

A Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkánok felszínfejlődésének összehasonlítása

Témavezetők:

dr. Gál Andrea egyetemi adjunktus,
BBTE, Kolozsvár, Földrajz Kar, Magyar
Földrajzi Intézet

dr. Imecs Zoltán egyetemi docens,
BBTE, Kolozsvár, Földrajz Kar, Magyar
Földrajzi Intézet

Szerzők:

Ilona Judit
BBTE, Földrajz Kar, Földrajz szak, III. év

Kacsó Péter
BBTE, Földrajz Kar, földrajz szak, II. év

Lukács Bálint
BBTE, Földrajz Kar, földrajz szak, II. év

Szabó Ákos
BBTE, Földrajz Kar, földrajz szak, II. év

Szekció: Földrajz

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Elméleti alapok	3
2.1. Az iszapvulkánok jelentősége.....	3
2.2. Az iszapvulkánok elhelyezkedése	4
2.3. Az iszapvulkánok osztályozása kialakulásuk szempontjából.....	7
2.4. Az iszapvulkánok formája, szerkezete	9
2.5. Az iszapvulkánok morfológiája és kialakulása közötti kapcsolat	10
2.6. Iszapvulkánok megjelenése Romániában	12
2.7. Iszapvulkánok megjelenése a Berca-medencében.....	14
3. A kutatás céljai	18
4. Módszertani alapvetés	19
4.1. Adatgyűjtés és –feldolgozás	19
4.2. Az adatok elemzése	21
5. Eredmények	22
5.1. Az iszapvulkáni mezők területe.....	22
5.2. Iszapfeltörési pontok aktivitása	23
5.3. Iszapfeltörési pontok típusai	28
5.4. Az iszapvulkáni területen kialakult lefolyás-hálózat és részvízgyűjtők elemzése	35
5.5. Magassági adatok vizsgálata.....	43
6. Következtetések	48
7. Bibliográfia:	52

1. Bevezetés

Az iszapvulkánok kétségkívül a természet legszokatlanabb és legérdekesebb jelenségei közé tartoznak. Bár nevükben ott a vulkán, a magmával működő tűzhányóknak csupán megjelenésükben és felépítésükben a hasonmásaik, kialakulásukban és működésükben lényeges különbséget mutatnak. Legfőbb jellemzőjük, hogy folyékony iszapot bocsátanak ki magukból, mely a felszín alatti rétegekben levő túlnyomásnak köszönhetően kerül a felszínre szilárd, cseppfolyós és gázhalmazállapotú anyagok keverékeként [Deville et al., 2003; Plank et al., 2003; León et al., 2007; Silvia, C. et al., 2013]. Románia területén több helyen találkozhatunk iszapvulkánokkal, ezek közül a legnagyobbak a Buzău megyei Berca település mellett található Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkánok. Szokatlan „holdbéli táj” kinézetüknek köszönhetően évről évre számos turistát vonzanak környékükre. Területeik a laza szerkezet miatt folyamatos és gyors átalakulásnak vannak kitéve, így meglehetősen rövid időn belül is látványos változásokon mennek keresztül. Tanulmányunkban e két terület párhuzamos alakulását próbáltuk nyomon követni két egymást követő év (2018 és 2019) májusában végzett drónos felmérés alapján. Célunk a két iszapvulkáni terület működésében és formálódásában tapasztalt változások összehasonlítása.

Hasonló témában 2019-ben már született egy TDK dolgozat (*A Pâclele Mari iszapvulkán rövidtávú változásvizsgálata*; szerzők: Ilona Judit, Kacsó Péter, Kanyó Szilárd, Szabó Ákos), valamint 2020-ban egy BSc. szakdolgozat (*A Pâclele Mari iszapvulkánok felszínformáinak és ezek fejlődésének elemzése*; szerző: Ilona Judit). Ezekhez a korábbi munkákhoz képest jelen dolgozatunkban enyhén eltérő adatfeldolgozási módszereket alkalmaztunk annak érdekében, hogy a különböző évekből és területekről származó adatok egységes felbontásúak legyenek. Ez teszi lehetővé azt, hogy a Pâclele Mari területéről származó adatainkat összehasonlíthassuk a tőle alig 2 km-re fekvő Pâclele Mici iszapvulkánok adataival.

2. Elméleti alapok

2.1. Az iszapvulkánok jelentősége

Annak ellenére, hogy az iszapvulkánok jelentősége sokáig eltörpült a valódi vulkánokéhoz képest, az utóbbi évszázadban kutatásuk előtérbe került a tudományos körökben.

Az iszapvulkánok jelentősége sokrétű. Amellett, hogy önmagukban érdekes és változatos morfológiával rendelkező jelenségek, illetve az általuk létrehozott iszapos terület is ígéretes felszínformálódásra irányuló kutatásokra adhat lehetőséget, működésük és szerkezetük tanulmányozásával betekintést nyújtanak a Föld belső folyamataiba.

Már régen megfigyelték, hogy egyes iszapvulkánok kőolaj- és földgáz jelenlétéhez köthetők, és jól rámutatnak esetleges kőolajat és földgázt tartalmazó rétegek jelenlétére [Rakhmanov, 1984, Kopf, 2002 nyomán].

Ha a múltban is a maihoz hasonló intenzitással működtek az iszapvulkánok, akkor fontos szerepet játszottak és most is játszanak az elemek geokémiai körforgásában, például a szén természetes körforgásában [Kopf, 2002].

Az utóbbi időben megnőtt az érdeklődés a geológiai folyamatok során légkörbe kerülő üvegházhatású gázok (szén-dioxid, metán stb.) tanulmányozása iránt. Az iszapvulkánok az egyik legnagyobb természetes metánkibocsátó formák. Bár több kutatás is foglalkozott a kibocsátott gázok mennyiségének mérésével [pl. Etiope et al., 2002], globális szinten még nincs pontos adat arról, hogy ezek mennyiben járulnak hozzá a klímaváltozáshoz.

Tűzhányókhoz hasonlóan a jelentős méretű iszapvulkánok is veszélyeztethetik a közelükben élők életét. Nem egy példa volt már arra, hogy nagyobb kitörések emberi otthonokat és életet követeltek: a jávai Lusi iszapvulkán 2006-os kitörése például közel 40.000 ember kitelepítéséért volt felelős [Tingay, 2010]. Megfigyelésük és kutatásuk életet és otthonokat menthet meg a jövőben.

2.2. Az iszapvulkánok elhelyezkedése

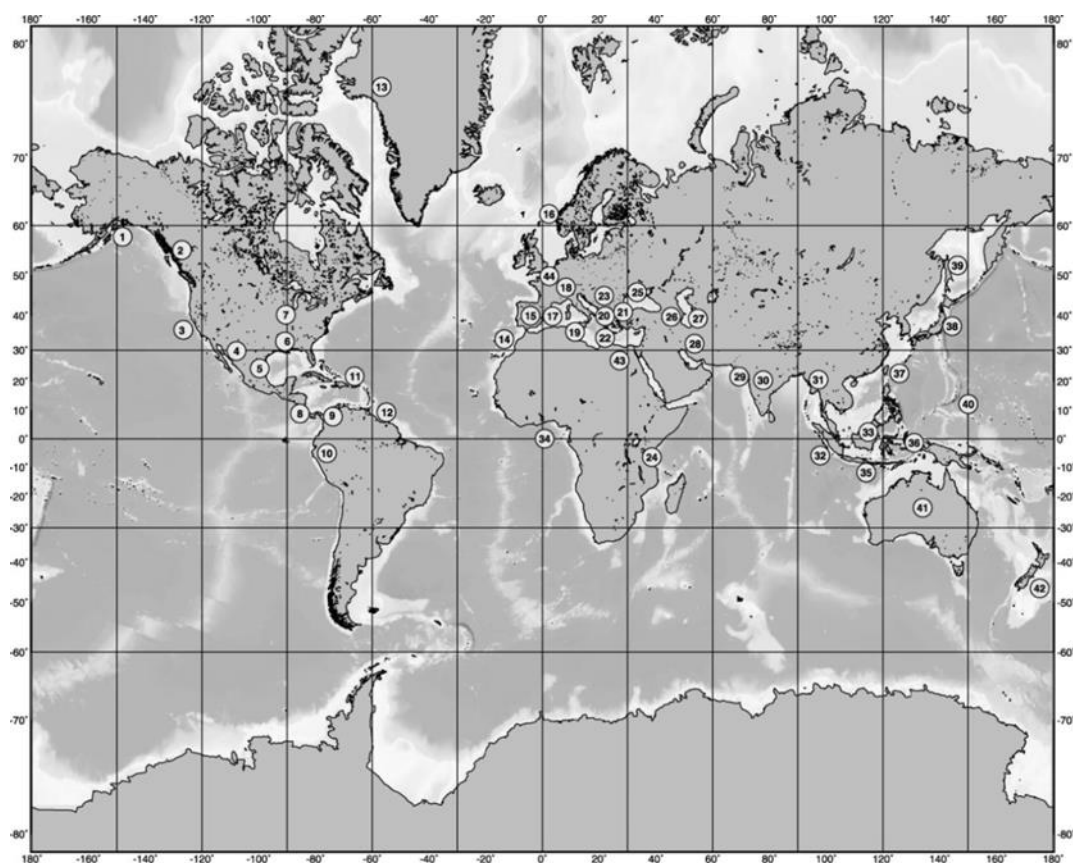
Előfordulásuk helye szerint kétféleképpen lehetnek az iszapvulkánok: szárazföldiek és víz alattiak. Több kutató is megbecsülte a Földön található iszapvulkánok számát. Szárazföldi iszapvulkánok 26 különböző európai, ázsiai, amerikai és óceániai országban lelhetők fel. Víz alatti iszapvulkánokkal találkozhatunk a Cádizi-öbölben, Földközi-tengerben, Norvég-tengerben, Fekete-tengerben, Kaspi-tengerben, Indiai-óceánban, Kínai-tengerben, Csendes-óceánban, Mexikói-öbölben, Karib-tengerben, és az Atlanti-óceánban. Az eddig számba vett szárazföldi iszapvulkánok száma több mint 2000, ehhez képest a tengerek és óceánok fenekén előforduló iszapvulkánok számát az eddig leírt kb. 300-hoz képest egyesek akár 5000-re is becslik [pl. Dimitrov, 2002]. Dimitrov (2002) 900 szárazföldi és 800 part közeli víz alatti formát, Etiope és Milkov (2004) 926 szárazföldi és 300 víz alatti part közeli vulkánt írt le. Továbbá Etiope (2015) hivatalos adatbázisában 652 szárazföldi iszapvulkánt tart számon. Az iszapvulkánok előfordulásának sűrűségéből megbecsülve Milkov (2000) a mélytengeri iszapvulkánok számát valahová 1000 és 100.000 közé teszi.

Ahhoz, hogy az iszapvulkánok létrejussanak, olyan közetrétegre van szükségük, amelyben megfelelő nyomás alakulhat ki a folyamat beindításához. Ilyen körülményeket a rétegek sűrűségi

inverziója tud előidézni, tehát az alsó közetrétegek sűrűsége kisebb kell legyen, mint a rájuk nehezedő felsőbb rétegeké. Erre olyan finomszemcsés (leggyakrabban agyagos), nem eléggé kompaktálódott kőzetek hajlamosak, amelyeket legalább 1 km vastagságú jobban kompaktálódott rétegek fednek [Kopf, 2002].

Iszapvulkánok nagyon sok helyen fellelhetők a Földön, de leggyakrabban az aktív konvergens lemezszegélyek mentére jellemzőek, ahol a folyadékokban gazdag üledékek elég gyors lerakódása megfelelő feltételeket biztosít ezek kialakulásához (1. ábra). A szubdukciós zónában a magas nyomás és hőmérséklet felhajtóerőként hat a folyadékokra és illékony anyagokra, mely instabillá változtatja a rétegeket. Ennek ellenére nem csak szubdukciós zónákban találkozhatunk iszapvulkánokkal. Kisebb mennyiségben más jellegű területeken is megjelennek, ahol gyors az üledékfelhalmozódás, mint például egyes folyók deltavidékén (pl. Amazonas, Mississippi) vagy sódiapírok környékén (pl. Mexikói-öböl) [Dimitrov, 2002]. Leggyakrabban gyűrődések, törésvonalak és vetők mentén, valamint antiklinálisok vízválasztóján jelennek meg főleg ott, ahol szénhidrogén képződés megy végbe.

Világszerte a legtöbb iszapvulkán az Afrikai-lemez és az Eurázsiai lemez ütközőzónájában található, ami magába foglalja Görögország déli részét, a Fekete-tengert, a Krími- és a Taman-félszigetet, Azerbajdzsán területét, a Kaszpi-tengert, Irán és Türkmenisztán területét, valamint a Makrán régiót Irán és Pakisztán területén [Kopf, 2002]. A legnagyobbak Azerbajdzsán területén találhatóak, ezeknek magassága akár a pár száz métert is elérheti, illetve több négyzetkilométernyi területet is elfoglalhatnak [Mazzani és Etiópe, 2017]. Ezen a területen nagyon gyors az üledéklerakódás, a képlékeny agyagos üledékek akár a 25 km vastagságot is elérhetik, és a területre jellemző az aktív gyűrődés, a vetők jelenléte, a szeizmikus aktivitás és nem utolsósorban a szénhidrogének jelenléte. Vulkánjai aktivitásában folyamatosan váltják egymást heves kitörések és csendes periódusok. Ilyenek például a Bolyuk Kyanizadag, Touragay (2a. ábra), Bolyuk Kharamy és Kalmas iszapvulkánok [Kholodov, 2002]. Itt annak a látványos jelenségnek is szemtanúi lehetünk, mikor a gázok folyadék és szilárd anyag hiányában magától begyúlnak, létrehozva egy akár több száz méter magas tűzoszlopot [Jevanshir, 1997], melyet örökégő tűznek hívunk (2b. ábra). Ilyenekkel Romániában is találkozhatunk Andreiașun (Buzău megye) [Sencu, 1985], Kissármáson (Maros megye) és Gagyban (Hargita megye) [Gál, 2010].



1. ábra Iszapvulkánok elhelyezkedése a Földön [Kopf, 2002]

1. Aleuti-árok és a Copper völgye (Alaszka); 2. Brit Columbia (Kanada); 3. Cascadia (Oregon és Washington); 4. Kalifornia és Nevada; 5. Mexikó és a Mexikói-öböl; 6. Texas, Mississippi és Louisiana; 7. Michigan-tó; 8. Costa Rica; 9. Kolumbia; 10. Ecuador; 11. Barbados; 12. Venezuela és Trinidad; 13. Grönland; 14. Marokkó; 15. Spanyolország; 16. Barents-, Északi- és Balti-tenger; 17. Alborán-tenger; 18. Nyugati-alpok, Appennin-hegység (Olaszország); 19. Szicília; 20. Peloponnészosz (Görögország) és Adriai-tenger; 21. Égei-tenger; 22. Földközi-tenger keleti része; 23. Románia; 24. Tanzánia; 25. Fekete-tenger, Kercs- és Krím-félsziget; 26. Kaukázus (Taman-félsziget, Grúzia és Azerbajdzsán); 27. Kaszpi-tenger; 28. Irán és Türkmenisztán; 29. Makrán régió és Pakisztán; 30. India; 31. Mianmar; 32. Szumátra és Jáva szigete; 33. Borneó, Brunei és Sabah (Malajzia); 34. Gosses Bluff-kráter (Ausztrália); 35. Timor (Kelet-Timor és Indonézia); 36. Irian Jaya (Indonézia) és Pápua Új-Guinea; 37. Tajvan; 38. Rjúkjú-árok, Nankai törésvonal és Japán-árok; 39. Szahalín-sziget; 40. Mariana-árok; 41. Ausztrália; 42. Új-Zéland; 43. Líbiai-sivatag (Egyiptom); 44. Hollandia.



2. ábra Azerbajdzsáni iszapvulkánok [képek forrása: Orhan R. Abbasov]

a. Touragay iszapvulkán; b. Otman-Bozdag iszapvulkán kitörése 2018. szeptember 23-án

2.3. Az iszapvulkánok osztályozása kialakulásuk szempontjából

Az iszapvulkánok és valódi vulkánok közti kapcsolatra már a 10. században felfigyeltek, melyet egy arab geográfus feljegyzései is bizonyítanak. Bár morfológiai jellemzőik és belső szerkezetük nyilvánvalóan hasonló, keletkezésük és működésük lényegesen eltér egymástól [Jevanshir, 1997]. Mivel az iszapvulkánok jelenlétét először intenzív vulkáni aktivitással jellemezhető területeken figyelték meg Szicíliában, Olaszországban és Izlandon, a működésüket is – nagyobb társaikhoz hasonlóan – a Föld belső erőinek tulajdonították. Később kimutatták, hogy ezeknek a formáknak a keletkezése szoros kapcsolatban áll a kőolaj- és földgázmezőkkel [Kholodov, 2002], így kutatásuk kiemelkedő szerepet kapott a szénhidrogén-tartalékok feltárásában [Rakhmanov, 1984 - Kopf, 2002 nyomán].

Napjainkban a legtöbb kutató [pl. Sencu, 1985] kialakulásuk szerint három csoportba sorolja az iszapvulkánokat:

- szénhidrogének jelenlétéhez köthető iszapvulkánok
- utóvulkáni tevékenységhez köthető iszapvulkánok
- földrengésekhez köthető iszapvulkánok

Szénhidrogének jelenlétéhez köthető iszapvulkánok keletkezésében az általános feltételekhez hozzáadódik a közetrétegekben található szerves anyagok bomlása. Ezek az iszapvulkánok vastag üledékrétegű medencékben jöttek létre, amelyekre gyors üledékfelhalmozódás jellemző (akár 1000 m/millió év az átlagos 100-200 m/millió évhez képest) [Jevanshir, 1997]. Az üledékben nyomás alakul ki, melyet a rétegekben felgyűlt folyadékok felhajtóereje okoz. Ehhez hozzájárulhat az üledékrétegek agyagban való gazdagsága és vízzáró vagy kevésbé vízáteresztő képessége [Deville, 2009]. Az agyagásványok átalakulása és a szerves anyagok termális bomlása során további folyadék és gáz halmozódik fel a pórusokban, mely túlnyomást eredményez. A magas pórusnyomás gátolja a közet kompaktálódását (az agyagnak akár 80%-os is lehet a porozitása – Kopf, 2002), és az így kialakult állapothoz még hozzáadódik a tektonikus mozgásokból, gyűrődésből eredő nyomás. Ennek hatására a nem kompaktálódott közetanyag, szénhidrogén és víz keverékéből álló rétegek felett repedések alakulhatnak ki. Ezek mentén – vagy más módon kialakult törésvonalakon keresztül – az iszap utat talál magának a felszín felé, magával ragadva kőzetdarabokat a többi rétegből. Ilyen szénhidrogének jelenlétéhez köthető iszapvulkánok Azerbajdzsán legnagyobb iszapvulkánjai, valamint a leglátványosabb romániai iszapvulkánok, a Pâclele Mari és Pâclele Mici.

Utóvulkáni tevékenységhez köthető iszapvulkánok aktív vulkanizmus területein jelennek meg többnyire alacsony, 1-2 méteres iszapkúpok vagy forró vizes medencék formájában. Ebben az esetben vulkanikus eredetű gázok (pl. szén-dioxid, kén-hidrogén) jelenlétének tulajdonítható a túlnyomás. Itt szénhidrogének csak kisebb százalékban jelennek meg, például a szicíliai Paternó iszapvulkán esetében (mely kapcsolatban áll az Etna aktív zónájával) a kiszabaduló gázok 85-99%-át a szén-dioxid teszi ki, míg csak 1-11%-át a metán, ellentétben egyéb olaszországi, szénhidrogének által táplált iszapvulkánokkal, ahol a metán dominál 95% feletti aránnyal [Martinelli, 2004]. A vulkanikus gázok talajvízzel vagy mélységi vizekkel (esetleg hévizekkel) keveredve egy enyhén savas oldatot hoznak létre, mely felfele tartó útja során megbontja az útjába kerülő kőzeteket és iszap formájában jut a felszínre. Hasonló vulkánok fordulnak elő többek között az Amerikai Egyesült Államokban, Indonéziában, Izlandon, Olaszországban és Romániában. A Kovászna központjában található Pokolsár (3. ábra) is ide sorolható.



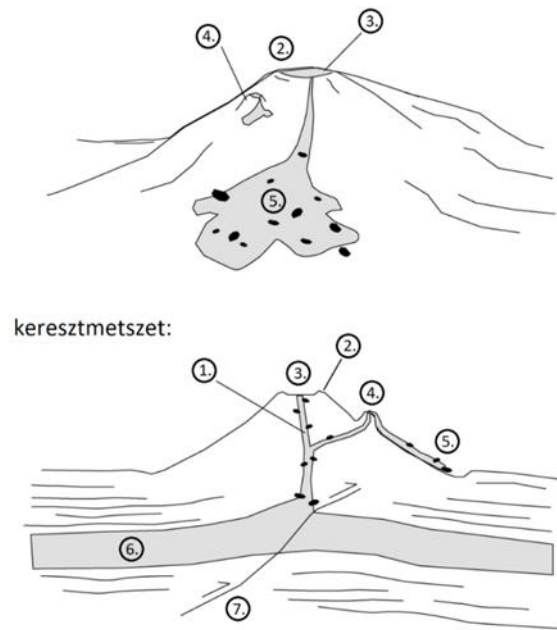
3. ábra Utóvulkáni tevékenységhez köthető iszapvulkán [kép forrása: Gál, 2010]
(Yellowstone Nemzeti Park, Amerikai Egyesült Államok)

Földrengésekhez köthető iszapvulkánok létrejöttéhez legalább 5,5–6-os erősségű földrengésre van szükség [Panahi, 2005 – Gál, 2010 nyomán], melynek során a szeizmikus hullámok hatására összepréselődik a talajvíz és a megfolyósodott kőzetdarabokkal illetve homokkal együtt a repedéseken keresztül felszínre kerül. A kifolyt anyag nem túl mélyről, maximum pár 10 méter mélységből származik. A földrengések már meglévő iszapvulkánokra is hatással lehetnek sokszor katasztrofális méretű kitöréseket eredményezve, mint például a fentebb említett jávai Lusi iszapvulkán 2006-os kitörése [Mazzini, 2007]. Ezt figyelembe véve nem meglepő, hogy Románia legnagyobb iszapvulkánjai Buzău megyében, a vráncsai földrengési zóna szomszédságában jöttek létre [Baciu és Etiope, 2005].

