

A MAGYARORSZÁGI KARSTOS DENUDÁCIÓ SEBESSÉGÉNEK BECSLÉSE

IZÁPY GÁBOR¹ – MAUCHA LÁSZLÓ²

¹VITUKI, 1095 Budapest, Kvassai J. u. 1.

²VITUKI, 1095 Budapest, Kvassai J. u. 1.

Abstract: Three representative karstic area (surfaces: 80, 111, and 200 km²) were investigated for one year duration, in terms of infiltration area versus chemical matter transportation. Discharges of springs were regularly recorded and also the changes of chemical composition of the water infiltrating from precipitation and the water of the spring. Several other elements of subsurface water circulation were monitored at the Jósvalfő Research Station (N. Hungary). The values of denudation (without organic matter) was: 58 – 71 metric tons per year per km² in the three representative areas or otherwise the estimated values are 0,0216 – 0,0261 mm/year. Converted specific data of this numbers are equal to 0,032 – 0,041 mm/year/1000 mm.

Bevezetés

Magyarországon a felszínalatti vizek minőségének ellenőrzésére az 1983-85. közötti időszakban országos vizsgálatokat rendeltek el. Az Országos Vízügyi Hivatal megbízta a VITUKI-t három karsztos vízminőségi mintaterület legalább egy éves időtartamú vizsgálatával. Így került sor a Veszprém, Miskolc és Jósvalfő-környéki karsztvidék csapadék, forrás- és termelő-kút-vizeinek egyidejű vízkémiai tanulmányozására. Az összegyűjtött kémiai adatok alapján lehetőség nyílt a fenti karsztterületek vízkémiai anyagtranszportjainak ill. denudációs értékeinek összehasonlítására.

A mintaterületek jellemzése

A Veszprém környéki karsztvidék tanulmányozott része 200 km² kiterjedésben Bakony-hegység Bodajk és Márkó között húzódó ún. Tésifennsíkjának területére esett. A karsztvidék túlnyomórészt felső-triász kori nóri dolomitból épül fel. Számos helyen fiatalabb üledékekkel van borítva a karsztos kőzet. A vízzáró kőzeteket a fennsík DK-i peremén felszínre bukkanó szilur-perm-kori agyagpalák alkotják. A jelentős iparvidék bauxit-, szénbányászati- és ivóvíz-termelése előtt mintegy 20 nagyobb karsztforrás fakadt a területen. Ezek nagyobb része már kiapadt a karsztvízszint jelentős csökkenése miatt. A még működő 3 forrás és területén létesített 15 termelőkút vízé-

nek kémiai összetételét tanulmányoztuk a természetes ill. termelt vízhozamok figyelembevételével.

A második mintaterületet Miskolc környékén a Bükk-hegységben alakítottuk ki. A Bükk-hegység alpi kifejlődésű középső-triász mészkőből épül fel. A területen dolomit csak elvétve fordul elő. A mészkőfelszint helyenként azonos korú tenger alatti vulkáni tevékenységből származó diabáz és porfirít kőzetek helyettesítik. A mintaterület jelentős része erdővel fedett, közel eredeti állapotban megmaradt hegyvidék. Miskolc és a Sajó-völgy körzetében jelentősebb iparvidék volt a dél-keleti peremen. A tanulmányozott terület kiterjedése 111 km² volt, ahol 8 nagyobb hozamú karsztforrás vízkémiai vizsgálatára került sor. Ezek többsége foglalt vízműforrás volt.

A harmadik mintaterületet a jósmafői karsztvidéken létesítettük, amely szintén É-Magyarországon helyezkedik el. A 80 km²-en tanulmányozott terület a Gömör-Tornai Karszt D-i nyúlványa. Középsőtriász mészkő és dolomit képződmények építik fel a terület 400-600 méter magas karsztfennsíkjait. A vízzáróréteg alsó-triász korú homokkő és agyagpala. Ezen a területen is 11 nagyobb karsztforrás vízének kémiai elemzését végeztük el. A terület viszonylag távol esik nagyobb iparvidéktől Aggtelek környékén fekvő pannon térszínű mezőgazdasági területekről felszíni lefolyásból származó vizek víznyelőkön át felszín alá jutva szennyezik a két nagyobb karsztforrás vizét.

Vízháztartási viszonyok

A kémiai vizsgálatok időszakára vonatkozó vízháztartási viszonyok jellemző adatait az *I. táblázatban* mutatjuk be. A 80, 111, 200 km² kiterjedésű mintaterületeken a vizsgálatok időszakában 636-685-729 mm évi csapadékösszegeket mértek. A vizsgált összes forráshozam és a vízgyűjtőre hullott csapadékhozamok arányából számítottuk ki az egyes területekre jellemző területi fajlagos vízhozamokat, illetve az évi beszivárgott vízmennyiségeket.

A csapadékvíz minősége

A karsztos denudáció mértékének megállapításához szükség volt a lehullott csapadékvíz minőségi vizsgálatára is. A csapadékok mintázása Veszprém és Miskolc környékén nyitott mintavevővel havi átlagmintából történt. Jósmafőn minden egyes csapadék hullás után végezték el a kémiai elemzéseket.

Az eltérő mérési mód megnehezítette az adatok összehasonlítását különösen a pH és ammónium-ion esetében. A csapadékban mért kémiai összetevők évi átlagos koncentrációit a *II. táblázat* tartalmazza.

