

**MIKRO PSZEUDOKARSZTOS FORMAKINCS VIZSGÁLATA A  
BERCA – ARBĂNAȘI ANTIKLINÁLIS ISZAPVULKÁNI TERÜLE-  
TEIN (ROMÁNIA)**

**INVESTIGATION OF MICROPSEUDOKARSTIC LANDFORMS IN  
THE MUD VOLCANIC AREAS OF THE BERCA – ARBĂNAȘI  
ANTICLINE (ROMANIA)"**

MÓGA JÁNOS<sup>1</sup> – FEHÉR KATALIN<sup>2</sup> – SELYEM ZSUZSANNA<sup>1</sup> –  
DANIELA STRAT<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ELTE Természetföldrajzi Tanszék 1117. Budapest, Pázmány P. sétány 1./C  
[jmoga@freemail.hu](mailto:jmoga@freemail.hu) [selyemzsuzsanna958@gmail.com](mailto:selyemzsuzsanna958@gmail.com)

<sup>2</sup>ELTE Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék 1117. Budapest, Pázmány P.  
sétány 1./C [feher.katoke@gmail.com](mailto:feher.katoke@gmail.com)

<sup>3</sup>Bukaresti Egyetem, Faculty of Geography, 1, Nicolae Bălcescu Avenue  
Bucharest, Romania [danielastrat@gmail.com](mailto:danielastrat@gmail.com)

*Abstract: In this paper, we present the results of the geomorphological study of the micro pseudokarst landforms developed on Beciu and Păcelele Mari mud volcanic site that belongs to the famous mud volcanic area Berca-Arbănași, Buzău Subcarpathians, Romania. Different types of pseudokarstic cavity formation can be observed in the area, especially in the sloping periphery of the mud volcanic area, where badlands developed (badland pseudokarst), and rheolic pseudokarst in the mud flows, where the liquid mud material gets denser and wimple on the surface of the water that flows in the trough, it compiles and then covers the liquid mud channel. These micro-size covered tunnels are similarly formed as lavatubes at the lava flows of real volcanic areas. In order to complement the field measurements, we carried out surveys with a DJI Phantom 3 and 4 quadcopter to determine the The stereo-photogrammetric processing of the 12 Mpx resolution images was performed by Agisoft 1.2 professional software. Granular composition tests were carried out on sediment samples, collected in the mud volcanic area, by a laser diffraction particle analyser. All of the samples are classified as silty loam according to the USDA classification. The CaCO<sub>3</sub> content was low, varied between 7 and 11%, no significant difference between the samples was observed.*

*Keywords: pseudokarst, badland, piping, lavatubes, mudtubes, Berca-Arbănași mud volcano, Romania*

## **Bevezetés**

A földfelszín azon területeit, ahol felszínalatti vízhálózat alakult ki vagy az oldódástól eltérő folyamatok által létrejött természetes üregekkel találkozunk löszben, lávafolyásokban, gleccserekben, örfkfagy területeken és egyéb helyeken, továbbá a rosszul és nem oldódó kőzetekben dolinákkal, barlangokkal, vagy a karsztban gyakran megfigyelhető egyéb jellemző jelenségekkel találkozunk, pszeudokarsztnak nevezzük. Az 1997-es 12. Nem-

zetközi Speleológiai Kongresszus munkabizottsága definiálta a pszeudokarsztot: „*A pszeudokarsztok a karszthoz hasonló morfológiával rendelkeznek, és / vagy a vízelvezés főleg felszín alatti csatornákon keresztül történik, de lényegében hiányzik a karsztos oldódás (korrózió) és erózió a rendszer morfogenetikájából*”. KNEBEL 1908, GVOZDETSKIJ 1947, OTVOS 1976, BRYAN, YAIR 1982, PARKER et al. 1990, KEMPE, HALLIDAY 1997, GALLART et al 2002 és még sokan mások is megfogalmazták a lényegét: karszt-szerű morfológia, amit az oldástól eltérő valamilyen más folyamat alakított ki. A pszeudokarsztos barlangok természetes földalatti üregek, amelyek ember számára járható méretűek, de nem oldási folyamatok révén keletkeztek. Magyarországon leggyakrabban löszös üledékekben fordulnak elő pszeudokarsztos jelenségek dolinaszerű mélyedésekkel, víznyelőkkel, vízelvező csatornákkal, amelyeket neveznek szuffóziós formáknak, alagosodásnak, löszkarsztnak, szemikarbonát karsztnak is (JAKUCS 1977, BORSY 1993, ZÁMBÓ 1993, VERESS 2004, MÓGA, NÉMETH 2005, KISS et al. 2007).

A pszeudokarsztok osztályozásához általában a következő besorolást használják:

1. rheogén pszeudokarszt (láva-folyásokon kialakult pszeudokarszt),
2. gleccserjégben, jégtakarókban kialakult pszeudokarszt,
3. badland területek pszeudokarsztja,
4. tektonikus folyamatok következtében kialakult pszeudokarsztok és üregek,
5. talus pszeudokarszt, amelynek üregei nagyméretű kőtömbök közt alakultak ki,
6. örökfagy területeken kialakult pszeudokarszt,
7. tengerpartokon, főleg az árapályövezben kialakult pszeudokarsztok,
8. következményes pszeudokarszt, amely mesterséges földalatti üregek beszakadásával alakult ki.

A szakirodalomban eddig nem említett iszapvulkáni területeken is előfordulnak e formák, nagy részük kis vagy mikro méretű, amelyeket a Bodza-folyó mentén kialakított geoparkhoz (Buzau Geopark) tartozó iszapvulkáni területeken ismertünk meg és tanulmányoztunk.

Mivel e tanulmányunkban nem általában a pszeudokarsztos jelenségekkel foglalkozunk, hanem az iszapvulkános területeken előforduló pszeudokarsztos folyamatokkal és felszínformákkal, a továbbiakban csak az ott megfigyelt badland területek és a rheogén pszeudokarsztok szakirodalmának és kutatástörténeti előzményeinek rövid áttekintésére vállalkozunk.

*A badland területek pseudokarsztjain* a felszín alatti vízelvezésnek köszönhetően, amely csatornák, barlangok, víznyelők, tölcészerű vízelvező nyílások, száraz völgyek, természetes hidak és dolinaszerű mélyedések kialakulását idézi elő, szembetűnő hasonlóság van a valódi karsztformákkal, még akkor is, ha az üledékek karbonáttartama minimális. A jellemző fel-

szinformákat az időszakosan változó vízáramlás hozza létre csupasz, mérsékelten meredek területeken, elsősorban az iszapban és agyagban gazdag szemcsés kőzet lejtőin (*PARKER 1963, JAKUCS 1977, PARKER, HIGGINS 1990, ZHU et al. 2002, VERESS 2004, MÓGA, NÉMETH 2005, HALLIDAY 2006, KISS et al. 2007*). Ahogy a víz lefelé folyik a lejtőn, részben a felszínen, részben kis repedésekben keres útvonalat, a finom részecskéket eltávolítva és elmozdítva a durva részek közül, ami végül anyagvesztéshez és kavitációhoz vezet (*PARKER et al. 1990, BARTOLOMÉ et al. 2015*). Az agyagtartalmú üledékekben, amelyek duzzadásra hajlamosak, amikor felszívják a vizet, és zsugorodnak, amikor kiszáradnak, a duzzadás és zsugorodás folyamatosan váltakozik, így nagyobb és kisebb repedések alakulnak ki a kőzetben, amely kedvező feltételeket nyújt a felszínalatti vízvezető csatornák kialakulásához (piping, alagosodás).