2.4. Az iszapvulkánok formája, szerkezete

Bár az iszapvulkánok mérete kisebb a valódi, magmatikus vulkánokénál, külső morfológiai jellemzőik és belső szerkezetük közt nyilvánvalóak a hasonlóságok. A kúpszerű kiemelkedő forma a rétegvulkánok alakját, míg az oldalán lefolyó iszap a lávafolyásokat juttatja eszünkbe. Az iszapkalderák is morfológiailag a valódi vulkánok kalderáinak mintáját követik: a pakisztáni Chandragup iszapvulkán például besüllyedt medencéjéből úgy emelkedik ki, mint egy lávadóm a lepusztult kaldera belsejéből [Bonini, 2012]. Annak ellenére, hogy minden iszapvulkán hasonló folyamat révén jön létre, alkotóelemei sokszor függenek a mérettől és az iszapvulkán komplexitásától, mivel a kisebb formáknál egyes elemek teljesen hiányozhatnak. Ennek tekintetében egy komplex iszapvulkán a következő elemekből épül fel (4. ábra):

- **kürtő** - az iszapvulkán főcsatornája, melyen keresztül az iszap a felszínre tör; ennek több kisebb átmérőjű elágazása is lehet;
- **csúcs** - keskenyebb kürtő esetében ennek külső pereme, amely legtöbbször a vulkán legmagasabb pontját képezi;
- **kráter** - szélesebb kürtő felszínre bukkanása, mely egy mélyedést hoz létre a csúcsrégióban - a kúp formájú iszapvulkánok esetében jellemző;
- **iszapos medence** - egy kráter, melyet híg iszap tölt ki;
- **grifonok** - a főkürtő kisebb elágazásainál létrejött kis kúpok vagy kráterek a csúcsrégió kívül, az iszapvulkán oldalán (tűzhányók esetében parazitakúp/kráter);
- **iszapkaldera** - a fő kráter besüppedéséből jön létre;
- **iszapfolyás** - a folyamatosan feltörő friss iszapos anyag szétterülése az iszapvulkán oldalain [Kopf, 2002].



4. ábra Az iszapvulkán részei [Kopf, 2002]

1. kürtő; 2. csúcs; 3. kráter; 4. grifon;
5. iszapfolyás; 6. forrásközet; 7. törésvonal

A kifolyt friss iszap lepelszerűen szétterül a csúcs/kráter körül, akár több ezer négyzetméternyi területet borítva be. A rétegek folyamatos egymásra rakódásával ez a terület alkotja a vulkán testét. Az iszap folyékony jellegét nagy víztartalmának köszönheti, amely a felszínre kerülve hamar elpárolog, így az iszap pár nap alatt kiszárad.

Az eddig ismert iszapvulkánok mérete széles skálán mozog: pár méteres magasságtól és átmérőtől többszáz méteres magasságig és több kilométeres átmérőig terjed [Jevanshir, 1997]. A legnagyobb megfigyelt tenger alatti iszapkúp a Mariana-árokban található és magasságban a 2 km-t, míg átmérőben a 30 km-t éri el [Kopf, 2002].

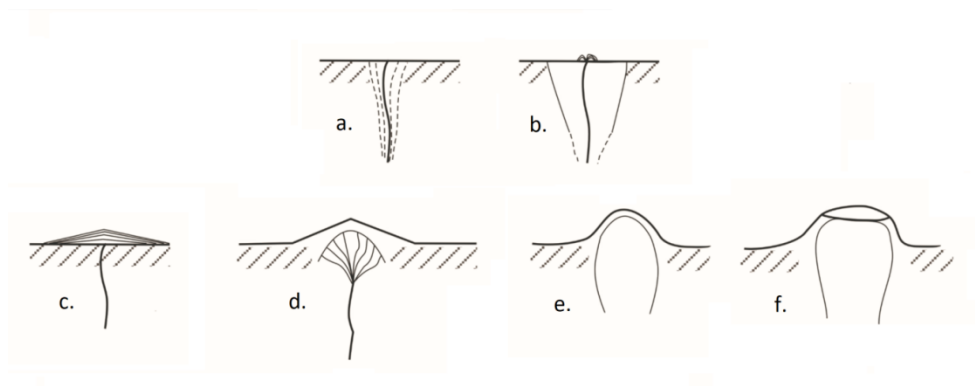
A kürtő mérete jelentősen befolyásolja a formák méretét. A kürtők a felszíni mérések alapján, 15-30 cm (pl. taiwani, olaszországi iszapvulkánok) és 2 m átmérők között mozognak, ám a Fekete-tenger környezetében szeizmikus felmérések során egyes kürtők tágabb, mélyebb szakaszain 1,5–3,5 km-es átmérőket is mértek [Ivanov et al, 1996, Kopf, 2002 nyomán].

Az iszapkúpok magassága és formája sok tényezőtől függ: az iszapot felszínre juttató pórusnyomás mértékétől, a kitörések gyakoriságától és jellegétől, valamint a kifolyt iszap viszkozitásától és homogenitásától. A magasabb pórusnyomás és a gyakoribb, hevesebb kitörések nagyobb formákat hoznak létre [Dimitrov, 2002]. Akárcsak a tűzhányók esetében, a viszkózusabb iszap magasabb és meredekebb falú formákat hoz létre, míg a több vízzel és kevesebb kőzetanyaggal rendelkező iszap laposabb medencéket alakít ki.

2.5. Az iszapvulkánok morfológiája és kialakulása közötti kapcsolat

Az iszapvulkánok külső és belső szerkezete, valamint kialakulásuk módja között szoros összefüggés van. Több kutató is foglalkozott már az iszapvulkánok felszín alatti szerkezetének feltérképezésével, iszapkamrák, kürtők beazonosításával. Különböző szeizmikus, geoelektromos és más terepi felmérések (pl. fúrások) eredményeiből próbáltak modelleket felállítani [pl. Accaino et al., 2007, Davies és Stewart, 2005, Gál, 2010, Mazzini et al., 2008].

Az iszapvulkánokat felszíni geometriájuk – és ezzel szoros kapcsolatban álló belső szerkezetük – alapján különböző kategóriákba lehet sorolni. Gál [2010] az Erdélyi-medence iszapvulkánjainak kutatása során 4 tipikus formát azonosított be: **iszapos medencét, iszapkúpot, iszap-dómot és iszap-kalderát**. Ezek a formák létrejöhetnek egymástól függetlenül, de ugyanakkor egymásból fokozatosan átalakulva is.



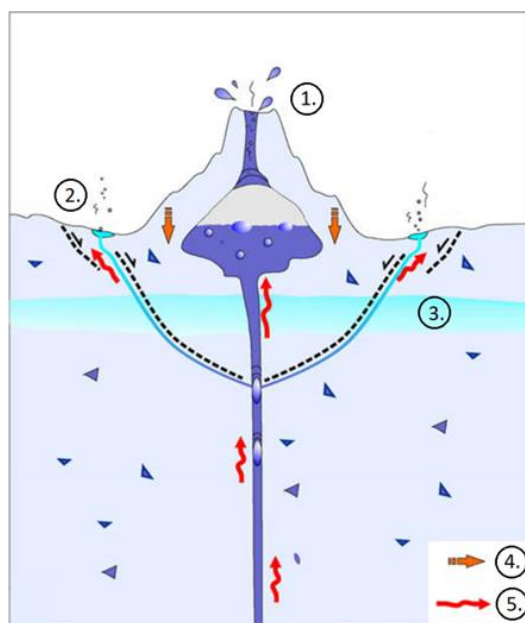
5. ábra Iszapvulkánok kialakulási fázisai [Gál, 2010]

Iszapos medencék (5.b ábra), akkor jönnek létre, amikor a felfele szivárgó iszap csak nagyon kis arányban tartalmaz szilárd szemcséket, így a folyékony anyag képes megbontani a kőzetet (5.a ábra) és fokozatosan szélesíteni a kürtőt. Mazzini et al. [2008] szerint az iszapos medencék sokszor grifonok lábánál jönnek létre. Ezt azzal magyarázza, hogy a grifonok környékén süllyed a terület, így repedések jönnek létre a felső rétegekben, melyek kapcsolatban állnak a grifon kürtőjével. A repedéseken keresztül a gázok felszabadulnak és a talajvízzel összevegyülve létrehozzák a tárgyalta formákat (6. ábra).

A sűrűbb feltörő anyag és szűkebb kürtő **iszapkúpot** eredményez (5.b, 5.c ábra). A felszínre kerülő iszap – viszkozitástól és összetételtől függően – különböző formájú és magasságú formákat hoz létre a rétegek folyamatos egymásra telepedéséből.

Ahogy egy iszapvulkán aktivitása csökken és működése lelassul, a megszáradt iszap elzárhatja a kürtőt, meggátolva útját a frissen feltörő iszapnak. Ez új kifolyási utat keresve bonyolult kürtő-rendszert alakít ki az iszapvulkán alatt (5.d ábra). A kürtő-rendszerben a különálló csatornák egy idő után egybeolvadhatnak egy nagy iszapkamrát létrehozva, mely felboltozza a felette levő rétegeket, és a felszínen is észrevehető domború alakzatot, **iszap-dómot** formál (5.e ábra).

Tűzhányókhoz hasonlóan nagyobb hirtelen kitörés hatására beszakadhat az iszapforma **iszap-kalderát** létrehozva (5.f ábra). Ahhoz, hogy kaldera kialakuljon, nem feltétlenül szükséges a felszínközeli iszapkamra jelenléte. Ha a vulkáni kúp alatt bonyolult kürtőrendszer alakult ki, eléggé instabil tud lenni ahhoz, hogy egy idő után beszakadjon [Davies és Stewart, 2005].



6. ábra Iszap-kaldera kialakulási fázisai [Davies és Stewart, 2005]

1. grifon; 2. iszapos medence; 3. talajvízréteg; 4. süppedés iránya; 5. folyadékok és gázok közlekedési iránya

2.6. Iszapvulkánok megjelenése Romániában

Romániában több régióban is találkozhatunk iszapvulkánokkal, ilyenek például a Bodzai-Előkárpátok, az Erdélyi-medence peremvidéke, az Erdélyi Mezőség, a Moldvai-fennsík és Olténia. A felsorolt térségek iszapvulkánjai közül szinte mindegyik köthető szénhidrogén telepekhez [Gál, 2009, 2010], és legtöbbször diapír-, dómszerkezeteken vagy antiklinálisokon jelennek meg [Peahă, 1965].

Az iszapvulkánok jelentőségének felértékelődése Romániában szorosan kapcsolódik gáz- és kőolaj lelőhelyek felfedezéséhez. Így az addig csak különleges természeti jelenségnek tartott iszapvulkánoknak gazdasági szerepük is lett. Országunk legnagyobb iszapvulkánjai, a Pâclele Mici és Pâclele Mari (7. ábra) az utóbbi időben kezdtek a turizmus egyik meghatározó célpontjaivá válni [Dicu, 2005], hiszen a táj, amit ezek a jelenségek létrehoznak, Romániában egyedi és páratlan.

A Bodzai-Előkárpátokban az előbb említett két iszapvulkáni terület mellett – melyekről a későbbiekben lesz részletesebben szó – több kisebb formát is leírtak Berca, Arbănași, Colțeni, Tulburea és Bădila helységek környékén. Ezek megjelenése szénhidrogénekhez kötődik.



7. ábra Pâclele Mari iszapvulkán, Bodzai Előkárpátok [saját felvétel]

Egyéb szénhidrogénekhez kötődő iszapvulkánok nagy számban megjelentek az Erdélyi-medencében is. Ezen belül jelen vannak Fehér megyében például Aranyosmohácson, Dombródon, Nagyenyeden, Magyarbecén, Farkastelkén, Szászcsanádon, stb.; Szeben megyében például Sorostélyon, Hásságon, Ladamoson, Felsőgezésen stb.; Hargita megyében például Székelykeresztúr környékén (pl. Fiafalva, *8.2 ábra*), a Nyikó mentén (pl. Kobátfalva, Nyikómalomfalva, Székelyszentmihály); Maros megyében az Erdélyi Mezősége (pl. Mezőszengyel környékén); Brassó megyében Homoródon (*8.1 ábra*), valamint Beszterce-Naszód megyében például Monoron. Létrejööttük szorosan kapcsolódik vetőkhöz, illetve gázdómokhoz. Ezek közül egy sem olyan látványos, mint a Bodzai-Előkárpátokban megfigyeltek, általában csak egy mocsaras terület jelzi jelenlétüket, pár négyzetméter kiterjedésűek, és az iszapot gázbuborékok kíséretében bocsájtják ki, valamint olykor kúpokot hoznak létre [Sencu, 1985].



8. ábra Iszapvulkánok az Erdélyi-medencében [képek forrása: Gál, 2010]

1. Homoródi iszapvulkán; 2. Fiafalvi iszapvulkán

További iszapvulkánokat találhatunk a Moldvai-fennsíkon ugyancsak a gázkiömléseknek köszönhetően. Ezek olyan területekhez kötődnek, ahol eróziós folyamatok felszabdalták a gáztelepeket magába foglaló vízzáró rétegeket. Megjelenésében hasonlóságokat mutatnak az Erdélyi-medencében található társaikkal: leggyakrabban kis mélyedések, melyek vízzel vagy iszappal vannak tele, és az ezekben feltörő kis buborékok jelzik a gázok jelenlétét. Ezek a gázok főleg metángázból állnak, melyek Peahă [1965] szerint bomlási folyamatokból származnak. Ilyen iszapvulkánokról Iași megyében készültek feljegyzések Țigănași, Gârdești, Ceplenița, Corni és Hârlău települések környékén [Simionescu, 1903; Enculescu, 1911; Sevastos, 1914, Sencu, 1985 nyomán].

Iszapvulkánok jelen vannak még Olténiában is a Géta-Szubkárpatokban Sărulești, Glodeni, Alimpești, Zorlești stb. települések környékén, amelyek többnyire az antiklinálisokba zárt szénhidrogének felszínre törésének eredményei [Peahă, 1965].

Az utóvulkáni tevékenységből származó iszapvulkánokat főleg a Keleti-Kárpátok belső, vulkanikus övének déli térségeiben figyeltek meg, ilyen például a Pokolsár Kovászna város központjában, de hasonló jelenséget írtak le több helyen is a Felső-Háromszéki-medencében, például Torján, Hatolykán és Kézdioroszfalun (ma Kézdivásárhely területe) [Bányai, 1932].

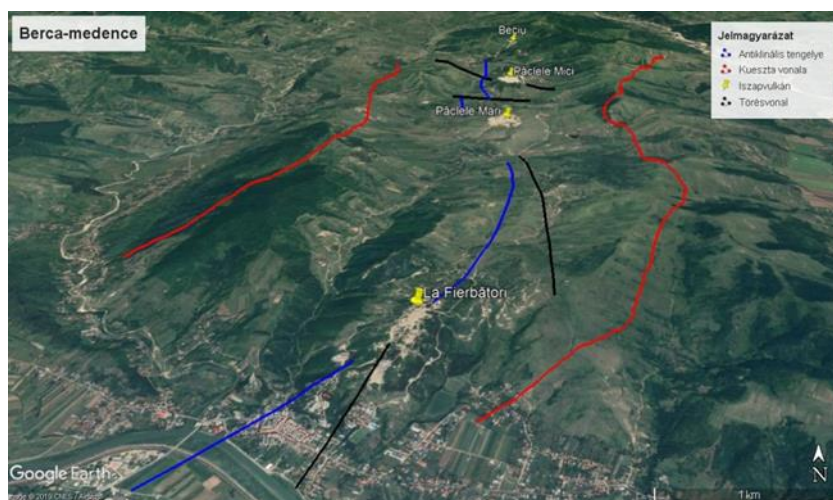
1977-ben a 7,2-es erősségű földrengés után egy egész sor földrengésekhez köthető iszapvulkán jelent meg. Ezeket a vetősíkok mentén található Tulburea, Ursoaia és Tega települések közelében, valamint a Pănătaului- és Muscelului medencékben figyelték meg.

Ezek a különleges természeti jelenségek megmozgatták a hagyományos népi kreativitást. A formák elnevezései olyan tulajdonságokra utalnak, melyek az illető iszapvulkánokat jellemzik. Ilyen például a „*pâcle*”, „*sărături*” és a „*fierbători*” román nyelvű elnevezések. Az iszap nagy sótartalma és a formák környékére jellemző sókicsapódás eredményezte a „*sărături*” (sós kicsapódás, *sare* = só) elnevezést. Ez is arra utal, hogy az iszap forrásrétege kapcsolódik a szénhidrogének kialakulásához, és ennek telepvizéből táplálkozik [Sencu, 1985]. A „*fierbători*” (*fierbe* = fő) kifejezés a gázbuborékokra utal, melyeknek köszönhetően az iszap olyan, mintha állandóan forrásban lenne [Sencu, 1985]. Az elnevezések között még megjelenik a „*selymék*” magyar kifejezés, mely feneketlen tavat jelent. A név a helyi megfigyelőktől inspirálódott, akik tanúi lehettek annak, ahogy állatok – vagy akár emberek – belefulladtak az iszapba [Gál, 2010].

2.7. Iszapvulkánok megjelenése a Berca-medencében

Országunk iszapvulkánjainak legnagyobb és leglátványosabb képviselői a Bodzai-Előkárpátokban találhatóak a Buzăutól északnyugatra elhelyezkedő Berca-medencében. Ezek

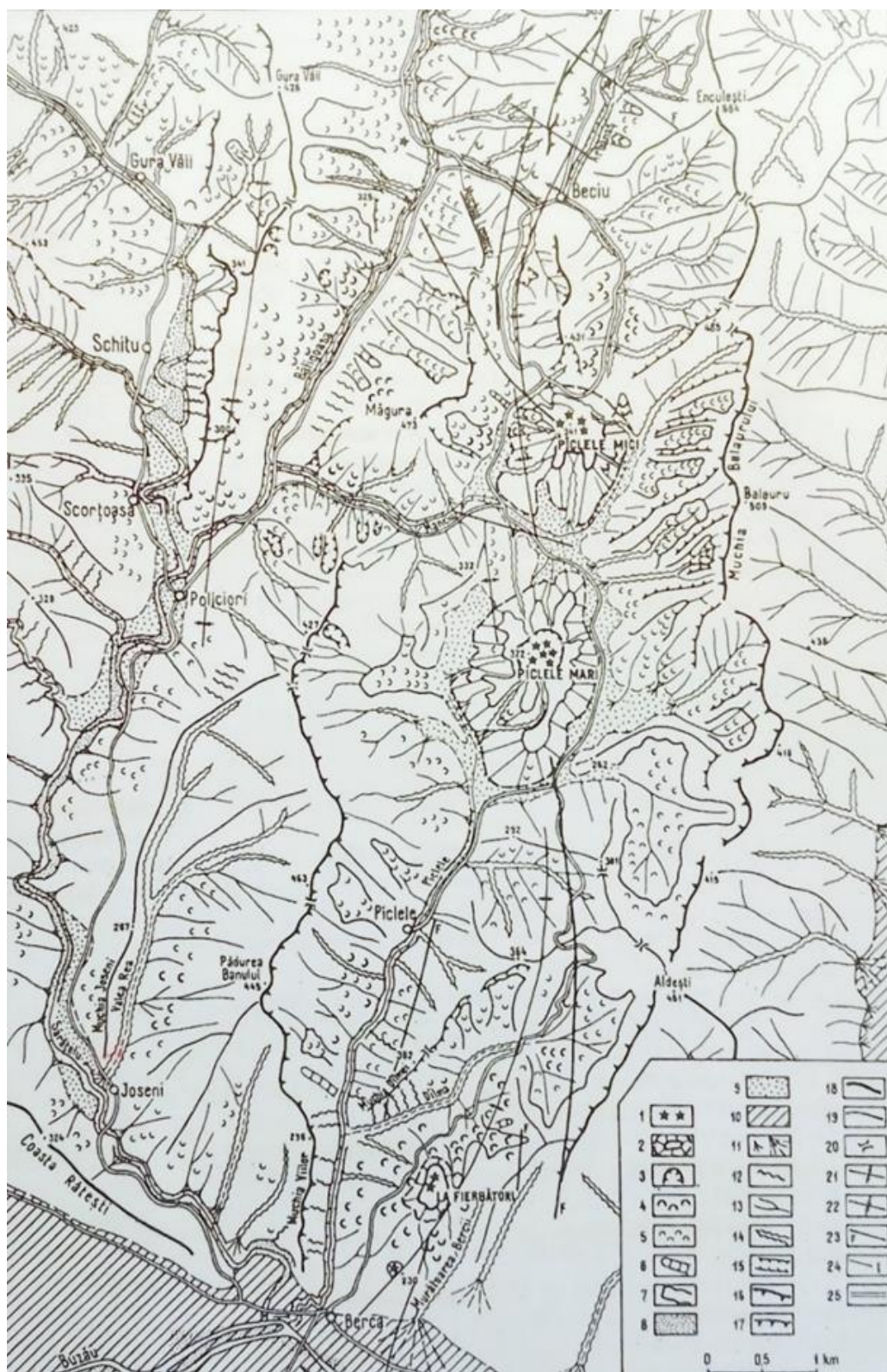
négy területre összpontosulnak – „Pâclele Mari”, „Pâclele Mici”, „Pâclele de la Beciu”, „La Fierbători” – melyek a Berca-medencét alkotó, lepusztult antiklinális tengelye mentén hosszanti, közel É-D-i irányban helyezkednek el (9. ábra).