A csapadékkal együtt a mintaterületekre egy év alatt lehullott anyag-tartalom koncentrációit átlagos fajlagos iontranszport (kg/év/km^2) értékekre számítottuk át a *III. táblázatban*. Ilyen módon lehetőség nyílt egyrészt a csapadék és forrás, ill. termelőkút elemzési eredmények, másrészt a különböző mintaterületek hasonló eredményeinek összehasonlítására. A fenti transzportértékek az évi átlagos csapadékkoncentrációk és az évi csapadékösszegek szorzatának a vízgyűjtőterület mérőszámával osztott mennyiségei. Az egyes csapadékok mennyiségével súlyozott átlagértékek kiszámítását a különböző módon vett minták nem tették lehetővé. Ez a körülmény sajnos rontja számításaink megbízhatóságát.

Az egyes csapadékmérő állomáson mért elemzési adatokat a vizsgált vízgyűjtő egész területére extrapoláltuk. A karsztba bejutó csapadékvizek ion-transzportját az adott évi adatokból számítható beszivárgási százalékok aránya szerint vettük figyelembe (*I. és III. táblázat*).

A *II. táblázatból* kitűnik, hogy a vizsgált mintaterületek csapadék vizeinek minősége jelentősen különbözik egymástól. A különbségek egyrészt a mintavétel módjától, másrészt az antropogén befolyásoltságtól függő hatást tükrözik. A veszprémi és miskolci terület csapadécai ugyanis a környező iparvidék miatt nagy szennyező anyagtartalommal rendelkeznek (kb. 100 mg/L). Fentiek miatt a légbeli antropogén hatásoktól csaknem mentes Jósvafő környéki karsztvidéken a csapadékvíz oldott anyagtartalma csak harmada a másik két mintaterület értékeinek (kb. 30 mg/L). Az itt mért adatok középértéke áll a legközelebb az OMI országos zárt mintavevős mérések középértékeihez (*II. táblázat*).

Az egyes alkotók aránya már nem mutat ilyen jelentős eltérést. Minden állomáson kalcium, hidrogénkarbonát, szulfát és nitrát-ion fordul elő a legnagyobb mennyiségben. A csapadékban található természetes és szennyező anyagok aránya közel azonosnak tekinthető. Az egyes ionok mennyisége azonban a helyi antropogén hatásoktól függ. Különösen feltűnő ez a pH, ammónium- és nitrát-ion esetében. A jósvafői területen a pH értéke az eredeti természetes értékhez (5,5) áll közel. Az ipari területek magasabb pH értéke pedig a városok levegőjében jelenlévő nagyobb Ca, Mg, ionok hatására alakult ki. A csapadékban található eltérő nitrogénformák is helyi hatásokat tükröznek. Erdős területek fölött az ammónium-ion, városok fölött a nitrogén oxidáltabb formái érnek el nagyobb koncentrációt a csapadékban. A zöldterületi nagy ammónium-tartalom természetes eredetű, mivel az erdős területen a szervesanyagok lebomlásából származik. A többi nitrogénvegyület magasabb értékét viszont antropogén eredetű szennyeződésnek kell minősíteni.

A karsztos mintaterületek vízháztartási adatai a vizsgálat időszakában
Water-household data of karstic representative areas

Vízháztartási elemek Waterhousehold elements	Veszprém 1984.05.01. - 1985.05.01.	Miskolc 1984.04.01. - 1985.04.01.	Jászvágó 1983.04.01. - 1985.04.01.
Vizgyűjtés terület (km ²) Catchment area (sq.km)	200	111	80
Évi csapadék összeg (mm) Evi csapadék összege (mm)	685	729	636
Total annual precipitation (mm) Vízgyűjtőre hullott csapadékhozam (10 ⁶ m ³ /év) Precipitation falling onto the catchment - as discharge (10 ⁶ cu.m/year)	137	81	51
Összes forrás és kút vízhozama (10 ⁶ m ³ /év) Total of all the springs and well-discharges (10 ⁶ cu.m/year)	37	22	12
Összes forrás és kút vízhozama (l/sec/km ²) Specific discharges as total of the springs and wells (l/sec/km ²)	5,8	6,2	4,8
Beosztási százalék (%) Infiltration percent (%)	27	27	24
Beosztott csapadékhözeg (mm) Infiltrated precipitation, total (mm)	184	195	153

II. táblázat
Table II.

A karsztos mintaterületeken beszivárgó csapadék- és kitépő forrás- ill. két vízek évi vízhozammal súlyozott koncentrációinak átlagértékei
Karstic representative areas- qualitative mean value of infiltrating precipitation - weighted with the yields of springs plus wells
(1983-1985)

