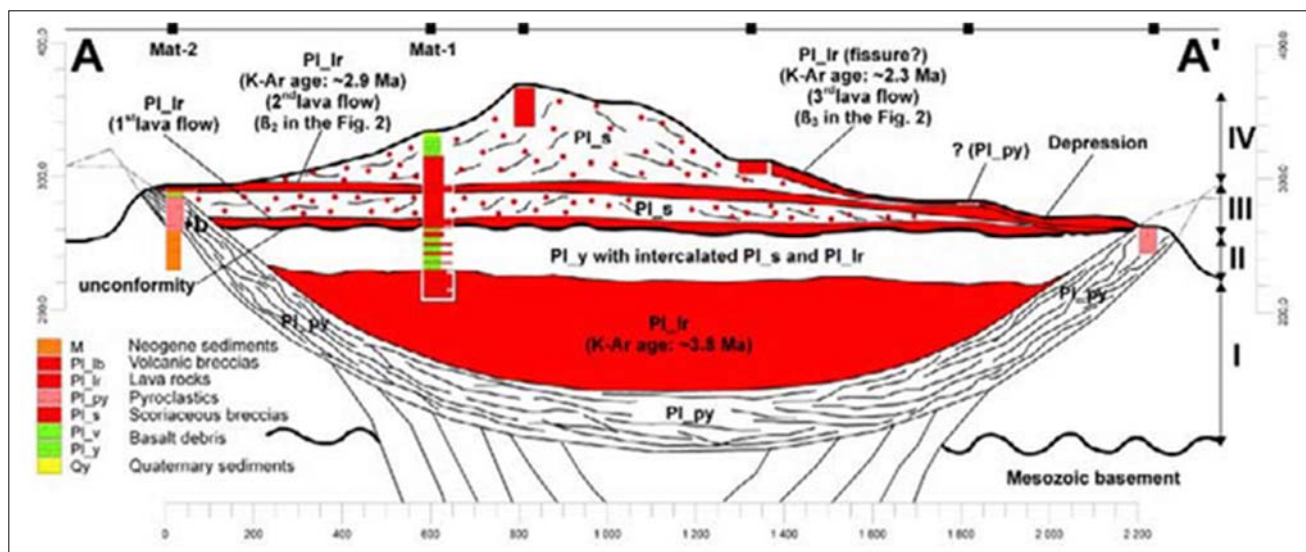
A Nyírség eltemetett vulkánmezeje 0–70 km távolságban, D–DK-re található a Tokaji-hegységtől és helyenként 3000 m vastagú vulkanitos összletet rejt. A vulkanitos összletek kivastagodása jelzi, hogy valahol a közelben kitorési központnak kell lennie. Kérdés, hogy a felszín alá „látó” geofizikai mérések jeleznek-e erre utaló nyomokat?

A Nyírség területén talán a gravitációs anomália-térkép (10. ábra) alkalmas lehet egy nagyobb vulkánkitörési központ azonosítására. A térkép alapján beazonosíthatunk ellipszis formájú gravitációs minimumokat, amelyek formája kalderamorfológiára emlékeztet, átmérője 10–30 km között van. (A gravitációs anomáliák vízszintes kiterjedése általában túlnyúlik a hatók valós méretén, így a szerkezet valószínűleg ennél kisebb.)

A Nyírségben a vulkáni képződmények teteje 1000–1500 m mélységben található, és ez alatt, például Nagy-

ecsed környékén, az egyik gravitációs minimum közepén, a mélyfúrási adatok alapján a 3000 m-es vastagságot is elérik a vulkáni összletek. A vastag vulkáni anyag jelzi, hogy nem lehetünk messze a kitorési központtól. Meglehetősen nagy méretű szerkezetnek tűnnek, feltételezve persze, hogy a gravitációs adatok valóban vulkánmorfológiát írnak le. A Necs-1 mélyfúrás alapján a vulkanitos összlet többnyire tufa és inkább riolitos, azaz savanyú összetételű. Így a tömeghiány (gravitációs minimum), a forma és az összetétel is savanyú kemizmusú vulkanizmusra utal, a kalderaképződés feltételeihez hozzátartozik a vizes környezet, amit a vulkanitok mellett leülepedett tengeri/beltengeri/tavi üledékek igazolnak (2. táblázat).

2019. évi cikkünkben (Kiss et al. 2019) már utaltunk a nyírségi savanyú vulkáni működés vélt mechanizmusára, a geofizikai alapadatainkat, és az ezzel kapcsolatos véleményünket is bemutattuk. Érdekes azonban megvizsgálni



11. ábra | A balatonfelvidéki Bondoró bazaltos tanúhegy földtani rekonstrukciója (Keresztúri et al. 2010). I – bazalttufa gyűrű látóval; II – áthalmozott vulkanitos egységek; III – effúzív egységek; III – effúzív egységek, tufa breccsák; IV – fedő tufa breccsák

Figure 11 | Geological reconstruction of the Bondoró basaltic witness hill in the Lake Balaton uplands (Keresztúri et al. 2010). I – basaltic tuff ring with lava flows; II – overlying volcanic units; III – effusive units; III – effusive units, tuff breccias; IV – overlying tuff breccias

a Nyírséget más vulkánmezők (még ha azok eltérő genetikájúak) adataival való összevetésben is!

*Példa a Balatonfelvidékről (11. ábra)*

Keresztúri Gábor és társai publikálták a balatonfelvidéki Bondoró-hegy földtani vizsgálatait, többek között a bazaltos tanúhegy keresztmetszetét, amelyet mélyfúrási adatok alapján határoztak meg. A metszeten a bazaltos tanúhegy feltételezett felépítése látszik, az ismétlődő vulkáni kitörések láva- és törmelékanyagával. A neogén (miocén) összletekben egy kisebb kalderaszerkezet látszik, amelyet több rétegben láva- és vulkáni törmelék tölt meg (sztratovulkáni sorozat), majd felette a törmelék és tufaszórás eredményeként egy vulkáni kúp rajzolódik ki, amelynek alapvető tömege vulkáni törmelék. A földtani szelvény szerkesztői a mezozoos aljzatban is jelezték a szerkezeti fellazult zónát a vulkáni anyag felfelé mozgásának feltételezett útvonalaiban.

A vulkáni csatorna és a kalderaforma is csökkent sűrűségű hatásként jelentkezik, ha úgy tetszik, negatív gravitációs anomáliaként, ugyanakkor a kalderaszerkezetet kitöltő láva, illetve az alapszintből kiemelkedő vulkáni kúp plusztömeget jelent. A két ellentétes hatás küzdelmét alapvetően a kőzettömegek térfogati aránya (kisebb részben a sűrűségkontrasztok nagysága) fogja eldönteni, és ettől függően gravitációs minimumként vagy maximumként jelentkezik a bazaltos tanúhegy.