A váltakozóan száraz-nedves és évszakosan változó hőmérsékletű régiókban a badland vidékek eróziós folyamatai a nedves évszakra korlátozódnak, de a mikroklíma is erősen befolyásolhatja a felszinformák fejlődését (*BRYAN, YAIR 1982*). A hegyvidéki területeken a tél folyamán a fagyás-olvadási ciklusok miatt jelentős mennyiségű anyag mozog a fagyemelés és kúszás (creep) folyamatai miatt a meredek és instabil lejtőkön. A nedvesítési, szárítási és fagyás-olvadási folyamatok is részt vesznek az alapkőzetet borító málladék réteg (regolit) kialakításában (*GALLART et al. 2002*), amely szintén fontos szerepet játszik a badland vidékek eróziós folyamatainak irányításában.

A lávafolyásokon kialakult pszeudokarszt jelenségeit analógiaként használjuk tanulmányunkban a sárfolyásokban kialakult sáralagutak képződésének megértéséhez, ami a *rheogén pszeudokarszt* egy mikroméretekben kialakult változata. A nem karsztosodó kőzetek között a bazaltlávákban alakulnak ki a legnagyobb gyakoriságban és méreteken barlangok, illetve barlangrendszerek (*GADÁNYI 2007, 2008a, 2008b THOMAS, GOUDIE 2006*). A bazaltláva-barlangok a karsztos területek barlangjaihoz képest igen rövid idő alatt keletkeznek, és kialakulásukban a karsztos oldódásnak nincs számottevő szerepe. Jóllehet az iszapvulkáni területek kis sáralagútjainak genetikája eltér mind a lávaalagutakétól, mind a valódi karsztos barlangokétól, a formakincsükben hasonló vonások figyelhetők meg. A rheogén pszeudokarszt (lávafolyásokon kialakult pszeudokarszt) kutatásáról tekintélyes mennyiségű szakirodalom tanúskodik, amelynek nagy része a nagyobb méretű és leglátványosabb lávakéreg barlangokkal foglalkozik. Ezek legnagyobb számban Izlandon, a Hawaii-szigeteken, Észak-Amerikában, Mexikóban, az Azori- és a Kanári-szigeteken, Olaszországban az Etna oldalában, Jordániában, Szaúd-Arábiában, Kenyában, Ausztráliában, Japánban (a Fuji-

san oldalában), Dél-Koreában (Csedzsu-szigeten) és a Húsvét-szigeten találhatóak. Számos lávakőzetben kialakult barlangot a XX. századi és még korábbi források megemlítettek, de a vulkano-szpeleológia, a magmás és vulkáni kőzetekben található barlangok kutatásával foglalkozó tudományág kialakulása, és a formakincs genetikai alapú rendszerezése csak az elmúlt évtizedekben kezdődött. A teljesség igénye nélkül fontos megemlíteni a lávaalagút-barlangok morfogenetikai csoportosításával foglalkozók nevét (HALLIDAY 1993, 1976, 2004, 2007, LICITRA 1993, PETERSON et al. 1994), utóbbi az izlandi bazaltláva-barlangok között lávaalagút-barlangokat, kürtőbarlangokat, gázhólyagbarlangokat, úgynevezett „pszeudokráter-barlangokat”, tengeri-barlangokat, folyó vájta barlangokat és hasadékbarlangokat különít el. PALMER (2007) a bazaltláva-barlangokat további csoportokra osztotta morfogenetikai jellemzőik rövid leírásával. 1972-ben rendezték meg az első nemzetközi Vulkanszpeleológiai Szimpóziumot White Salmonban (HALLIDAY 1976).

A lávabarlangokra vonatkozó első jelentős munkát hazánkban Balázs Dénes írta (BALÁZS 1974) a Fuji-sanon végzett kutatómunkája alapján. „Lávaiüregek keletkezése, típusai és formakincse” című munkájában a láva-barlangokat „szingenetikus” (a láva kihülése előtt kialakult) és „poszt-genetikus” (a láva kihülése és megszilárdulása után kialakult) típusokra osztotta. A magyar kutatási eredmények közül SZENTES 1971, 2012, SZÉKELY 1974, ESZTERHÁS 1997, VERESS 1999, 2003, GADÁNYI 2007, 2008a, 2008b tanulmányai érdemelnek figyelmet, utóbbiak nemzetközi szinten is úttörő jelentőségűek. Mivel az általunk vizsgált téma szempontjából a rheogén pszeudokarsztos jelenségek közül lényegében csak a lávakéreg barlangok fontosak a párhuzamok miatt, a többi forma részletezésétől eltekintünk. A hígán folyós bazaltlávák pahoehoe típusú lávafolyások, melyek rövid idő alatt nagy távolságra eljutnak, és nagy területet elboríthatnak a kitörési központ körül. A kiömléskor 1000-1200 °C hőmérsékletű pahoehoe bazaltláva (fonatos láva, kötélháva) folyásoknak a hűlés során fokozatosan megvastagodik a kérge az ún. „felduzzadás” miatt, amikor a fokozatosan hűlő és vastagodó felszíni kéreg alá - annak kialakulásával egyidejűleg - folyékony láva nyomul, ott felhalmozódik, miközben a kérget több méter magasságban megemeli. A pahoehoe-lávafolyások a kéreg alatt belülről növekedve érik el a később is látható vastagságukat. Az ily módon vastagodó lávafolyás elnevezése az angol nyelvű szakirodalomban az „inflated pahoehoe”, vagy „felduzzasztott pahoehoe” (HON et al. 1994, 2004, PETERSON et al. 1994, GADÁNYI 2008b). Mivel folyás közben dermednek meg, ill. szilárdulnak meg, az áramlás során nyerik el jellegzetes redős, fonatos alakjukat. Ezek a tanulmányok nagymértékben hozzájárultak a

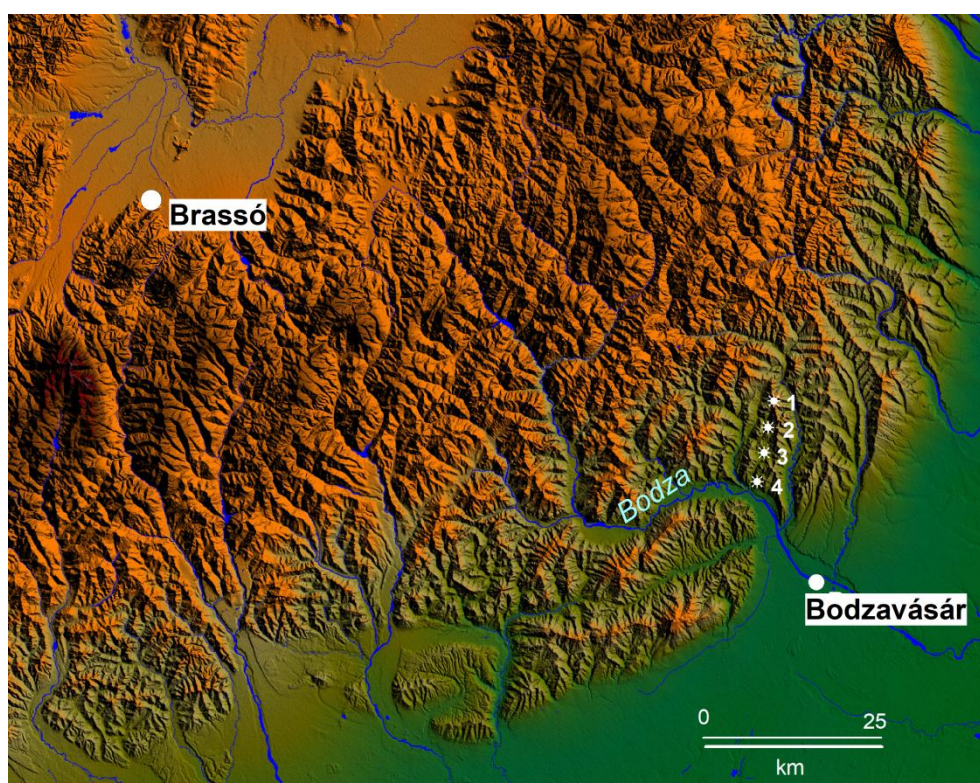
szingenetikus bazaltláva-barlangok, ill. tágabb értelemben a rheogén pszeudokarsztok genetikájának megismeréséhez.