9. ábra A Berca-medence és az iszapvulkánok elhelyezkedése
[forrás: Google Earth kivágat, saját szerk.]

Ez a térség két tektonikus lemez ütközőzónájában található: a nehezebb Fekete-tengeri-lemez az Erdélyi-lemeztöredék alá bukik kedvező környezetet hozva létre az iszapvulkánok megjelenéséhez. A Berca-medence üledékes kőzeteit is e szubdukciós folyamat során létrejött gyűrt szerkezet jellemzi. Tulajdonképpen a Berca-medence egy korábbi antiklinális (redőboltozat) helyén vágódott be. Az üledékes kőzetrétegek hosszú idők során való lepusztulása domborzati inverziót alakított ki. Az antiklinális tengelye mentén nyomás hatására repedések jöttek létre, így a mélyen fekvő, túlnyomásban levő szénhidrogének és kőzetanyagok utat találtak maguknak a felszín felé. Az így létrejött képződmények elhelyezkedése sem véletlenszerű: geomorfológiai térképen jól látható, hogy az iszapvulkánok egy sort alkotnak a korábban létrejött hosszanti és keresztirányú repedések mentén (10. ábra).

A Berca-medence iszapvulkánjai változatosságot mutatnak a működésükben is. Aktivitásuk többnyire visszafogott, viszont ritkán erőteljesebb kitörési hullámokat is megfigyelhetünk [Baciu és Etiope, 2005]. Ahogy arról már korábban szó volt, a feltörő iszap változó arányban tartalmaz vizet, ez pedig változatos viszkozitást eredményez. Ha nagyobb a víz részaránya, az iszap kevésbé lesz viszkózus, így az iszap nagy területen képes elterülni, kiszorítva ezáltal a növényzetet a környezetéből. Ha a kitörési (kiömlési) hullám alábbhagy, vagy csökken a víz részaránya, akkor a korábban iszappal beborított területekre képes visszatérni a növényzet.



10. ábra A Berca-medence geomorfológiai térképe [ábra forrása: Sencu, 1985]

1. Iszapvulkánok; 2. Iszapvulkáni plató; 3. Szakadással; 4. Aktív földcsuszamlás; 5. Viszonylag stabil földcsuszamlások; 6. Iszapfolyás; 7. Deráziós völgy; 8. Allúvium; 9. Nagy völgyek alluviális-kolluviális lerakódásokkal; 10. Folyami teraszok; 11. Hordalékkúp; 12. Eróziós árkok; 13. Vízmosások; 14. Torrensek; 15. Meredek part; 16. Fő kueszta, 17. Másodlagos kueszta, 18. Legömbölyített fő-gerincek; 19. Másodlagos legömbölyített gerincek; 20. Nyergek; 21. Antiklinális tengely; 22. Szinklinális tengely; 23. Törésvonal; 24. Szelvény vonala; 25. Utak

Ezzel egyidőben a sűrűbb iszap – a területbeli növekedéssel ellentétben – az iszapvulkáni kúp vertikális, magasságbeli „építkezését” segíti elő. Ezek a felszíni változások a mélyben lejátszódó erők intenzitására engednek következtetni. Továbbá, ha egy képződmény már egyáltalán nem aktív, akkor a külső erőknek, tehát a folyamatos erózióknak lesz kitéve. Az inaktív felszínen látványos eredményét fedezhetjük fel a csapadék eróziójának. A csapadékvíz a kúp tetejétől lefelé haladva sugár irányú barázdákat hoz létre, melyek tovább fejlődnek, egyesülnek és meanderező árkokat hoznak létre. Ezen építő és koptató folyamatok együttesének köszönhetően iszapvulkánjaink felszíne és mérete évről évre rengeteget változik, így láthatjuk, hogy az élettelennek tűnő holdbéli táj nagyon is „él”.

A Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkánokat tanulmányozva Brustur [2015] az itt fellelhető formákat morfológiai szempontból három típusba sorolja: **iszapkúp**, nagykiterjedésű **iszapfolyás** (lebeny) és **iszapos medence**.

Egy **iszapkúp** is ölthet különböző formát: lehet pontszerű kúp, oldalsó kúp vagy inaktív kúp. Pontszerű kúp esetén klasszikus működést figyelhetünk meg, az iszap a csatornából akadálytalanul jut a felszínre. Ennek a csatornának az elzáródása eredményezheti az oldalsó csatornák létrejöttét, melyek kialakítják az oldalsó kúpokokat. Ha minden csatorna elzáródik, a kúp inaktívvá válhat. Az elzáródást az iszap viszkozitásának vagy a gázok nyomásának változása eredményezheti.

Az iszapkúpok falán szétterülő **iszapfolyások** egyszerre akár több irányba is lefolyhatnak, és idővel irányuk megváltozhat. A folyamatos iszaplerakódás rétegeket hoz létre, melyek tanulmányozása során akár az iszapvulkán aktivitásának különböző időszakait is elkülöníthetjük. Az iszapfolyások által létrehozott nagy kiterjedésű formák a platók.

Az **iszapos medencéknél** esetenként megfigyelhető, hogy a medencében felgyűlt sűrűbb iszapban az alacsonyabb viszkozitású iszap csak néhány ponton tör a felszínre.

2010-ben Brustur (2015) a Pâclele Mici területén 37 különböző formát térképezett fel (10 iszapkúpot és 27 iszapos medencét), a Pâclele Mari területén pedig 64-et (9 iszapkúpot, 1 iszapfolyást és 54 iszapos medencét).

A Berca-medencére jellemző növényzet is sajátos. A térség az erdős sztyepp nyugati határát képezi, és olyan jellegzetes halofita fajok fordulnak itt elő, mint a *Nitraria schoberi*, valamint a pusztai árvalányhaj (*Stipa pennata*). Gyakoriak a perjefélék (*Agropyron pectiniforme*, *Chrysopogon gryllus*) és a virágos növények közül a tavaszi hérics (*Adonis vernalis*) és a pusztai meténg (*Vinca herbacea*). Az iszapvulkánokat szegélyező területeken megjelenik a molyhos tölgy (*Quercus pubescens*) és a különböző cserjefélék, mint például a keleti gyertyán

(*Carpinus orientalis*), sárga cserszömörce (*Cotinus coggygria*), virágos kőris (*Fraxinus ornus*) és a közönséges orgona (*Syringa vulgaris*) [Sencu, 1985]. A biológiai sokféleséget alapvetően a Kárpátok vonulata határozza meg, viszont nagy befolyással rendelkezik a keleti kontinentális hatás, illetve a Fekete- tenger hatása is. Így három biogeográfiai régió tulajdonságait fedezhetjük fel: az erdős sztyepp, az alpesi és a kontinentális régiókat [Andrašanu, 2010].

A térség többszörös védettségben részesül. A Berca-medencei iszapvulkánok a környék számos egyedi geológiai formái között a Buzău Geopark terv részét képezik. A Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkánok 1955 illetve 2000 óta természeti rezervátumnak számítanak (a veszélyeztetett fajok élőhelyeinek védelmét biztosító IUCN-IV kategóriába tartoznak), valamint mindkét terület 2007 óta egy nagyobb Natura 2000-es Élőhelyvédelmi terület részét képezi [Melinte-Dobrinescu, 2016; eunis.eea.europa.eu].

3. A kutatás céljai

A Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkáni területek felszíne folyamatos átalakulás alatt áll: gyors az épülés, ugyanakkor a formák laza szerkezete miatt a pusztulás is hasonló ritmusú. Dolgozatunkban azokat a változásokat szeretnénk bemutatni, melyeket egy év leforgása alatt észleltünk a két vizsgált iszapvulkánon. Kutatási területeink nagyon közel esnek egymáshoz, működésüket feltehetőleg sok közös faktor befolyásolja. Ebből kifolyólag érdekesnek találtuk összehasonlítani a két iszapvulkán fejlődési irányát, és választ keresni arra a kérdésre, hogy aktivitásuk vajon párhuzamosan erősödik/gyengül, vagy egymástól függetlenül fejlődnek.

Kutatásunk alapadatait két különböző évben, 2018-ban és 2019-ben készült drónos felvételekből generált ortofotók és terepmodellek képezték. Bár a technika fejlődésének és megfelelő módszerek alkalmazásának köszönhetően az ilyen jellegű felmérések egyre pontosabb adatokkal szolgálnak, néhány szempontból ezek a felvételek mégsem nyújtanak olyan részletes és pontos adatokat, mint egy terepi felmérés. Ezt figyelembe véve olyan jellemzők részletezésére és számszerűsítésére fektettünk hangsúlyt, melyek jól követhetőek a drónnal készült felvételeken. Ilyen például a területen található működő, valamint jelenleg inaktív iszapfeltörési pontok számba vétele, típusának meghatározása és aktivitásának elemzése. Ezen kívül egy automatikusan létrehozott lefolyás-modell segítségével a terület hidrográfiai tulajdonságait is elemeztük, megfigyelve az így kialakult időszakos vízhálózat tulajdonságait és ezek kapcsolatát a feltörési pontokkal. Az iszapvulkánok működésének lényeges jellemzői a felszín alatt végbemenő jelenségek is. Területükön gyakran megfigyelhető egy lassú emelkedés (felboltozódás) vagy

süllyedés, a Pâclele Mici és Mari területén azonban nem végeztek erre vonatkozó kutatásokat. Terepmodelljeinken ilyen jellegű folyamatra utaló jeleket is kerestünk.

4. Módszertani alapvetés

4.1. Adatgyűjtés és –feldolgozás

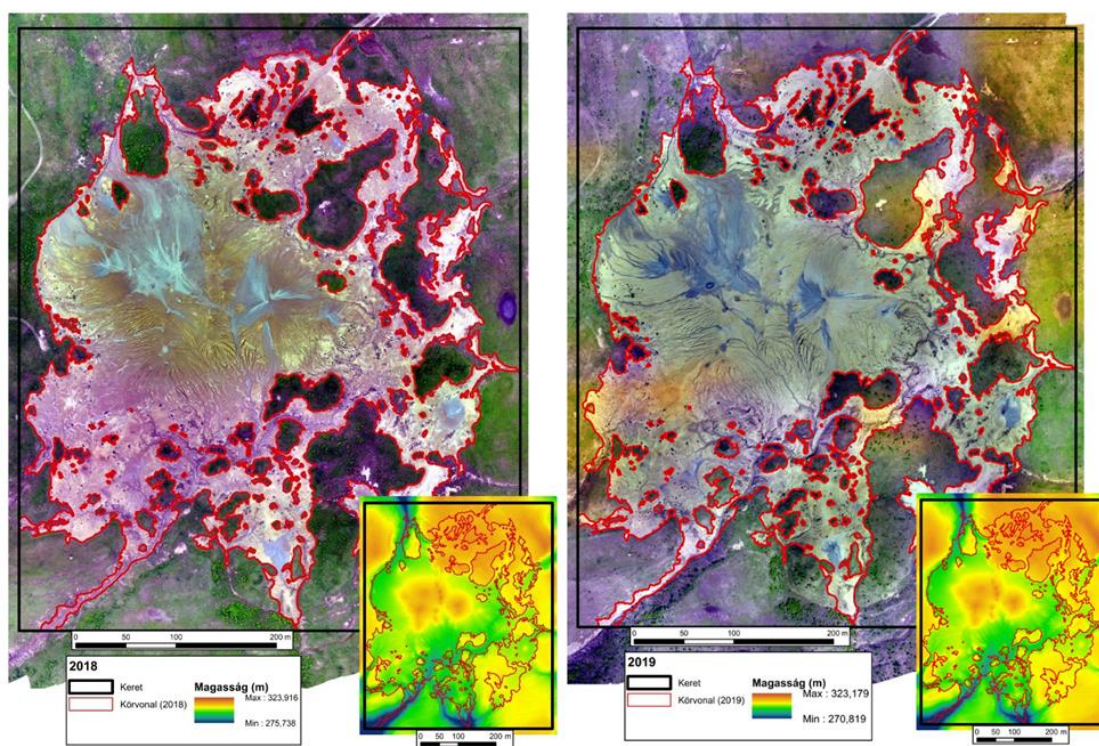
Elemzéseinkhez két egymást követő év (2018 és 2019) májusában készült drónos felvételeket használtunk fel. A felvételek a Cholnoky Jenő Földrajzi Társaság *DJI Phantom 3 Advanced* típusú drónjával készültek 80 méter magasságból, repülési irányban 80%-os, oldalirányban 70%-os átfedéssel (a két évben 215 és 298 felvétel készült a Pâclele Mici területéről, valamint 294 és 334 felvétel a Pâclele Mari területéről). Ezek később az *Agisoft PhotoScan Professional* fotogrammetriai alkalmazásban kerültek feldolgozásra, ahol mindkét év adataiból egy-egy ortofotót és terepmodellt generáltunk.

Annak érdekében, hogy pontosabb adatokat kapjunk, a felmérések során 5 kontrollpontot használtunk, melyek helyzetét meghatároztuk egy nagy pontosságú GPS-szel (*Stonex RTK GPS*). Ezek a pontok meg lettek jelölve a terepen, látszanak a felvételeken, és adataik be lettek táplálva az *Agisoft PhotoScan Professional* programba a felvételek feldolgozása közben. Az ortofotók és terepmodellek vízszintes pontossága elég jónak bizonyul kontrollpontok nélkül is, ezek viszont jelentősen javítanak a függőleges pontosságon, vagyis a magassági adatok hitelességén.

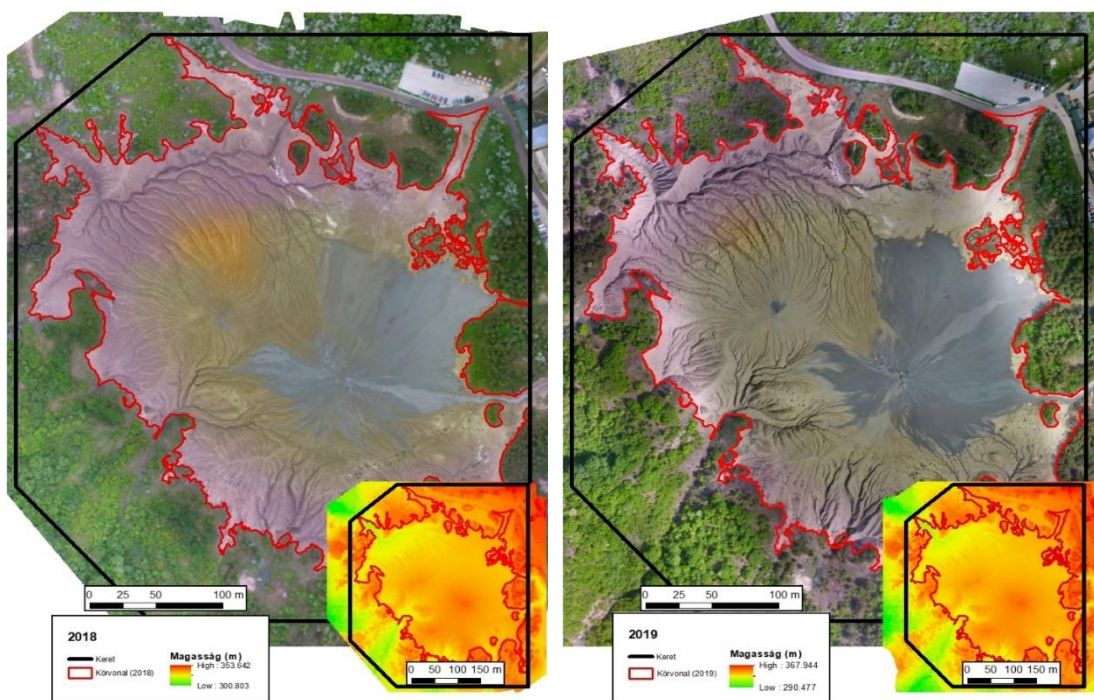
Mivel az ortofotókat a továbbiakban csak vizuálisan terveztük elemezni, ezek felbontásán nem változtattunk (az értékek minden esetben 3–4 cm közé esnek). A terepmodellek esetében azonban szükséges volt egységes felbontást beállítani, mivel ezeket a későbbiekben további származtatott állományok alapjául használtunk föl. Emiatt a 2018-as és 2019-es terepmodellek felbontását egyaránt 4 cm-re állítottuk be úgy, hogy a cellák is pontosan fedjék egymást. A terepmodellek RMSE¹ hibái minden esetben 3-7 cm közé esnek. A különböző évek felvételeinek feldolgozásai a 11. és 12. ábrán láthatóak.

A Pâclele Mari területére vonatkozó adatainkat 2019 nyarán a 2018-19-es tanév első éves földrajz- és területfejlesztés szakos diákjainak segítségével egy terepi felméréssel egészítettük ki. Ekkor 125 feltörési pontot rögzítettünk, melyekről fényképeket és adatlapokat készítettünk. Ez a felmérés pontosabb adatokkal egészítette ki a fotogrammetriai módszerekre alapozott megfigyeléseinket.

¹ RMSE (Root Mean Square Error, átlagos négyzetes hiba gyöke): a pontosság mérésére alkalmazott mutató; minél jobban közelít az RMSE értéke a 0-hoz, annál jobb a pontossága a vizsgált modellnek



11. ábra A Pâclele Mari ortofotója és terepmodellje 2018-ban (bal) és 2019-ben (jobb)



12. ábra A Pâclele Mici ortofotója és terepmodellje 2018-ban (bal) és 2019-ben (jobb)

4.2. Az adatok elemzése

Az ortofotókon és terepmodelleken végzett elemzéseinkhez az ArcGIS térinformatikai szoftvert használtuk. Mivel a különböző években készült feldolgozások kiterjedése enyhén különbözik, mindkét területen meghatároztunk egy-egy keretet, ami magába foglalja az iszapvulkáni mezőket (11., 12. ábra: keret). A továbbiakban ezeken a kereteken belül végeztük elemzéseinket.

Iszapvulkáni mezőnek a növényzetmentes területet tekintettük, melyet az ortofotókról digitalizáltunk be. Az évek közötti viszonylag kis különbségek miatt – az egyszerűség kedvéért – a két év adatait összehasonlító elemzések ábrázolásánál az iszapvulkáni területek 2019-es körvonalait használtuk.

A különböző aktív és inaktív iszapkifolyási pontok helyzetét az ortofotók, egy 20 cm alapszintközű szintvonal-állomány és egyes esetekben a létrehozott lefolyás-hálózat segítségével határoztuk meg.

Hidrográfiai elemzéseinket az ArcGIS eszköztárába beépített *Toolbox*→*Spatial Analyst Tools*→*Hidrology* mappában lévő eszközök segítségével végeztük.

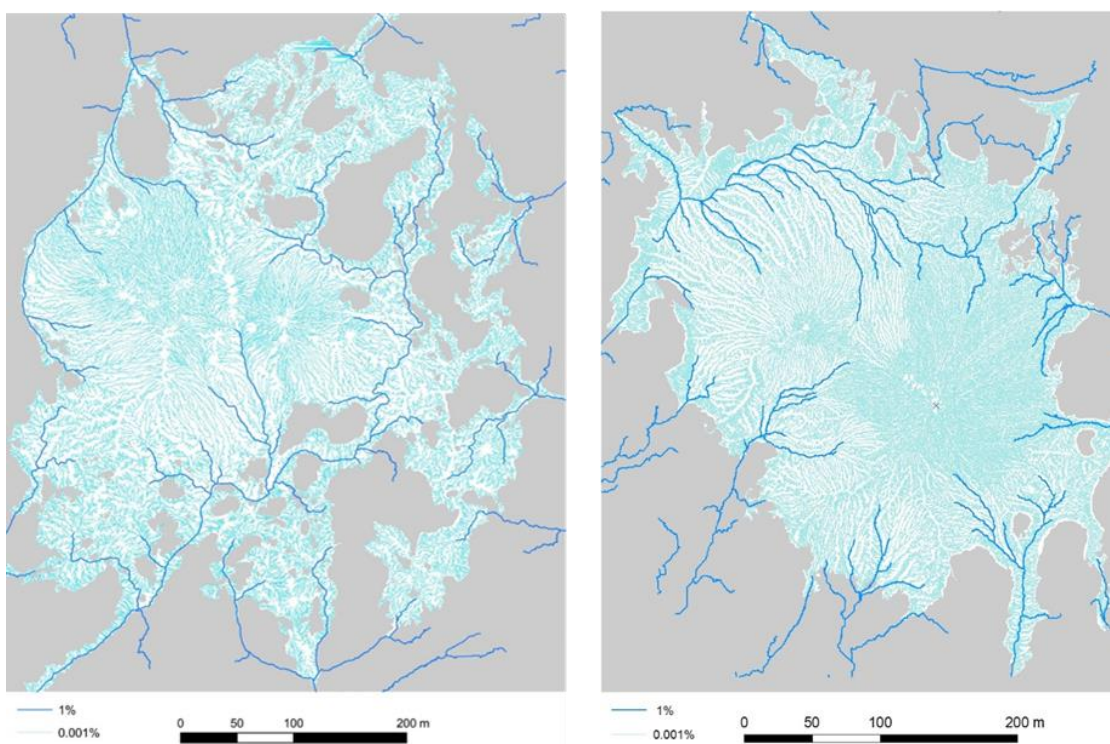
Először a terepmodellek esetleges hibáinak javítására a *Fill* műveletet használtuk, majd egy lefolyási irány (*Flow Direction*), ebből pedig egy lefolyási felhalmozódás (*Flow Accumulation*) térképet hoztunk létre. Attól függően, hogy milyen sűrű időszakos lefolyás-hálózatot szeretnénk volna létrehozni, *Flow Accumulation* térképünkhöz a *Raster Calculator* eszközzel egy határértéket állítottunk be. Bár Maidment [2002, Ariza-Villaverde et al., 2015 nyomán] a *Flow Accumulation* térképen szereplő legmagasabb érték 1%-át ajánlja határértéknek, Ariza-Villaverde et al. [2015] bebizonyítja, hogy ez az érték a DEM felbontásának és a vízhálózat sűrűségének függvénye.