*Példa Olaszországból (Campi Flegrei, Nápolyi-öböl)*

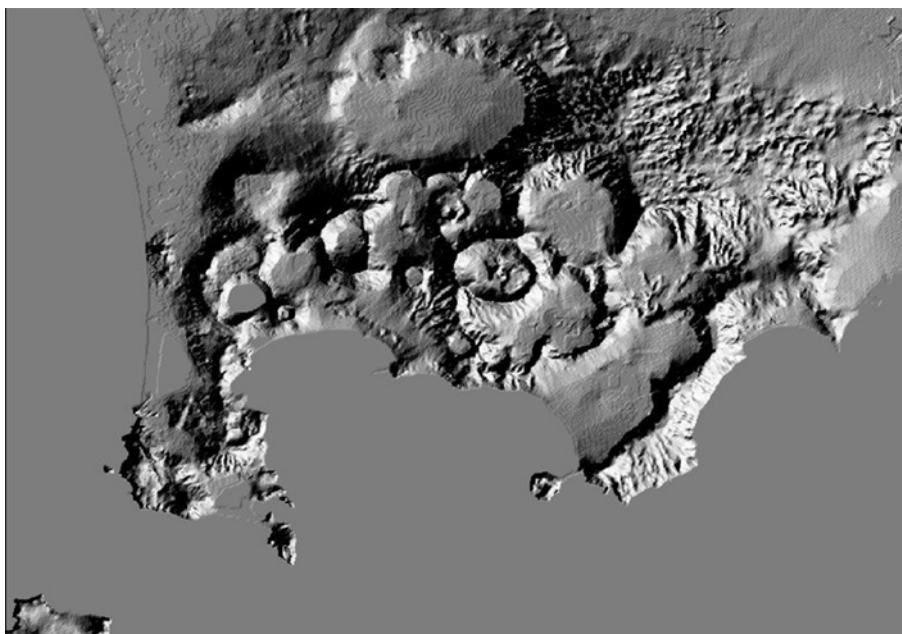
Nézzünk szét a nagyvilág szakirodalmában is (Marianelli et al. 2006)! A Kárpát-Pannon régióhoz legközelebb található

vulkánok Olaszországban vannak. A Nápolyi-öböl bővelkedik vulkánmorfológiai elemekben, amelyek gyakorlatilag a felszínen vannak (12–14. ábra). A sajtóban ezt a vulkáni mezőt előszeretettel szupervulkánnak hívják méretei és egy lehetséges kitörés következményei miatt (mivel Nápoly városa a vulkánmezőn található).

A Campi Flegrei a Nápolyi-öböl vulkánja (13. ábra), bár kevésbé híres a déli szomszéd Vezúvnál, ez pusztán annak köszönhető, hogy nem a történelmi időkre időzítette a nagy kitöréseit. A Campi Flegrei hatalmas kaldera, vagyis nem a magasba nyúló ormot kell keresnünk a térképen vagy a nápolyi tájban, bár kisebb kitöréseiből apróbb salak- és tufakúpok fennmaradtak. Az életjeleit manapság a Solfatara turistacsalogató geológiai csodái jelentik, illetve környezetének felszínemelkedése, illetve -süllyedése is arról tanúskodik, hogy távolról sem halott a vulkán. Ennek köszönhetően rémhírek is rendszeresen jelennek meg róla.

Európában az elmúlt 200 000 év során a legnagyobb kitörést a Campi Flegrei produkálta 40 000 évvel ezelőtt (300 km<sup>3</sup> kidobott anyaggal), a vulkán legutóbbi ismert nagy kitörése 15 000 éve volt (40 km<sup>3</sup> anyaggal), ám azóta is számtalan kisebbről van tudomásunk, utoljára 1538-ból.

Egy nemzetközi kutatócsoport legutóbbi vizsgálatai alapján azonban a hírhedt vulkán 29 000 éve is igencsak jelentős kitöréssel lepte meg Európa korabeli lakóit. A mediterrán térségben az 1970-es években találtak rá egy 29 000 évvel ezelőtt képződött vulkáni eredetű rétegre, az üledékekben talált lerakódások eredetéről azonban nem volt bizonyíték a Földközi-tenger környezetében. A hamuréteg Görögországban is 1 cm vastag volt, így lehet talán arról fogalmunk, hogy mekkora hatású volt. Bár logikus-



12. ábra | A Nápolyi-öbölben található Campi Flegrei vulkánmező domborzati képe (a sima felület a tengerszintet jelzi)  
 Figure 12 | Topographic view of the Campi Flegrei volcanic field in the Gulf of Naples (the flat surface indicates sea level)



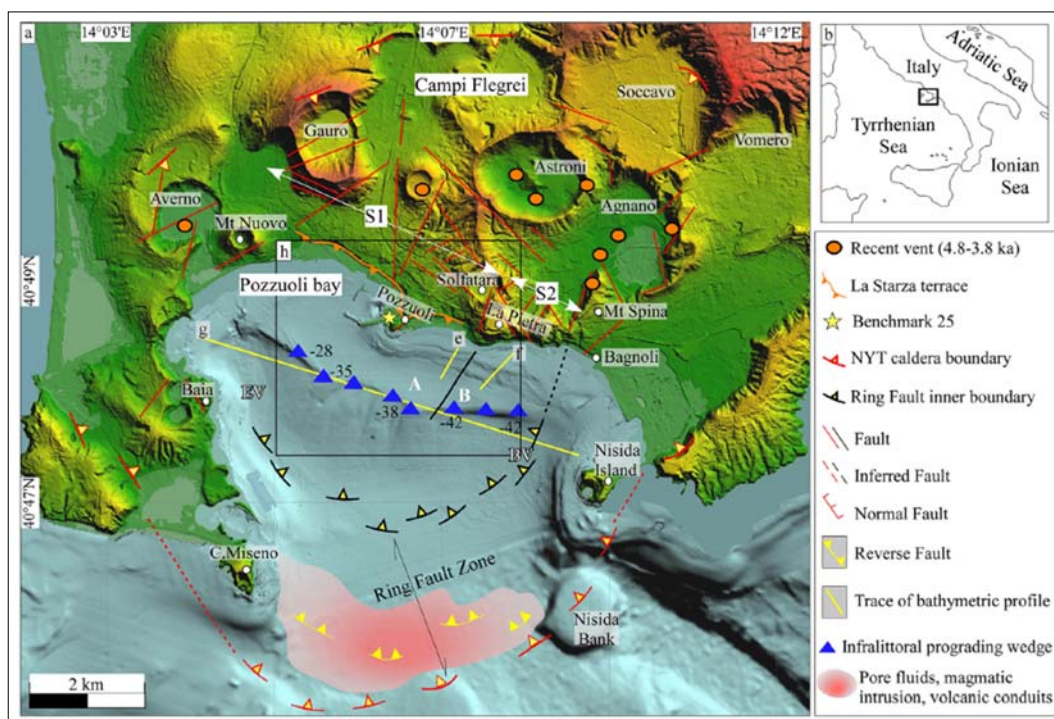
13. ábra | A Nápolyi-öbölben található Campi Flegrei vulkánmező az űrfelvételen

