

T A F O N I

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157. eszterhas.istvan@gmail.com

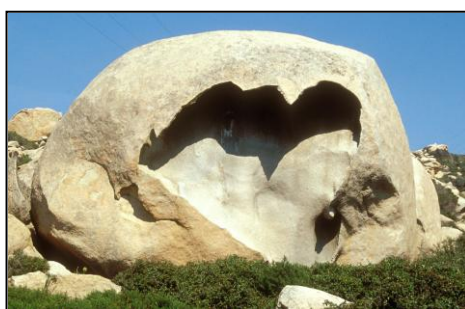
Abstract: Tafoni are roundish cavities in the cliff sides or in the rock boulders. Their size ranges from few cm up to 15 - 20 m. Tafoni are occurring mostly in cluster in the moderately porous rocks such as granite, sandstone, tuff and some kind of limestone. Their appearances are various. There are single tafoni niches with smooth walls or all kinds of combination of the complex developed honeycomb, window, baldachin or eggshell-like, hyperplastic tafoni. Tafoni are to be found from the equator to the polar areas from the seashores to the high mountains, even in the Mars have been detected the existing of tafoni. Tafoni were not known for a long in Hungary, but a small group of them have been found in the year of 2011. The knowledge about their development is incomplete. The fragmentation the physical and chemical weathering with other agents play a part in the formation of certain tafoni types. At the same time other types have been formed by other influences, namely a large group of them is not fit in the existing development theories. The view is relevant, that any roundish uncertain originated natural cavity can be called tafoni.

Bevezetés

Sziklatömbök oldalában, vagy aljában, illetve a meredek kőzetfalakban képződött kerekded kőfülkéket nevezik tafoninak. Egy részük csak néhány deciméteres bemélyedés, de vannak 2 métert meghaladó, tehát barlangméretűek is. Ezen üregek befoglaló kőzete, elhelyezkedése és formája jellegzetes. Még a laikusok figyelmét is magára vonja, egy barlangokkal foglalkozó szakembert pedig egyszerűen lenyűgöz. A tafonik befoglaló kőzete, elhelyezkedése, formája pontosan meghatározható, de keletkezésük mikéntje e jegyekből mégsem következtethető ki egyértelműen. Számos kutató próbálta már megfejtetni keletkezésüket, sőt egyesek az általuk leírt genezis megdönthetetlenségét is kinyilvánították, míg mások ezzel óvatosabbak voltak. A valóság azonban az, hogy a megfogalmazott genetikai elméletekbe a tafonik egy-egy csoportja sehogy sem illik bele (1. ábra).

Tafonikat először 2007-ben Spanyolországban, a Nemzetközi Gránitbarlang Konferencia kirándulásain láttam. Ugyanezen konferencián hallgattam meg az e témában jártas kutatók (A.S. Auler, E. Uña Álvarez, J.R. Vidal Romani) előadásait a tafonikról. Elolvastam az általam elérhető papírmájú és digitális irodalmat (mintegy 100 írást). Ezen írássok többsége angol, francia, német és spanyol nyelvű. Saját írásaimat (ESZTERHÁS 2007, 2010, 2012, 2013) nem számítva a magyar nyelvű munka (RÁDAI 1980,

BALÁZS 1982, JAKUCS – CSUTÁK 2000, 2001, VERESS – ZENTAI – PÉNTEK 2002, HEVESI 2011, FUTÓ – FÜREDI – SALLAY– SÁSDI 2012) e témában kevés. Ez azzal is magyarázható, hogy először csak 2011-ben ismertek fel Magyarországon tafonikat (www.balatongeo.hu/tihany.php). 2012-ben kerestem fel egy társammal Tihanyban, a Kis-erdő-tetőn levő ún. szélmarta sziklákat, melyek egyikében megtaláltuk a „*tihanyi tafonikat*”. Ezeket átvizsgáltuk, lefényképeztük, felmértük (ESZTERHÁS 2012).



1. ábra: A tafonik kerekded üregek a mérsékelten porózus kőzetekben
Figure 1: Tafoni are roundish cavities in the moderately porous rocks

Kutatástörténet

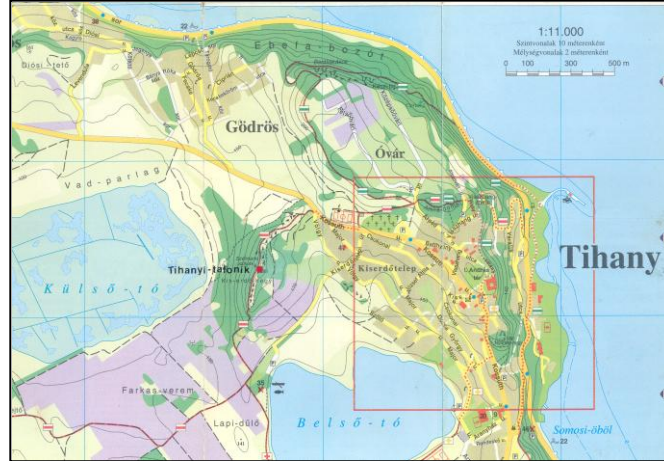
A legutóbbi tudománytörténeti ismeretek szerint a legkorábbi tafonileírás Casiano de Prado spanyol kutatótól 1864-ből származik (PRADO 1864, VIDAL ROMANÍ 1998), aki a közép-spanyolországi Guadarrama-hegységből ismertet tafonikat. Aztán R. HULT írt le 1873-ban az északnyugat-spanyolországi Galiciából ilyen üregeket, majd H.H. REUSCH 1883-ban Korzikáról. Albrecht Penck német geológus már a korzikai tájnyelvből vett „*tafone*” szóval írja le e sajátos fülkéket (PENCK 1894), így voltaképp ő vezeti be e kifejezést a szaknyelvbe.