### **Célkitűzések és módszerek**

Az iszapvulkáni területek lejtős peremvidékén a lefolyó sár, sáros víz, víz által mélyített árkokban és a környezetükben észlelt pszeudokarsztos jelenségeket tanulmányoztuk. A mikroméretű pszeudokarsztos formák és az iszapvulkánok működése közti kapcsolatot terveztük feltárni, mivel sem a pszeudokarsztos szakirodalomban, sem az iszapvulkánokról szóló tanulmányokban nem találtunk említést ezekről a kisformákról. Egyrészt a felszínformák típusait vettük számba, másrészt egyszerű terepi mérésekkel a kisformák jellemző morfológiai jellemzőit vizsgáltuk, és terepi megfigyeléseink és analógiák alapján a formák kialakításában szerepet játszó morfológiai folyamatokat igyekeztünk meghatározni. Lényegében két formacsoportot különítettünk el, az alagosodáshoz (szuffózió, piping) kapcsolódó formákat, ill. a lávakéreg barlangokhoz hasonló megjelenésű mikroméretű formákat, sárhidakat és alagutakat. A terepi vizsgálatainkat kiegészítettük a drónfelvételekből fotogrammetriai módszerrel előállított ortomozaikok elemzésével, bár ez a felbontásuk miatt kevésbé alkalmasnak bizonyultak a mikroformák vizsgálatában, valamint a terepen gyűjtött minták labor vizsgálatok eredményeit is felhasználtuk tanulmányunkban. Szemcseméret-elemzést végeztünk az ELTE TTK Központi Kutató és Műszer Centrum Horiba Partica LA 950V2 lézerdiffrakciós szemcseanalizátorával, hogy eldöntsük, a karsztszerű formák és jelenségek kialakításában az oldási folyamatoknak van-e fontosabb szerepük, vagy inkább a szemcseméret eloszlásnak, amely a badland jelenségeket (víznyelők, barlangi méretű vízvezető járatok, forrásbarlangok) oldás nélkül is kialakíthatja.

A mintaelőkészítés a következőképpen történt: 10%-os HCl-val eltávolítottuk a karbonát-tartalmat, 30%-os H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-dal a szervesanyagot (*GEE, BAUDER* 1986), majd mérés előtt diszpergáltuk nátrium-pirofoszfátos kezeléssel (*MADARÁSZ et al.* 2012). A vízdhatóanyag-tartalom vizsgálata az MSZ 21978-9: évszám szabvány alapján történt: 1:10 arányú desztillált vízes kivonatot készítettünk, 24 óra állás után 4 órán keresztül kevertük körforgós rázógépen. Szűrés után az ivóvíz vizsgálati szabvány előírásai alapján mértük az alábbi ionokat: kalcium, nátrium, kálium (lángfotometriás módszerrel MSZ 448-3:1985, MSZ 448-10:1977), klorid (titrimetriás módszerrel MSZ 448-15:1982), nitrit, nitrát, ammónium, ortofoszfát, szulfát (fotometriás módszerrel, MSZ 448-12:1982, MSZ 448-12:1982, MSZ ISO 7150-1:1992, MSZ 448-18:1977, MSZ 448-13:1983).

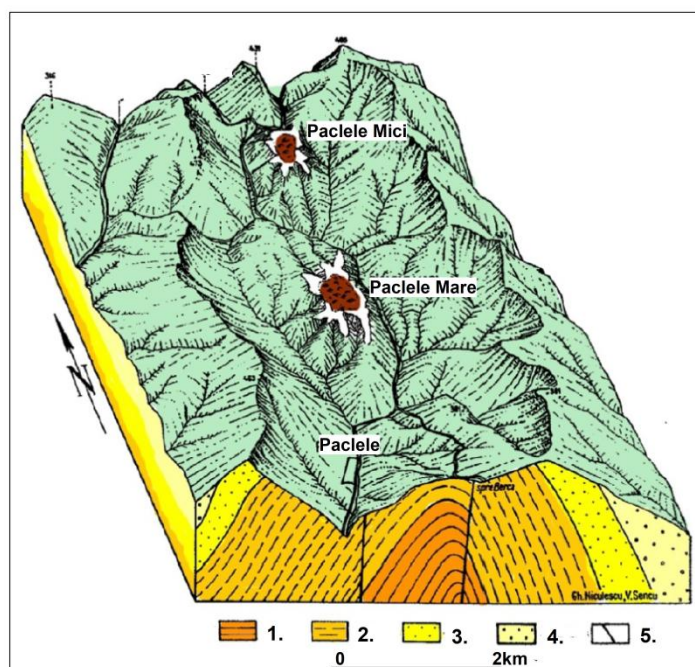
## A vizsgált terület földtani, morfológiai jellemzése



1. ábra: A Keleti-Kárpátok külső részén (Szubkárpátok) négy iszapvulkáni terület alakult ki. Jelmagyarázat: 1. Beciu, 2. Pâclele Mari, 3. Pâclele Mici, 4. Fierbătorei  
Figure 1: The four segregated mud volcano fields, named 1. Beciu, 2. Pâclele Mari, 3. Pâclele Mici, and 4. Fierbătorei-Berca in the area of Eastern Carpathians, Buzău region

Tanulmányunkban a Keleti-Kárpátok külső szegélyén a Bodza-folyó mentén kialakított geopark (Buzău Geopark) területén található Beciu iszapvulkáni terület pszeudokarsztos formakincsének vizsgálati eredményeit ismertetjük. Az említett geopark gazdag földtani és morfológiai értékekben, számos geotop (geosite) található a területén, amelyek között a flis és molasz öv jellegzetes üledékföldtani és tektonikai jelenségei, sódiapírok és sókarsztok, gázzívágási helyeken kialakult öröktűz, különleges homokkő sziklaalakzatok és iszapvulkánok jelentik a legérdekesebb látnivalókat. Az iszapvulkánok a Kárpátok tektonikailag egyik legaktívabb zónájában, a Vrancea-zóna közelében találhatóak (1. ábra). Kialakulásukban ugyanazon tényezők ját-

szottak szerepet, mint az Eurázsiai-hegységrendszer egyéb területein (Olaszországban az Appenninekben és Sziciliában, Ukrajnában és Oroszországban az Azovi-tenger mellékén, Azerbajdzsánban az Apseron-félszigeten stb.). Szénhidrogén (kőolaj és földgáz) csapdák találhatóak a területen, aktív szerkezeti mozgások történnek, amelyek az agyagos, és gyakran magas sótartalmú üledékekből álló rétegsorokból felboltozódásokat, gyűrt szerkezeteket és sódiapírokat alakítanak ki. A metángázt tartalmazó szerkezetekben túlnyomásos övek jöttek létre (DIMITROV 2002, 2003, KOPF 2002, ETIOPE et al. 2009, BONINI, MAZZARINI 2010), amelyek elősegítették az iszapvulkánok képződését.