Figure 13 | Space image of the Campi Flegrei volcanic field in the Gulf of Naples

nek tűnt, hogy a környék nagy kiterjedéséért felelős Campi Flegrei lehet a tettes, a hamuminták kémiai összetétele nem egyezett azzal, amit e vulkán produkálni szokott. Egy kutatócsoport a Campi Flegrei kalderájától néhány kilométer távolságban vett mintát két helyen is, és kiderült az elemzések alapján, hogy azonos a több ezer kilométerre is megtalált lerakódásokkal. A Campi Flegrei tehát igen je-

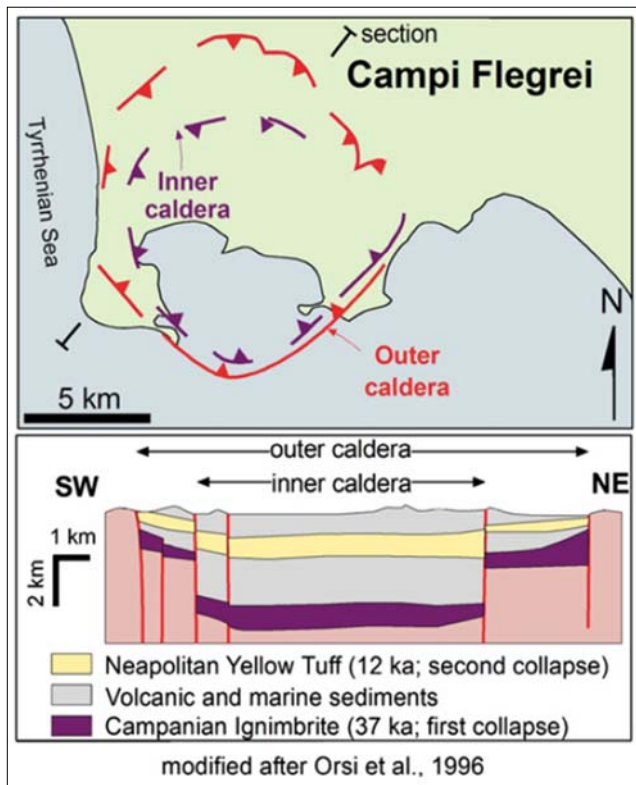
lentős mennyiségű vulkáni tufát juttatott a közeli és távoli környezetébe is.

A radar- és az űrfelvétel segítségével felszíni, elsődleges vulkánmorfológiai elemeket azonosíthatunk. A radarkép (12. ábra) és a morfológiai térkép (14. ábra) alapján látszik, hogy a vulkánmező alapvetően kiemelt domborzati helyzetben van, ahol a kalderák kirobbanása, vagy a mag-



14. ábra | Színes szerkezeti, morfológiai térkép, Nápolyi-öböl, Campi Flegrei vulkánmező (Corradino et al. 2021)

Figure 14 | Colour structural morphological map, Gulf of Naples, Campi Flegrei volcanic field (Corradino et al. 2021)



15. ábra A Nápolyi-öbölben található Campi Flegrei kalderagyűrűje és -metszete (Orsi et al. 1996)

Figure 15 Ring and section of the Campi Flegrei caldera in the Gulf of Naples (Orsi et al. 1996)

ma kihülése miatt történt beszakadások hozták létre a negatív domborzati formákat (tömeghiányt), kiálló peremi részekkel.

A Nyírség esetén egy eltemetett helyzetű, mély kaldera szerkezet gravitációs összehatását látjuk és nem a kaldera tetejének hullámszó felszínét. Acocella 2007-es cikkében bemutatja a Campi Flegrei vulkáni mező várható mély szerkezeti kontúrját is.

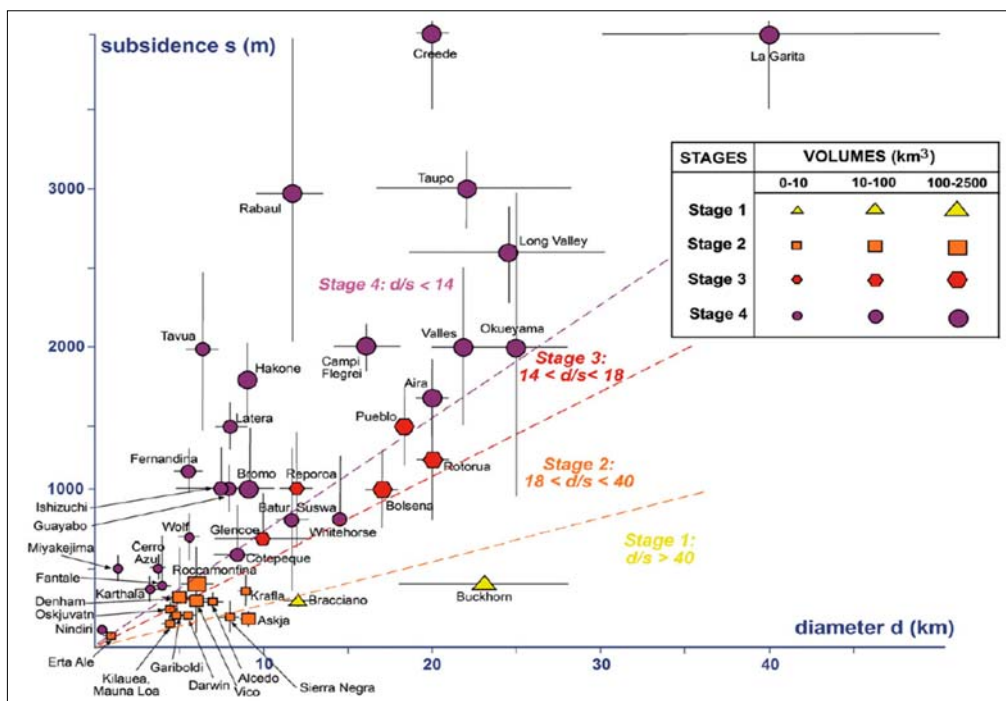
Rengeteg kisebb-nagyobb vulkáni parazitakúp, beszakadt vagy kirobbant kaldera nyomát lehet azonosítani a felszínen a terület domborzata alapján (12–14. ábra), amelyek egy nagy közös kalderát jeleznek (15. ábra).

Orsi és társai (1996) által kijelölt mélyszerkezet, a belső kaldera 10 km átmérőjű, a külső kaldera pedig, 15 km körüli (15. ábra). Ez méreteiben megfelel a nyírségi két gyűrűs szerkezet méretének, a különbség csak annyi, hogy a nyírségi kalderaszerkezet 1500 m vastag fiatal pannonkvarter üledékkel le van fedve.

Acocella 2007-es cikkében elemzi az ismert kalderák szerkezetét és a kifejlődésüknek menetét. Érdekes néhány ábráját és eredményét tanulmányozni, illetve átvenni.