A 20. század első feléből alig találunk valamiféle említést a tudományos szakirodalomban a tafonikról. Csupán a 20. század második felétől szaporodnak meg a leírások és elemzések ezen üregtípusról. Az Ibériai-félsziget és Korzika tafoniai után sorra ismernek meg újabb tafonikat Skandináviában, Észak- és Dél-Amerikában, Ausztráliában, Afrikában és Ázsiában. Ismertté válik, hogy tafonik nemcsak gránitban, hanem szinte valamennyi kristályos kőzetben, homokkőben, konglomerátumban, tufában, sőt mészkőben (RÁDAI 1980) is előfordulnak, továbbá a NASA a Marson is észlelte jelenlétüket (IACOB 2013). A Termier fivérek korzikai példák alap-

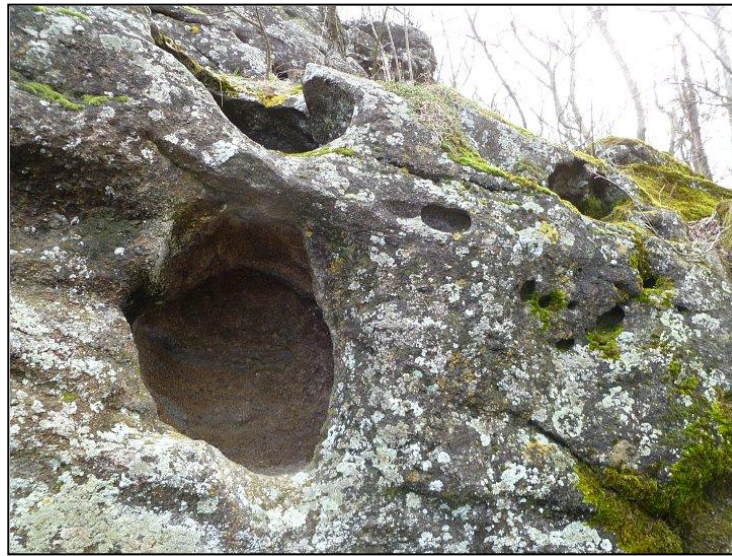
ján egyfajta definíciót adnak a tafonikról (*TERMIER* 1963). *SEGERSTROM* és *HENRIQUEZ* (1964) az Atacama-sivatagbéli tapasztalataik után a korzi-kaiaktól eltérő, összetett keletkezésű tafonikról számolnak be. Ausztráliai példák alapján többen (*DRAGOVICH* 1966, *TWIDALE – CORBIN* 1963) a csapadékeredetű vizek és a talaj szerves vegyületeinek kőzetmaró hatásának szerepét hangsúlyozzák a tafonik keletkezésében. Az 1970-es években a tafonik sókristály-növekedés okozta méhsejtes kimállását favorizálja több kutató (*BRADLEY* 1978, *KLAER* 1973, *MUSTOE* 1982, *TWIDALE* 1976). Más kutatók a jégkorszaki kifagyásoknak (*KEJONEN – KIELOSTO* 1996), a hidratáció és hidrolízis (*BALÁZS* 1982, *CAMPBELL* 1998), vagy a hullámverés (*MATSUKURA – MATSUOKA – YANO* 1989) hatásának tulajdonítanak nagy szerepet. A Marson található tafonik keletkezése még megmagyarázatlan.

A 21. századi kutatások során tovább növekedik az ismert tafonik száma. Egyre több típusát különítik el eme üregeknek. Napvilágot látnak újabb genetikai elméletek, mint a szingenetikus gázbuborékoknak (*JAKUCS – CSUTÁK* 2000, 2001), a kőzetnyomás okozta rugalmas deformációnak (*VIDAL RAMONÍ – YPES TEMIÑO* 2004) szerepe a tafonik képződésében. Többen (*ESZTERHÁS* 2010, *FUTÓ – FÜREDI – SALLAY – SÁSDI* 2001, *UÑA ÁLVAREZ* 1998, *VIDAL RAMONÍ – YPES TERMIÑO* 2004) úgy vélik, hogy a tafonik több tényezős, komplex hatások nyomán jönnek létre. Az egyre bővülő ismeretek után újabb terminológiai és osztályozási tanulmányok jelennek meg (*UÑA ÁLVAREZ* 2005, *VIDAL RAMONÍ* 2006).

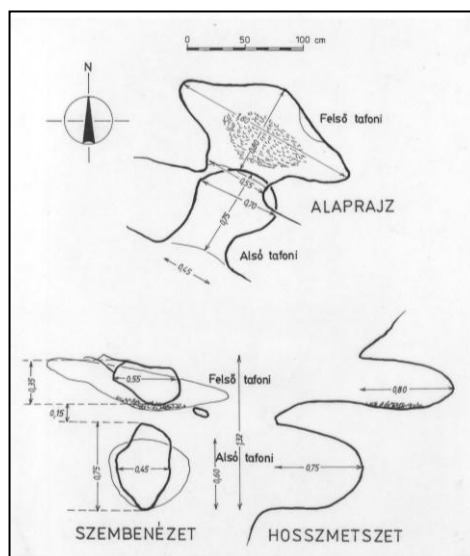
Először 2011-ben találtak Magyarországon tafonikat. A Tihanyi-félszigeten, Tihany falu nyugati szélén lévő sportpályától 400 méterrel dél-nyugatra vannak ezek az objektumok (2. ábra). A Kis-erdő-tető 203 m magas csúcsát alkotó bazalttufából álló sziklasor nyugati oldalában vezet a zöld „T”-vel jelzett tanösvény. Ennek mentén sikerült rátalálni a tafonikra. Itt több kisebb (10-15 cm-es) tafoniszerű lyuk mellett két, egymás felett lévő nagyobbacska tafoni van (3. ábra). Ezek egyike sem számít barlangnak, mert méretük nem éri el a 2 métert. Az alsó tafoni egy kb. 75 cm átmérőjű gömbszerű fülke, a felette levő egy 35 cm alacsony, vízszintesen megnyúlt, lencse formájú (80 x 160 cm-es) üreg (4. ábra). A „Tihanyi-tafonik” bazalttufában mállással alakultak. az uralkodó nyugati széllel szemben fekvő oldalban. Feltételezhető, hogy a Külső-tó felől jövő szél elég vízpárát hozott, amivel átnedvesítette a sziklák felületét, melynek hatására a réteglapok határára beindulhatott az üregesedés (*ESZTERHÁS* 2012, 2013).