Esetünkben az 1%-os határértékkel túl gyér lefolyáshálózatot kaptunk (egyes ábrákon jobb áttekinthetőség érdekében mégis ezt tüntetjük föl). Annak érdekében, hogy a barázdák is megfelelően kirajzolódjanak, végül a 0,001% határértéket választottuk, ami a Maidment [2002, Ariza-Villaverde et al., 2015 nyomán] által ajánlott határérték ezrede (13. ábra).

Ezután a *Stream Order* eszközzel a vonalas formák rangját határoztuk meg Strahler osztályozása szerint (a rangok 1-től 8-ig terjednek a Páclele Mari esetében és 1-től 12-ig Páclele Mici esetében) majd a *Stream to Feature* eszközzel ezeket a raszteres adatokat vektorossá alakítottuk át. A Basin művelettel lehatároltuk a kereten belüli részvízgyűjtőket, majd leválogattuk közülük azokat, melyek kapcsolatban állnak az iszapvulkáni mezővel.

Terepmodelljeinket arra is felhasználtuk, hogy kimutassuk a vizsgált terület esetleges felboltozódását/süllyedését. Ehhez a *Raster Calculator* eszközzel kivontuk a 2019-es magassági adatokból a 2018-as adatokat, így egy különbség-térképet kaptunk. Ahol pozitív értékeket kaptunk, ott 2019-ben magasabb volt a felszín, a negatív értékek helyén pedig 2019-ben alacsonyabb volt a felszín az előző évhez képest.

Amint korábban utaltunk rá, fotogrammetriai módszerekkel nyert adataink nem adják vissza teljes mértékben egy terepi felmérés pontos részleteit. Egy ortofotóból nem tudunk annyi információt kiolvasni az iszapvulkánok aktivitásáról, mint egy terepi felmérés során tennénk. Az ortofotók és terepmodellek viszont egy jóval átfogóbb képet nyújtanak területünkről, ezért a továbbiakban ennek megfelelően értelmezzük eredményeinket.



13. ábra A Pâclele Mari (bal) és Pâclele Mici (jobb) területén különböző (1 és 0,001%) határértékekkel generált lefolyás-hálózat (2019-es DTM alapján) [saját szerk.]

5. Eredmények

5.1. Az iszapvulkáni mezők területe

A Pâclele Mari és Pâclele Mici iszapvulkáni területek körvonalai évről évre enyhén változnak. Ha az aktivitás felerősödik, egyre nagyobb területet terítenek be a friss iszapfolyások, gyengüléskor viszont növénytakaró borítja be a területet. Ebbe a folyamatba beleszól a csapadék eróziója is, ami ugyancsak növelheti a területet azáltal, hogy a barázdák és árkok egyre

mélyülnek és szélesednek, felemésztve a kis növényzet-szigeteket és kijebbe tolva a peremeket. Meg kell jegyeznünk, hogy az általunk alkalmazott módszerekkel nem tudjuk megállapítani, hogy pontosan meddig terjednek a korábbi iszapfolyások, és hol van már más oka a növényzet hiányának. Emiatt azt sem tudjuk pontosan meghatározni, hogy mi okozza a terület növekedését vagy csökkenését. A Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkánok összterületének értékei az 1. táblázatban vannak összefoglalva.

1. táblázat A Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkánok összterületének értékei a két év során

Év	Összterület (m ²)	
	Pâclele Mici	Pâclele Mari
2018	90806	142307
2019	90686	142371

A **Pâclele Mici** területe egy év leforgása alatt 120 m²-t csökkent, ami a 2018-as összterület 0,13%-át képezi. Ezzel ellentétben a **Pâclele Mari** területe 2018-ban volt kisebb, majd 2019-re 64 m²-t nött. A növekedés ez esetben a 2018-as összterület 0,04%-a volt.

Bár érdekes, hogy a két mező területe ellentétes irányba fejlődött, ilyen rövid távon nehéz lenne helyes következtetést levonni ezekből az adatokból. Ezt még az is alátámasztja, hogy a körvonal a területhez viszonyítva nagyon hosszú és tagolt, ami növeli a digitalizálás hibalehetőségeit.

5.2. Iszapfeltörési pontok aktivitása

Iszapfeltörési pontnak tekintettünk típustól függetlenül minden olyan pontot, ahol legalább egy ortofotón konkrét aktivitást (gáz-, víz- vagy iszapkifolyást) láttunk, valamint azokat a pontokat is, amelyek domborzatából egyértelműen arra következtethettünk, hogy valamikor aktív formák voltak (14. ábra).



14. ábra Inaktív feltörési pont a Pâclele Mari területén [saját felv.]

Brustur [2015] a két területen összesen 101 ilyen pontot azonosított be és írt le: 37-et a Pâclele Mici, valamint 64-et a Pâclele Mari területén. E pontoknak a koordinátáit is megadta, ezek azonban nem voltak elég pontosak ahhoz, hogy összehasonlítsuk őket az iszapvulkánok jelenlegi helyzetével.

Ehhez képest mi 2019-ben a Pâclele Mici területén összesen 52 iszapfeltörési pontot azonosítottunk be, a Pâclele Mari területén pedig 130-at. Ezek aktivitásának megoszlását és alakulását a 15. ábra foglalja össze.

Pâclele Mici		
2018 → 48 28 aktív 20 inaktív	9 inaktív lett, 4 új megjelent	2019 → 52 23 aktív 29 inaktív
Pâclele Mari		
2018 → 124 100 aktív 24 inaktív	4 inaktív lett, 6 új megjelent	2019 → 130 102 aktív 28 inaktív

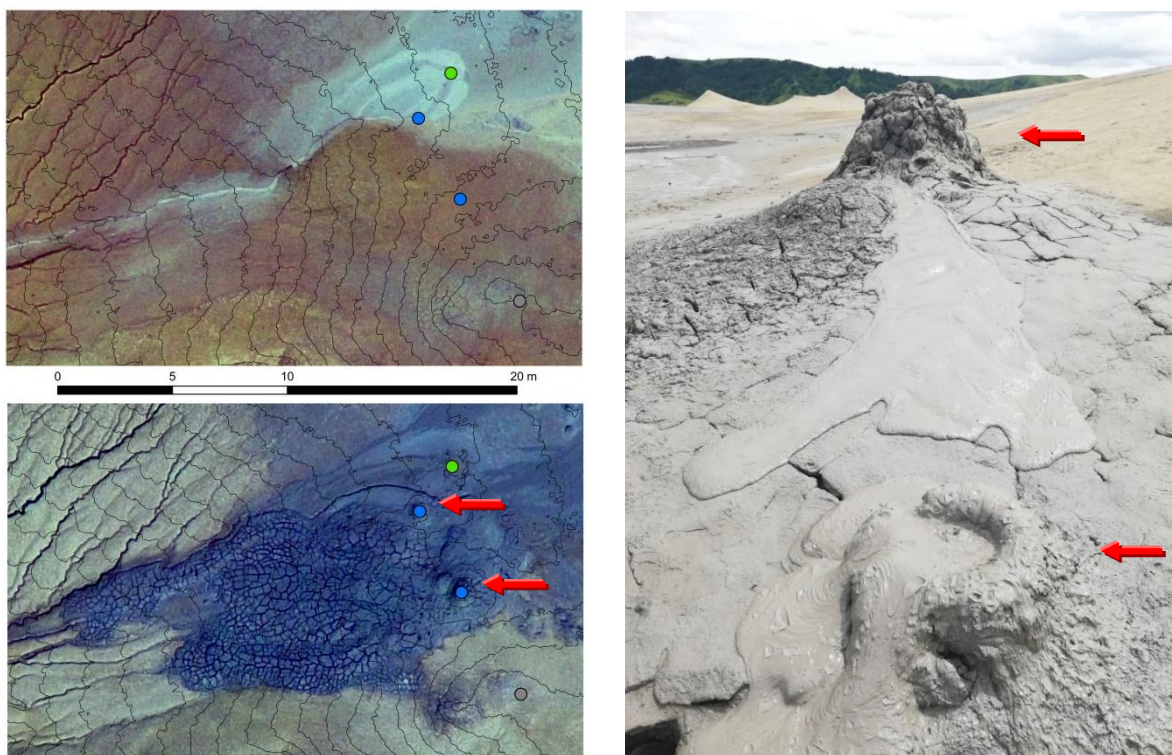
15. ábra Az iszapfeltörési pontok aktivitásának megoszlása és változása

Érdeemes megfigyelni a feljebb említett területváltozás és az aktív iszapvulkánok száma közötti párhuzamot. A Pâclele Mici területén 2018-hoz képest 2019-ben kevesebb volt az aktív pont, ezekből feltehetőleg kevesebb iszap került a felszínre, ez pedig hozzájárulhatott a terület csökkenéséhez. Ugyanakkor a Pâclele Mari esetében az aktív pontok számának növekedésével az iszapvulkáni mező mérete is növekedett.

A **Pâclele Mici** 52 feltörési pontjából 19 pontot tekintettünk mindkét évben aktívnak, illetve 20-at végig inaktívnek. 9 pontnál 2018-ban még megfigyeltünk aktivitást, 2019-re viszont inaktívak lettek, helyettük viszont 4 új aktív pont jelent meg (17. ábra). Az ortofotón jól látszik, hogy az aktív zóna a terület központi részében található. A legalább egy évben aktív iszapfeltörések 91%-a (32 pontból 29) a két nagyobb központi forma köré csoportosul.

A **Pâclele Mari** területén összesen 96 olyan pont van, amely mindkét évben aktív volt, valamint 24 olyan, ami végig inaktívnek (fosszilisnak) tekinthető (18. ábra). Ezeken kívül 4 olyan pont van, amely csak 2018-ban mutatott aktivitást, valamint 2019-ben 6 új aktív feltörési pont jelent meg: ezek többnyire kis átmérőjű, alacsony formák, melyeknek valószínűleg még

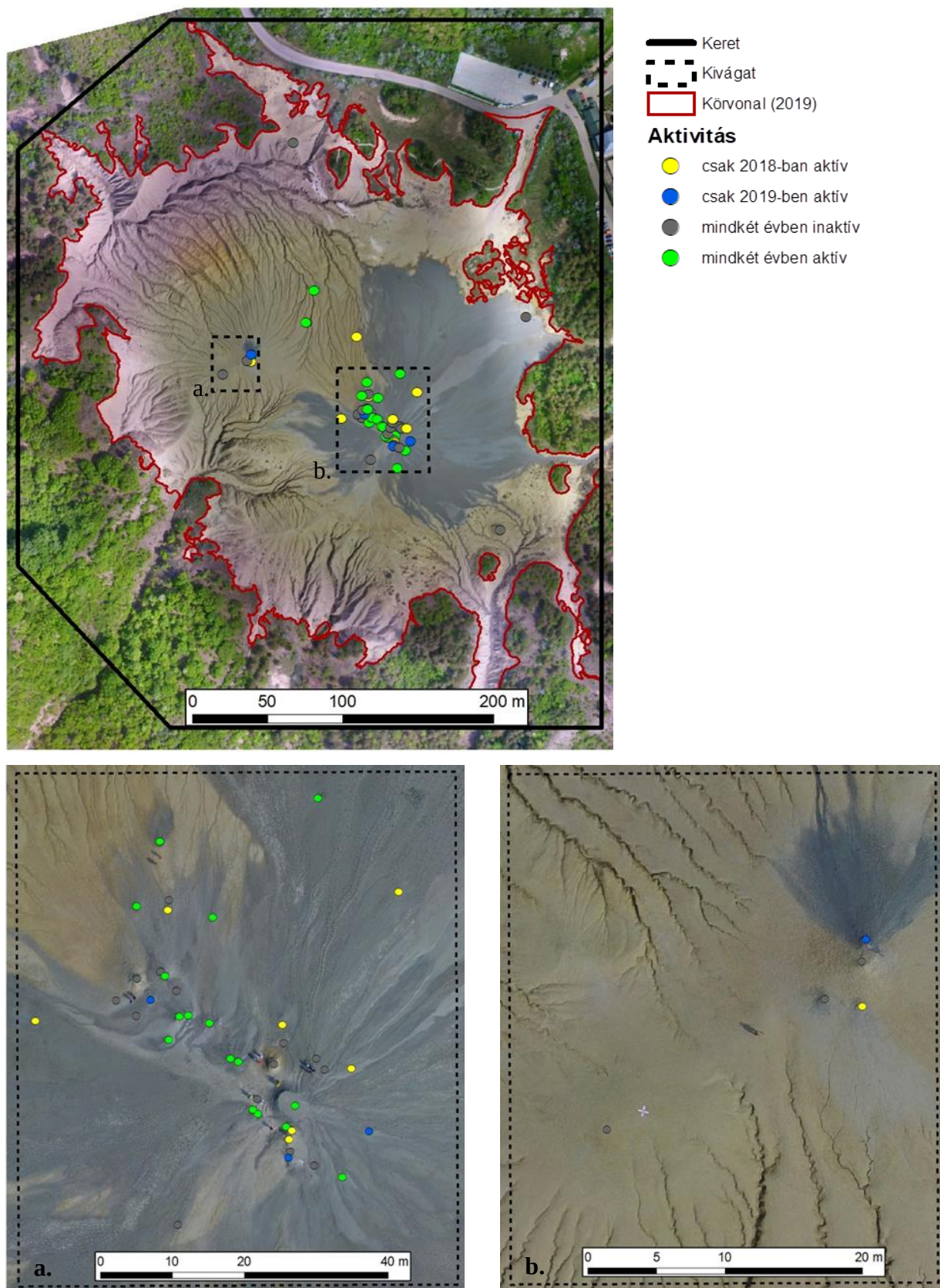
nincs kifejlett kürtőjük. Az egyik legszebb példa új feltörési pont megjelenésére két kis grifon, melyek látszólag semmi előrejelzés nélkül jelentek meg a 2019-es ortofotón az iszapvulkán nyugati oldalán (16. ábra).



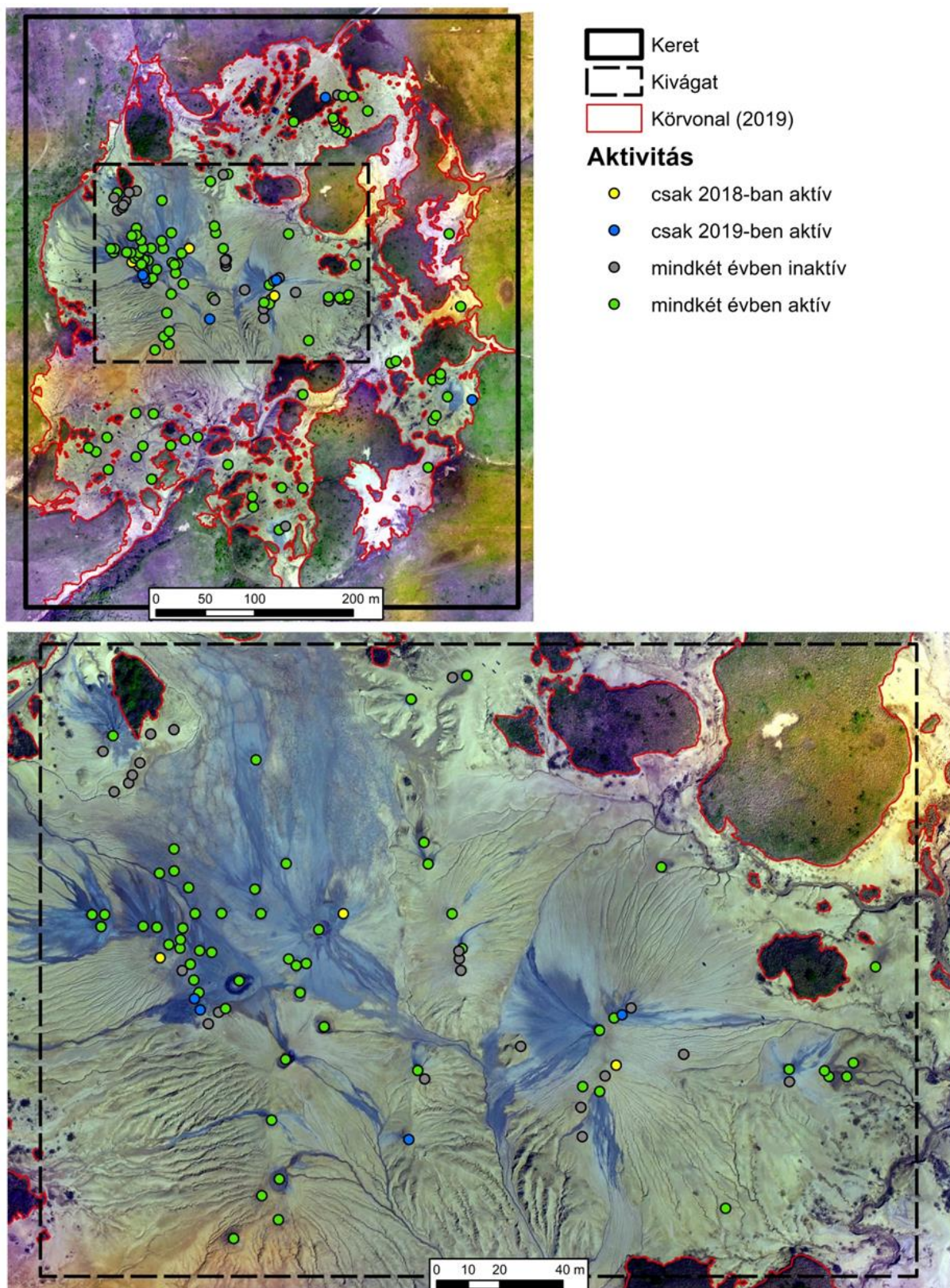
16. ábra Két új feltörési pont megjelenése a Pâclele Mari területén

A feltörési pontok aktivitása esetében kisebb változások is végbemennek. Néhány nagyobb medence esetében megfigyelhető a kráter szélesedése vagy szűkülése, valamint a kibocsátott iszap sűrűségének változása. Besűrűsödés esetében a kráter elkezd „összeforni”, és egy vagy több kisebb mélyedés marad vissza, ahol továbbra is feltör az iszap (19. ábra).

Az anyag besűrűsödése az iszapforma kürtőjének elzáródásához is vezethet. Ilyenkor az iszap új utat keres magának, ahol a felszínre törhet. A Pâclele Mici területén egy hasonló jelenséget figyeltünk meg két egymáshoz közel levő (4,5 m távolság) feltörési pontnál. Jól látszik a 2018-as ortofotón, hogy a két pont közül a délebbi aktív, míg 2019-ben ez már inaktív, helyette azonban az északabbi pontnál jelent meg friss iszap, ráadásul bő hozammal (20. ábra).



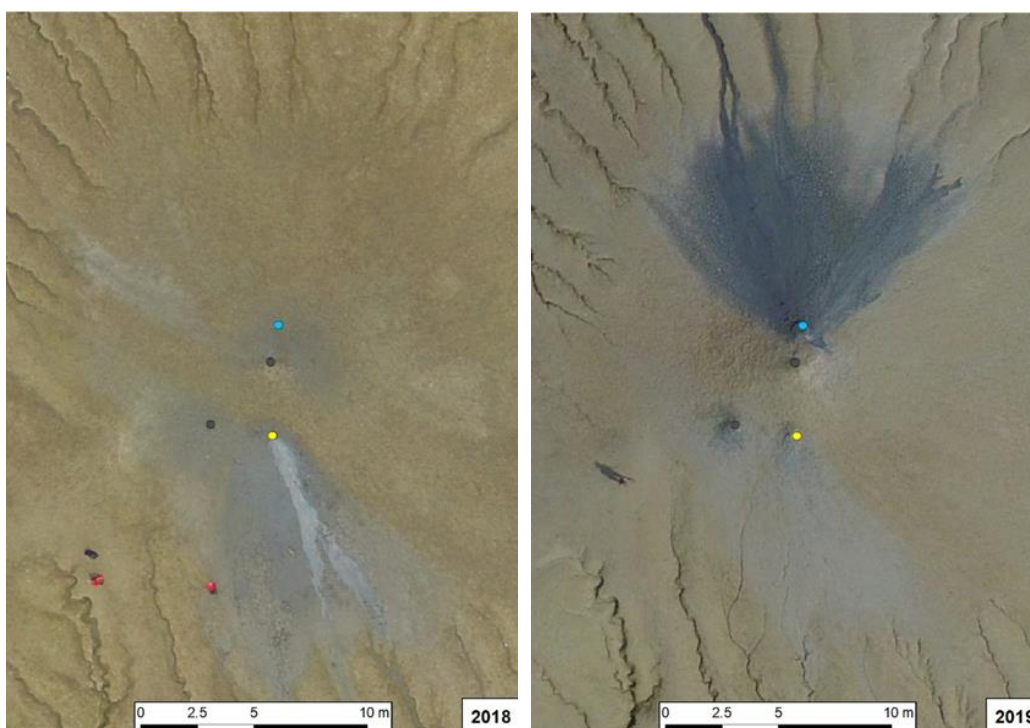
17. ábra A Páclele Mari iszapvulkán iszapfeltörési pontjainak aktivitása



18. ábra A Páclele Mici iszapvulkán iszapfeltörési pontjainak aktivitása



19. ábra Iszap besűrűsödése a Pâclele Mari egyik medencéjében: fotó 2019-ből, a szaggatott vonal a 2018-as állapotot jelzi [saját felv.]