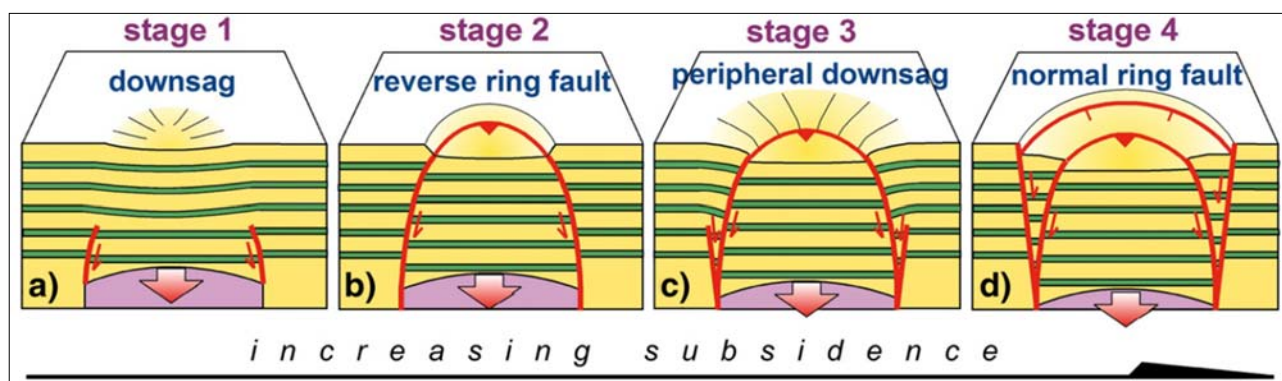
Az 16. ábra mutatja, hogy a süllyedés mértéke, illetve a kitoréás közben kilövellt anyag és a kaldera mérete között milyen összefüggés mutatható ki a gyakorlati tapasztalatok alapján.

Az ábra alapján megállapítható, hogy minél nagyobb a kaldera vízszintes mérete, annál nagyobb mértékű lesz a süllyedése, és nagy valószínűséggel – bár ez nem olyan egyértelmű – a kilövellt vulkáni anyag mennyisége is annál több.



16. ábra A süllyedés mértéke különböző kalderaátmérők esetén az ismert kalderaszerkezeteknél (Valerio Acocella 2007). (x tengely a kaldera átmérője, y tengely a süllyedés mértéke, a szimbólum nagysága a kilövellt anyag mennyiségével arányos)

Figure 16 Variation of subsidence (s) with the diameter (d) of the natural calderas. The calderas are classified accordingly with the 4 experimental stages. Dashed lines define specific d/s ratios for each caldera stage. The size of the symbols is proportional to the DRE volume of erupted magma during the formation of the caldera (inset)



17. ábra | Kalderabeszakadás négy fázisa és a hozzá kapcsolódó süllyedés, illetve átmérőnövekedés (Acocella 2007)  
 Figure 17 | Schematic representation of the four stages of evolution of caldera collapse, obtained in all the under pressure experiments, as a function of the amount of subsidence (Acocella 2007)

A nyírségi kalderák méretéből adódóan körülbelül 2000–3000 m-es süllyedés valószínűsíthető, ami rögtön egy lehetséges magyarázatot is ad a Tokaji-hegység és Nyírség durván azonos korú vulkanitjainak a magassági elhelyezkedésében lévő eltérésre, ismervé persze, hogy szinte az egész Alföld területe süllyedő tendenciát mutat az azóta eltelt időszakban. Jelezheti továbbá azt is, hogy a Tokaji-hegység vulkánmezeje alapvetően intermedier (andezites, konstruktív vulkán), míg a nyírségi vulkánmező döntően savanyú (riolitos, destruktív vulkán) kőzetekből, illetve az azokra jellemző szórt tufákból áll.

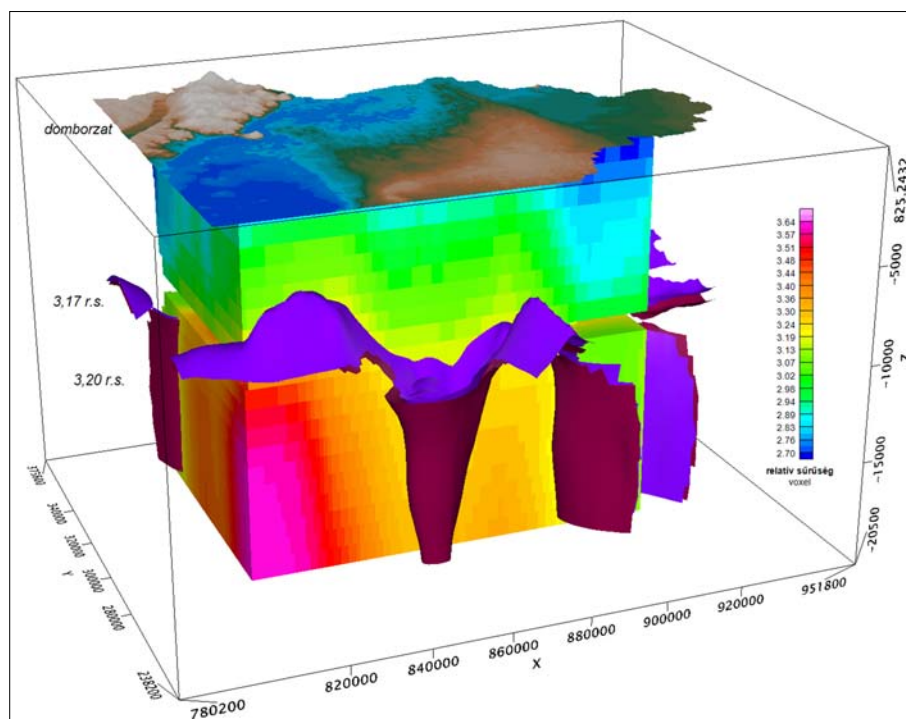
Megállapítható Acocello (2007) tanulmánya alapján, hogy a vulkáni kaldera fejlődésének négy fázisa különíthető el, amit az átmérőnek és a süllyedés mértékének az arányával lehet jellemezni. A kalderatípusok formájuk

alapján süllyedő, dugó alakú, tölcser alakú, darabos (vetős szerkezetű), csapóajtószerű (aszimmetrikus) csoportokba sorolhatók.