2. ábra: A Tihanyi-tafonik helye
Figure 2: Location of the TihanyiTafoni



3. ábra: A 2011-ben megismert Tihanyi-tafonik
Figure 3: The tafoni in the Tihanyi Peninsula have been found in the year of 2011



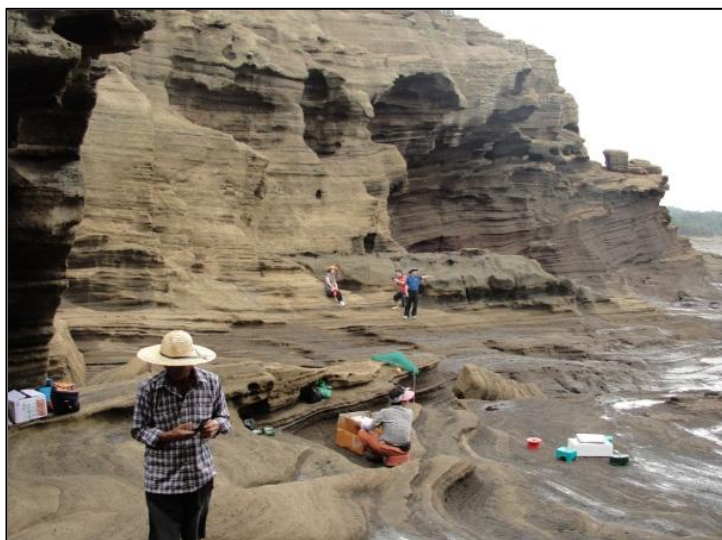
4. ábra: A Tihanyi-tafonik térképe
Figure 4: Map of the Tihanyi Tafoni

A tafonik meghatározása és osztályozásuk

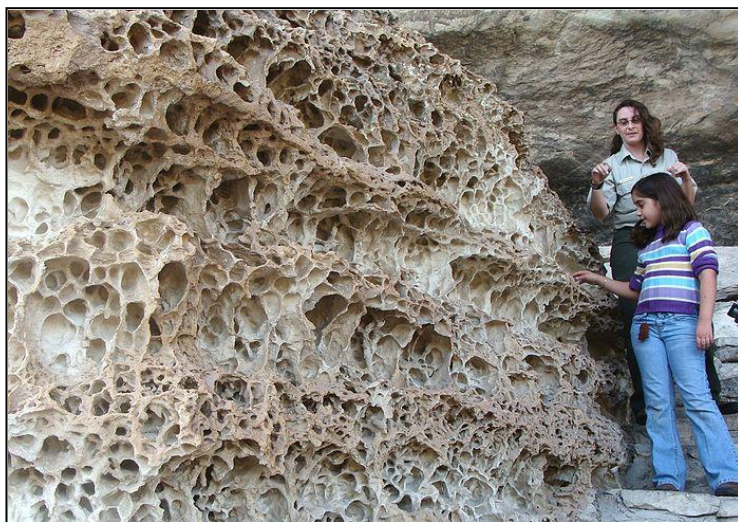
A tafonik gömbölyded formájú fülkék a mérsékelt porózus kőzetek (leginkább gránit, de más kristályos kőzetek, homokkövek, tufák, konglomerátumok, egyes mészkövek is) alkotta lekerekített kötömbökben, vagy meredek sziklafalakban (5. ábra). Többnyire nem magányosan, hanem csoportosan fordulnak elő (6. ábra). Nagyságuk a néhány deciméterestől az 1-2 méteresig terjed (de kivételes esetekben akár 20 méteres is lehet). Keletkezésük még nem teljesen tisztázott, de a kutatók többsége egyetért abban, hogy a felszínalakító külső (exogén) hatásokra alakult pszeudokarsztos üregek. Az még vitatott, illetve igazolandó, hogy képződésükben mekkora a szerepe az aprózódásnak (fragmentációnak), a mállásnak (dezintegrációnak) és a kikoptatásnak (korróziónak), valamint ezek idő- és térbeli kombinációjának.

A „*tafoni*” szó – mint már említettem – a korzikai (és/vagy a szardíniai) tájnyelvből PENCK (1894) által került a morfológiai szaknyelvbe. A „*tafonare*” ige jelentése átlukasztani, a „*tafone*” (többes számban tafoni) főnév nyílást, ablakot jelent. Megjegyezendő, hogy a szakirodalomban többségében a „*tafoni*” többes számú alakot egyes számban értelmezik és ezen alapalakhoz kapcsolják a különböző nyelvek többes szám képzőjét. (Ezt az értelmezést használja ez a dolgozat is.) A francia nyelvű irodalomban a „*taffoni*” alak terjedt el. A korai spanyol nyelvű leírásokban használatos

még a „cochola” (többes számban cocholas), a korai angol nyelvű leírásokban a „niche” (többes számban niches) kifejezés is ezen üregek megjelölésére.



5. ábra: Homokkőfalban levő tafinik a kórei Csedzsu-sziget partján
Figure 5: Tafoni in the sandstone wall in the coast of Jeju Island, Korea



6. ábra: Az újbegy-méretű tafonik a méhsejtek
Figure 6: The finger tip size tafoni are the honeycombs

A tafonik előfordulási helyzetük szerint lehetnek:

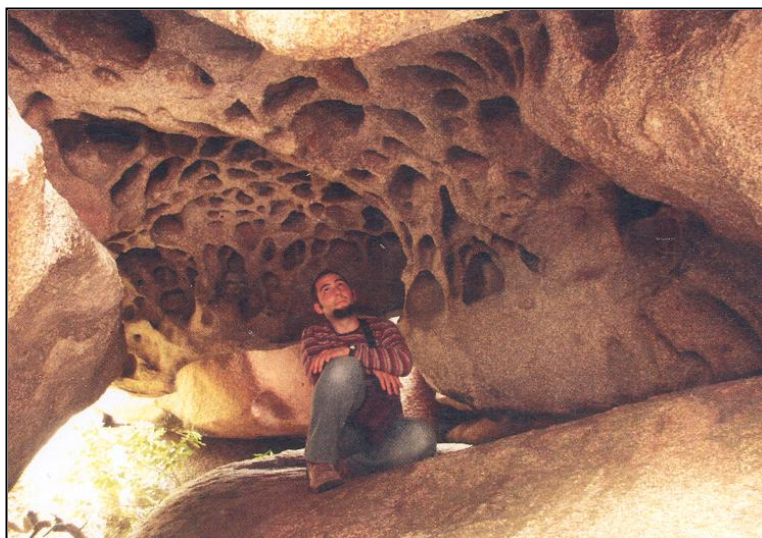
- lekerekített kőtömbök aljában (alapján), ill. oldalában
- meredek sziklafalak oldalában.
- A vízszintes, vagy közel vízszintes felszínek madáritatói (gnammas) számos tekintetben tafoninak tekinthetők.