Vizsgált kémiai összetevők Chemical components	Veszprémen		Miskolc		Károlyfő		Csapadék-átlag- érték Mean concn. of precip. waters in Hungary mg/L
	Csapadék víz konc. precipitation waters mg/L	Forrás és kút, konc. Concentration of waters of springs and wells mg/L	Csapadék víz konc. precipitation waters mg/L	Forrás és kút, konc. Concentration of waters of springs mg/L	Csapadék víz konc. precipitation waters (Mean values of two years) mg/L	Forrás és kút, konc. Concentration of waters of springs mg/L	
Vizbőfők Water temperature °C		13,4		10,8		12,6	
pH	6,8	7,2	7	7,2	5	7,2	4,5
Vezekép. Conductivity µs/cm	203	559	137	506	52	564	31
Ca ⁺⁺ mg/L	20,0*	80,0*	20,6	107,5	2,5	113,9	1,1
Mg ⁺⁺ mg/L	5,0*	44,0*	3,5	6,9	0,8	14,9	0,4
Na ⁺ mg/L	2,0*	5,0*	1,3	10,1	1,0*	3,0*	0,5
K ⁺ mg/L	1,0*	3,0*	0,9	1,2	0,5*	2,1*	0,3
Fe ⁺⁺ mg/L	0,02	0,02	0,27	0,01	0,01*	0,0*	-
Mn ⁺⁺ mg/L	0,0*	0,0*	0,02	0,01	0,0*	0,0*	-
NH ₄ ⁺ mg/L	1,56	0,01	4	0,04	2,1	0,02	1,3
NO ₃ ⁻ mg/L	12,4	13,5	10,2	7,9	4,1	7	2,7

II. táblázat folytatása
Continuation of Table II.

Vízgyűjtő körzeti összetevők Chemical components	Veszprém		Miskolc		Kövesd		Csapadék össze- tétel országos átlagban Mean conc. of precip. waters in Hungary mg/L
	Csapadék víz konc. precipitation waters mg/L	Forrás és kutv.konc. Concentration of waters of springs and wells mg/L	Csapadék víz konc. precipitation waters mg/L	Forrás és kutv.konc. Concentration of waters of springs mg/L	Csapadék víz konc. precipitation waters (Mean values of two years) mg/L	Forrás és kutv.konc. Concentration of waters of springs mg/L	
NO ₂ ⁻	0,145	0,001	0,083	0,002	0,070	0,005	0,07
ZN	4,1	3,1	5,5	1,8	2,6	1,6	1,7
HCO ₃ ⁻	37,8	412,6	37,1	310,1	13,4	385,7	3,0*
Cl ⁻	4,2	11,2	6,5	8,3	1	5,6	1
SO ₄ ⁻	25*	32	20*	40*	6	23,3	5,7
Valószínű teljes összeg. Probably total:	~109	~600	~105	~490	~31	~560	~20
KOI - COD	4,9	0,5	4,4	0,3	3,6	1,2	-
Ömz.kem.	4	21,4	3,7	16,5	0,5	19,4	0,3
Total-hardness							
Karb.kem.	1,7	18,9	1,7	14,2	0,6	17,7	-
Carbonate - hardness							
ÖK/KK = k ^h (Keményedési hányados) (Hardness quotient)	2,3	1,13	2,2	1,16	0,87	1,1	-

* Más alkalommal végzett elemzések és az átlagértékhez viszonyított értékek.
Means of analyses of earlier times and values estimates on the base of the anion-cation balance

III. táblázat folytatása
Continuation of Table I.

Vizsgált kémiai összetevők Chemical components	Veszélytelen			Miskolc			Jávorfő		
	Vízgyűjtőre hullott csap.víz Precip. falling onto the catch. area	Beszívásig csap.víz infiltrating precip. water	Kilépő forrás, kútvíz Discharge of springs (wells)	Vízgyűjtőre hullott csap.víz Precip. falling onto the catch. area	Beszívásig csap.víz infiltrating precip. water	Kilépő forrás, kútvíz Discharge of springs (wells)	Vízgyűjtőre hullott csap.víz Precip. falling onto the catch. area	Beszívásig csap.víz infiltrating precip. water	Kilépő forrás, kútvíz Discharge of springs (wells)
Valószínűleg károsító összetevők Probably total:	-75.000	-20.000	-111.000	-76.000	-21.000	-98.000	-20.000	-3.000	-83.000
	834	225	1.6	2.274	614	6	1.042	250	1.6
NH ₄ -N	1.954	527	375	1.710	462	360	500	144	242 ⁰⁰
NO ₃ -N	30	8	0	20	5	0	4	1	0.3
Kerékfűtet besz.N.összeg Total N sum	2.818	760	577	4.004	1.081	366	1.646	395	244
* Más alkalommal végzett elemzések és az adatok közötti mérési eltérések alapján becsült értékek. Mean of analyses of earlier times and values estimated of the analysis balance									
** A Jávorfői mirtészterületen a szennyezett Jávorfői, nélkövi és NO ₃ -N fajlagos iontranszport értéke 99 kg/év/km ² , a transzport különbsége - 45 kg/év/km ² lenne! The NO ₃ -N specific iontransport value is equal to 99 kg/year/km ² , the difference of transport value is equal to 45 kg/year/km ² , if the water of Jávora spring have not pollution on the Jávorfői karstic area.									

A források és termelőkutak vízminősége

A mintaterületi források és kutak vízhozammal súlyozott mért átlagos koncentrációit a *II. táblázat* tartalmazza. Az ezekből számított átlagos, fajlagos ion-transzport értékeket a *III. táblázatban* adtuk meg. A mintaterületeken a jelentősebb hozamú források és termelőkutak adatai álltak rendelkezésünkre, ezért átlagértékeiket az egész mintaterületre érvényesnek tekintjük.