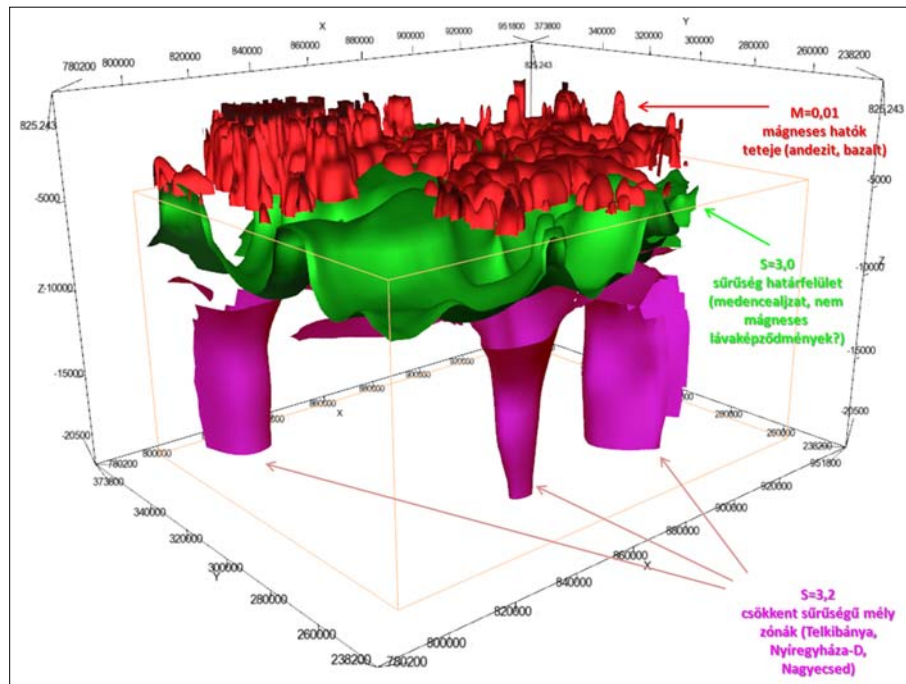
### A Nyírség háromdimenziós sűrűségmodellje

A nyírségi gravitációs minimumokat a tölcser vagy dugó alakú, süllyedő kategóriába lehetne besorolni, a formára a relatív térfelti sűrűségmetszet alapján következtethetünk (18., 19. ábra), de felismerhetők ezek a jellegzetességek a szűrt gravitációs anomália-térképeken is (20. ábra).

Nyírség és a Tokaji-hegység területén (~11 000 km<sup>2</sup>) változó 500–3000 m vastagságú miocén összlet azonosítható Székely-Fux et al. (2007) alapján, ezért összességében olyan



18. ábra | Háromdimenziós relatív sűrűség-térmodell (voxel) és az abból kapott két relatív sűrűség szint felülete  
 Figure 18 | Three-dimensional relative density model (voxel) and the surface of the two relative density levels obtained from it

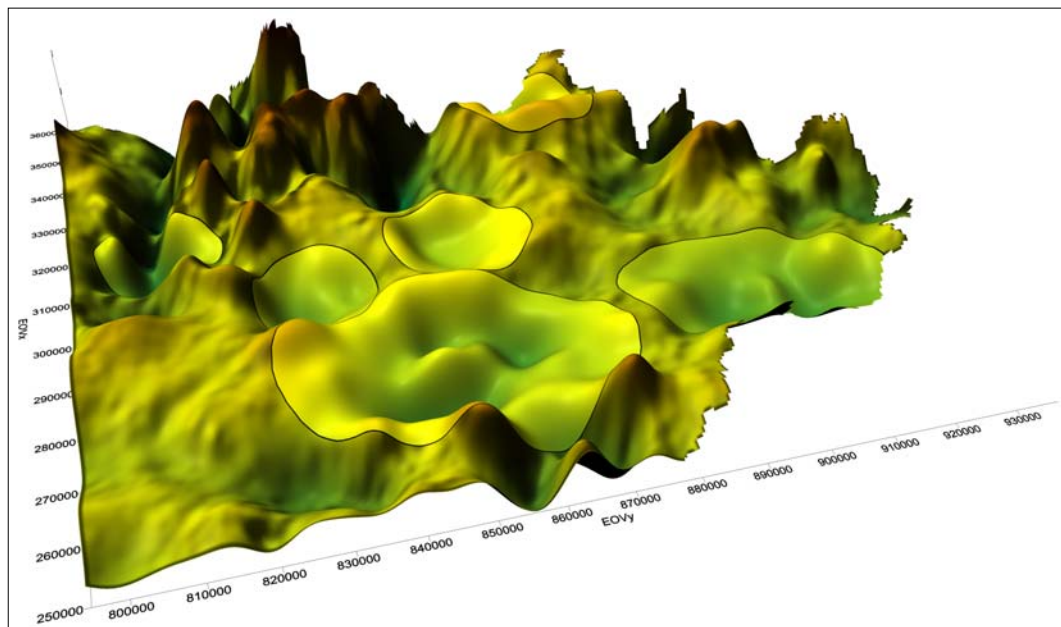


**19. ábra** Háromdimenziós relatív sűrűség- és mágnesezettségi határfelületek (három tölcészerű formát lehet azonosítani a 3,2-es relatív sűrűségű határfelület alapján, a telkibányait, a nyíregyházait és a nagyecsedit)

**Figure 19** Three-dimensional relative density voxel (three funnel-shaped forms can be identified, the Telkibánya, the Nyíregyháza and the Nagyecséd)

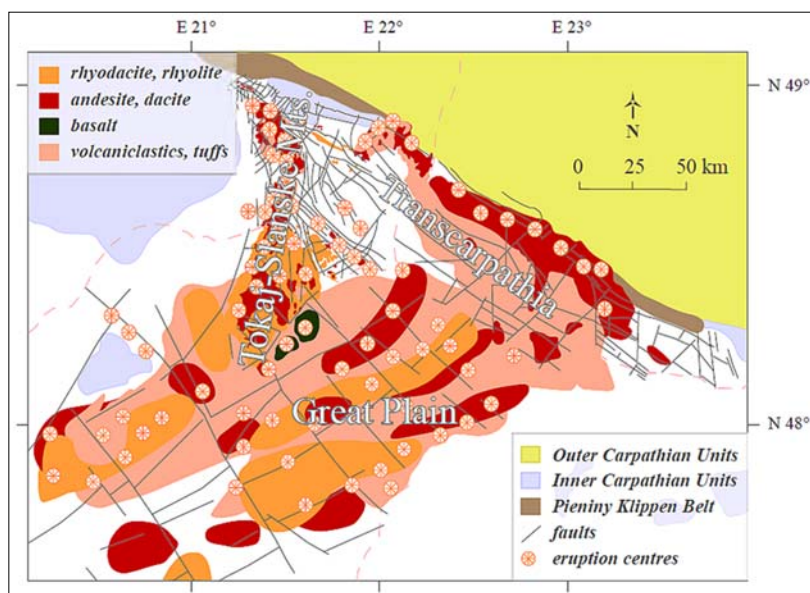
15 000 km<sup>3</sup> miocén kőzetanyag lehet. Ennek jelentős része vulkanit. Ha csak a térfogat egyharmadával számolunk (5000 km<sup>3</sup>), akkor is legalább egy nagyságrenddel több anyagot jelent, mint a Campi Flegrei egyes kitorésénél becsült vulkáni törmelék mennyisége, ami magyarázható az

időben hosszabb, elnyúló magmás tevékenységgel, illetve azzal, hogy több, nyírségi és tokaji kitorési központ is működött a térségben, szinte azonos időben. A vulkánok tufaszórási nyomait a Nyírségnél sokkal nagyobb területen (távolságban) is észlelték. Ezek nyilván a nagyon finom-



**20. ábra** Az eltemetett „magyar Campi-Flegrei” vulkánmező, azaz a Nyírségben található gravitációs minimumok (kiemelve) mint lehetséges savanyú magmás kitorési központok (4500 m spektrális mélység gravitációs hatása megáryékolva az 1300 m-es spektrális mélység gravitációs hatásával, nézet DDNY felől)

**Figure 20** The buried “Hungarian Campi-Flegrei” volcanic field, i.e. the gravity minima (highlighted) in the Nyírség as possible eruption centres of felsic magma (Gravity effect of 4500 m spectral depth overshadowed by the gravity effect of 1300 m spectral depth, view from SSW)



21. ábra Vulkáni képződmények elterjedése ÉK-Magyarországon, kürtősorok (Krassay 2010)

Figure 21 Distribution of volcanic formations in North-Eastern Hungary, volcanic pipe rows (Krassay 2010)

szemcsés tufa és vulkáni hamu előfordulások formájában jelentkeztek.