2. ábra: A Bodza-folyó völgyében fekvő Berca és a tőle kb. 30 km-re észak felé eső Beciu települések között a sárvulkánok egy É-D irányú antiklinális tengelyéhez kapcsolódva jelentkeznek. Jelmagyarázat: 1. Meotiai rétegek, 2. Pontuszi rétegek, 3. Daciai rétegek, 4. Levanteani rétegek, 5. törésvonalak

Figure 2: The Berca-Arbănași anticline, the axis of the faulted anticline, generally at the intersection with transversal faults 1, Meotian, 2, Pontian, 3, Dacian, 4, Levantean, 5, faults

Az iszapvulkánok a Keleti-Kárpátok külső részén (Szubkárpátok) a Belső Előtér süllyedéknek (Inner Foredeep) nevezett geológiai szerkezet területén jelennek meg, ahol régóta olaj- és gázkitermelés folyik, és gyakoriak a sódiapírok is. A Bodza-folyó völgyében fekvő Berca és a tőle kb. 30 km-re észak felé eső Beciu települések között a sárvulkánok egy É-D irányú anti-

klinális tengelyéhez kapcsolódva jelentkeznek. (ANDRĂȘANU 2010, BRUSTUR et al. 2015, MAZZINI, ETIOPE 2017, STOICA et al 2017). A Berca-Arbănași antiklinális tengelyében és az azt harántoló vetőzóna mentén áramlik fel a sár, a sós, olajos vizekkel együtt a metán gáz nyomása következtében a felszín felé (2. ábra). A Berca és Beciu között kialakult sárvulkánok legfeljebb néhány méter magasságot érnek el, mégis változatos a morfológiájuk. A látogatók előtt megnyitott Pâclele Mari és Pâclele Mici sárvulkánok mellett a környéken még két másik iszapvulkáni terület található: délen Berca határában a Fierbători és a zóna északi részén a kevésbé ismert Beciu iszapvulkáni terület. A vizsgált négy területen szétszórtnak sárcúpok (gryphonok) és iszapmedencék jelennek meg magányosan, ill. kisebb csoportokban, körülöttük aktív és inaktív sárfolyások egyaránt nagy számban fordulnak elő. A pszeudokarsztos jelenségeket terepbejárásaink során fedeztük fel a Beciu és a Pâclele Mari iszapvulkáni területen, a továbbiakban az említett két helyszínen végzett vizsgálatainkról adunk számot (3. 4. ábra).

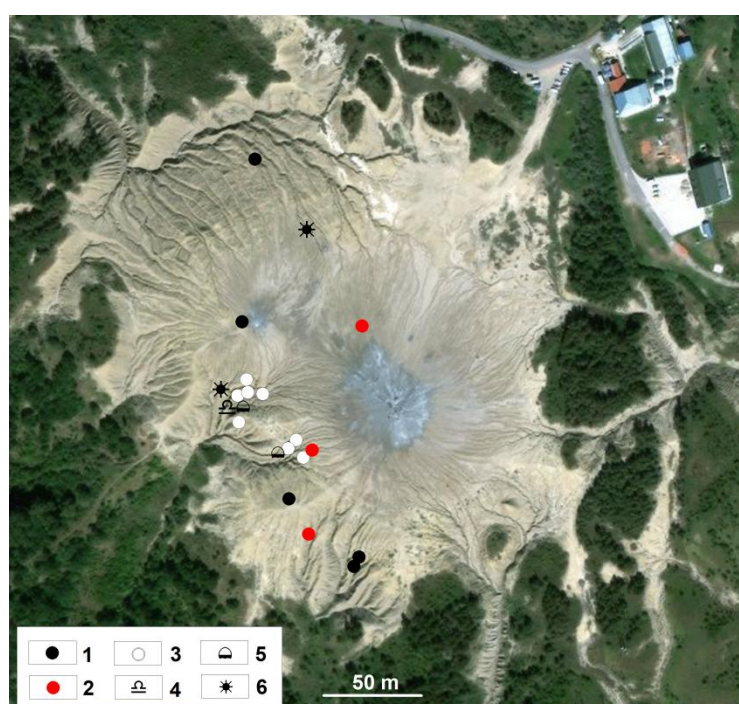


3. ábra: A pszeudokarsztos jelenségek előfordulási helyei a Beciu iszapvulkáni területen, a 2019-ben készített drónfelvételen. A fekete pontok az iszaphidakat és alagutakat jelölik.  
 Figure 3: The surface orthophoto of Beciu mud volcanic area made by 2019 drone pictures. The black dots marks the individual mud volcanic landforms (mud bridge, mud tunnel)

Az iszapvulkánok működésének aktivitása főleg a gázkibocsátás mennyiségétől (belső nyomás) és az időjárási tényezőktől, elsősorban a csapa-



dék mennyiségétől függ. Több alkalommal megfigyeltük, hogy egy-egy hosszabb ideig tartó csapadékos időszak után a kráterekben és sármedencékben intenzívebb bugyogás volt, továbbá a régi, szunnyadó kúrtók újból működésbe léptek, és megnövekedett a sárkibocsátás, amely hosszabb, olykor újabb sárfolyásokat alakított ki a régebbiek felett. Az iszapvulkáni kúpok a vizsgált iszapvulkáni területek legnagyobb és leglátványosabb formái (5. ábra). A szakirodalomban gryphonnak nevezett vulkáni kúpokra emlékeztető alakú formák tetején kráter nyílik.



4. ábra: A pszeudokarsztos jelenségek előfordulási helyei a Páclele Mari iszapvulkáni területen a Google térképen ábrázolva. Jelmagyarázat: 1. iszap alagutak és ablakok, 2. iszap alagutak a meanderező árkok alján, 3. víznyelő, 4. pszeudokarsztos eredetű barlang, 5. sárhíd, 6. alagosodás miatt kialakult aszóvölgy és víznyelő  
 Figure 4: The pseudokarst landforms occur on surface of Páclele Mari mud volcanic area on the Google map: 1. mud tunnel and window, 2. mud tunnel on the bottom of the meandering trench, 3. sinkhole, 4. pseudokarstic cave, 5. mud bridge, 6. piping landforms (dry valley and sinkholes)

Ezek a struktúrák rendszerint az iszapvulkáni terület központi részében csoportosan jelennek meg, vagy a tektonikai vonalak által meghatározott rendben sorakoznak (például a fő törésvonalak mentén). A gryphonok a gyakori vagy folyamatos iszapkiömlésekből származó, egymásra települt iszapfolyásokból álló, réteges szerkezetű formák. A kúp lejtőszöge általában

eléri a 45°-os szöveget (a lejtő meredeksége a szemcsemérettől és a kitört anyag sűrűségétől függ). Ezek a sárkúpok több egyedből álló csoportban vagy magányosan fordulnak elő, és átlagos magasságuk néhány tíz centiméter és 3-4 m között változik. A buborékoló típusú griphonok csoportjába tartoznak, ahol a sárral kitöltött kráterekben folyamatosan képződnek a gáz-buborékok. A buborékoló griphonok alatt általában egy sárkamra található, ami egy keskeny csatornán keresztül folytonos sár, víz és gáz utánpótlást nyújt a sárral teli kráternek, ahol folyamatos a buborékolás. Az iszap rendszeresen túlfolyik, miután a kráterben lévő medence megtelik, és sugarasan szétterül a kúp körül.



5. ábra: Az iszapvulkáni kúpok (griphon) a vizsgált iszapvulkáni területek legnagyobb és leglátványosabb formái

Figure 5: The largest and most spectacular landforms of the mud volcanic area are cones (griphon)

Az iszapmedencék az iszapfelszínbe perem nélkül bemélyülő körkörös vagy ellipszishez hasonlóan megnyúlt kis medencék. Olajos víz, higan folyós vagy viszkózus sár tölti ki őket. Két formájukat különböztetik meg, aszerint, hogy egy helyen a kürtő felett vagy diffúz módon, több helyen törnek fel a gázok nyomására a folyékony és gáznemű anyagok (BRUSTUR et al. 2015). A feltörő anyag mennyiségétől és minőségétől függően lehetnek különbözőek. Lefolyástalanok a mélyedések, ahol csak gázok törnek fel,

legtöbbször azonban egy vagy akár több helyen túlcsoordulnak, és akár több tíz méter hosszú sáros víz, ill. hígan folyós vagy viszkózus iszapfolyásokat táplálnak, amelyek legyezőszerűen szétterülnek a medencék körüli lejtős területeken (6. ábra).