20. ábra Két feltörési pont aktivitásának a változása a Pâclele Mici területén (jelmagyarázat: lásd. 17. ábra)

5.3. Iszapfeltörési pontok típusai

Az egyes feltörési pontok típusainak meghatározásakor Mazzini és Etiope [2017] csoportosításának ismérveit alkalmaztuk, és az ortofotók, terepmodellek (elhelyezkedés, forma), valamint a terepi felmérés (pontos méretek, feltörő iszap sűrűsége) adatai alapján döntöttünk. A listát kibővítettük néhány általunk meghatározott típussal. Ilyen a gáz- és vízfeltörés, ahol konkrét iszapfeltörés nincs, a felfele szivárgó gázok és víz viszont állandó jellegű pontokat hozott létre. Beazonosítottunk néhány nagyon fiatal formát is, melyeknek még nincsenek jellegzetes tulajdonságaik, amik alapján beazonosíthatnánk típusukat. Ezeket fiatal feltöréseknek neveztük.

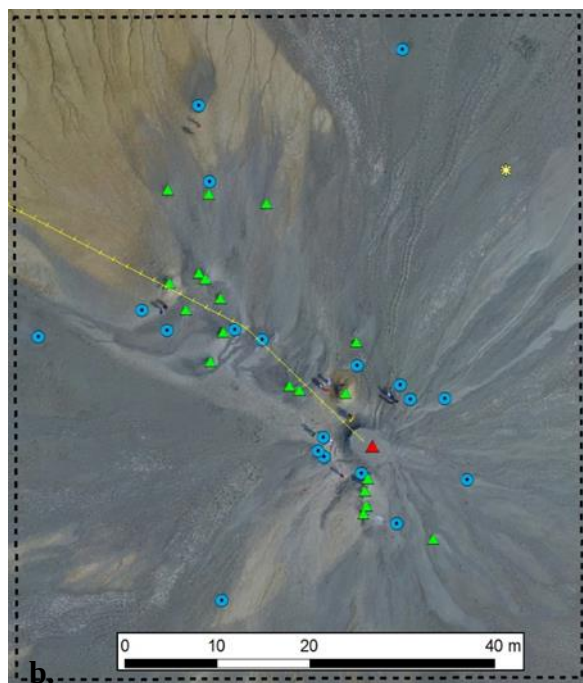
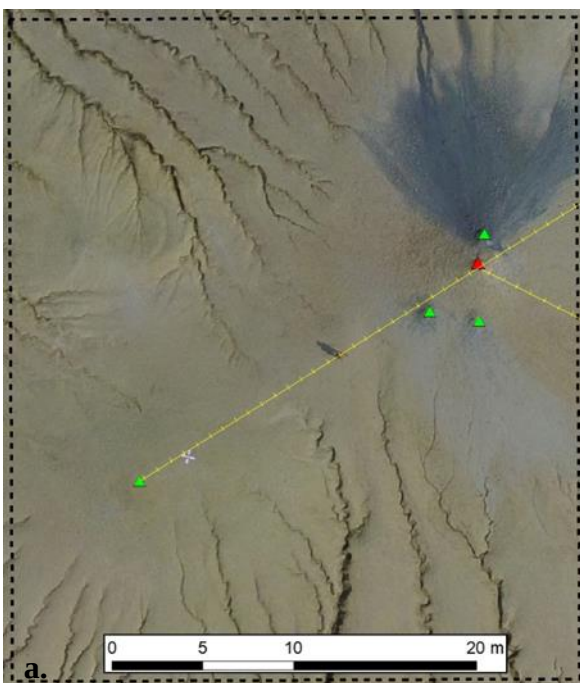
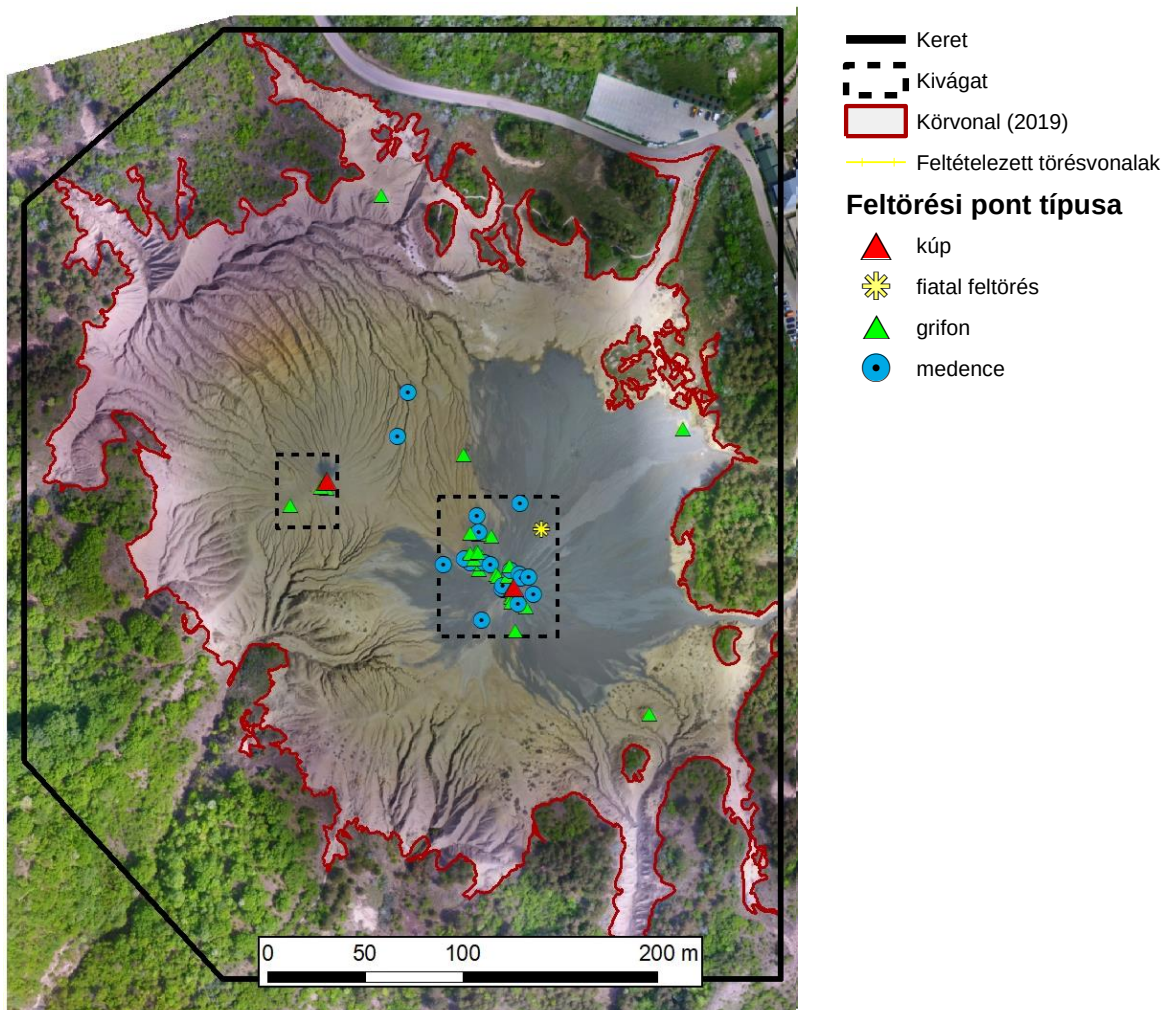
A **Pâclele Mici** területén 2019-ben 52 feltörési pont volt, melyből: 28 grifont, 2 iszapkúpot és 21 medencét különböztettünk meg. Ezeken kívül jelen volt még 1 fiatal feltörés, melynek típusát nem tudtuk beazonosítani. A feltörési pontok típusait a 21. ábrán figyelhetjük meg.

A két iszapkúp közül a keleti tekinthető főkúpnak. Ennek csúcsa 342,6 m abszolút magasságú, és 3,8 m-rel emelkedik a 338,8 m magasságú nyugati kúp fölé (2019-es magassági adatok alapján). A keleti kúp aktív, és az iszapfolyások mennyiségéből ítélve a területen ez a forma rendelkezik a legnagyobb iszaphozammal. Krátere enyhén ovális alakú, 5,3 x 3,9 m széles. A nyugati kúp viszont inaktív, az itt feltörekvő iszap a kúp oldalain elhelyezkedő grifonokon keresztül jut a felszínre.

Amint már említettük, a Pâclele Mici aktív iszapfeltöréseinek 91%-a (32 pontból 29) a két iszapkúp zónájába csoportosul (a két csoportosulást a 21. ábra kivágatai jelölik). A peremeken semmilyen aktivitás nem figyelhető meg. Az északi, északkeleti és délkeleti peremeken egy-egy kiemelkedésről feltételezzük, hogy lepusztult grifonok, melyek a terület korábbi aktív időszakának lenyomatai. Jelenlétük arra utalhat, hogy korábban az aktivitás nem volt annyira koncentrált, mint most.

Az aktív formák közül domináns típus a grifon, ezek viszont nagyon kis méretűek. A 18 legalább egyik évben aktivitást mutató grifon közül 13 nem éri el a fél méteres relatív magasságot, ráadásul ezek közül 8 esetben 30 cm-nél is alacsonyabb. A terület legmagasabb grifonjai (70–100 cm) közvetlenül a főkúptól délre egy észak-déli irányú vonulatot képeznek, mely jelentősen kiemelkedik a terület többi formája közül. Az iszapos medencék átmérője 0,5-2 m között váltakozik.

A feltörési pontok megjelenése és szórása többek között a felső közetrétegeken létrejött lineamensekhez is igazodik. Ebből kiindulva két vető jelenlétét feltételezzük, amelyek mentén pozitív formák jöttek létre, kialakítva két (vízválasztó) gerincet (21. ábra).



21. ábra A Páclele Mici iszapfeltöréseinek típusai

A **Pâclele Mari** területén található 130 feltörési pont közül 37 grifon, 3 iszapkúp, 55 medence, 1 pedig salsa tónak nevezhető. Ezeken kívül van 3 friss feltörés, melyek típusa még nem beazonosítható, valamint peremeken további 31 gáz- és vízfeltörés. A pontok típusait és elhelyezkedését a 22. *ábra* foglalja össze.

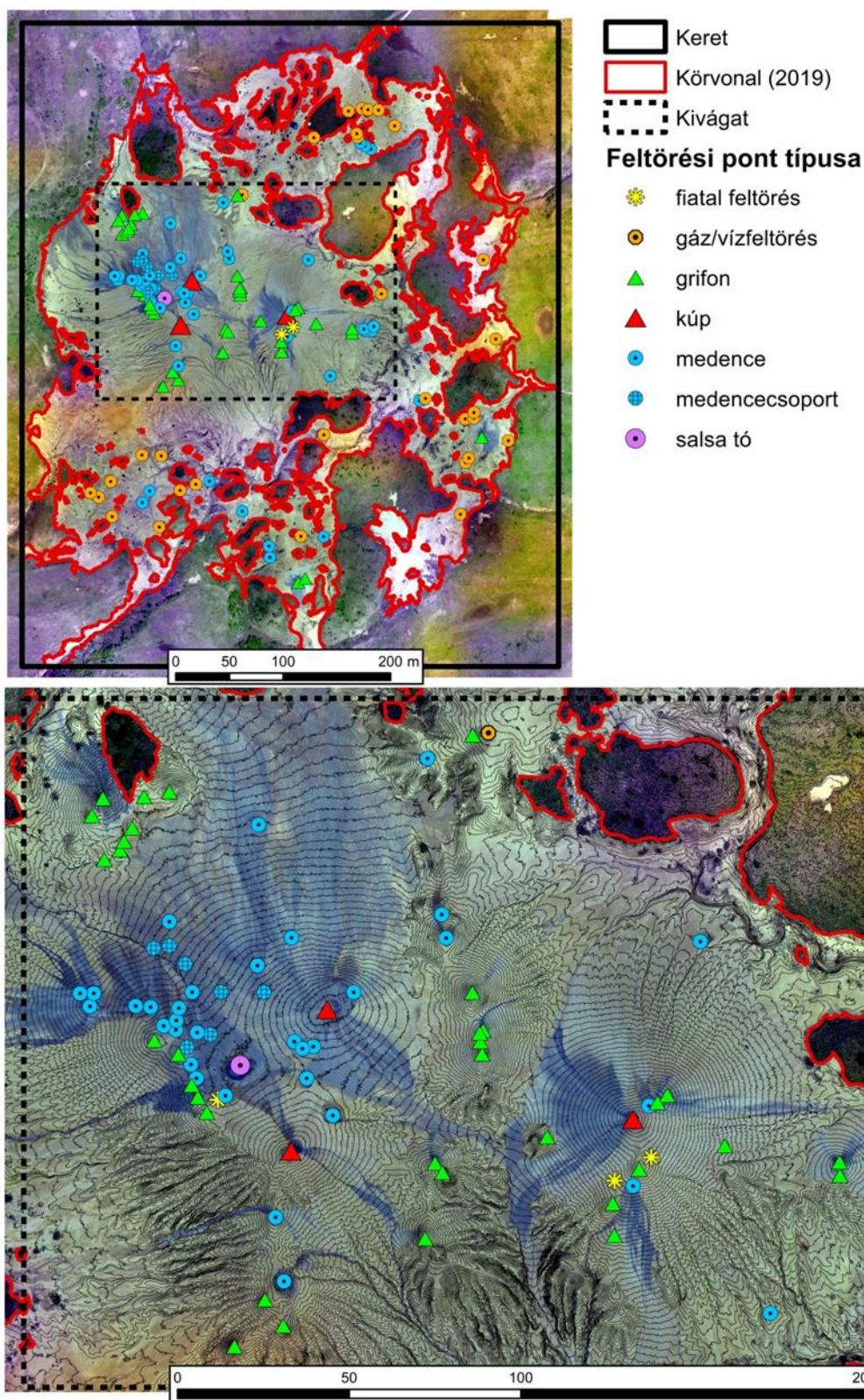
A különböző típusok elhelyezkedésével kapcsolatban néhány törvényszerűséget figyelhetünk meg. A terület központjában, egy kb. 100 m hosszú, észak-dél irányú sávban 2 medencéből és 8 grifonból egy vonulatszerű forma alakult ki. A sor középső szakaszát alkotó 5 grifon mind inaktív vagy viszonylag kevés kifolyást mutat, ennek ellenére ezek abszolút értelemben az egész terület legmagasabb formái (320–322 m) (23.1 *ábra*). Relatív magasságuk meghaladja a Pâclele Mici grifonjainak magasságát, egyesek az 5 m magasságot is elérik.

A vonulatszerű formától kb. 50 méterre keletre egy magas, fejledt feltörési pont, hasonló távolságra nyugatra pedig további két hasonló forma található. Ezek – bár nem érik el a 10 m relatív magasságot (7–8 m magasak) – jóval nagyobbak és fejlettebbek a többi grifonnál, ezért iszapkúpnak nevezhetőek (23.2 *ábra*). Ezen formák alakja is különbözik a grifonoktól: utóbbira meredekebb, ívelt oldal jellemző (savas, viszkózus anyagú tenger alatti rétegvulkánokhoz hasonlóan), míg egy iszapkúp oldalai kevésbé meredek, laposabbak (ez a pajzsvulkán megfelelője).

Mivel a három iszapkúp egyenlő távolságra fekszik a központi vonulattól, és magasságuk is hasonló (319,9 – 320,6 – 320,9 m), kialakulásukra egy lehetséges magyarázat az, hogy ezen a két oldalon kerül a felszínre az az iszap, ami a központi vonulat inaktív grifonjainál nem tud feljönni. Ennek értelmében, ha továbbra is így folytatódik az aktivitás, az iszapkúpok magassága el fogja érni a vonulat grifonjainak magasságát, ezután pedig vagy megelőzi őket, vagy beindítja aktivitásukat.

A kúpok oldalain számos kisebb medence és grifon található, főleg a két nyugati kúp nyugati oldalain. A független medencéken kívül medencecsoportok is megjelennek, ahova több kisebb medence sűrűsödik össze (23.3 *ábra*). Itt található a legnagyobb medence (ami valójában egy salsa tó) is, melynek krátere enyhén ovális alakú (9,7x6,5 m) (23.4 *ábra*).

A gáz- vagy vízfeltörések a peremeken találhatóak egyre nagyobb növényzet-szigetek között (23.5 *ábra*). Valószínűleg ezek egyelőre csak vékony csatornával kapcsolódnak az iszapkamrához, úgyhogy itt sűrű iszap még nem tud a felszínre törni. Ez főleg az iszapvulkáni terület északkeleti, keleti és délnyugati részeire jellemző. A peremeken elszórtan egy-egy kisebb medence és magasabb grifon (23.6 *ábra*) is megjelenik.



22. ábra A Páclele Mari iszapfeltöréseinek típusai

Érdekesnek találtuk vizsgálni azt, hogy hogyan oszlanak meg csak az aktív feltörési pontok típusai. Ezek megoszlását a 2. táblázat foglalja össze. A három iszapkúp, a salsa tó és a medencék többsége mindhárom évben aktív. Ez azt mutatja, hogy ezek viszonylag stabil a formák: a nagy iszapkúpok és a salsa tó méretük miatt, a medencék pedig azért, mert a hígabb feltörő iszap miatt nehezebben tömődnek el kürtőik.

2. táblázat Az aktív formák típusok szerinti megoszlása a két vizsgált évben

Pâclele Mici							
	fiatal feltörés	gáz-, vízfeltörés	grifon	kúp	medence, medencecsoport	salsa tó	Összesen
2018	1	0	15	1	11	0	28
2019	0	0	12	1	10	0	23

Pâclele Mari							
	fiatal feltörés	gáz-, vízfeltörés	grifon	kúp	medence, medencecsoport	salsa tó	Összesen
2018	2	28	11	3	55	1	100
2019	1	29	14	3	54	1	102

A **Pâclele Mici** aktív formái közül domináns típus a grifon, ezek viszont nagyon kis méretűek. A 18 legalább egyik évben aktivitást mutató grifon közül 13 nem éri el a fél méteres relatív magasságot, ráadásul ezek közül 8 esetben 30 cm-nél is alacsonyabb. A terület legmagasabb grifonjai (70–100 cm) közvetlenül a főkúptól délre egy észak-déli irányú vonulatot képeznek, mely jelentősen kiemelkedik a terület többi formája közül. Az iszapos medencék is a főkúp köré csoportosulnak, átmérőjük 0,5-2 m között váltakozik.

Úgy tűnik, a **Pâclele Mari** területén a medencék dominálnak, viszont a grifonok aktivitása változik a legkönnyebben: 2018-ról 2019-re 1 vált inaktívvá és 4 pont lett aktív (az összérték 27%-kal nőtt). Meg kell jegyeznünk azt, hogy a legtöbb esetben nagyon kis változásról van szó – például egy fosszilis grifon oldalából elkezd szivárogni az iszap – de van két jelentősebb méretű új grifon is, ami 2019-ben jelent meg (16. ábra). Ez a két új forma 20, illetve 68 cm magasságot ért el egy év leforgása alatt. A mindkét évben inaktív feltörési pontok is majdnem mind grifonok (22 fosszilis grifon). Ennek magyarázata az is lehet, hogy a grifonok sűrű iszapból keletkeznek, emiatt könnyen eltömődik kürtőjük, és a sűrű iszap folyása teljes mértékben megszűnik. Ugyanakkor méretükből és alakjukból adódóan csak a grifonok ismerhetők fel több éves inaktivitás után is.

A legtöbb aktivitás-változás a központi területen megy végbe, ezen belül a keleti kúp oldalain és a salsa tó közelében.