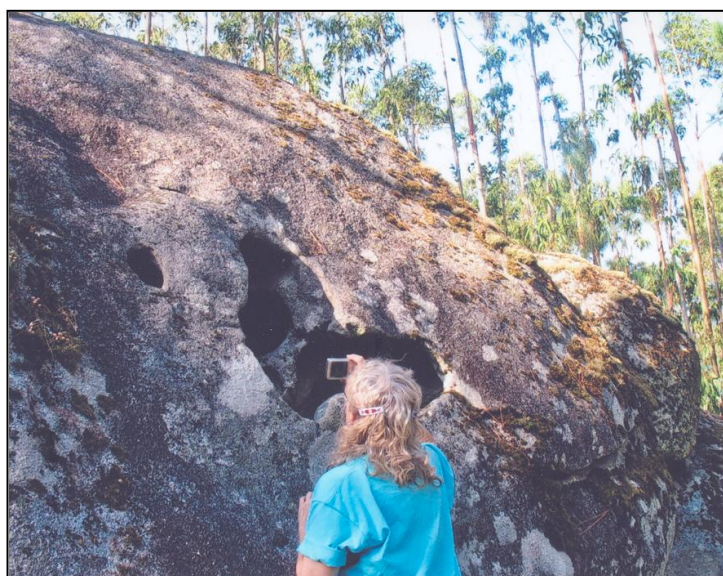
7. ábra: Hálófülke-tafoni egy ukrán sziklafalban
Figure 7: Alcove tafoni in a rock wall in Ukraine

A tafonikat formajegyeik szerint is tipizálhatják. Így lehetnek:

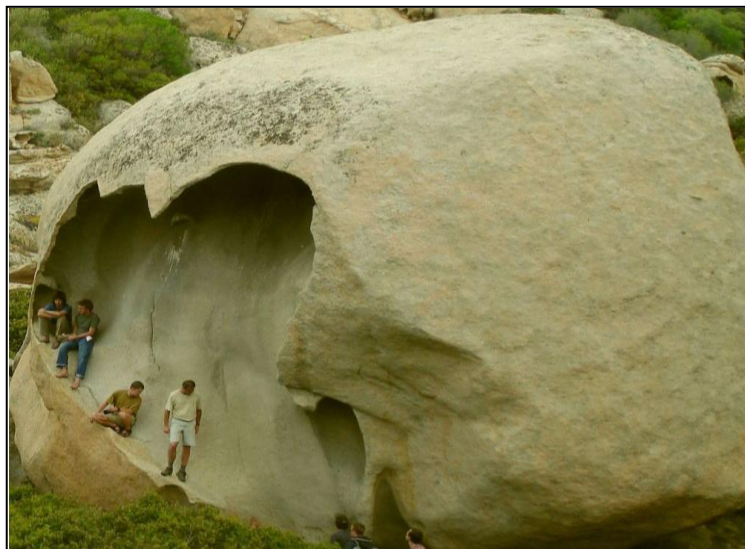
- Hálófülkék, ezek a közettömbök, vagy meredek sziklafalak oldalában képződött simafalú gömbfülkék (7. ábra).
- Kupolák, tömbtafonik, vagy másképpen alaptafonik a kőtömbök alján laposabb, illetve magasabb belterű, nagyjából simafalú kupolák.
- Méhsejtek (honeycombs) néhány centiméteres bemélyedések. Nagyobb csoportokban fordulnak elő a kőzetfelszíneken (6. ábra).
- Méhsejtes tafonik jellegzetessége a mennyezetükbe (néha oldalfalaikba is) mélyülő számos betüremkedés (8. ábra).
- Ablakos tafonik a méhsejtes tafonikból fejlődnek, ha azok betüremkedésének némelyike kinyílik a felszínre (9. ábra).
- Baldachinos tafonik nyílásának felső pereme drapériaszerűen aláhajlik (10. ábra)



8. ábra: Méhsejtes mennyezetű a spanyolországi Ézaro-tafoni
Figure 8: Honeycomb structure on the ceiling of the Ézaro Tafoni in Spain



9. ábra: Ablakos tafoni a spanyolországi Castrove-hegységben
Figure 9: Window like tafoni in the Castrove Mountains in Spain

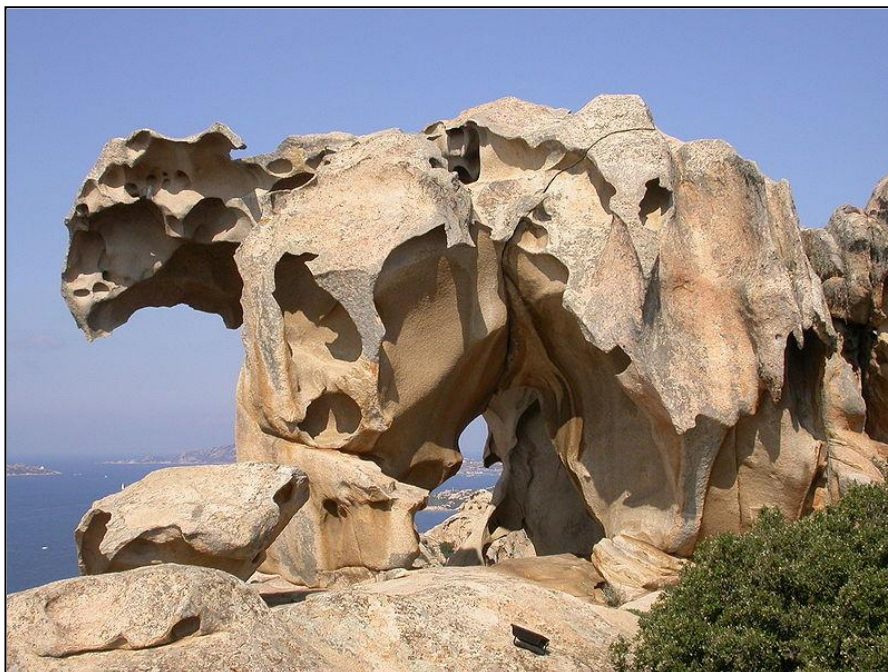


10. ábra: A korzikai Ravellata-félsziget legjellamzóbb baldachinos tafonija
Figure 10: Baldachin like tafoni are the most characteristic in the Ravellata Peninsula in Corsica