A vízhőmérsékletek átlagértékei (11-13 °C) eltérő hidrológiai és klimatológiai viszonyokra mutatnak. A pH értékek átlaga valamennyi területen azonos volt. A Ca-Mg- és HCO₃-ionok mennyisége a karszt vizekre jellemzően egy nagyságrenddel nagyobb volt, mint az összes többi alkotó együttes mennyisége. A legnagyobb értékét a veszprémi területen, a legkisebb értékét Miskolc környékén határoztuk meg. A vizsgálatok során tanulmányoztuk az összes-keményiség és a karbonát-keményiség hányadosát is. Ismeretes, hogy ez az érték tiszta karsztvízben 1,0 – 1,1 körüli értéket ad a szoros sztöchiometriai kapcsolat miatt. Ezért nemkarsztos vízgyűjtőterületek vízének átadódásakor a kevert vízminőség meghatározására igen alkalmas mutatónak bizonyul a bemutatott ún. „*keményiségi-hányados*” értéke.

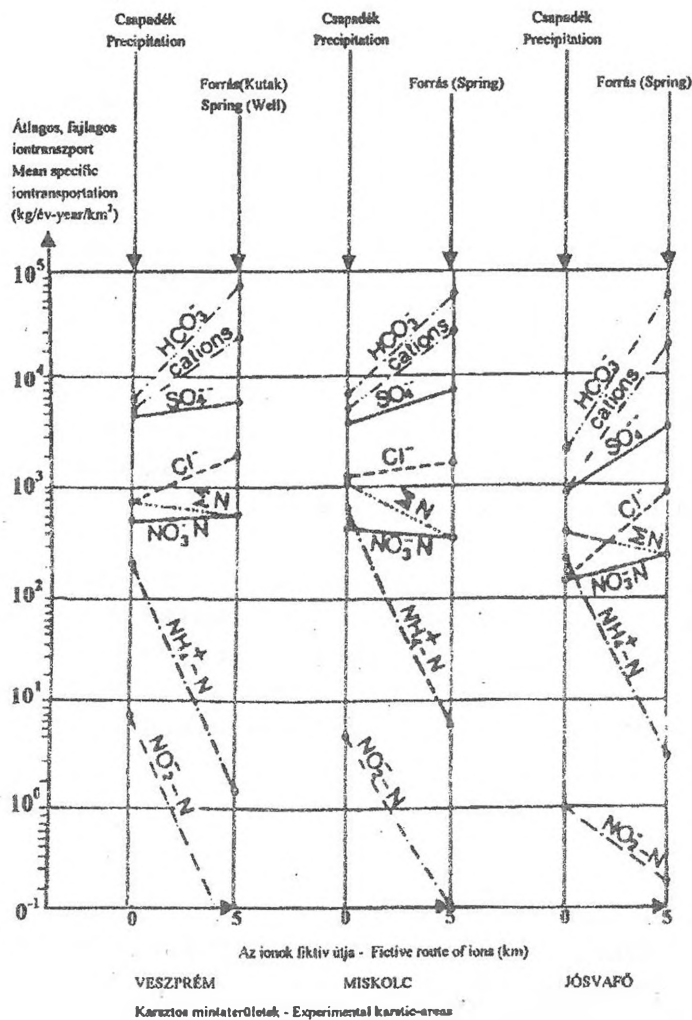
A mintaterületi forrás- és kút-vizek Na-, K-, Cl- és SO₄-ion tartalma szintén a Veszprémi területen volt maximális.

Vizsgálataink szerint a tanulmányozott forrás- és kút-vizek nitrát-koncentrációja független volt a beszivárgott csapadékvizek nitrát-tartalmától. Annak ellenére igaz ez a megfigyelés, hogy a csapadékban és a forrásban mért koncentrációk közel azonosak voltak. A jósvafői karsztlíziméter vízminőségi eredményei ugyanis megmutatták, hogy 30 cm vastag talajrétegen való áthaladás során a nitrogénvegyületek mennyisége rohamosan lecsökken. Ezt igazolták a transzport vizsgálatok is a továbbiakban. A veszprémi iparvidék forrás- és kút vizeinek összes átlagos nitrogéntartalma csaknem duplája volt a másik két mintaterület hasonló értékének. Ennek oka a vízgyűjtőn folyó nitrogén műtrágyázáson és a csapadék nagy nitrogéntartalmára vezethető vissza.

Anyagmérlegek

A *III. táblázatban* bemutatjuk a karsztfelszín és a karsztforrások ill. termelőkutak közötti iontranszport változások értékeit. Mindhárom vizsgált karsztvidékre vonatkozóan feltüntettük a vizsgált időszakában mért kation- és anion koncentrációkból számított évi átlagos, fajlagos-ion-transzportok mennyiségeit (kg/év/km²).

A vizsgált időszakban nem mért alkotók hiányzó adatait az illető alkotók korábbi méréseinek átlagértékeivel helyettesítettük az anion, kation, egyensúly figyelembevételével. Így teljes áttekintést nyerhettünk a csapadék, valamint a forrás- és termelőkút-vizek legfontosabb kémiai alkotóinak transzportjairól. Az átlagos, fajlagos iontranszportoknak a karsztfelszín és a források ill. a termelő-kutak közötti megváltozását a beszivárgó csapadékvizek és a források (ill. kút) vizek transzportjainak különbségéből számítottuk ki (1. ábra).