6. ábra: Az iszapmedencék az iszapfelszínbe perem nélkül bemélyülő körkörös vagy ellipszishez hasonlóan megnyúlt kis medencék

Figure 6: Mud pools are circular or elliptical-shaped small pools which extend to the mud surface without a rim

Aktív és inaktív sárfolyások egyaránt nagy számban fordulnak elő az iszapvulkáni területeken, mivel az iszapvulkánok szezonális aktivitása, anyaga és a kifolyt sár mennyisége gyakran változik, ezek befolyásolják a lefolyás típusát és irányát is. Jóllehet a kúpok körül sugarasan széttartó (centrifugális) sárfolyások keletkeznek, de ezek aktivitása és a lefolyás iránya szüntelenül változik. Másrészt a kráter vagy medence túlfolyó nyílása általában csak egy-két kitüntetett irányba engedi lefolyni a sárt, amelyeknek a helye is módosulhat idővel, ezért az idősebb, kiszáradt sárnyelvek és a friss, aktív sárfolyások keresztezik egymást. A kúpoktól távolabb eső laposabb térszíneken előfordulhat, hogy két különböző kibocsátó helyről származó sárfolyás keresztezi egymás útját, a sűrűbb sárfolyás eltérítheti a másikat a korábbi lefolyási irányból. Az újonnan kialakult sárfolyásokban jól megfigyelhető, hogy a frissen feltörő sár jellemzően világosszürke színe szembevetően különbözik a környező idősebb, barnás színű oxidált sár felszínétől (7. ábra).



7. ábra: A frissen feltörő sár jellemzően világosszürke színe szembetűnően különbözik az idősebb sárfolyásokétól  
Figure 7: The recently ejected mud typically has a light grey colour, which differs from the color of older mud surfaces in its surroundings

## Diszkusszió és eredmények



8. ábra: A sűrű viszkózus sárfolyások a pahoehoe lávához hasonló fonatos mintázattal rendelkeznek  
Figure 8: Dense viscous mud flows have a braided pattern similar to that of the pahoehoe lava

A medencéből kiinduló fluidok nagyon különbözőek anyaguk és viszkozitásuk tekintetében. A leghígabbak hígban folyós olajos vízzel elegyedő, minimális lebegő anyag tartalmú fluidok és a híg sárfolyások a nagyobb esésű lejtőkbe bevágódnak. Pár cm széles és mély vályút alakítanak ki, melynek a szélén a lerakódott és megszáradt sár gallérszerű peremet képez. Az iszapdombok lejtőin gyakran más forrásból származó sárfolyásokat, ill. idősebb, kiszáradt, poligonális repedéshálózattal borított sárfolyásokat keresztezve szétterülnek. Ritkán kialakulnak sűrű viszkózus sárfolyások, amelyek a pahoehoe lávához hasonló fonatos mintázattal rendelkeznek (8. ábra).

A felszínbe bemélyedő vályús sárfolyások hasonlítanak a magashegységek (rinnek), bár a kialakulásukban egészen másféle tényezők játszanak szerepet. Vannak többé-kevésbé egyenes és meanderező vályúk. Pár centiméteres perem alakulhat ki a vályúk szélén, ami főleg a sűrűbb sárfolyásokra jellemző, de vannak perem nélküliek is. A sárfolyások alakja szakaszosan változik, amely főleg a felszín lejtőszögétől függ, általában határozott mederben kezdik útjukat, bevágódhatnak, a lejtőszög csökkenésével meanderezésbe kezdenek, azután iszapnyelveket alakítanak ki és szétterülnek. Az iszapvulkáni dómok peremén kialakult árokrendszer felé tartva ismét bevágódnak és badlandvidéket alakítanak ki. A rheogén pszeudokarsztos jelenségek mikroformái a sárhidak és sáralagutak az iszapvulkáni területek lejtős peremvidékén a sűrű pahoehoe típusú sárfolyásokhoz, ill. azokhoz a mederben kialakult hígabb sárfolyásokhoz kapcsolódnak, ahol a vályúban lefolyó sár/sáros víz felszínén a párolgás miatt sűrűbbé váló anyag összeáll és befedi a sáracsatornát. A sárhidak és alagutak lehetnek szingenetikusak és posztgenetikusak aszerint, hogy magában a még folyós anyagú sárfolyásban alakul ki az alagút, ill. híd, vagy később a már megszilárdult sár lerakódásokban eróziós folyamatok hozzák létre. Előbbi akkor és úgy jön létre, ha a vályúban lefolyó sár felszínén a sűrűbbé váló anyag redőződik, összeáll és befedi a már korábban kialakult csatornát. A csatorna peremén előbb gallérszerű perem rakódik le az áramló sárból, ami oldalirányban szélesedve összeér a híg sárfolyás tetején besűrűsödő iszap kéreggel, aminek a kialakulását meleg száraz időszakban a párolgás fokozhatja (9. ábra). Néhány kisebb gally és egyéb növényi maradvány akadályt képezhet a sárfolyás útjában, ami feltorlaszolja egy szakaszon a sarat, ami segíti a boltozat kialakulását. Ezek a mikroméretű fedett alagutak hasonlóképpen képződnek, mint a lávakéreg barlangok (lavatube) a valódi vulkáni területek pahoehoe típusú lávafolyásainál.

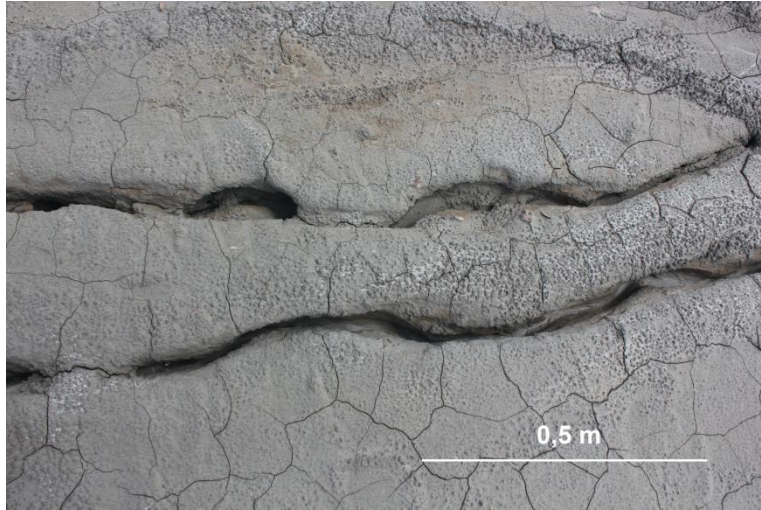


9. ábra: Szingenetikus sárhidak és sáralagutak akkor alakulnak ki, ha a vályúban lefolyó sár/sáros víz felszínén a párolgás miatt sűrűbbé váló anyag összeáll és befedi a sárcsatornát

Figure 9: Syngenetic mud bridges and tunnels may evolve during the evaporation of muddy water, where the dense mud layer forms a crust on top of the liquid mud flow

A sárhidak és alagutak posztgenetikus képződésére jó példa, ha egy már megszilárdult sárban kialakult vályú útját sárfolyás keresztezi, és úgy képez fedelet a vályú felett, hogy alatta a vályú nyitva marad vagy egy szakasza részlegesen zárul el, amit egy későbbi híg sárfolyás újból megnyit (10. ábra).