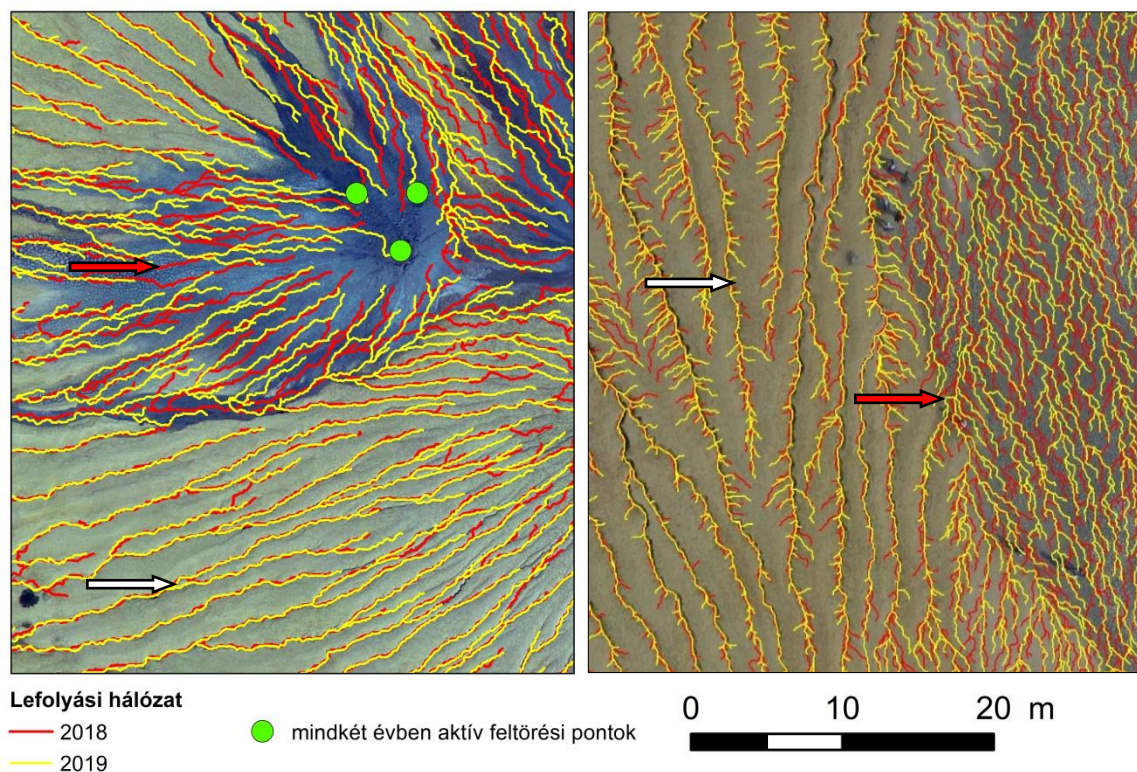


23. ábra Különböző típusú feltörési pontok – Pâclele Mari [saját felv.]

1. inaktív grifonok alkotta vonulat; 2. a keleti iszapkúp; 3. medencecsoport; 4. salsa tó; 5. gáz- és vízfeltörés;
6. grifon a peremen

5.4. Az iszapvulkáni területen kialakult lefolyás-hálózat és részvízgyűjtők elemzése

A 2018-as és 2019-es terepmodellekből egy-egy időszakos vízhálózatot generáltunk, hogy tanulmányozzuk ennek kapcsolatát az iszapvulkánok aktivitásával. Ezeket vizsgálva azt láthatjuk, hogy egyes területeken egybeesnek a két év időszakos vízeróziós formái, más területeken viszont teljesen megváltoztak (24. ábra). Az, hogy mely vonalas formák maradnak meg, a terület jellegétől függ. Ahol rendszeresen friss iszapfolyások borítják be a területet, ott nem alakulhatnak ki mély árkok, ezért változott a lefolyás vonala (piros nyilak, 24. ábra). Hasonló a helyzet a peremeken, ahol a növényzet befolyásolja a lefolyást. Ezzel ellentétben az inaktív, növényzetmentes területeken már ki tudnak alakulni mélyebb barázdák és árkok, itt szinte egyáltalán nem változott a lefolyás vonala (fehér nyilak, 24. ábra). A peremen körbefutó árkok pozíciója sem változott, valószínűleg mélységükből adódóan.



24. ábra A 2018-as és 2019-es lefolyási hálózat összehasonlítása (részlet):
Páclele Mari (bal), Páclele Mici (jobb)

A rengeteg látványos domborzati mikroforma mellett a Páclele-Mici területén megjelenik egy nagyméretű, dominánsan szuffúzió által létrejött árok is, mely az ortofotón kevésbé látványos, de megfigyelhető a terepen (25. ábra). Azt a folyamatot nevezik szuffúciónak vagy alagosodásnak, mely során a finomabb anyagszemcsék oldódásával és elszállításával,

anyaghiányos területek, üregek, „alagutak” alakulnak ki [Gönczy és Szalai, 2004]. Ez az alagút általában kevés ideig áll fenn, a folyamatos mélyülés és tágulás hatására egy idő után egyszerűen beomlik. Az általunk megfigyelt árok is egy ilyen alagútban végződik. A fölötte levő keskeny földhíd egy csapadékosabb időszak alkalmával egyszerűen beomolhat.



25. ábra Szuffúzió a Páclele Mici területén (bal: befolyás; jobb: kifolyás)

Az időszakos lefolyási hálózat rajzolatán is megfigyelhetők szabályszerűségek: egy-egy jellegzetes formához sajátos vízhálózati rajzolat típus társul. A Páclele Mari területére jellemző rajzolat típusokat már korábbi hasonló témájú dolgozatainkban is részleteztük, most viszont elmondhatjuk, hogy ezek ugyanúgy megjelennek a Páclele Mici felszínén is. A Borsy [1993] által leírt eróziós rajzolat típusok közül ötöt azonosítottunk be:

- **Sugaras rajzolat:** iszapkúpok és egyedülálló grifonok oldalain sugárirányban szétfutó vonalas eróziós formák (26.1 ábra).
- **Gyűrűs rajzolat:** egyedülálló kúpok vagy nagyobb grifonok oldalába épült kisebb grifonok körül, ahol az időszakos vízfolyások megkerülik a kimagasló formát, begyűjtve a róla sugarasan lefutó vizeket (26.2 ábra).

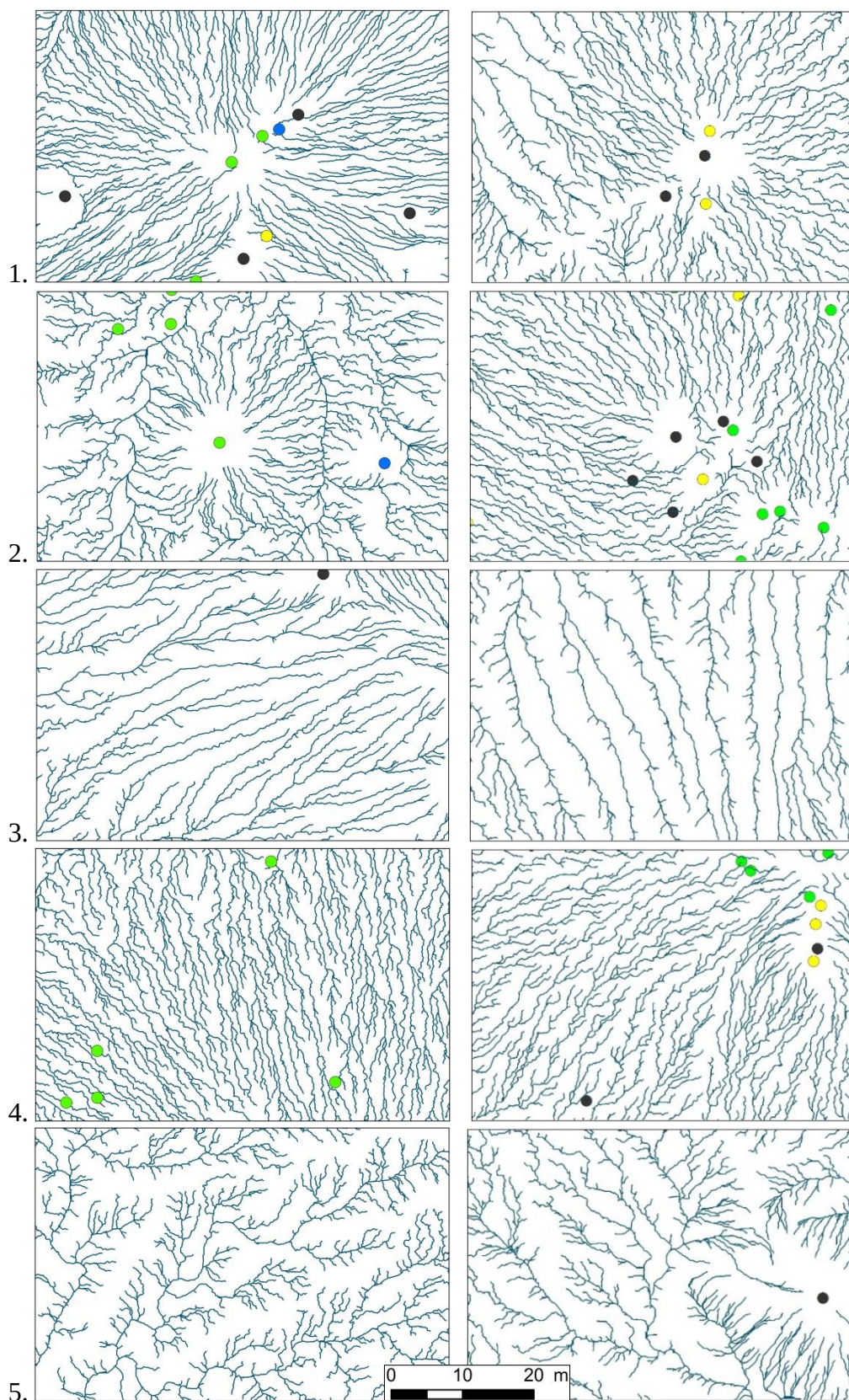
- **Párhuzamos rajzolat:** inaktív területen, ahol az időszakos vízfolyásoknak volt idejük kellőképpen bevágódni (26.3 ábra).
- **Gyengén párhuzamos rajzolat:** friss iszapfolyások területén, ahol egyrészt a folyamatos előntés miatt nem figyelhetők meg állandósult formák, másrészt a kiszáradt iszap felszíni repedezettsége is befolyásolja a lefolyást (26.4 ábra).
- **Gyengén ágas rajzolat:** ahol a peremekhez közeledve – esetleg növényzet-szigetek között – már mélyebb árkok kanyarognak (26.5 ábra).

A két iszapvulkán területén részvízgyűjtőket határolhatunk le, melyek szinte teljesen lefedik az iszapvulkáni területeket. Ezek a részvízgyűjtők a konkrét iszapvulkáni (növényzetmentes) felszínnél nagyobb területet borítanak be (27. ábra, bal), mi azonban a továbbiakban csak a növényzetmentes területet vizsgáljuk (27. ábra, jobb). A részvízgyűjtők adatait a 3. táblázat foglalja össze.

3. táblázat A Páclele Mici és Mari részvízgyűjtőinek területe 2019-ben

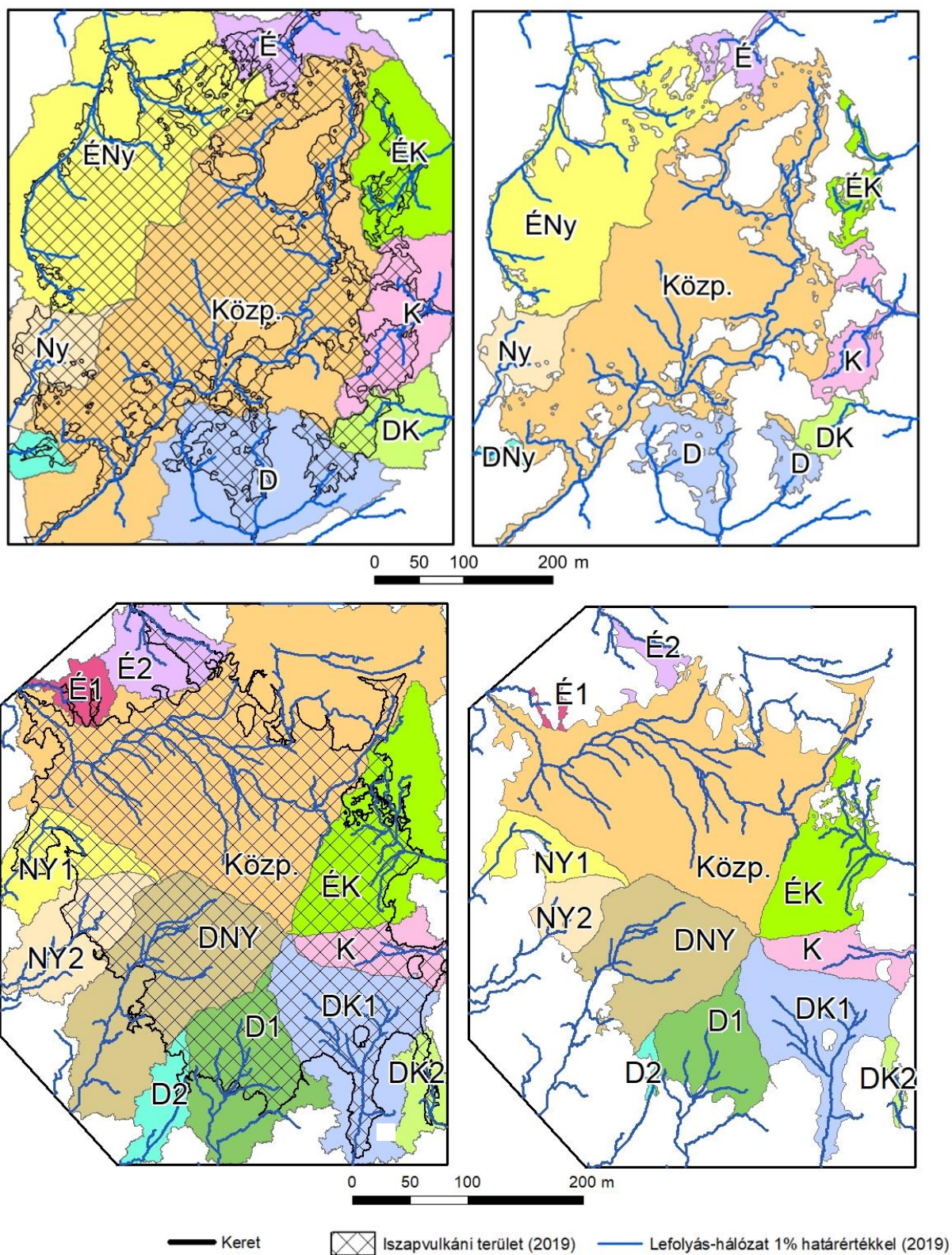
Páclele Mici		
Részvízgyűjtők	Terület (m ²)	Százalékos arány (%)
Központi	36847	40,6
Északi (1)	313	0,3
Északi (2)	1473	1,6
Északkeleti	8753	9,7
Nyugati (1)	3719	4,1
Nyugati (2)	3266	3,6
Dél nyugati	13176	14,5
Déli (1)	7172	7,9
Déli (2)	469	0,5
Délkeleti (1)	10818	11,9
Délkeleti (2)	626	0,7
Keleti	3824	4,2
Egyéb	61	0,1
Összesen	90686	100

Páclele Mari		
Részvízgyűjtők	Terület (m ²)	Százalékos arány (%)
Központi	71778	50,4
Északi	3587	2,5
Északnyugati	35611	25,0
Nyugati	7067	5,0
Dél nyugati	742	0,5
Déli	10763	7,6
Délkeleti	2514	1,8
Keleti	6488	4,6
Északkeleti	3717	2,6
Egyéb	102	0,1
Összesen	142371	100



26. ábra Az időszakos lefolyási hálózatának rajzolat típusai a Páclele Mari (bal) és Páclele Mici (jobb) felszínén (feltörési pontok jelmagyarázata: lásd. 17., 18. ábrák)

1. sugaras; 2. gyűrűs; 3. párhuzamos; 4. gyengén párhuzamos; 5. gyengén ágas.



27. ábra A Páclele Mari (fent) és Páclele Mici (lent) részvízgyűjtői 2019-es DTM alapján
(bal: a részvízgyűjtők teljes területe; jobb: a részvízgyűjtők által elfoglalt iszapvulkáni terület)

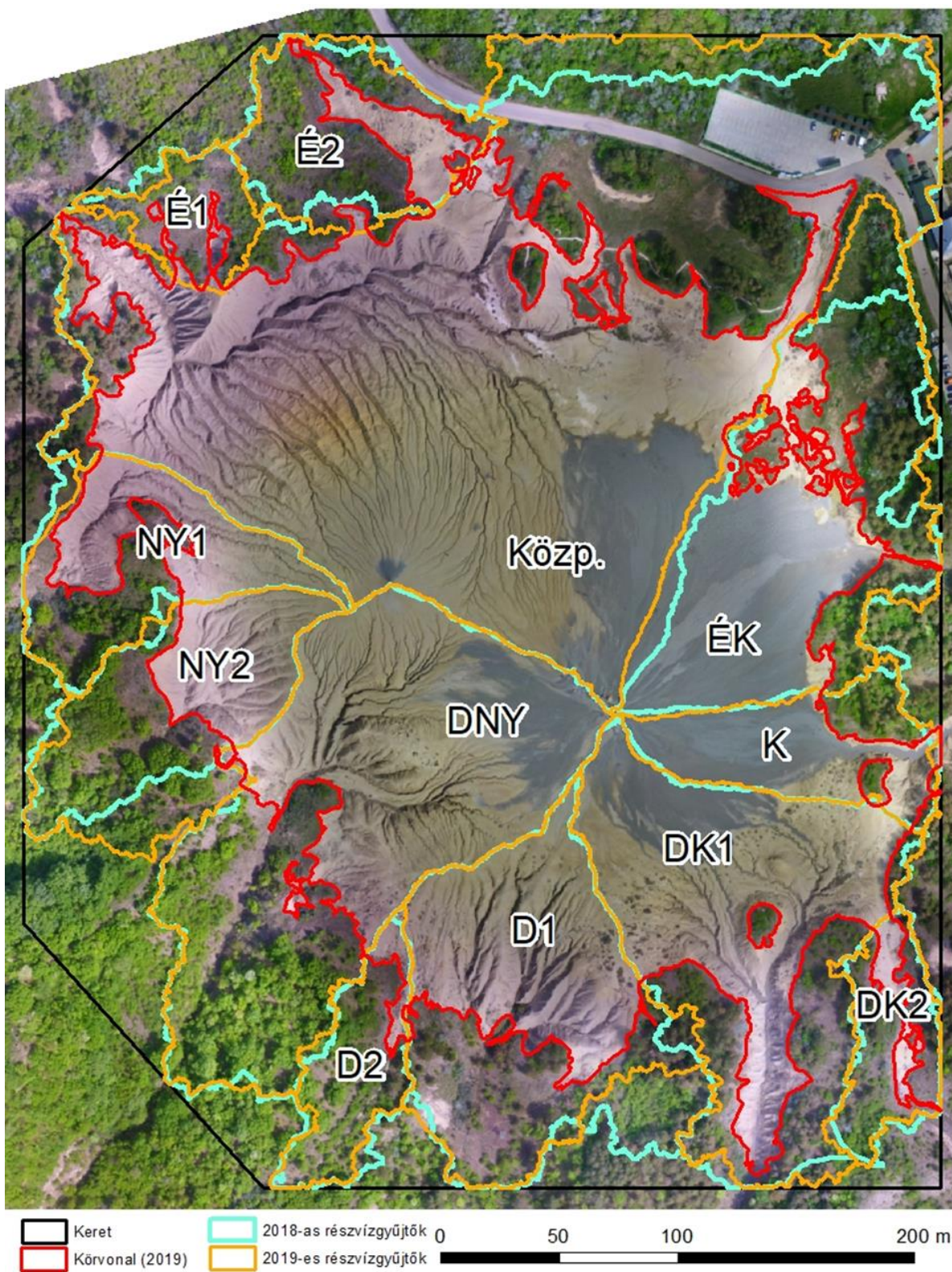
A **Pâclele Mici** területén 12 részvízgyűjtőt határoltunk le. A terület közel felét (41%-át), a központi részvízgyűjtő fedi le. Párhuzamos völgyei mind egy fővölgybe csatlakoznak, mely a terület észak-északnyugati peremén húzódik végig egészen a részvízgyűjtő kifolyásáig. Ennek a területén találhatóak a legfejlettebb árkok, melyek a 16–19 m mélységet is eléri. Itt legnagyobb mennyiségben a nyugati kúpról érkező vízfolyások vezetődnek el északnyugati irányba. A két kúp között húzódó vízválasztó a határ a központi, valamint a második legnagyobb, a délnyugati részvízgyűjtő között, ez azonban a területnek már csupán 14,5%-át uralja. Hasonló méretű a délkeleti részvízgyűjtő is. Ez a három legnagyobb részvízgyűjtő összesen a terület 67%-át teszi ki, a maradék 9 pedig osztozik a terület 33%-án. A részvízgyűjtők elhelyezkedése is jól mutatja a főkúp fölérendeltségét: csúcán 6 részvízgyűjtő találkozik.

Bár a **Pâclele Mari** területe nagyobb, mégis kevesebb részvízgyűjtőre (9) oszlik. Látható, hogy a terület felét a legnagyobb központi részvízgyűjtő, további negyedét pedig az északnyugati részvízgyűjtő fedi be. A terület megmaradt negyede a többi 7 részvízgyűjtő között oszlik szét. A legtöbb iszapfeltörési pont a központi, illetve az északnyugati részvízgyűjtő területére esik, ezek között a határvonal dél felől a két nyugati iszapkúp csúcán fut keresztül, majd a középén húzódó vonulaton halad tovább észak felé. Az északnyugati részvízgyűjtő árcai a legnagyobb iszapvulkánok nyugati peremén gyűjtik a vizeket, majd észak felé vezetik le. Ezzel ellentétben a központi részvízgyűjtő a nagyobb formákat kelet felől kerüli meg, és a begyűjtött vizeket dél felé vezeti el. Ez a két nagy részvízgyűjtő területén találkozhatunk a legmélyebb árkokkal (központi: 7–10 m; északnyugati: 3–4 m). A többi kisebb részvízgyűjtő a peremi területek vizeit vezeti le, ezek közül a déli a legnagyobb.