1. ábra. A fajlagos iontranszportok megváltoztatása a felszín és a források között
 Figure 1. Change of specific-ion transports to the surface to the springs

Átlagos, fajlagos iontranszport adatokból számított karsztdenudáció értékei Magyarországon
Values of karstic denudation in Hungary, computed on the base of mean,
specific ion-transport data

A karsztdenudáció számításának lépései Steps of computations of the karstic denudation		Veszprém	Miskolc	Jósvafő	Dimenziók Dimensions	
		Karsztos mintaterülete Repr. karstic areas				
		200	111	80		
1.	Átlagos fajlagos iontranszport Mean, specific ion-transport	Ca ⁺⁺	2,22	1,914	1,336	to/év
		Mg ⁺⁺	1,443	75	169	to/year
2.	Átszámítás Conversion to	CaCO ³ -ra	5,528	4,766	3,327	to/év
		MgCO ³ -ra	4,993	261	585	to/year
3.	Összesített karbonát transzport, mint karsztdenudáció Total carbonate transport - as karstic denudation		10,521	5,026	3,912	to/év to/year
4.	Egységnyi területre vonatkozó fajlagos denudáció Specific denudation related to area unit		52,6	45,3	48,9	to/év/km ² to/year/km ²
5.	Na, K, Cl, SO ₄ -ionok összegéből számított denudáció növekmény Increase of denudation, computes from the sums of Na, K, Cl, SO ₄ -ione		6,2	3,5	3,8	to/év/km ² to/year/km ²
6.	Na, K, Cl, SO ₄ -ionokkal kiegészített denudáció összege Total denudation completed by Na, K, Cl, SO ₄ -ions		58,8	48,8	52,8	to/év/km ² to/year/km ²
7.	Feltételezett felszíni lehordásra számított denudáció növekmény (+20 %) Increase of denudation-increase, for presumed surface erosion +20 %)		11,8	9,7	10,6	to/év/km ² to/year/km ²
8.	Feltételezett felszíni lehordással kiegészített denudáció összege Total of denudation completed by preasumed surface erosion		70,6	58,2	62,8	to/év/km ² to/year/km ²
9.	Térfogat egységre átszámított denudáció értéke Denudation calculated for volume unit		26,1	21,7	23,3	to/év/km ² to/year/km ²
10.	Felszíni lepusztulásban kifejezett denudáció értéke Denudation expressed insurface erosion		0,0261	0,0216	0,0233	mm/év mm/year
11.	1000 m csapadékra átszámí- tott fajlagos felszín lepusztulás Denudation values to 1000 mm precipitation		0,041	0,032	0,032	mm/év/1000mm mm/year/1000mm
12.	A mintaterületre jellemző kőzet megnevezése Characteristic rock of the karstic areas	dolomit dolomite	mész- kő limestone	mész- kő- dolomit- tal limestone with dolomite		

Karsztos denudáció értékeinek összehasonlítása (BALÁZS D. szerint)
Comparison of karstic denudation values (After of D. BALÁZS)

Vizsgált területek Investigated areas	Mért értékek Measured values mm/év mm/year	Fajlagos értékek Specific values mm/év/1000 mm mm/year/1000 mm
Norber-fennsík (BALÁZS D.)	0,04	0,028
É-Skócia (M. SWEETING)	0,05	0,03
Dachstein (F. BAUER)	0,015	0,01
Glattalb és Maronberge (A. BÖGLI)	0,015	0,01
Aggteleki-karszt (BALÁZS D.)	0,015	0,022
Florida (CORBEL)	0,005	0,004
Alaszka (CORBEL)	0,04	0,08
Bakony-hegység (IZÁPY G. - MAUCHA L.)	0,026	0,041
Bükk-hegység (IZÁPY G. - MAUCHA L.)	0,022	0,032
Aggteleki-karszt (IZÁPY G. - MAUCHA L.)	0,023	0,032

A karsztdenudáció magyarországi értékei

Az eredetileg környezetvédelmi célzatú mintaterületi vizsgálatok eredményei kedvező lehetőséget kínáltak arra, hogy megvizsgáljuk Magyarország három különböző karsztvidékén a karsztdenudáció jellemző értékeit.

Az 1. ábra értelmében csak a pozitív transzportkülönbségeket tekintjük a karsztdenudáció részének. Ezek a Ca-, Mg-, Na-, K-, HCO₃, Cl- és SO₄-ionok transzportjai, amelyek növekvő értékük miatt szükségképpen a talajból, vagy a karsztos kőzetből oldódnak ki. A vizsgált karsztos vízgyűjtőkön elhanyagolható a talaj felszínére nem csapadékkal jutó Na-, K-, valamint Cl- és SO₄-ionok mennyisége.

Ezzel szemben a nitrogén-vegyületek transzportját felszínről bejutó antropogén eredetű szennyeződésnek tekinthetjük ismert forrásaik miatt. Ezt bizonyítja az is, hogy értékeik a legtöbb esetben negatív transzportkülönbséget mutattak. A talajban és a karsztos kőzetben lejátszódó biokémiai és fizikai kölcsönhatások következtében a nitrogén vegyületek a talajban felhasználódnak, vagy nitráttá oxidálódnak. Ismereteink szerint a Fe és Mn-ionok közeteredetűek és mennyiségük alig mérhető, ezért transzportjukat nem tárgyaljuk.

Fentiek miatt a IV. táblázat figyelembevételével a Na-, K-, Cl-, és SO₄-ion transzport változást is a karsztdenudáció részének lehet tekinteni.