Mivel az iszapvulkánok sárkibocsátása csapadékos időszakban nagyobb, a kifolyó sár teljesen kitöltheti a korábban kialakult vályút, sőt kiáradhat és előntheti a szomszédos területeket, részben vagy teljesen befedheti a közeli vályúkat is. A nyitott, félig fedett és fedett vályú szakaszok váltakoznak akár egy sárfolyás mentén is. Ezek a vizsgált területeken (Pâclele Mari, Beciu iszapvulkáni terület) nagy számban fordulnak elő (3, 4. ábrák), de kizárólag mikro méretben (cm, dm) alakulnak ki. A sáralagutak átmérője 5-10 cm, hosszuk ritkán haladja meg a fél métert. Formakincsük szegényebb, mint a valódi lávakéreg barlangoké, méretük miatt nem is nevezhetők barlangnak, de a pszeudokarsztok definíciója szerinti felszínalatti csatornákon keresztül történő vízelvezetés kialakul bennük (KEMPE, HALLIDAY 1997, PALMER 2007). A sárhidak és sáralagutak többsége időtálló, a 2017-19. években készített négy drónfelvételein felismerhetők annak ellenére, hogy a fiatalabb sárfolyások helyenként befedték, ill. módosították alakjukat.



10. ábra: A sárhidak és alagutak posztgenetikus úton akkor alakulnak ki, ha egy már kialakult vályú útját sárfolyás keresztezi, és úgy képez fedelet a vályú felett, hogy alatta a vályú nyitva marad vagy egy szakasza részlegesen zárul el, amit egy későbbi híg sárfolyás újból megnyit

Figure 10: Postgenetic mud bridge and tunnel develops in a trough if it is crossed by a subsequent mud flow, and forms a cover/roof over the trough in a way that the trough remains open or is only clogged partially, which can be re-opened by a subsequent liquid mud flow



11. ábra: A pszeudokarsztos jelenségek közül legnagyobb számban a kisméretű víznyelők fordulnak elő a vizsgált területen

Figure 11: The sinkholes (swallow holes) are the most common pseudocarstic landforms on the investigated area

A vizsgált iszapvulkáni területek dómszerűen emelkednek ki a környezetükből, így a nagyobb hozamú és hosszabb sárfolyások gyorsan mélyülő árokrendszeren keresztül érik el a szomszédos völgyek talpát. Ezeken a peremi helyzetű felárkolt laza üledékekből álló térszíneken alakulnak ki a

pszeudokarsztos felszínformák másik típusába tartozó badland pszeudokarsztos felszínformák és jelenségek (alagosodás, szuffóziós jelenségek, piping). A vizsgált két iszapvulkáni terület badlandvidékein a központoktól távolabb eső puha üledékekben sok (kb. 100) kisméretű pszeudokarsztos formát figyeltünk meg. Legnagyobb számban kisméretű víznyelőket (11, 12. ábrák) és a hozzájuk kapcsolódó felszínalatti vízvezető csatornákat, időszakosan működő forrasszájakat figyeltünk meg a helyszíneken, amelyek időszakos vízfolyásokhoz kapcsolódnak.



12. ábra: Víznyelő és vakvölgy a Páclele Mari iszapvulkáni területen  
Figure 12: Sinkhole and blind valley on the Páclele Mari mud volcanic area

Ezek a záporpatakok részben a felszínen, részben a felszín alatt folynak rövid, pár méteres "vakvölgyeket" (13. ábra), aszóvölgyeket kialakítva, amelyek mélységi lefejezéssel alakultak ki. A bennük nyíló vízvezető kürtők nem igazi víznyelők, az alagosodás (piping) jelenségei közé tartoznak. Megfigyeltünk néhány kisméretű természetes hidat is a vizsgált területen (14. ábra).





13. ábra: Időszakos vízfolyás rövid, pár méteres vakvölgye (Páclele Mari iszapvulkáni terület)  
Figure 13: Short blind valley formed by a temporary brook on the Páclele Mari mud volcanic area



14. ábra: Kisméretű természetes híd (Páclele Mari iszapvulkáni terület)  
Figure 14: Small natural mud bridge (Páclele Mari mud volcanic area)

A pszeudokarsztos formák közt a legnagyobb méretű egy időszako-  
san működő barlang a Páclele Mari iszapvulkáni területen, amely kb. 1,7 m  
magas és kb. 3 m hosszú alagút (átmenő barlang), amelyen egy vizesárok  
időszakosan működő patakja keresztül folyik (4, 15. ábrák). A mennyezetén

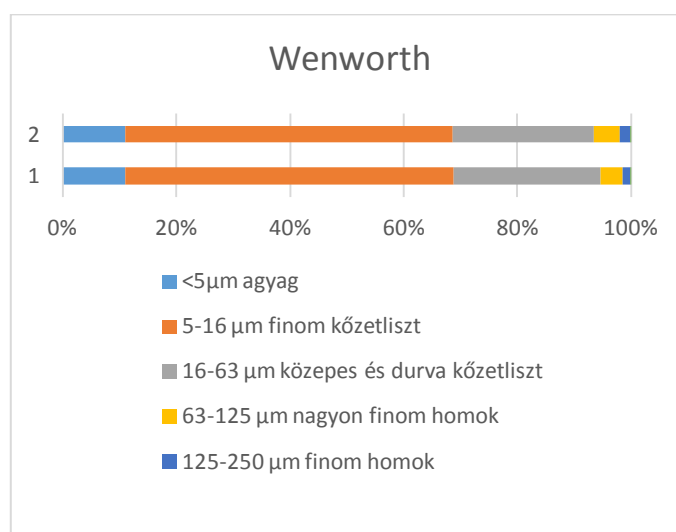
két kisebb kürtő nyílik, amelyeken az eróziós nyomok szerint időnként befolylík a víz. Az egyéb badland vidékeken gyakori dolinák itt nem fordulnak elő.



15. ábra: Ámenő barlang, amelyen egy vizesárok időszakosan működő patakja keresztülfolylík (Páclele Mari)  
Figure 15: River cave along the flow of a temporary brook (Páclele Mari)

Ahogy azt a bevezetésben bemutattuk, az alagosodás (piping) jelenségei akkor alakulnak ki, ha a finom szemcséjű diszperz agyag- és törmelék szemcséket a gyengén konsolidált üledékekből a talajvízmozgás fokozatosan elszállítja (EBERHARD, SHARPLES 2013, BARTOLOMÉ et al. 2015), ami földalatti járatok, csatornák kialakulásához vezet (PARKER et al. 1990). A felszínformák feltűnő hasonlóságot mutatnak a valódi karsztos formákkal, még akkor is, ha az üledékek karbonáttartalma minimális mértékű (vizsgálataink szerint 10 % körüli volt). A tipikus felszínformákat a csupasz, mérsékelten meredek területeken az időszakosan kialakuló vízfolyások alakítják ki, főként a szemcsés kőzetből álló, iszapban és agyagban gazdag lejtőkön (PARKER 1963, JAKUCS 1977, PARKER, HIGGINS 1990, ZHU et al. 2002, VERESS 2004, HALLIDAY 2006, MÓGA, NÉMETH 2005, KISS et al. 2007). A lejtőn lefelé áramló víz részben a felszínen mozog, részben a kis repedéseken át keresi az utat, magával ragadja és elszállítja a finom részecskéket a durva részecskék közül, ami végül anyag veszteséghez és üregesedéshez vezet. Ahogy az üreg tágul, egyre több víz folyik rajta keresztül és egyre nagyobb mértékben szerepet játszik a formaképződésben az erózió is. Az agyagos üledékekben, amelyek a víz felvételével duzzadásra, a kiszáradáskor zsugorodásra képesek, a folyamatos térfogatváltozás miatt kisebb-