A robbanásos kitorések (kalderák) eddigi ismereteink alapján a savanyú, sok szilícium-dioxidot tartalmazó viszkózusabb, illetve az intermedier magmákra jellemző, és ezek a képződmények, illetve származékaik töltik ki az ismert kalderák belsejét is. A robbanásos kitorés során a kéreg nagy mélységig fellazul, majd a kirobbant anyag helye vulkáni hamuval és törmelékkel töltődik fel, ez utóbbi képződmények az illóanyagok miatt sokszor porózusak (pl. horzsakő, vagy habkő) és ebből adódóan kisebb sűrűségűek. Például a horzsakő olyankor keletkezik, amikor a magmás robbanásos vulkáni működés során a nagyon forró, nagy nyomású anyag hirtelen kirepül a tűzhányóból. A habkő szokatlanul likacsos szerkezete azért alakul ki, mert egyidejű volt a felszínre jutó anyag gyors lehűtése és a gyors nyomáscsökkenés. A túlnyomás csökkenésének következtében gázbuborékok jönnek létre azáltal, hogy csökken a lávában a gázok oldhatósága, így a gázok gyorsan kiszabadulnak. A hirtelen hűlés a megszilárduló lávába zárja a nyomáscsökkenés miatt keletkezett gázbuborékokat, és kialakul a likacsos szerkezetű kőzet.

A kárpát-medencei vulkanizmussal Krassay Zita is foglalkozott doktori dolgozatában, amelyben különböző szerzők publikációi és saját kutatási eredményei alapján készítette el a terület vulkanitelterjedési térképét (21. ábra). A térképen rengeteg kitorési központot is feltüntetett, aminek olyan szempontból természetes van létjogosultsága, hogy a felszínen is tanulmányozható Tokaj-hegységet „kürtősoros rétegvulkán” néven szokták emlegetni. Krassay Zita ábráján, a Nyírség területén, a szerkezeti vonalak mentén megjelenő savanyú riolitos és bázisosabb andezites „kürtősoros” elrendeződés figyelhető meg. Kérdés csak az, hogy a gyakorlatban mi bizonyítja ezeknek a kürtőknek a létét, ugyanis felmerül a gyanú, hogy a 21.

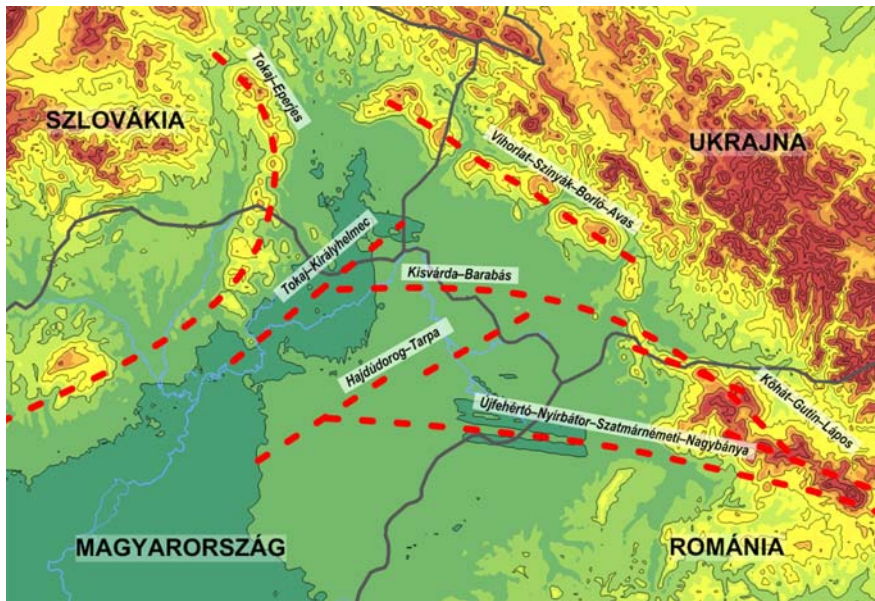
ábra kürtősorai valójában hasadékvulkánok. A mágneses adatok alapján a szerkezeti kapcsolat valóban fennállhat, sőt még az is belefér, hogy a vonulatok mentén hasadékvulkáni működés is folyt a miocénben. Ezek azonban nagy tufaszórást talán nem eredményezhettek, ahhoz inkább egy vagy több nagyobb robbanásos kitorési központ kellett.

A fúrások mennyisége nem elegendő ennek a földtani elképzelésnek a bizonyításához. Hazai vulkanológusok is inkább a felszíni vulkanitokra fókuszálnak, mert csak onnan tudnak többlet információhoz jutni (azt tudják tanulmányozni). Így a Nyírség néhány hazai publikációtól, kutatási jelentéstől eltekintve szűz területnek számít mind a mai napig. Eltemetett helyzetű vulkánmező megkutatása a bizonytalanságok ellenére is marad a geofizika feladata.

## Nagyszerkezeti kép

Krassay Zita földtani vázlata és a mágneses anomáliák elhelyezkedése is szerkezeti kapcsolatokat jelez, ez viszont geodinamikai mozgások lenyomatára utal. Megjelenítve a felszíni vulkanitokat, illetve a mágneses anomáliák alapján azonosítható bázisos hasadékvulkáni zónákat (22. ábra) a következő állapítható meg:

A „Pannon szegmens” KÉK-i mozgása során eléri a TESZ (Trans-European Suture Zone) vonalát, abba beleütközve tölcészerűen szétnyílik. Ezt mutatják a nyírási, szerkezeti zónák, a Tokaj–Eperjesi vonulat valamint az Újfehértó–Nyírbátor–Nagybánya vonulat (vagy Kisvárda–Barabás–Beregszász–Saján vonulat), miközben a K-Kárpátok előterében, a közzetorlódásoknak (ehhez kapcsolódó delaminációnak) köszönhetően megjelenik a Vihorlat–Szinyák–Borló–Avas–Kőhát–Gutin–Lápos miocén vulkáni előhegység-vonulat (22. ábra).