A karsztdenudáció értékeinek kiszámításához BALÁZS D. 1964 évben doktori disszertációjában közölt formuláit, ill. elgondolásait vettük figyelembe. Ezek alapján az eredményeket össze lehetett hasonlítani a világ más karszterületein végzett hasonló számításokkal.

A táblázatból kitűnik, hogy a hagyományosan csak a karbonátokra átszámított (IV. táblázat 5. sora) átlagos fajlagos iontranszport érték a főként dolomitból felépült Veszprémi-karszton a legnagyobb. Ennek oka véleményünk szerint nem a dolomit jobb oldhatósága, hanem az a körülmény, hogy dolomitban fajlagosan sokkal nagyobb felületen folyik a kőzet oldódása, mint mészkőkarszton. A dolomit ugyanis kiterjedtebb törésrendszeren át vezeti a vizet, mint a mészkő és a vízből dolomit ásványok nem válnak ki. Ezzel szemben a mészkövek elsősorban a fő törésrendszerek mentén vezetik a vizet és abból tágasabb üregekben mésztufagátak válnak ki.

A feltételezett Na, K, Cl, SO₄-ion-transzportból származó denudációs többlet sem változtat lényegesen a három mintaterület denudációs arányán (6. sor). Feltételezve azt is, hogy a teljes denudációban a felszíni lefordás (BALÁZS D. 1964) is szerepet játszik (mélységi denudáció 20 %-a) az arányok még mindig alig változnak.

A (11. sor) alapján azonban megállapítható, hogy a csapadéokra is fajlagos denudációs érték továbbra is a Veszprém környéki dolomit karszton a legnagyobb. Ezek a fajlagos értékek a *BALÁZS D.* (1964) által közölt nemzetközi denudációs eredményekhez képest közepes értékeket adnak (*V. táblázat*).

IRODALOM

BALÁZS, D. (1964): A karsztkorroziós problémák. Doktori disszertáció. Kézirat. – Problems of karstic corrosion. Doctoral Thesis. Manuscript. Budapest

CSER, F. – IZÁPY, G. – MAUCHA, L. (1984): A Jósvalői terület vízkémiai problémái. – Problems of water chemistry of Jósvalő area. - Kras i speleologia. I.5. (XIV. Katowice, p.25-33.

HORVÁTH, L. (1985): A csapadékvíz kémiai összetétele Magyarországon. - Időjárás, p.201-212. Budapest. – Chemical composition of precipitations in Hungary.

LIEBE, P. – IZÁPY, G. – MAUCHA, L. (1986): Felszínalatti vízkészletek vízminőségi ellenőrzési rendszerének és hálózatának kialakítása. – The establishment of the system and observation network of the quality monitoring of subsurface water resources. - VITUKI, Témajelentés Budapest

LORBERER, Á. (1986): A Dunántúli középhegység karsztvízföldtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése és döntéshozókészítő értékelése. – The karsthydrological and water management survey of the Transdanubian Mountain Ranges. – VITUKI Témajelentés, Budapest

RÁDAI, Ö. (1985): A Bükk-hegység karsztvízbázisaira vonatkozó kutatások összefoglaló értékelése. – Summing-up of the research activities of the Bükk Mountains. – VITUKI Témajelentés, Budapest

A MIKROBIÁLIS BEFOLYÁSOLTSÁGÚ KARSZTKORRÓZIÓ VIZSGÁLATA MAGYARORSZÁGI KARSZTOK TALAJAIBÓL SZÁRMAZÓ KISMINTÁKON

ZÁMBÓ LÁSZLÓ¹ - TELBISZ TAMÁS²

¹ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Bp. Ludovika tér 2.

²ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Bp. Ludovika tér 2.

Abstract: The acids accumulating in soils and controlling the solution of carbonates – including the predominant CO₂ – mostly derive from three groups of processes: 1. root respiration of higher plants, 2. decomposition of soil organic matter by microorganisms (microbiota) and, 3. other decomposition processes not associated with microbial activities. Investigating carbonate solution in soils and attempting to obtain more precise data, I performed studies of corrosion on small samples. Altogether 96 corrosion models of identical composition, suitable for the measurement of corrosion below the soil layer have been constructed. Model investigations covered the 4 most common karst soils in the temperate and subtropical climatic belts. For each soil type 4 models involved the original microbiota and these models served to measure natural solution capacity. On the other hand, in four models for each soil type the soil was sterilised and here solution capacity without microbial action could be determined. The solution effect under rendzina soils is primarily used for the dissolution of the enclosed limestone fragments and thus here the solution of bedrock is of limited scale. Below karst soils of high clay content the corrosion of bedrock is more intensive than under rendzinas. On the whole, however, the amount of carbonates dissolved and transported into the depths of the karst is smaller than below rendzinas.

Bevezetés

Az elmúlt évtizedek vizsgálatai alapján általában elfogadottá vált, hogy a karsztos folyamatok a karsztban mozgó vízbe került különböző savaktól - ahogy WHITE, W. (1988) megjegyzi "as the primary chemical driving force" - függenek. Ugyancsak elfogadottá vált, hogy ezek egyik legfontosabb forrása a karsztot fedő talajtakaró. Magam a talaj a karsztoldódást befolyásoló szerepét "karsztosodási talaj hatásnak" nevezem legszívesebben.