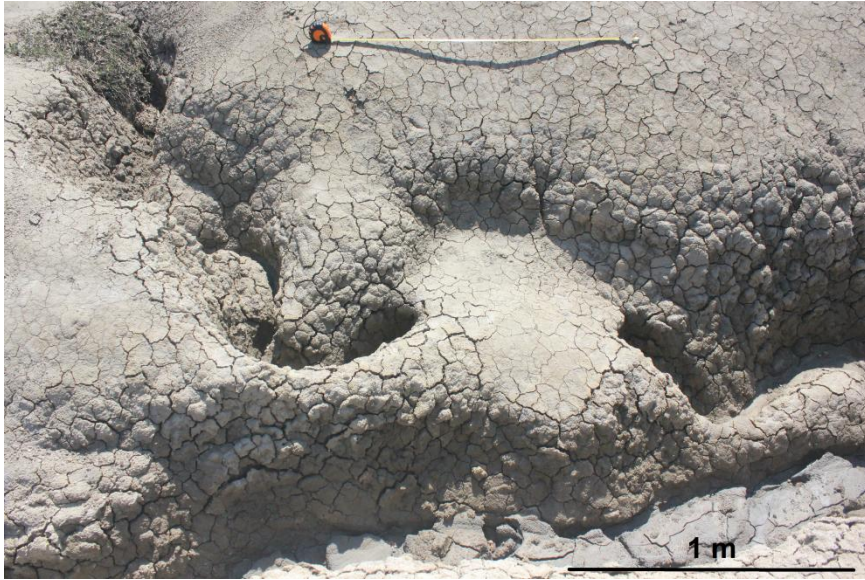
nagyobb repedések keletkeznek, amely az alagosodásra kedvező feltételeket teremt. A szemcsemösszetételi vizsgálataink finomabb és durvább szemcsés üledék jelenlétét egyaránt kimutatták a barlangból és a barlang feletti rétegekből vett mintákban. A két mintában a finom, közepes és durva kőzetliszt dominál, de megtalálható az agyag és a finom homok szemcseméret is, amelyek alkalmasak a badland pszeudokarsztra jellemző üledékszállítás és üregesedés folyamatainak kialakítására, anélkül, hogy a karbonáttartalmuk magas lenne (16. ábra).



16. ábra: A szemcseméret eloszlása Wenworth csoportosításában. 1. minta a 15. ábra barlangjának mennyezetéről, 2. minta ugyanannak a barlangnak a medréből  
 Figure 16: Grain size distribution of the samples after the classification of Wenworth. 1. sample from the ceiling of cave shoes the Figure 15., 2. sample from the bottom of the same cave



17. ábra: A meanderező árkok alján az időszakos vízfolyás alagutakon töri át az akadályokat  
 Figure 17: On the bottom of meandering trenches the temporary brook flowing through tunnel below the obstacle



18. ábra: A badland területeken sok árok vakon végződik, a bennük összegyűlő víz kis csatornán keresztül hagyja el a területét

Figure 18: On the badland areas many blind valley develop and the water flowing through the terminal pipes

Az alagosodásnak egy másik jellegzetes megjelenési formája a meander alagút. Ezek a mikroformák az iszapvulkáni dómok lejtőin kialakult 0,5-3 m mély, meanderező árokrendszerekhez köthetők. A záporpatakok gyorsan mélyítik az árkok alját, amelyekben a magashegységi karsztok meanderkarrjaihoz hasonló háromdimenziós meanderek alakulnak ki (VERESS 1998, 2000). A több tíz méter hosszan követhető árkok alján a sodorvonal középvonalhoz képest történő kilendülése aszimmetrikus mederlejtők kialakulásához vezet hasonlóképpen, mint a felszíni vízfolyásoknál. A közepes (átlagos) vízhozamhoz köthető meder homorú oldalát jobban alámosza az időszakos vízfolyás, mint a domború oldalát. A meanderek mélyünek és lefelé vándorolnak az árok alján. A kisvizek által kimélyített meander ívek jól kirajzolódnak a középvízi meder szélesebb talpán. A kisvízi medrek mélyülése, bevágódása a meandereket elválasztó gerinceknél megszakad, felszíni meder helyett a homorú ívekben az áramló víz gyakran kis alagutakon keresztül töri át a gátat, amelyeket a finom részecskék elszállításával (szuffózió, alagosodás, piping) alakít ki. Ez a jelenség hasonlít a meanderező karrvályúkból a sziklahíd képződéséhez, azonban itt a formák a száraz iszap anyagban "lágyabbak", és itt nem az oldási folyamatok irányítják a formaképződést (VERESS 1998, 2000) (18. ábra). A meanderező árokszakaszokban a fejletlen, fejlett, érett, túlfejlett kanyarok egyaránt megtalálhatók (SZABÓ J. 1993). Némelyik árok vakon végződik, a benne összegyűlő

víz alagúton keresztül hagyja el a területét (19. ábra). Szinte minden árok alján a meanderekben megtalálhatók ezek a kis alagcsövek, amelyek az iszapvulkáni területek badlandjeinek jellegzetes pszeudokarsztos jelenségei.

## **Összegzés**

Az iszapvulkánok szakaszos működése, anyaga, a kifolyt sár mennyisége, sűrűsége gyakran változik, és ezek befolyásolják a lefolyás típusát és irányát is.

Gyakori a meanderező sárfolyások (vályúkban kialakult sárfolyások) szétválása és egyesülése. Különösen látványos kisformák alakulnak ki, ha különböző típusú (anyagú vagy viszkozitású) sárfolyások keresztezik egymást.

Szingenetikus sárhidak és alagutak ott alakulnak ki, ahol a híg sárfolyás tetején a sűrű iszap kérget képez, redőket képez, összeáll és befedi a hígan folyó sár csatornáját. Ezek a mikroméretű fedett alagutak bár egyszerűbbek és jóval kisebb méretűek, hasonlóképpen képződnek, mint a lávakéreg barlangok a valódi vulkáni területek pahoehoe típusú lávafolyásainál.

Alagútszerű forma képződik akkor is, ha egy vályút viszkózusabb sárfolyás keresztezi, és úgy képez fedelelet a vályú felett, hogy alatta a vályú nyitva marad vagy csak részlegesen zárul el, amit egy későbbi híg sárfolyás újból megnyit (posztgenetikus sár alagút).

Az iszapvulkáni területek lejtős peremvidékén, ahol a lefolyó sáros víz mélyebb árkokat és a régi iszapterésznibe, megfigyeltünk számos alagosodáshoz (szuffózió, piping) kapcsolódó formákat is, víznyelőket, barlangi méretű vízvezető járatokat és forrásbarlangokat, amelyek jellemző mérete a mikromérettől (deciméteres nagyságrend) a néhány méteres nagyságig terjed. A meanderező árkok alján meander alagutak jönnek létre nagy számban.

A mikroméretű pszeudokarsztos formák és az iszapvulkánok működése közti kapcsolatról készült tanulmányunk hézagpótló a szakirodalomban, sem a pszeudokarsztos irodalom, sem az iszapvulkánokról szóló tanulmányokban nem találtunk említést ezekről a kisformákról.

Vizsgálatainkhoz terepi mérések, fotogrammetriai elemzések és labor vizsgálatok eredményeit használtuk fel.

## **Köszönetnyilvánítás**

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani a Tempus Közalapítvány kuratóriumának a Stipendium ösztöndíjon keresztül nyújtott támogatásért, az Erasmus+ támogatásért és az ELTE Tehetség pályázat támogatásért, amely segítséget nyújtott a terepi kutatásokhoz.