**22. ábra** Domborzati térkép, rajta az ismert és eltemetett miocén vulkáni képződmények vonulatai (piros szaggatott vonal). A vonulatot a mágneses anomália-térkép (Tokaj–Eperjes, Tokaj–Királyhelme, Kisvárdá–Barabás<sup>3)</sup>, Hajdúdorog–Tarpa<sup>4)</sup>, Újfehértó–Nagykálló–Nyírbátor–Szalmánémeti–Nagybánya mágneses anomália vonulatok) és a domborzati adatok alapján lehet beazonosítani

**Figure 22** Topographic map showing the outlines of known and buried Miocene volcanic formations (red dashed line). The lineation can be identified from the magnetic anomaly map (Tokaj–Eperjes, Tokaj–Királyhelme, Kisvárdá–Barabás, Hajdúdorog–Tarpa, Újfehértó–Nagykálló–Nyírbátor–Szalmánémeti–Nagybánya magnetic anomaly lineations) and the topographic data

Pantó Gábor kőzettani alapon felismert bizonyos a jellegzetességeket a Tokaji-hegységben, de akkor még nem tudta nagyszerkezeti szempontból értelmezni:

„A riolitfeltörések pályája uralkodóan »középhegységi« csapású, a kárpáti orogént radiálisan metsző, míg a fő andezit-utánpótlás az orogén belső ívével párhuzamos töréseket követ...”

...A teljes Kárpátokon belüli »vulkánkoszorú« területén nem találunk még egy példát, melynél e kétféle vulkánosság ilyen – közel egyenlő – arányú, térben és időben hasonló szorosan összefonódott lenne.” (Pantó G. 1966)

Próbáljuk meg értelmezni Pantó Gábor sorait geodinamikai szempontból. A kétféle – geodinamikai és kőzettani – elképzelés alapja az lehet, hogy a „középhegységi” irányok nyírási irányok, amely tektonikai vonalak mentén a blokkok egymáshoz képest vízszintesen eltérő sebességgel elmozdulnak. A folyamat időben ismétlődő jellegű, ezért nem szerkezeti vonal, hanem szerkezeti zóna alakul ki, fellazult, felaprózódott kőzetmátrixszal. Ebbe a széles zónába a bázisos magma a lassú felemelkedése során fokozatosan beolvasztja a környezete SiAl típusú felaprózódott kőzetanyagát, és ennek eredményeként savanyúbb összetételű anyagként (pl. riolit) éri el a felszínt. Ha mindez vizes környezetben történik, akkor nagy az esély a robbanásokkal kísért savanyú vulkánkitörésekre, aminek végeredménye kirobbanásos vagy beszakadásos kalderák (destruktív vulkáni forma) lesznek a nyírási zóna mentén. Ilyen lehet a Tokaj-Eperjesi hegyvonulatban (Szamosvonallal metszésben) a telkibányai kaldera, a Nyíregyházától D-re található tölcser formájú kaldera (Hajdúdorog–Tarpa és az Újfehértó–Nagykálló–Nyírbátor–Szalmánémeti–Nagybánya vonalak találkozására) és a nagy-

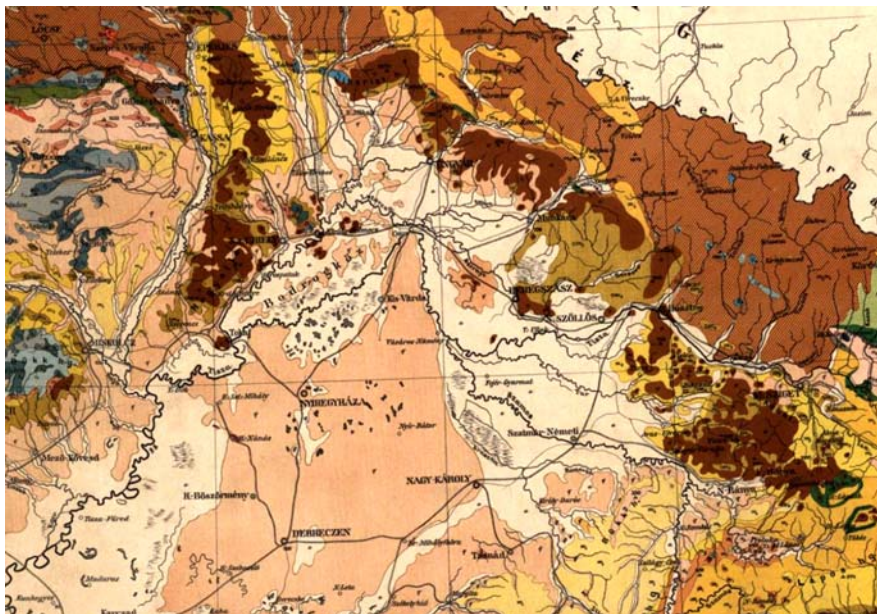
ecsedei kaldera közel 3 km vastag riolitos vulkáni anyaggal (19., 22. ábra).

A „belső orogén íve” viszont nem egy nyírási zóna, hanem sokkal inkább a fő feszültség irányára merőlegesen jelentkező frontvonal, tömör kristályos kőzetmátrixszal, gyűrődésekkel és ideiglenes mélytörésekkel, ahol a magma a folyamat közben felnyíló repedésekben gyorsan, szinte akadálymentesen éri el a felszínt, kevesebb SiAl anyagot oldva fel, így megőrizve bázisos kémiai összetételét (dácit, andezit, bazalt és konstruktív vulkáni formák). Ilyen típusú például a belső-kárpáti vulkáni ív is.

Ez csak egy robusztus megközelítése a valóságnak (Pantó Gábor gondolatának), a meglévő adatok, információk alapján azonban a földtani kép a Nyírségben ennél sokkal bonyolultabb. Bázisos hasadékvulkánok jelennek meg a nyírási zónák mentén is – a mágneses adatok alapján, viszont a savanyúbb összetételű vulkanitokat geofizikai alapon nem lehet detektálni, vagy elkülöníteni a környezetétől.

## Összefoglalás

A „Mélyföldtani kutatások geofizikai módszerekkel” téma<sup>5)</sup> keretében a Nyírség földtani kutatásával foglalkoztunk. A 70-es évek után (Bodoky et al. 1977) leporoltuk az adatokat, és az új eszközökkel ismét vallatni kezdtük azokat. A terület földtani vizsgálatának a fő feladata az eltemetett vulkanitok azonosítása és kimutatása volt. A vulkáni képződmények kifejlődése, a vulkanizmus menete, a vulkáni összetételek térbeli helyzete kapcsolatban van a Kárpát-Pannon régió geodinamikai folyamataival, így ezek megismerése nyersanyag- és geotermikus kutatások szempontjából is fontosak.