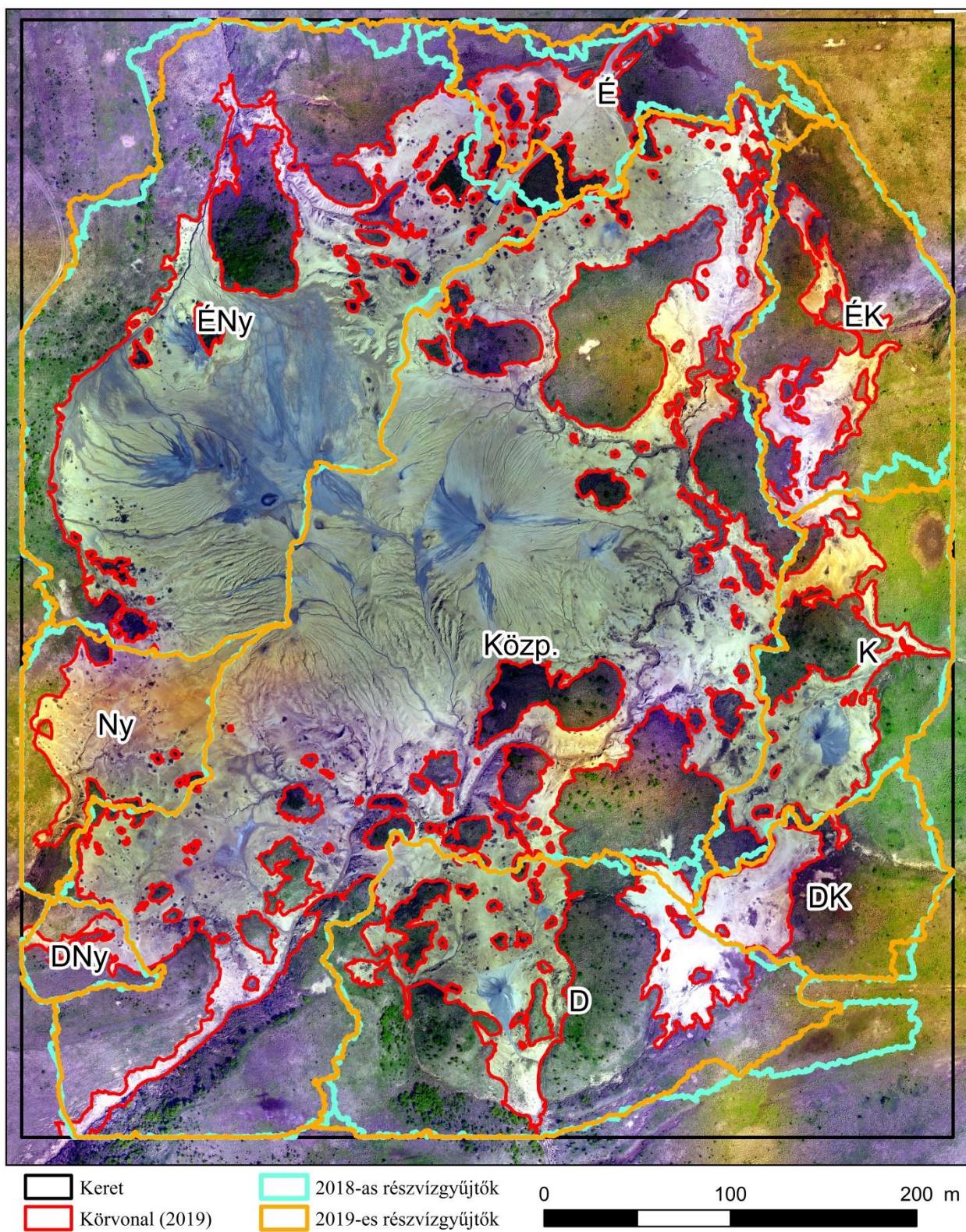
A részvízgyűjtők lehatárolását 2018-as adataink alapján is elvégeztük annak érdekében, hogy megfigyeljük az esetleges változásokat (Pâclele Mici: 28. ábra; Pâclele Mari: 29. ábra). Az, hogy az egyes részvízgyűjtők határai eltolódnak, nemcsak felszíni, hanem felszín alatti folyamatok (felboltozás/süllyedés) eredménye is lehet. Erre utaló jeleket is kerestünk.

Mindkét területre jellemző, hogy a növényzettel borított területeken változtak legtöbbet az egyes részvízgyűjtők határvonalai, ezt azonban mi nem elemezzük. A konkrét iszapvulkáni mezők területén már jóval kisebbek az eltérések. A **Pâclele Mici** esetében 2018-ban az északi (1) részvízgyűjtő területe még a központéhoz tartozott, 2019-re viszont különvált. Ezt mégsem tartjuk lényegesnek, hiszen ennek területét is főként növényzet borítja. Lényeges eltolódás a központi és az északkeleti vízgyűjtők között történt: itt a főkúptól eredő friss iszapfolyás miatt 2019-re nyugatabbra költözött a határ, egyes pontokban akár 9 méterrel is. A **Pâclele Mari** esetében már nem figyelhető meg ilyen releváns változás, itt a központi iszapkúpok területén alig több mint 1

méteres a legnagyobb eltolódás. Tehát a részvízgyűjtők határainak eltolódását főleg az iszapfolyások szétterülésének, nem pedig felboltozó/süllyedő mozgásnak tulajdonítjuk.



28. ábra A Páclele Mici részvízgyűjtői 2018-ban és 2019-ben (háttér: 2019-es ortofotó)



29. ábra A Páclele Mari részvízgyűjtői 2018-ban és 2019-ben (háttér: 2019-es ortofotó)

5.5. Magassági adatok vizsgálata

A magasságkülönbségek vizsgálására a két év terepmodelljeiből generált különbség-térképet használtuk (Pâclele Mici: 30. ábra; Pâclele Mari: 31. ábra). A magasságváltozások adatait a 4. táblázat foglalja össze.

A **Pâclele Mici** magasságkülönbség térképén az értékek $-5,24$ és $4,25$ m közé esnek. A legnagyobb magasságváltozást a központi vízgyűjtő északra kivezető völgyében tapasztaltuk, ahol a csökkenés eléri a $2,50$ – $2,65$ m-t. A maximális növekedés (70 – 73 cm) pedig a gyorsan épülő, friss iszappal borított területeken figyelhető meg. Az ezeknél extrémebb értékek a terület peremén jelennek meg, ahol egy-egy belógó ág megzavarja az értékeket, vagy emberi tevékenységet jelölnek (odahordott földhegy, új kerítés a bejáratnál).

Az iszapvulkáni terület $0,6\%$ -ára jellemző a $\pm 3,7$ cm-es területváltozás, mely még RMSE hibahatáron belül esik, tehát ezekből nem vonunk le következtetést. Az iszapvulkáni mező $84,44\%$ -ának csökkent és $14,96\%$ -ának növekedett több, mint $3,7$ centit a magassága. A csökkenés legnagyobb mértékű a központi vízgyűjtő jól fejlett völgyeiben, északnyugati kifolyásánál a $2,5$ m-t is meghaladja a szintcsökkenés. Az északnyugati perem mentén futó völgyben átlag $1,2$ – $1,6$ m a csökkenés mértéke, a bele csatlakozó párhuzamos völgyeknél $0,60$ cm-től $1,5$ m-ig terjed az átlagos mélyülés értéke.

Növekedés elsősorban a friss iszappal borított területeken, illetve az északi peremen tapasztalható. A legnagyobb értékek a keleti kúp északi, illetve keleti iszapfolyásainál jelentkeznek. Ezeken az iszapfolyásokon átlagban 20 – 50 cm-rel növekedett a felszín, de néhány pontban eléri a 60 – 70 cm-es változást is. Ez azt jelenti, hogy egy év alatt ilyen vastagságú iszap rakódott le az iszapfeltörési pontok oldalain és az itt kialakult barázdákban. Az északi peremen maximum 15 cm-es növekedést mértünk. Ezeken a peremekterületeken frissen kifolyt iszapra utaló jelet nem találtunk. Az ide kerülő iszap valószínűleg nem képes a felszínre kerülni, a felszín alatt halmozódik fel, ez pedig felboltozza a területet. Lehetséges, hogy hasonló okból emelkedett az északi peremen egy inaktív grifon (30 cm-t), illetve a keleti kúptól délnyugatra egy kisebb gerinc. Az emelkedés feltehetőleg addig folytatódik, míg a nyomás miatt repedések jelennek meg és újraaktiválódnak az inaktív pontok kürtői, vagy új feltörési pontok jelennek meg. Tehát ezeken a területeken a jövőben erőteljesebb aktivitásra számíthatunk.

Az iszapformák közül a legnagyobb növekedés (42 cm) egy – a keleti krátertől $1,8$ m-re található – grifonnál jelentkezik, mely a már említett legmagasabb grifonvonulat első tagja. Ebben a grifoncsoportosulásban további két grifon éri el a 40 cm fölötti magasságváltozást. A

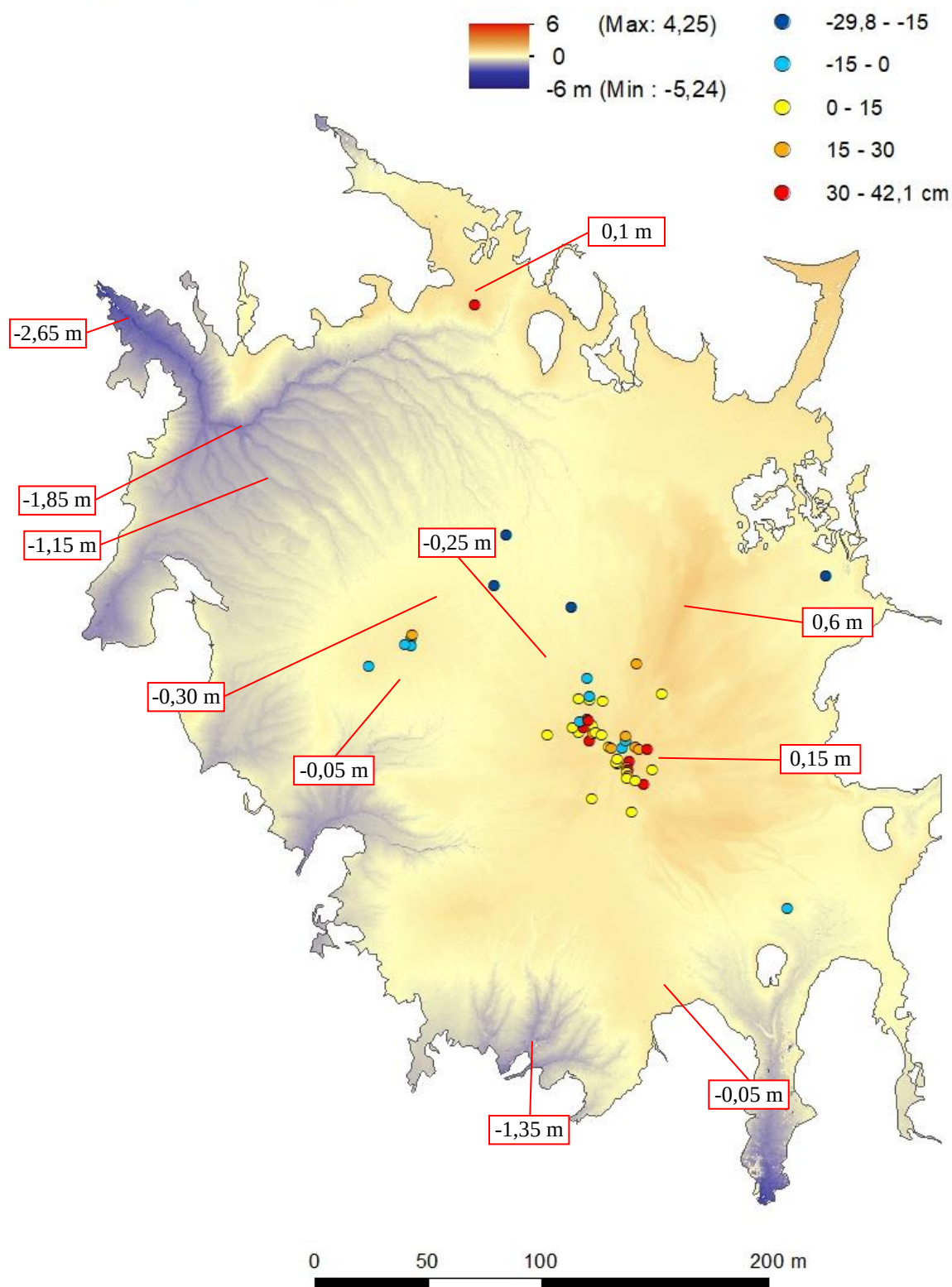
nyugati kúpnál az egyik évről a másikra aktiválódott grifon mindössze 20 cm-t emelkedett. Az aktív grifonok magassága többnyire 0–15 cm-t változott. Itt nem föltétlenül felboltozódás a magyarázat, ehelyett a felszínre törő nagy sűrűségű iszap építi a grifont, ami kiömlési helyétől nem messze le is rakódik.

A keleti kúpon találhatóak az iszapvulkán legaktívabb formái. Ezeknek a magassága a felboltozódás vagy a rájuk rakódott iszap miatt legtöbb esetben nőtt. Magasságcsökkenés csupán 3 grifonnál és 3 medencénél jelent meg, melyek 1 medence kivételével mindkét évben inaktívak voltak. A medence magasságának csökkenése valószínűleg az anyagihiány miatt történt süppedésnek köszönhető. Ugyanez következhetett be két, a kúpoktól északra található aktív medence esetében is, melyek magassága 25–30 cm-t csökkent. Magasságcsökkenést eredményezhet még, ha egy iszapfeltörés egyik évről a másikra inaktívvá válik (pl. a már említett nyugati kúp inaktívvá vált grifonja, illetve a keleti kúptól északra egy másik kis grifon).

A **Páclele Mari** magasságkülönbség térképén az értékek -2,54 és 3,53 m közé esnek, viszont az 1 m fölötti, illetve -2 m alatti értékek nem természetes folyamatok eredményei (hanem a jegyeladó bódé körüli építkezéseké). Az iszapvulkáni terület 15,4%-án ± 7 cm közé esik a területváltozás. Ez még az RMSE hibahatáron belül esik, ezért nem szeretnénk következtetéseket levonni belőle. Ebbe a sávba esik többek között a három nagy iszapkúp és a salsa tó krátere, valamint a központi inaktív grifonok csúcsai.

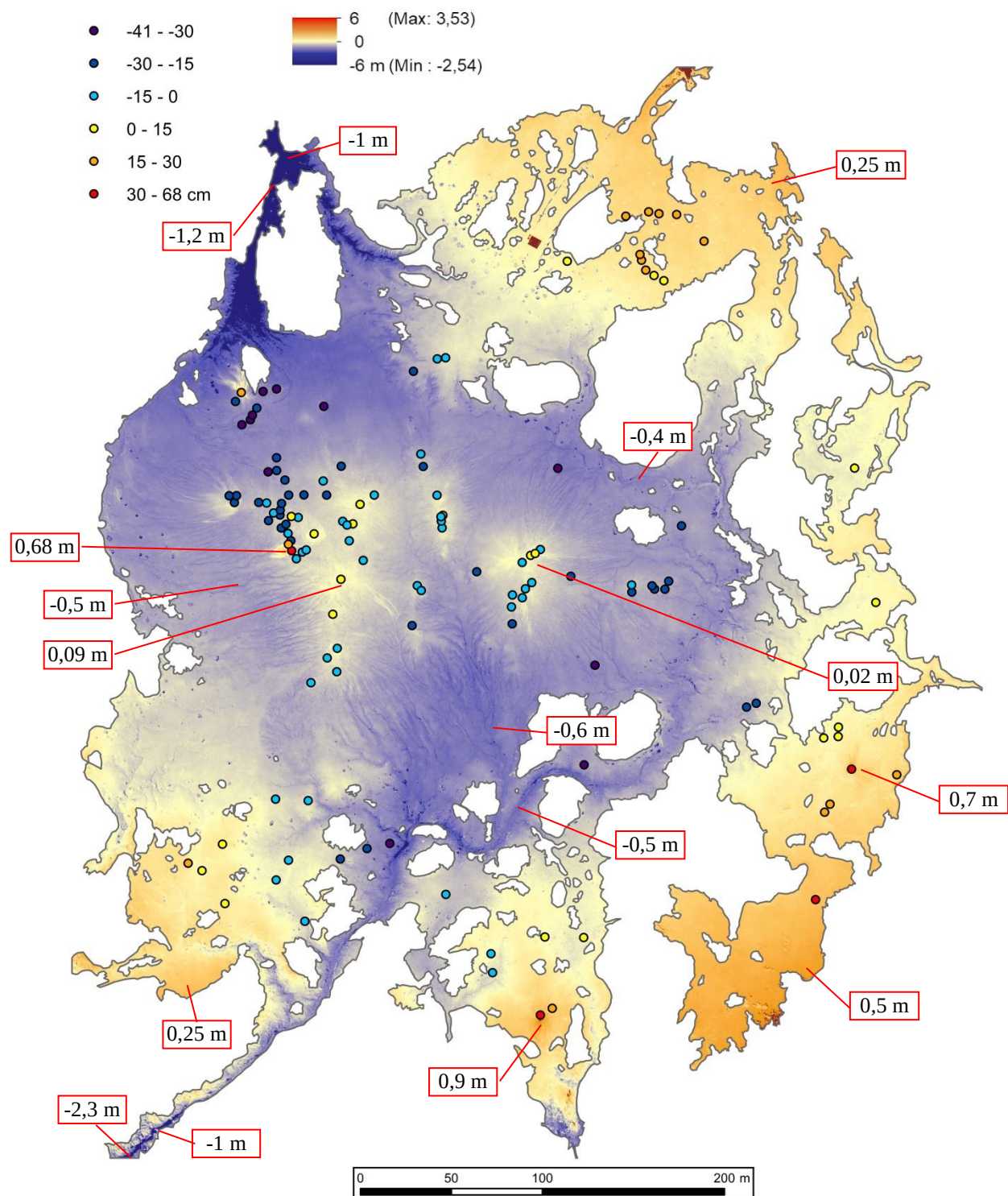
A területen nagyobb részén (64,28%-án) több mint 7 cm-rel csökkent a magasság. Ez főleg a központban figyelhető meg az iszapkúpokat és a magasabb grifonokat körülvevő inaktív területeken, ahol friss iszap hiányában folyamatosan mélyülnek a barázdák. A legerőteljesebb pusztulás vagy bevágódás a két legnagyobb részvízgyűjtő – a központi és az északnyugati – területén figyelhető meg a legszélesebb és legmélyebb árkok mentén. Ezek közül a központi részvízgyűjtő árka mélyült többet, felső szakaszain 30–50 cm-t, a legalsó szakaszon pedig eléri a 2 méteres különbséget is. Az északnyugati részvízgyűjtő legfejlettebb árka az alsó szakaszon 1–1,2 m-t vágódott be. Az iszapvulkáni mező 20,31%-án emelkedett a felszín. Érdekes módon főleg a peremterületekre jellemző általános emelkedés, ahol nagy méretű grifonokkal alig találkozunk, inkább a gáz- és vízfeltörések gyakoriak. Ebből kifolyólag ezt az emelkedést valószínűleg nem iszaprétegek felszíni lerakódása okozza, hanem belső folyamatok: a felszín alatt rekedt iszap teret igényelt, felboltozta a területet. Az északkeleti peremen 20–30 cm, a délkeletin 40–50 cm, a délnyugatin pedig 20–30 cm emelkedés ment végbe. Emellett pár grifonnál jelentős mértékű pontszerű növekedés is megfigyelhető, ami tényleg a feltörő iszap lerakódásával magyarázható. A legnagyobb magasságkülönbség a korábban említett, 2019-ben megjelent két grifon egyikénél

Magasságkülönbség az iszapvulkáni mezőn és a feltörési pontokban



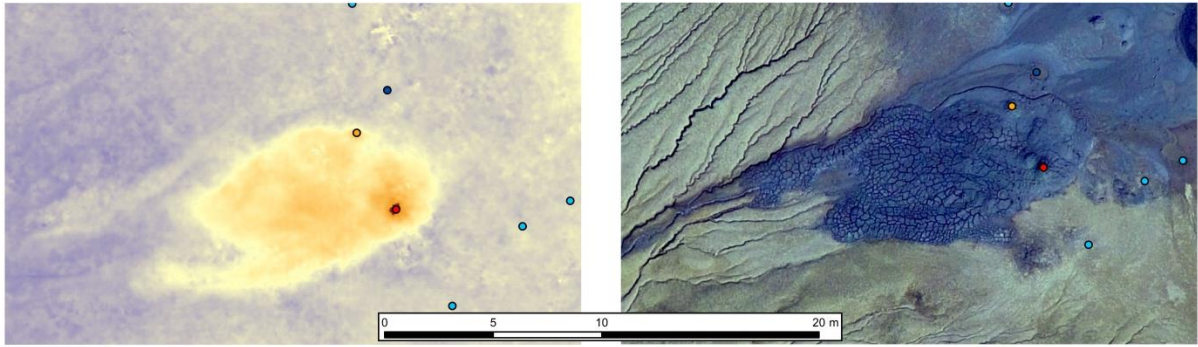
30. ábra A Páclele Mici magasságváltozási térképe (2018-2019)

Magasságkülönbség az iszapvulkáni mezőn és a feltörési pontokban

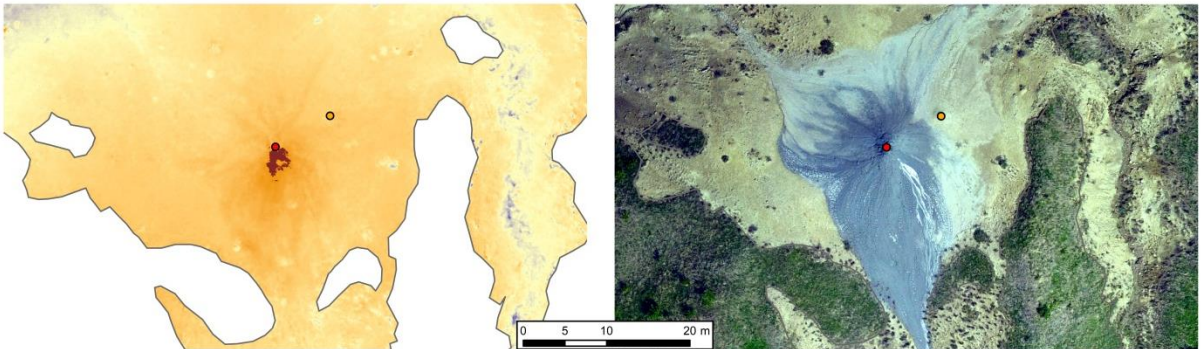


31. ábra Páclele Mari: a két év közötti magasságváltozás térképe

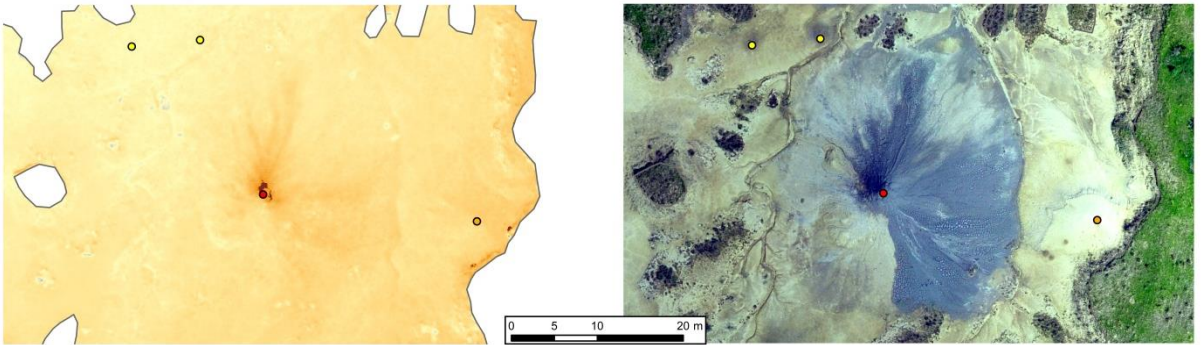
1.