A talajban keletkező savak közül a hidrogénkarbonátos oldást meghatározó CO₂ jelentősége a szakirodalom szerint kiemelkedőnek látszik. Általában egyetértés alakult ki abban, hogy a talajban kifejlődő karbonátos oldást döntően meghatározó savak - köztük a domináns szénsav - eredete 3 folyamatcsoportra vezethető vissza, amelyek:

1. a magasabbrendű növényzet gyökérlégzése,
2. a talajbéli mikrobiális élőlények (a mikrobióta) szervesanyag lebontó folyamatai,

3. egyéb, a mikrobióta működésével közvetlen kapcsolatban nem lévő mállási folyamatok.

A fenti folyamatok közül a mikrobióta karbonátoldásban való jelentőségének közelítő feltárására kisminta kísérleteket végeztünk, amelyek során a magasabbrendű növényzet hatásának kizárásával a mikrobiális hatásra bekövetkező karbonátoldást összehasonlítottuk a hasonló körülmények között végbemenő abiotikus eredetű karbonátoldással és az eredményként nyert számszerű értékek alakulását megvizsgáltuk.

Anyag és módszer

A talajban keletkező abiotikus és mikrobiális karbonát-oldóhatás elkülönített mérésére törekedve azonos felépítésű korróziós kisminta modelleket állítottunk össze, amelyek a talaj alatti korrózió meghatározására alkalmas paramétereik alapján összehasonlíthatóknak mutatkoztak.

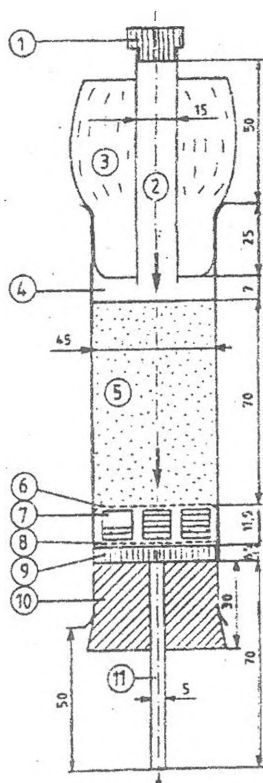
A talaj alatti karsztosodás modelljeinek szerkezeti felépítését az 1. ábra mutatja. Ennek részei:

1. A kismintát befoglaló 40 mm átmérőjű üvegcső, amelyben a mérsékeltövi nyílt karsztokra jellemző, 9 cm hosszú eredeti szerkezetű talajoszlop került elhelyezésre.

2. A modellt felül a légcserét nem akadályozó baktérium-szűrő dugó zárta, amelyen keresztül a baktérium mentes, a csapadékot helyettesítő vízutánpótlás bejuttatható volt.

3. A talajoszlop alatt két erre a célra alkalmas, kémiaailag közömbös műanyag szűrő között 7-7 db 1-1 cm³ térfogatú, jól oldódó mészkő-kocka képviselte a korrodálódó kőzetet. A mészkőkockákat inhomogén szöveti összetételű, mikrokristályos kalcit iszapból (mikrit) és pátos kalcitból álló, helyenként ~0,1 mm-es átmérőjű, kerekded pórusokkal tagolt, kissé dolomitos mészkőből vágtuk ki. A kockák felületén - vizsgálataink szerint - a talajban keletkező korróziós hatás teljes mértékben érvényesült és a rajta átjutó talajoldat karbonát telítetté vált.

4. A modellt alul gumidugó zárta, amelyen keresztül a beszivárgó oldat steril műanyagzacskóba gyűlt össze. A vizsgálat célja az volt, hogy a talajban keletkező karbonátoldó képességet a mészkőkockák oldása által teljes egészében lekötve, a mészkőoldó képességet oldott karbonát-mennyiségben (oldott karbonát koncentrációban, illetve mg-ban), vagy ezzel egyenértékű CO₂ mennyiségben kifejezve, az oldóhatás összehasonlíthatóvá váljék.



1. ábra: Talaj alatti karsztosodás modellje

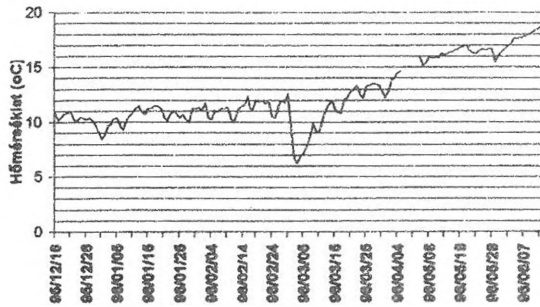
Jelmagyarázat: 1, 10. Gumidugó, 2. Vízutánpótlás, 3. baktérium szűrő, 4. Üvegcső, 5. Talajminta, 6, 8, 9. műanyag szűrők, 7. 1 cm³ térfogatú mészkőkockák, 11. beszivárgó oldat

Fig. 1: Model of under soil karstification.