11. ábra: Tojáshéj-tafoni Görögországban
Figure 11: Egg shell like tafoni in Greece

- Teknősbéka-páncél, vagy tojáshéj-tafonikról akkor beszélünk, ha a kőtömbben levő üreg fala erősen megközelíti a befoglaló forma felszínét, így meglehetősen vékony falúvá válik a tafoni (11. ábra).
- Összetett tafonik képződnek, ha az egymás közvetlen közelében levő tafonik egymásba nyílnak (12. ábra).
- Tafonitorzók alakulnak ki, ha a tafonik annyira túlfejlődnek, hogy falaik egy részét elvesztik és így voltaképp már nem is üregek, hanem homorú felszínekkel határolt kőtornyok, vagy a felszínből kiemelkedő gyűrűformájú képződmények (13. kép).
- Mivel a madáritatók is a tafonik genetikai rokonságába tartoznak, engedjék meg itt azok fő formáit is felsorolni, melyek: a félgömb-mélyedések, a tányérmélyedések, a hengermélyedések, a kőfotelek.



12. ábra: A „Medve” nevű túlfejlődött tafoni Szardínián
 Figure 12: Overdeveloped tafoni, the „Bear” in Sardinia



13. ábra: Túlfejlődött tafoni a portugáliai Castelo da Furnán
Figure 13: Overdeveloped tafoni in the Castelo da Furna in Portugal

A tafonik keletkezésének elméletei

A tafonik keletkezésének megmagyarázásával már jó néhány kutató foglalkozott, akik közül sokan igen eltérő okokra vezetik vissza genezisüket. A számos genetikai elmélet közül egy sincs olyan, amely valamennyi tafonira vonatkozna. A legtöbb kutató egyetért a tafonik keletkezésének feltételeiben (kőzetminőség, éghajlati hatások, víz) és az üregek fejlődési szakaszaiban. A következőkben csak felsorolom a tafonik keletkezésének eddig megismert elméleteit genetikai csoportosításban. Szólok a különböző aprózódás általi üregképződésről, a kikoptatás okozta üregesedésről, a mállásos tafoniképződésről, aztán van olyan elmélet is, mely szerint szingenetikus gázhólyagüregek felszakadása a tafoniképződés magyarázata, de egyre többen vallják, hogy a tafonik összetett módon keletkeznek.

A tafonik fejlődése alapvetően négy szakaszra osztható (VIDAL ROMANÍ – YEPES TEMIÑO 2004), úgymint:

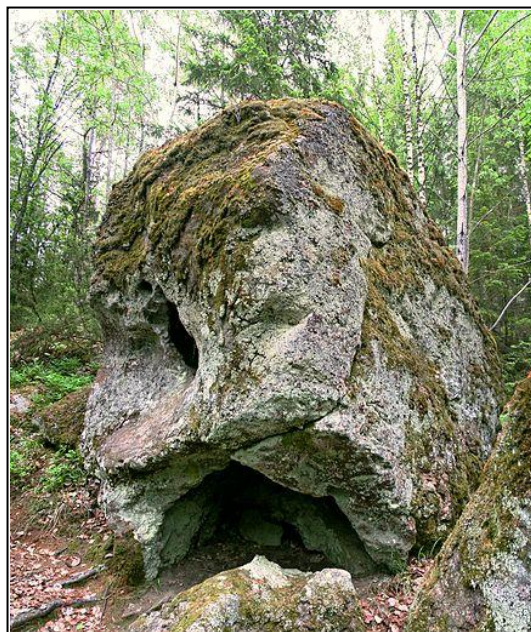
- A közettörések felületéről elindul a közettömb lepusztulása. A vízszintes törések esetén fölfelé és lefelé is, de ez nem egyforma mértékű. A felső közettömb üregesedése erőteljesebb. A függőleges törések felszínéről nagyjából egyforma mértékű a lepusztulás.
- Az üregek aktív növekedése. Egyes üregek sima felszínű növekvő gömbölyded formát vesznek fel, más esetekben a kupolaszerű boltozatba kisebb bemélyedések, ún. méhsejtes üregek keletkeznek.
- A tafoni üregének növekedése előbb egy, majd később több helyen is eléri az azt magába foglaló tömb felszínét és így egyre több helyen kilyukad a tafoni.
- A pusztuló szakaszban a tafonik egyre vékonyodó fala letöredezik a köztömbökben levő tafonik esetében.

A tafonik keletkezésének feltételeiben egyetértenek a kutatók. Mindannyian felsorolják a közetminőséget, a klimatológiai tényezőket és a vizet.

Mint már esett róla szó – tafonik a mérsékelt porózus, azaz mérsékelt vízáteresztő közetekben keletkeznek. A legtöbb és leglátványosabb tafoni a gránitokban fordul elő, de szinte minden olyan közetben sikerült már találni, melyek mérsékelt porózusak és többé-kevésbé a vizet is képesek áteresztetni, így gneiszben, zöldpalában, diabázban, riolituffában, homokkőben, konglomerátumban és néhány porózus mészkőben.