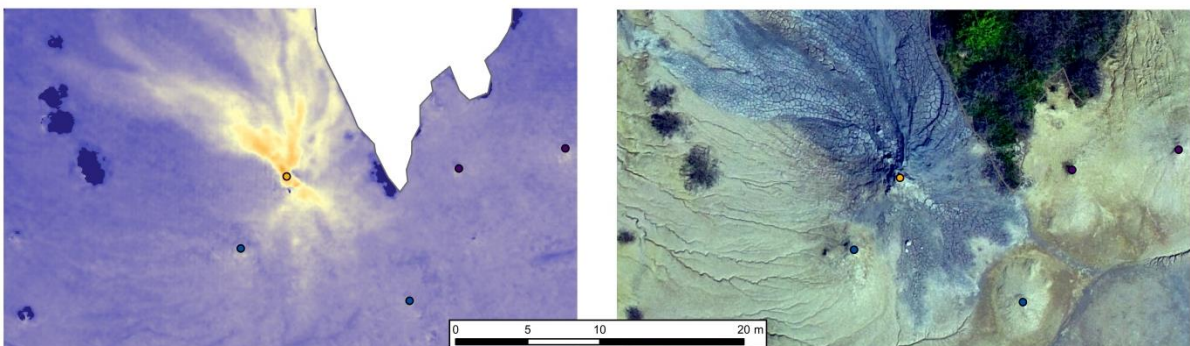
2.



3.



4.



32. ábra A Pâclele Mari leggyorsabban növekvő grifonjai a magasságkülönbség térképen (bal), valamint a 2019-es ortofotón (jobb) (jelmagyarázat: lásd 27. ábra)

figyelhető meg (16. ábra). Ez 68 centit nőtt egy év alatt (32.1 ábra). Ezen kívül egy grifon csúcsa a déli peremen 52 cm-rel lett magasabb (oldalain 90 cm épülés is látható) (32.2 ábra), egy keleti grifon 36 cm-t nőtt (oldalain 70 cm épülés) (32.3 ábra), egy északnyugati grifon pedig 30 cm-t nőtt (32.4 ábra).

4. táblázat A két iszapvulkáni mező magasságváltozása területarányban (%) kifejezve

	Pâclele Mici	Pâclele Mari
RMSE határon belüli változás	0,60%	15,41%
csökkenés	84,44%	64,28%
növekedés	14,96%	20,31%

Két iszapvulkáni területünket összehasonlítva elmondhatjuk, hogy mindkét esetben magasságcsökkenés volt gyakoribb. Ahogy fennebb megjegyeztük, ez főként az időszakos vízfolyások által okozott lepusztítás miatt az inaktív területekre jellemző. Növekedést az aktív feltörési pontok által szétterített iszap okoz, valamint helyenként kisebb, helyi szintű felboltozódásokat tapasztaltunk.

6. Következtetések

A Pâclele Mici iszapvulkáni mező területe 2019-ben 90,686 m² volt, a Pâclele Mari pedig 142371 m². Bár az iszapvulkáni mezők méretének változása nagyon kis mértékű, elemzéseink során arra a következtetésre jutottunk, hogy ezek növekedése/csökkenése összefüggésben áll az iszapfeltörési pontok aktivitásával. A Pâclele Mici területe a vizsgált időszak alatt 0,13%-ot csökkent, ezzel egyidőben az aktív feltörési pontok száma is csökkent 8,6%-kal. A Pâclele Mari esetében ellentétes irányú a fejlődés: itt a terület 0,04%-kal, az aktív pontok száma pedig 1,5%-kal nőtt. A Pâclele Mici területbeli csökkenése jelentősebb mértékű, mint a Pâclele Mari növekedése. Ez az intenzívebb aktivitásváltozással is magyarázható, ám véleményünk szerint fő oka inkább az aktív iszapfeltörési pontok elhelyezkedésében rejlik. Míg a Pâclele Mari területének peremein vannak beazonosítható aktív kifolyások, a Pâclele Mici aktív formái mind a terület központi részébe összpontosulnak. Innen a friss iszap nehezebben éri el a peremi részeket, így a megszáradt régi iszapon zavartalanul terjeszkedik a növényzet.

A Pâclele Mari területén több mint kétszer annyi iszapfeltörési formát (130) azonosítottunk be, mint a Pâclele Micinél (52), pedig a területek között kiterjedésben nincs ekkora eltérés. A Pâclele Mici esetében ebből az 52 pontból 19 (36,5%?) volt mindkét évben aktív és 20 (38,46%?) inaktív. Ehhez képest a Pâclele Mari-nál 130 kifolyási pontból 96 (74%), tehát jóval több volt

mindkét évben aktív, és csupán 24 pont (18%) minősült végig inaktívnak. Tehát a Pâclele Mici területén viszonylag több a fosszilis, inaktív forma, ami arra utal, hogy korábban intenzívebb volt az aktivitás, jelenleg azonban egyre gyengébb.

Az iszapfeltöréseket típusok szerint csoportosítottuk: iszapkúpot, medencét, grifont, salsa tavat, gáz- és vízfeltörést, valamint fiatal feltörést különböztettünk meg. Salsa tó és gáz/vízfeltörés csak a Pâclele Mari területén jelenik meg, a többi típus jelen van mindkét területen. Megfigyeltük, hogy míg a Pâclele Mici esetében legmagasabb számban grifonok jelennek meg, addig a Pâclele Mari-nál számban a medencék dominálnak, sőt medencecsoportok is megfigyelhetők. Ez arra is utalhat, hogy a Pâclele Mici esetében általánosságban véve sűrűbb a feltörő iszap, mint a másik területen. Bár meg kell jegyeznünk azt is, hogy a Pâclele Mari grifonjai – bár kevesebben vannak – sokkal fejlettebbek és méretben jóval nagyobbak, egyesek az 5 m magasságot is elérik, míg a Pâclele Mici grifonjai legtöbb 1 m magasak.

A Pâclele Mari területén három iszapkúpot azonosítottunk be, melyek nagy kiterjedésű, magas formák, ám a terület központjában található, észak-déli irányban vonulatszerűen csoportosuló grifonok nagyobb tengerszint feletti magasságot érnek el. Ezek többnyire inaktívak vagy csak enyhe aktivitást mutatnak. Valószínűleg a magasságkülönbségből adódóan az az iszap, ami ezeken a grifonokon nem tud felszínre törni (nincs elég nyomása az iszapnak), az említett alacsonyabb kúpokon kerül a felszínre. A Pâclele Mici területén 2 iszapkúpot azonosítottunk be. A nyugati alacsonyabb, és bár inaktív, itt az iszap az oldalában kifejlődött grifonokon jut a felszínre. A keleti, fejlettebb iszapkúp a terület legmagasabb pontja és egyben a legnagyobb kráterrel rendelkező feltörési pontja. A két kúp maga köré koncentrálja a kisebb formákat, egyedül 2 kisebb medence és egy kisebb grifon helyezkedik el a központi zónán kívül.

Mindkét terület terepmodelljén létrehozott időszakos lefolyási hálózatot megvizsgálva arra a megállapításra jutottunk, hogy a Pâclele Mari területén megfigyelt jellegzetes rajzolattípusok (sugaras, gyűrűs, párhuzamos, gyengén párhuzamos és gyengén ágas) ugyanúgy megjelennek a Pâclele Mici felszínén is.

Az időszakos lefolyási hálózaton lehatárolt részvízgyűjtőket elemezve azt figyeltük meg, hogy a Pâclele Mici területét 12, míg a Mari területét 9 részvízgyűjtő fedi be. Mindkét esetben a központi vízgyűjtő uralja a legnagyobb területet, bár ez a Pâclele Mari esetében hangsúlyosabb, hiszen elfoglalja a terület felét. Ugyancsak ebben a két központi részvízgyűjtőben találkozunk a legmélyebb árkokkal. A Pâclele Mari esetében ezek 10 m mélységet, míg a Pâclele Mici esetében 16–19 m mélységet is elérnek. Ez azzal magyarázható, hogy a Pâclele Mici legmélyebb árkai messze esnek az aktív zónától, továbbá ez a terület kevésbé aktív, mint a Pâclele Mari,

így gyorsabban erodálódik. A Pâclele Mari belső, központi területének időszakos vizeit két részvízgyűjtő (központi, északnyugati) vezeti le, míg a Pâclele Mici esetében 6 részvízgyűjtő is táplálkozik a legmagasabb iszapkúpról lefolyó időszakos vizekből. Ez is a két iszapvulkáni mező különböző szerkezetére utal: a Pâclele Mici területén egy fő iszapkúp uralkodik, míg a Pâclele Mari-nak bonyolultabb a szerkezete (három nagy iszapkúp között egy grifon-sor). A részvízgyűjtők határainak alakulását, eltolódását főleg a felszínre törő, majd lerakódó iszap befolyásolja.

A magasságváltozást vizsgáló elemzéseinkből kiderült, hogy a Pâclele Mici területének nagyobb százaléka mutat csökkenő értéket (84%), mint a Pâclele Mari (64%). Ennek magyarázata az lehet, hogy a Pâclele Mici-nél az aktivitás sokkal jobban koncentrálódik a belső területekre, alapból kisebb arányban borítja friss iszap a területét. A mélyülés mértékében is a Pâclele Mici vezet, mivel jól fejlett völgyei akár 2,65 m-t is mélyültek, míg a Pâclele Mari legfejlettebb völgyeinél 2 m a legerőteljesebb mélyülés értéke.

Iszapfeltörési formák tekintetében azonban a Pâclele Mari grifonjai fejlődtek többet, ez fejlettségüknek, nagyobb méretüknek és feltételezetten nagyobb iszaphozamuknak köszönhető. Itt a grifonok csúcsa legtöbb 68 cm-t nőtt, a grifonok oldalain viszont akár 90 cm-es növekedést is megfigyeltünk. A Pâclele Mici esetében a legmagasabb értékek a csúcson 42, illetve az oldalakon 70 cm. Észrevehető, hogy a pontoknak nem a csúcsa növekszik legtöbbet, hanem a friss iszapfolyásokkal borított oldala. Ez eredményezi azt is, hogy a fejlettebb formáknak – az iszapkúpoknak – kevésbé meredek, lapos az oldaluk, a kisebb grifonok viszont relatív magasak, de homorú, ívelt az oldaluk.

Összefoglalva a fentieket elmondhatjuk, hogy a Pâclele Mici és Pâclele Mari iszapvulkánok több szempontból is különböznek. A Pâclele Mici területe kisebb, kevesebb iszapfeltörési pontja van, és ezek közül mégkevesebb aktív. Úgy tűnik, hogy aktivitása gyengül, csökken a területe, és felszínén erőteljesebb az erózió, mint az épülés. Ezzel ellentétben a Pâclele Mari iszapfeltörési pontjainak nagyobb aránya aktív, területe is növekedett, és felszínén a növekedés kissé erőteljesebb, a pusztulás mértéke pedig kisebb, mint a másik területen.

Az adatok értelmezésében nagy bizonytalanságot ad a két, egymással ellentétes irányba történő fejlődés párharca: a felszínre feltörő – vagy felszínalatt felgyűlő és felboltozódó – iszap emelő hatása, valamint a könnyen lepusztítható iszap eróziója. Bár egy év túlságosan rövid időszak ahhoz, hogy ilyen következtetéseket levonjunk, azt feltételezzük, hogy az iszapvulkánok aktivitását nem csak a területek alatti iszapkamrában végbement változások határozzák meg. Az iszapkamrát és a felszínt összekötő kürtő- és csatornarendszerben bekövetkezett változások

hatása ugyanolyan jelentős. Ezért van az, hogy ugyanazon az iszapvulkáni területen, míg egyik részen aktiválódnak régi – vagy megjelennek új – iszapfeltörési pontok, a másik részen ezek épphogy megszűnnek működni, legalábbis egy ideig.

Még sok kérdés foglalkoztat minket, melyekre csak hosszabb időszak vizsgálata adhat választ. Érdekes lenne tovább követni azt, hogy a két iszapvulkán mennyire befolyásolja egymást. Jelen esetünkben például egyiknek erősödött, másiknak gyengült aktivitása. Lehetséges, hogy az egyik terület a másik rovására fejlődik? Remélhetőleg kutatásunk folytatásával választ kaphatunk erre és még sok más kérdésünkre is.

7. Bibliográfia:

- ACCAINO, F., BRATUS, A., CONTI, S., FONTANA, D., TINIVELLA, U. (2002): Fluid seepage in mud volcanoes of the northern Apennines: An integrated geophysical and geological study, *Journal of Applied Geophysics*, no. 63, 90–101. p.
- ALI-ZADE, A. A., SHNYUKOV, E. F., GRIGORYANTS, B. V., ALIYEV, A. A., & RAKHMANOV, R.R. (1984): Geotectonic conditions of mud volcano manifestation in the world and their role in prediction of gas and oil content in the earth's interior: proceedings of 27th International Geological Congress. 13, 377-393.
- ANDRĂȘANU, A. (2010): Buzau Land Geopark. Steps in building a new geopark in Romania, University of Bucharest, București
- BACIU, C., ETIOPE, G. (2002): The environmental significance of methane emission from geogenic sources, *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Seria Geologie*
- BACIU, C., ETIOPE, G. (2005): Mud volcanoes and seismicity in Romania, in Martinelli, G., Panahi, B. (redactori): *Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity*, NATO Earth Env. Sci. Ser., vol. 5, 77–87. p.
- BÁNYAI, J. (1932): Udvarhely vármegye iszapforrásai, *Erdélyi Múzeum*, 1(3), 1-17. p.
- BONINI, M. (2012): Mud volcanoes: Indicators of stress orientation and tectonic controls. *Earth-Science Reviews*. 115. 121–152. 10.1016/j.earscirev.2012.09.002.
- BRUSTUR, T., STĂNESCU, I., MACALEȚ, R., MELINTE-DOBRINESCU, M. C. (2015): The mud volcanoes from berca: a significant geological patrimony site of the buzău landgeopark (Romania), *Geo-Eco-Marina* 21/2015
- DAVIES, R. J., STEWART, S. A. (2005): Emplacement of giant mud volcanoes in the South Caspian basin: 3D seismic reflection imaging of their root zones, *Journal of the Geological Society, London*, vol. 162, 1–4. p.
- DEVILLE, E. (2009): Mud volcano systems. *Volcanoes: Formation, Eruptions and Modelling*. 95-125.
- DEVILLE, E., BATTANI, A., GRIBOULARD, R., GUERLAIS, S., HERBIN, J.P., HOUZAY, J.P., MULLER, C., PRINZHOFER A. (2003a) (in press): Mud volcanism origin and processes : New insights from Trinidad and the Barbados Prism. Special publication on Surface Sediment Mobilisation, *The Geological Society (London)*
- DICU, A. (2005): Vulcanii Noroioși din zona Buzăului, București, ed. Victor B Victor, 135. p.
- DIMITROV, L. I. (2002): Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments, *Earth Science Reviews*, vol. 59, no. 1, 49–76. p.
- ENCULESCU, P. (1911): Cîteva gloduri (ochiuri) din Podișul Moldovei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II: 133-141.
- GÁL, A. (2009): Classification of Mud Volcanoes in the Eastern and Central Part of the Transylvanian Depression, *Studia UBB, Geographia*, nr. 2/2009, 31-38. p.
- GÁL, A. (2010): Vulcanii noroioși din estul și centrul Depresiunii Transilvaniei, Teză de doctorat, Babeș-Bolyai Univ., Cluj-Napoca
- GÖNCZY, S., SZALAI, K. (2004): Geomorfológiai fogalomgyűjtemény, Kárpátaljai Magyar Pedagógusszövetség Tankönyv- és Taneszköztanácsa, Beregszász
- IVANOV, M. K., LIMONOV, A. F., VAN WEERING, T. C. E. (1996): Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes, *Marine Geology* no. 132, 253–271. p.
- JEVANSHIR, R. D. (1997): All About Mud Volcanoes, Inst. of Geol., Azerbaidjan Acad. of Sci., Baku

- KHOLODOV, V. N. (2002): Mud Volcanoes, Their Distribution Regularities and Genesis: Communication 1. Mud Volcanic Provinces and Morphology of Mud Volcanoes, Lithology and Mineral Resources, vol. 37, no. 3, 129, 197–209. p.
- KOPF, A. (2002): Significance of mud volcanism, Reviews of Geophysics, vol. 40, no. 2, doi:10.1029/2000RG000093
- LEÓN, R., SOMOZA, L., MEDIALDEA, T., GONZÁLEZ, F.J., DÍAZ-DEL-RÍO, V., FERNÁNDEZ-PUGA, M.C., MAESTRO, A. & MATA, M.P. (2007): Sea-floor features related to hydrocarbon seeps in deepwater carbonate-mud mounds of the Gulf of Cádiz: from mud flows to carbonate precipitates. *Geo-Marine Letters*, 27, 237-247.
- MARTINELLI, G. & PANAH, B. (2005): Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity.
- MARTINELLI, G., & JUDD, A. (2004): Mud volcanoes of Italy. *Geological Journal*, 39(1), 49–61. doi:10.1002/gj.943
- MAZZINI, A & ETIOPE, G. (2017): Mud volcanism: An updated review. *Earth-Science Reviews*. 168. 10.1016/j.earscirev.2017.03.001.
- MAZZINI, A., SVENSEN, H., AKHMANOV, G.G., ALOISI, G., PLANKE, S., MALTHERSORENSEN, A., ISTADI, B. (2007): Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia, *Earth and Planetary Science Letters*, 261, 375-388
- MELINTE-DOBRINESCU, M. C., BRUSTUR, T., JIPA, D., MACALEȚ, R., ION, G., ION, E., POPA, A., STĂNESCU, I., BRICEAG, A. (2017): The Geological and Palaeontological Heritage of the Buzău LandGeopark (Carpathians, Romania), *Geoheritage* 9:225–236
- PEAHĂ, M. (1965): Vulcanii noroioși din România. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., geografie*, XII(2): 193-206.
- SENCU, V. (1985): Vulcanii noroioși de la Berca, Ed. Sport-Turism, București
- SEVASTOS E., (1914): Descrierea geologica a împrejurimilor orașului Iași (Geological description of the surroundings of Iasi city), *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. V. 261-300
- SILVIA, C., DANIEL, P., ANDREA, C., DANIELA, A., MASSIMO, Z. (2013): Seafloor distribution and last glacial to postglacial activity of mud volcanoes on the Calabrian accretionary prism, Ionian Sea, *Geo-Marine Letters* DOI 10.1007/s00367-013-0354-y
- SIMIONESCU, I., (1903): Contributions a Moldova geology between Siret and Prut. *Acad. Rom. Publ. Fond. „V. Adamachi”*, II, București
- TINGAY, M. (2010): Anatomy of the ‘Lusi’ Mud Eruption, East Java, ASEG Extended Abstracts, 2010:1, 1-6, DOI: 10.1081/22020586.2010.12042009