23. ábra | Nagy-Magyarország földtani térképe (Böckh 1896, Nyírség)

Figure 23 | Geological Map of Hungary ( Böckh, 1896, Nyírség area)

A cikkben elsődlegesen a geofizika alapján keressük az azonosítható vulkánmorfológiai jeleket, azaz az eltemetett vulkáni objektumok kimutatása a fő cél. Nem vizsgáljuk a vulkanitokat genetikai szempontból, mert ehhez előbb meg kell találni, le kell határolni őket. A genetikai elemzés az eltemetett vulkanitok esetében csak a magfúrások alapján lehetséges, de csak korlátozott számú fúrás adott, és azok is többnyire csak a vulkanitok tetejét érték el, amiből nehéz általános genetikai véleményt alkotni egy kiterjedt vulkánmező esetén.

Munkánk során összegyűjtöttük a Nyírségről a hazai és annak határon túl eső részeiről a domborzati, geológiai és geofizikai adatokat. Az adatok egy részét 2019-ban (Kiss et al. 2019) és 2021-ben (Kiss 2021) már publikáltuk. Ebben a tanulmányban a terület peremén található, nem általánosan ismert felszíni és/vagy eltemetett vulkanitok helyzetére is koncentráltunk a területi szerkezeti kép kialakítása céljából.

A Bodroghözben a tokaji Kopasz-hegytől KÉK-re az eltemetett hasadékvulkáni vonulat vonalában Kövesden és Királyhelmecen (ma Szlovákia) is találtunk miocén vulkanitokat a felszínen (pozitív domborzati elemként). A Kisvárd–Barabás mágneses anomáliatengely vonalában pedig a Beregszászi-dombság (ma Ukrajna) azonosítható a határon túlról, szintén miocén vulkanitokkal (23. ábra). Az Újfehértó–Nagykálló–Nyírbátor–Szatmárnémeti–Nagybánya mágneses vonulat pedig, összeköti a Nyírséget a színesércbányászataról híres Nagybányával.

A mágneses anomáliakép alapján szerkezeti vonalakat azonosítottunk, amelyek belefutnak, esetenként belesimulnak a Kelet-Kárpátok vulkáni előhegységi vonulatába, módosítva annak menetét. A vonalak találkozási zónájában nagyobb méretű, ellipszis formájú minimumok – a Nagyecsed–1 fúrással feltárva – több kilométer, főképp savanyú

vulkáni anyagot tartalmaznak, tengeri, beltengeri üledékek keveredve. A minimumok helyzete, mérete, formája és háromdimenziós relatívsűrűség-eloszlása alapján jelentős vulkáni kitorési központokat feltételezünk, amelyek robbanásos vagy beszakadásos úton képződtek, majd a vulkanizmus megszűnése után a terület általános süllyedése miatt eltemetődtek. Ennek az elképzelésnek a megtámogatására a nápolyi Campi-Flegrei vulkán adatai vizsgáltuk meg, és néhány szakirodalmi háttér-információt is összegyűjtöttünk. Ezek a háttér adatok nem zárták ki, sőt megerősítették azt a feltételezéseket, hogy Nyíregyháza-D és a Nagyecsed környéki gravitációs anomáliák valószínűleg eltemetett kalderaszerkezetektől származnak, amelyek nagyrészt felelősek lehetnek az ország K-i felében széles körben elterjedt, nagy vastagságú tufaképződményekért.

#### A tanulmány szerzője

Kiss János

#### Jegyzetek

<sup>1)</sup> °C = (°F – 32) × 0,5556

<sup>2)</sup> <http://www.invivo.fiocruz.br/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?UserActiveTemplate=english&inoid=1274&sid=43>

<sup>3)</sup> Barabás mellett riolittufa kőfejtő van

<sup>4)</sup> Tarpa mellett dácit kőfejtő van

<sup>5)</sup> MBFSZ alapkutatói projekt

#### Hivatkozások

Acocella V. (2007): Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews* 85, 125–160. DOI: 10.1016/j.earscirev.2007.08.004

- Bodoky T., Jánvári J., Nemesi L., Polcz I., Szeidovitz Győzőné (1977): Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben. *Általános Földtani Szemle*, 10, 5–44.
- Corradino M., Pepe F., Sacchi M., Solaro G., Duarte H., Ferranti L., Zinno I. (2021): Resurgent uplift at large calderas and relationship to caldera-forming faults and the magma reservoir: New insights from the Neapolitan Yellow Tuff caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 411.107183.
- Harangi Sz. (2018): Tudta, hogy Európa legnagyobb vulkánkitörései a Pannon-medencében voltak? [https://infostart.hu/belfold/2018/03/11/europa\\_legnagyobb\\_vulkankitoresei\\_a\\_pannon-medenceben\\_voltak/](https://infostart.hu/belfold/2018/03/11/europa_legnagyobb_vulkankitoresei_a_pannon-medenceben_voltak/)
- Keresztúri G., Csillag G., Németh K., Sebe K., Balogh K., Jáger V. (2010): Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Plio/Pleistocene intracontinental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Central European Journal of Geosciences*, 2/3, 362–384. DOI: 10.2478/v10085-010-0019-2
- Kiss J. (2006): Magyarország gravitációs lineamenstérképe – első eredmények. *Magyar Geofizika*, 47/2, 1001–1010.
- Kiss J., Bodoky T., Gulyás Á., Vértessy L., Prácser E. (2007): Magyarország gravitációs lineamenstérképe, OTKA T-043100, Zárójelentés, ELGI 2007, Kézirat, ELGI Adattár
- Kiss J., Vértessy L., Zilahi-Sebess L., Takács E., Gulyás Á. (2019): A Nyírség geofizikai kutatása. *Magyar Geofizika*, 60/3, 103–130.
- Krassay Z., (2010): Large-scale Miocene igneous activity at the NE part of the Carpathian-Pannonian Region, Central Europe, Geochemical implications for tectonic processes. PhD Dissertation, Graduate School of Science and Technology, Chiba University, Japan
- Marianelli P., Sbrana A., Proto M. (2006): Magma chamber of the Campi Flegrei supervolcano at the time of eruption of the Campanian Ignimbrite. *Geology*, 34/11, 937–940. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/34/11/937/129431/Magma-chamber-of-the-Campi-Flegrei-supervolcano-at>
- Nemesi L., Hobot J. (1981): A Tiszavidék és a Tiszántúl mélyszerkezeti viszonyai és földtani-geoelektromos modellje. *Geofizikai Közlemények*, 27, 7–105.
- Pantó G. (1966): A tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata. M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1966. évről, pp. 215–223.
- Souza D. (2019): A vulkánok morfológiája. <http://www.invivo.fiocruz.br/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?UserActiveTemplate=english&infoid=1274&sid=43>
- Széky-Fux V., Kozák M., Püspöki Z. (2007): Covered Neogene magmatism in eastern Hungary [Kelet-Magyarország fedett neogén magmatizmusa]. *Acta GGM Debrecina – Geology, Geomorphology, Physical Geography Series*, 2, 79–104.
- Zelenka T., Balogh K., Kozák M., Pécskay Z., Ravasz Cs., Újfalu-sy A., Balázs E., Kiss J., Nemesi L., Püspöki Z., Széky-Fux V. (2004): Buried Neogen volcanic structures in Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 47/2–3, 177–219.
- 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