14. ábra: A „Bakancsok”, túlfelődött tafonik a koreai Yeong-folyó partján
Figure 14: Overdeveloped tafoni, the „Boots” at the coast of the Yeong River in Korea



15. ábra: A Piranpoesä-tafoni a finnországi tajgán
Figure 15: Piranpoesä Tafoni in the taiga of Finland

A különböző klimatikus tényezők tafoniképző szerepét már nem azonosan ítélik meg más és más kutatók. Ez egyrészt adódik ismereteik kiterjedtségéből és szemléletükből, másrészt pedig, hogy konkrétan mely tafonikat vizsgálták. Többen (BERMER 1965, SEGERSTROM – HENRIQUEZ 1964, RÁDAI 1980) a szárazságot tartják a legfontosabb klimatikus tényezőnek (14. kép). A szárazságból következik a napi nagy hőingadozás, a relatív páratartalom napi nagy ingása, a talajvíz szintjének napi nagy mozgása és mindezek erősen hatnak a kőzetfelszínre. A legtöbb tafoni a sivatagokban, félsivatagokban, mediterrán vidékeken (illetve a korábban száraz vidékeken) található, pl. Atacama, Szahara, Közép-Ausztrália, Korzika, Arizona stb. A glaciális tájak kvázi száraz vidékeknek tekinthetők, ahol főként a kifagyás által keletkeznek tafonik (KEJONEN – KIELOSTO 1996) Skandináviában, Grönlandon, az Antarktiszon (15. kép). Néhányan a szélnek is nagy tafoniképző hatást tulajdonítanak. Az Atacama-sivatagban úgy találták, hogy a legtöbb tafoninak a nyílása az uralkodó széllel szembe néz (SEGERSTROM – HENRIQUEZ 1964). A szél nemcsak deflációsan marja a sziklákat, hanem sós párákat szállít a tenger felől és a kicsapódott só mállasztja a sziklákat (GILL 1981, MATUSKURA – MATSOUKA – YANO 1998). Azok a tafonik, amelyeknek a szája déli irányba néz (az Északi-félgömbön)

a bennük fellépő hőmérsékleti, páratartalmi változások nagyobb szélsőségei miatt intenzívebben fejlődnek (*TERMIER* 1963).

A tafonik képződésének feltétele a víz is. Jelentős hatást tulajdonítanak a páralecsapódásnak, a kapillárisan mozgó víznek, a talajvíznek és a mérsékelt mennyiségű csapadékvíznek. E vizek jelenlétében történik az egyes ásványi összetevők oldása és elbontása, a mállási maradékok elszállítása.

Egyes tafonikat tartalmazó kőtömböket külső kéreg borítja. Ez megvédi felszínüket a mállástól. A kéreg a kőzet mikrorepedéseiben kapilláris mozgó oldatokból származik. A mikrorepedésekben a külszín felé mozgó oldat a kőzet felszínén párologással vizet veszít és kicsapódik belőle a limonit és egyéb oxihidroxidok, melyek egy kemény, ún. mállási kérget hoznak létre (*FUTÓ – FÜREDI – SALLAY – SÁSDI* 2001). A kéreg a kőtömbök tetején és oldalán képződik, az alján nem, tehát a kőzet mállása ott hatékonyabb.

A tafonik keletkezésére más-más időkben, különböző kutatóktól több elmélet született. A következőkben eme elméleteket, hipotéziseket genetikai csoportosításban kívánom bemutatni.

Az aprózódás igen elterjedt és hatásos felszínalakító tényező, melyet több kutató is igen jellemzőnek ítél a tafonik keletkezésének esetében. A különböző összetevőkből álló kőzetekben az ásványszemcsék más és más mértékben távolodnak és húzódnak össze a hőingadozás hatására. Emiatt – különösen ott, ahol a napi hőingadozás mértéke nagy – az egymáshoz tapadó ásványszemcsék kapcsolata fellazul, majd az ismétlődő hatások miatt a felszínen levő szemcsék előbb-utóbb kiperegnek. A hőingadozásra történő aprózódás a sivatagi, félsivatagi éghajlaton különösen jelentős, ha ez egy pontra (repedéskereszteződés, réteghatár, egy kiugró méretű kristály stb.) koncentrálódik, úgy elkezdődhet a tafoniképződés (*BLACKWELDER* 1929, *OLLIER* 1965). A kitett helyzetű sziklákon a valódi mérsékelt éghajlati övben is jelentős lehet a hőingadozás. A nedvesség ingadozása, a sziklafalakon megjelenő és eltűnő kondenzvíz ismétlődő hidratációt, hidrolízist vált ki, ami szintén a szemcsék fellazulásához, kipergéséhez vezet. Mivel a nedvesség a sziklafelület nem minden részén egyformán jelenik meg, vannak a hidratációnak, hidrolízisnek jobban és kevésbé kitett helyek, így az elbomlás egyes helyeken erőteljesebb, mint máshol. A glaciális vidékeken a szemcsék kapilláris hézagaiba bekerült víz időszakos megfagyása miatt fellépő térfogat-növekedés lazítja fel a szemcsék kapcsolatát (*KEJONEN – KIELOSTO* 1996). Az 1960-as, 70-es években terjedt el a sókristály-növekedéses, vagy sómarásos elmélet (*BRADLEY* 1978, *COOKE – SMALLEY* 1968, *KLAER* 1973, *MUSTOE* 1982, *TWIDALE* 1976, *WELMAN – WILSON* 1965). E sze-

rint a tenger, vagy más sógazdag helyek felől a szél sót szállít a tafoniképződésre alkalmas sziklákhöz, ahol az megtapad a páralecsapódástól, vagy esőtől éppen nedves sziklafelszínen és bejut a felszínközeli pórusokba, ahol vízfelvétel által növeli térfogatát és ezáltal egy-egy ásvány-szemcsét szakít le a közetről. A már kialakult tafoniüreg is tágulhat sókristály-növekedés következtében, hisz a tafonik belseje gyakrabban és hosszabb ideig nedves, mint a külső felszín. Ezáltal a sók is az üreg belsejében fejtik ki hatásukat. Egyesek a méhsejtes mennyezetképződést kizárólag a sókristály-növekedésnek tulajdonítják (6. kép).