## IRODALOM

- ANDRĂȘANU, A.* (2010): Buzau land geopark. Steps in building a new geopark in Romania Scientific Annals – School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Special volume (100.), pp. 503-512.
- BALÁZS D.* (1974): Lávaüregek keletkezése, típusai és formakincse – Földrajzi Közlemények, 22(2), pp. 135-148.
- BONINI, M., MAZZARINI, F.* (2010): Mud volcanoes as potential indicators of regional stress and pressurized layer depth – Tectonophysics, 494(1-2), pp. 32-47. doi:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.08.006>
- BORSY Z.* (1993): A lösz és a löszterületek formakincse – In Borsy Z. (szerk.) Általános Természet Földrajz, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest pp. 594-640.
- BRUSTUR, T., STĂNESCU, I., MACALEȚ, R., MELINTE-DOBRINESCU, M. C.* (2015): The mud volcanoes from Berca: a significant geological patrimony site of the Buzău Land Geopark (Romania) – *Geo-Eco-Marina*, (21), pp. 73-96.
- BRYAN R., YAIR A.* (1982): Perspectives on studies of badland geomorphology – In: Bryan R and Yair A (eds.), Badland Geomorphology and Piping. Norwich: Geo Books. Regency House. pp. 1-14.
- DIMITROV, L. I.* (2002): Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments – Earth-Science Reviews, 59, pp. 49-76.
- DIMITROV, L. I.* (2003): Mud volcanoes – a significant source of atmospheric methane – Geo-Marine Letters, 23(3), pp.155-161. doi:10.1007/s00367-003-0140-3
- ESZTERHÁS I.* (1997): Nemkarsztos kifejezések kislexikona – Kézirat, Isztimér, 80 p.
- ESZTERHÁS I.* 2003: A nemkarsztos barlangok kutatottsága Magyarországon. Karsztfejlődés VIII., pp. 347-361.
- ETIOPE, G., BACIU, C., CARACAUSI, A., COSMA, C.* (2009): Gas flux to the atmosphere from mud volcanoes in Eastern Romania – Terra Nova, 16(4), pp. 179-184. doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00542.x
- GADÁNYI P.* (2007): Bazaltláva barlangok morfogenetikai típusai Izlandon – Karszt és Barlang 2006. I-II. pp.19-32.
- GADÁNYI P.* (2008a): Caves under uplifted surface crusts of basaltlava flows – In: Proceedings of the 10th International Symposium on Pseudokarst, Gorizia, Italy, pp. 119-126.
- GADÁNYI P.* (2008b): Kéregalatti bazaltláva barlangok – Karszt és Barlang 2008. I-II. pp. 21- 33.

- GALLART F., SOLE A., PUIGDEFABREGAS J., LAZARO R.* (2002): Badland Systems in the Mediterranean – In: Bull, L.J. and Kirkby M. (eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. John Wiley & Sons Ltd. pp. 299-326.
- GEE G. W., BAUDER J. W.* (1986): Particle size analysis – In: Klute (szerk.): *Methods for soil analyses. Part 1.* (2nd ed.) Agron. Monogr. Vol 9. pp. 383-411. ASA and SSSA, Madison, WI.
- GVOZDETZKIJ N. A.* (1947): Karsztovaja Konferencija V. G. Molotove – Voproszi Geografii. 1947. 4.
- HALLIDAY W.* (2006): Piping caves and badlands pseudokarst – In: Gunn J (ed). *Encyclopedia of caves and karst science*. pp. 1260-1968.
- HALLIDAY W. R.* (szerk.) (1976): *Proceedings of the International Symposium on Vulcanospeleology and its Extraterrestrial Applications – Special Session of the 29th Annual Convention of the National Speleological Society White Salmon, Washington, 1972*, 85 p.
- HALLIDAY W. R.* (szerk.) (1993): *Proceedings of the 3th International Symposium on Vulcanospeleology – A Special Session of the 39th Annual Convention of the National Speleological Society Bend, Oregon, 1982*, p. 132
- HALLIDAY, W. R.* (2004): *Vulcanospeleology: History* – In: GUNN, J. (szerk.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, pp. 765-766.
- HALLIDAY W. R.* (2007): Pseudokarts in the 21st century – *Journal of Cave and Karst Studies* 69 (1), pp. 103-113.
- JAKUCS L.* (1977): *Morphogenetics of Karst Regions* – New York: John Wiley & Sons. 284 p.
- KEMPE, S., HALLIDAY, W.* (1997): Report of the discussion on pseudokarst – In: *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, Vol. 6, Basel, Switzerland: Speleo Projects:107*
- KISS K., ZÁMBÓ L., FEHÉR K., MÓGA J.* (2007): A lösztakaró karsztosodásban játszott szerepének vizsgálata a Tési-fennsíkon – *Karsztfejlődés XII.* pp. 193-205.
- KNEBEL, W. von* (1908): *Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene* – Braunschweig: Friederich Vieweg und Sohn
- KOPF, A. J.* (2002): Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40(2), pp. 2-52. doi:10.1029/2000RG000093
- LICITRA, G. M.* (1993): *Essay on Genetic Classification of Volcanic Caves* – In: HALLIDAY, W. R. (szerk.): *Proceedings of the 3th International Symposium on Vulcanospeleology. A Special Session of the 39th Annual Convention of the National Speleological Society Bend, Oregon* pp. 118-120.

- MADARÁSZ B., JAKAB G., SZALAI Z., JUHOS K.* (2012): Lézeres szemcseösszetétel elemzés néhány előkészítő eljárásának vizsgálata nagy szervesanyag-tartalmú talajokon.- *Agrokémia és Talajtan* 61(2) pp. 381-398.
- MAZZINI, A., ETIOPE, G.* (2017): Mud volcanism: An updated review – *Earth-Science Reviews*, 168, pp. 81-112. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
- MÓGA J., NÉMETH R.* (2005): The Morphological Research of the basalt and loess covered plateaus in the Bakony mountains (Transdanubian Middle mountains – Hungary) – *Acta Carsologica* 34 (2) pp. 397-414.
- OTVOS E. G.* (1976): "Pseudokarst" and "pseudokarst terrains": Problems of terminology – *Geological Society of America* 87 (7), pp.1021-1027. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1960\)71\[467:ABFMTS\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1960)71[467:ABFMTS]2.0.CO;2)
- PALMER, A. N.* (2007): *Cave Geology*. Cave Books, Dayton, Ohio, pp. 310-311.
- PARKER G. G., HIGGINS C.G., WOOD W. W.* (1990): Piping and pseudokarst in drylands – In: Higgins CG and Coates DR (eds.), *Groundwater Geomorphology; The role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms* 252, pp. 77-110. Geological Society of America. DOI.org/10.1130/SPE252-p77.
- PETERSON D.W., HOLCOMB R.T., TILLING R.I., CHRISTIANSEN R.L.* (1994): Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii – *Bulletin of Volcanology*, 56, pp. 343-360.
- STOICA M., ANDRĂȘANU A., PALCU D., POPA R. G.* (2017): The Miocene from Buzău area. A geological and geoconservation perspective – The 11th Romanian Symposium on Palaeontology Bucharest, September 25-30, 2017. Editura Universității din București. p. 43. ISBN 978-606-16-0913-0.
- SZABÓ J.* (1993): A víz földrajza – In Borsy Z. (szerk.) *Általános Természet Földrajz*, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest pp. 124-249.
- SZÉKELY A.* (1974): Az Etna vulkáni barlangjai – *Földrajzi Közlemények*, 22(2) pp. 149-153.
- SZENTES GY.* (1971): Caves formed in the volcanic rocks of Hungary – *Karszt és Barlangkutatás*, VI. évfolyam, pp. 117-129.
- SZENTES GY.* (2012): Az Undara Vulkáni Nemzeti Park lávabarlangjai – *Karsztfejlődés* XVII. pp. 211-223.
- THOMAS D. S. G., GOUDIE A.* (2006): *The dictionary of physical geography* – Blackwell Publishing, p. 76.
- VERESS M.* (1998): Karrmeanderek – *Karsztfejlődés* II. pp.35-58.
- VERESS M.* (2000): Karrformák összeolvadása – *Karsztfejlődés* V, pp. 143-157.
- VERESS M.* (2004): A karszt – Szombathely. 382 p. (The Karst, in Hungarian).



- ZÁMBÓ L.* (1993): A karsztosodó kőzetek alaktana (Karsztgeomorfológia) – In Borsy Z. (szerk.) Általános Természet Földrajz, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest pp. 544.592.
- ZHU T.X., LUK S.H., CAI Q.G.* (2002): Tunnel erosion and sediment production in the hilly loess region, north China – Journal of Hydrology 257, pp. 78–90.