A nyomáskülönbségen alapuló rugalmas közetdeformáció elmélete az utóbbi időben terjedt el (*VIDAL ROMANÍ – YEPES TEMIÑO* 2004). Eszerint tafoniképződést indíthat be a feldarabolódott, egymáson levő sziklatömbök egymásra gyakorolt nyomása. A felső tömb tömege néhány ponton érintkezik a az alsó tömbbel (vagy szálbanálló közettel) és e pontokon gyakorol nyomást arra – mely aztán visszahat a felső tömbre is) – ezt nevezi Vidal Romaní „fakír effektusnak”. A nyomott pontokból kiindulva a nyomás körkörösén, egyre csökkenve terjed tovább átrendezve a közetszemcsék egymáshoz való viszonyát. Ez gömbhéjasan, azaz „tafoni formájúan” okoz fellazulást a szemcsék között, így utat teremt a már anyaghiányt is okozó változásoknak (elbomlás, oldás stb.). Az esetek többségében a felső tömb alapjáról felfelé irányuló üregképződés a számottevőbb, mert a kémiai reakciókat okozó kondenzvíz inkább itt jelenik meg és a fentről lefelé való anyagszállítás is könnyebb.

A kikoptatás a tafoniképződés esetében kevésbé jelentős, csupán néhány esetben számolnak be ilyenekről. *SEGERSTROM* és *HENRIQUEZ* (1964) azt tapasztalta, hogy az általuk vizsgált atacamai tafonik nyílásai a szél felőli oldalon vannak, ezért tulajdonítottak nagy jelentőséget a szél által szállított anyagok (törmelék, sókristályok és pára) üregmaró képességének. Japán kutatók (*MATSUKURA – MATSUOKA – YANO* 1989) pedig a tengeri abrázio tafoniképző szerepét tapasztalták a Japán-szigetek egyes partjain.

A mállás okozta tafoniképződés ugyancsak jelentős. Elterjedt elmélet a talajvízben oldott anyagok közetmaró tevékenysége (*CAMPBELL* 1989, *TWIDALE* 1984, *TWIDALE – CORBIN* 1962). Eszerint a gránit-hátakról alkalmasint lecsorduló csapadékvíz a talajba érve szerves savakkal dúsul fel, amely így már belemar a talajfelszín alatt folytatódó gránitfelszínbe. Később, amikor a talaj lepusztul a felszínre kerülnek a bemélyedések. Ezek egy része tafoni, más része hegylábi barlangeresz. Legtöbb kutató jelentős szerepet tulajdonít a tafoniképződésben a hidratáció, hidrolízis és oxidáció egymást feltételező és kiegészítő folyamatának. Ezen elmélet szerint a hidratáció során az ásványmolekulákhoz elektromosan tapadó vízmolekulák

lazítják a kötéseket és általában az ásványszemcsék megduzzadásához vezetnek. A hidratáció során „előkészített” ásványszemcséket a hidrolízis már hatékonyan bontja azáltal, hogy az ionos állapotú víz hidrogénionjai helyettesítik a szilikátok fémionjait és a létrejövő instabil anyagok már könnyen tovább bomlanak. Az oxidáció pedig követi a hidrolízist stabil oxidokat alakítva. A vízhez kötött elbomlás hatásosan tágítja a tafonik belsejét, hisz az gyakrabban nedves, mint a külső felszín továbbá a kapillárisokban mozgó víz is elbomlást kezdeményez.

JAKUCS – CSUTÁK (2000, 2001) elmélete szerint bizonyos tafonik szingenetikus eredetűek. Korzikai megfigyeléseik után úgy vélik, hogy a gránit még megszilárdulása előtt gázbuborékokat zárt magába és a lepusztulás során ezek a kisebb-nagyobb buborékok felnyílása vezetett tafoniképződéshez.

A tafonik keletkezéséről mind többen (*BALÁZS* 1982, *FUTÓ – FÜREDI – SALLAY – SÁSDI* 2001, *SEGESTROM – HENRIQUEZ* 1964, *TWIDALE – VIDAL ROMANÍ* 1994, *VIDAL ROMANÍ* 1990) úgy vélekednek, hogy azok összetett keletkezésűek, főként az aprózódás és mállás különféle megnyilvánulásai játszanak szerepet a mérsékelt porózus kőzetek ilyen üregképződésében. A különböző üregképző hatások szerepe időben és térben is változik. Nem minden egyes esetben lehet eldönteni a formajegyek alapján, hogy az üreg milyen hatásokra alakult ki.

Összefoglalás

A tafonik kutatása kb. 150 éve (1864-ben) kezdődött. Azóta egyre több tafoni vált ismertté. Megállapították befoglaló kőzetüket, formakincsüket. Keletkezésük magyarázásával is jó néhány kutató foglalkozott már, kik igen eltérő okokra vezették vissza genezisüket. A számos genetikai elmélet közül egy sincs olyan, amely valamennyi tafonira vonatkozna. A legtöbb kutató egyetért a tafonik keletkezési feltételekben (kőzetminőség, klimatikus tényezők, víz) és az üregek fejlődési fázisaiban. A genetikai elméletekben többféle aprózódásos és mállásos üregképződést írtak le. A legvalószínűbb a tafonik összetett keletkezése, de hogy az üregképző hatások időben és térben hogyan változnak, azt még nem sikerült megállapítani. Ez az írás is inkább csak bemutatja a különböző tafonikat, arra sarkalva, hogy mind többen foglalkozzanak ezen különleges barlangszerű üregekkel.

IRODALOM

- BALÁZS D. (1982): A sivatagok világa – Móra Könyvkiadó, Budapest 250 p.
- BERMER, H. (1965): Ayers Rock, ein Beispiel für klimagenetische Morphologie – Z. Geomorph. N. F. pp. 249-284.
- BLACKWELDER, E. (1929): Cavernous Rock Surfaces on the Desert – Am. Jur. Sci. 17. pp. 391-399, DOI:10.2475/ajs.s5-17.101.393
- BRADLEY, W.C. – HUTTON, J.I. – TWIDALE, C.R. (1978): Role of salts in development of granitic tafoni South Australia – Jour. Of Geol. 86. pp. 647-654, DOI:10.1086/649730
- CAMPBELL, S.W. (1998): Chemical weathering associated with tafoni at Papago Park, Central Arisona – Earth Surface Processes and Landforms 24. pp. 271-278, DOI: DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199903)24:3<271::AID-ESP969>3.0.CO;2-T
- COOKE, R.W. – SMALLEY, I.J. (1968): Salt weathering in deserts – Nature p. 1226-1227, DOI: 10.1038/2201226a0
- DRAGOVICH, D. (1966): Granite lapis at remarkable rocks, South Australia – Revue Geomorph. Dynam. 18. pp. 8-16.
- ESZTERHÁS I. (2007): A tafonik felosztása és keletkezésük hipotézisei – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 29-40.
- ESZTERHÁS I. (2010): Felszíni gránitformák és gránitbarlangok Galíciában – Karsztfejlődés XV. pp. 113-128.
- ESZTERHÁS I. (2012): Barlang a tihanyi Kis-erdő-tetőn – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 123-128.
- ESZTERHÁS I. (2013): Bazaltbarlangok a Bakonyban – Karsztfejlődés XVIII. pp. 183-204.
- FUTÓ J. – FÜREDI V. – SALLAY E. – SÁSDI L. (2001): Pszeudokarsztos jelenségek vizsgálata Korzikán – Tanulmánykötet a Barlangkutatók Szakmai Találkozójáról, Pécs pp. 111-124.
- HEVESI A. (2011): Valamit az „árnyékmállás-árnyékmállás”-ról – Karsztfejlődés XVI. pp. 31-38.
- HULT, R. (1873): Fran Nord till Syd Kalender Fjfillvandringar i Galicien ach Zamora – Geografiska Foreningen i Finland pp. 30-55.
- IACOB, R.H. (2013): Tafoni – A Link Between Mars and Earth – adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUFM.P23B1771

- JAKUCS L. – CSUTÁK M.* (2000): A korzikai gránittafonik morfogenetikai problémái – Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajzi Tanszékéről 15. pp.1-18.
- JAKUCS L. – CSUTÁK M.* (2001): Korzika különleges gránitüregei – Tanulmánykötet a Barlangkutatók Szakmai Találkozójáról, Pécs pp. 98-110
- KEJONEN, A. – KIELOSTO, S.* (1996): Uusia tafoneja eri puolilta Suomea - Geology (Finland) 48. pp. 27-30.
- KLAER, W.* (1973): Untersuchungen zur klimatischen Geomorphologie im Granit auf Korsika – Geogr. Z. 33. Band pp. 247-260.
- MATSUKURA, Y. – MATSUOKA, N. – YANO, N.* (1989): A preliminary study on tafoni and honeycombs in Nojimazaki, Boso Peninsula, Japan – Ann. Rep. Inst. Geosci, Univ. Tsukuba no. 15 pp. 29-32.
- MUSTOE, G.E.* (1982): The origin of honeycomb weathering – Geological Society of America Bulletin 93. pp. 108-115, DOI: 10.1130/0016-7606(1982)93<108:TOOHW>2.0.CO;2
- OLLIER, C.D.* (1965): Some features of granite weathering in Australia – Z. Geomorph. N.F. pp. 285-304.
- PARADISE, Th.* (2013): Tafoni and Rock Basins – in Shroder (Editor): Teatise on Geomorphology, 4. Press, San Diego pp. 111-126, DOI: 10.1016/b978-0-12-374739-6.00068-3
- PENCK, A.* (1894): Morphologie der Erdoberfläche – 1. Band, Stuttgart, DOI: 10.1017/s0016756800005860
- PRADO, C.* (1864): Descripcion física y geológica de la provincia de Madrid – Colección Cienca, Humanidades e Jugenierta n°2. Col. Madrid pp. 60-76
- RÁDAI Ö.* (1980): Tafone („niche”) formation in carbonate rocks in North Spain – Karszt és Barlangkutatás IX. kötet, Budapest pp. 93-106
- REUSCH, H.H.* (1883): Notes sur la geologie de la Corse – Société Geologique de France Bulletin 11. pp. 53-67, DOI: 10.1080/00378941.1889.10830478
- SEGERSTROM, K. – HENRIQUEZ, H.* (1964): Cavities, or „Tafoni”, in Rock Faces of the Atacama Desert, Chile – Geological Survey Research 1964, Chapter C/Geol. Surv. Professional Paper 501-C, Washington, p. 121-125
- TERMIER, H. & G.* (1963): Erosion and Sedimentation – D. von Nostraud Compl. LTD. , London, DOI: 10.1097/00010694-196010000-00012
- TWIDALE, C.R.* (1976): Analysis of granite landforms – John Wiley and Sons Australia Pty LTD. Sydney, New York, London, Torino pp. 280-300
- TWIDALE, C.R.* (1984): So-called pseudokarst in granite – Bull. Soc. Venezuelane Espel., Caracas pp. 3-12

- TWIDALE, C.R. – CORBIN, E.M.* (1963): Gnammas – Reuve Geomorph. Dynam. 14 pp. 1-20
- UÑA ÁLVAREZ, E.* (1998): Estudio multivariado del micromodelado granítico. Interpretación compuesta de la génesis y evolución de las gnammas en macizos untignos – Cadernos 23., A Coruña pp. 271-282
- UÑA ÁLVAREZ, E.* (2005): Definición de formas graníticas tipo tafone: Nomenclatura y significado geomorfológica – Minius XIII. pp. 331-341
- VERESS M.- ZENTAI Z.- PÉNTEK K.* (2002): Adalékok a korzikai tafonik morfológiájához – Karsztfejlődés VII. pp. 205-226
- VIDAL ROMANÍ, J.R.* (1998): Las aportaciones de Casiano de Prado a la geomorfología granítica – geogaceta 23. Madrid pp. 157-159
- VIDAL ROMANÍ, J.R.* (2006): Proposa of nomenclature for granitic forms – Actas de la IX Reunion Nacional de la Sociedad Española de Geomorfología pp. 803-814
- VIDAL ROMANÍ, J.R. – YEPES TEMIÑO, J.* (2004): Historia de la morfogenésis granítica – Cadernos N° 29. A Coruña pp. 331-350
- WELMAN, H.W. – WILSON, A.T.* (1965): Salt weathering, a neglected geological weathering agent in coastal and arid environments – Nature 205. pp. 1097-1098, DOI: 10.1038/2051097a0