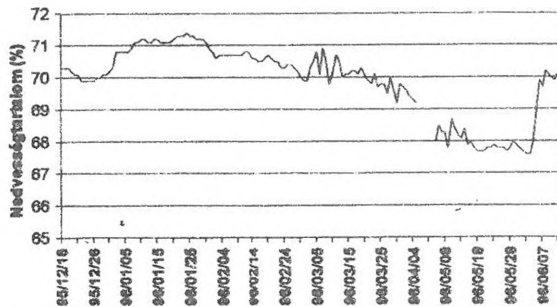
Legend: 1, 10. Rubber plugs, 2. Water recharge, 3. Bacteria filter, 4. Glass tube, 5. Soil sample, 6, 8, 9. Palstic filters, 7. 1 cm³ volume limestone cubes, 11. Percolating solution

Az első kísérlet (P1) körülményei a következők:

1. A modellek működését a magyarországi éghajlati viszonyoknak megfelelően 9 hónapos - fagymentes - szakaszban - a karszttalajokra jellemző (átlagosan 12 °C-os) talajhőmérsékleti és talajnedvesség viszonyok között (25-100% között váltakozva, átlagosan 70%-os) 600 mm évi csapadéknak megfelelő vízutánpótlással vizsgáltuk (2, 3. ábra).



2. ábra. Hőmérséklet járása a talajmintákban az első kísérlet során
 Fig. 2: Fluctuation of temperature in the soil samples during the first experiment.



3. ábra. Talajnedvesség változása a talajmintákban az első kísérlet során
 Fig. 3: Fluctuation of soil moisture in the soil samples during the first experiment.

2. A modellekben a mérsékelt és szubtrópusi éghajlati övben leggyakoribb, a Magyarország ÉK-i részén elhelyezkedő Aggteleki-karsztról származó 4 alábbi talajtípus illetve altípus került elhelyezésre:

- a. fekete rendzina (95-98 % szervesanyag., 2-5 % agyag, iszap),
- b. barna rendzina (50-80 % szervesanyag, 20-52 % mészkő törm. agyag, iszap),
- c. vörösgyagos rendzina (2-5 % szervesanyag, 95-98 % agyag, iszap),
- d. (reliktum) vörösgyag (0,5-2 % szervesanyag, 99,5-98 % agyag, iszap).

3. Talajtípusonként 4-4 modellben az eredeti (original) mikrobióta működött ez a természetes körülmények közötti oldóképesség mérését szolgálta. Másrészt talajtípusonként 4-4 modellben a talajt sterilizáltuk itt a mikrobióta működés nélkül létrejövő oldóképességet lehetett mérni. Harmadrészt talajtípusonként 8 sterilizált modellben a 8 leggyakoribb baktérium-törzs és 8 sterilizált modellben a 8 leggyakoribb sugárgomba-törzs visszaoltása által, azok egyéni (a törzsre jellemző) karbonát-oldó hatását vizsgáltuk.

A korábbi mikrobióta vizsgálatok során elkülönített, mintegy 160 bacterium és sugárgomba törzsből választottuk ki a minden talajtípusban

előforduló leggyakoribb 8-8 törzset (Baktériumok: B1- *Bacterium megaterium* (mozgó típus); B2-*Bacillus cereus*; B3-*Micrococcus kristinae*; B4-*Bacterium megaterium*; B5-*Bacterium megaterium*; B7-*Bacterium megaterium* (nem mozgó típus); B8-*Bacterium megaterium*; B10-*Bacillus mycoides*; Sugárgombák: S1-*Streptomyces cellulose*; S2-*Streptomyces atrodivaceus*; S3-*Streptomyces diastaticus*; S4-*Streptomyces spadicus*; S5-*Streptomyces annulatus*; S7-*Streptomyces gelaticus*; S8-*Streptomyces exfoliatus*; S10-*Streptomyces aureocirculatus*).

A korróziós hatás mérését az alábbi 3 módon végeztük úgy, hogy összehasonlítható, számszerű eredményeket kapjunk.

1. Az átszivárgott összegyűjtött víz összkarbonát, kalciumkarbonát és magnéziumkarbonát tartalmának analízisével (mg-ban),
2. A karsztosodó kőzetet modellező mészkőkockák súlycsökkenésével (mg-ban),
3. A mészkőkockák felületén az oldás során megváltozó érdesség mikroszkópos-számítógépes mérésével, amelynek általában növekedő értékszámjai az oldódás mértékének sajátos jellemzését adták.

Diszkusszió

WHITE, W. B. (1988) már tankönyvi általánosításban is leszögezi: a talajbani CO₂-produkció elsősorban a talaj "O" és "A" horizontjában megy végbe. Ennek figyelembevételével kísérleti mintáinkat a vizsgált talajok felső, humuszos (szerves anyagban gazdag) horizontjából gyűjtöttük. Így az eredmények a talajtípusok CO₂-ben legproduktívabb zónájára jellemzők és összehasonlíthatók. A talajban a légnemű CO₂ koncentráció a beszivárgó víz által feloldott valamint a talajlevegőben maradt CO₂ egyensúlyától függ. REARDON, E.J.,-ALLISON, G. B.-FRITZ, P. (1979) és mások tapasztalatai szerint a CO₂ produkciót és a CO₂ transzportot a magas produktívású gyökér zónában és az alatt lehet legeredményesebben tanulmányozni, amelyet a gáz-víz rendszer telítetlen övezetének tekinthetünk. A talajban termelő CO₂ jelentős hányada felfelé irányuló diffúzióval a szabad légkörbe távozik. A CO₂ veszteség a talajok fizikai jellemzői által is irányított folyamat: a laza szerkezetű talajokon könnyen diffundál keresztül a gáz, míg az agyagos talajok csapdába ejtik a CO₂-t (WHITE, W.B. 1988). Ezek a talajszerkezettől függő különbségek a kísérlet során is tapasztalhatók voltak.

A vizsgálathoz összeállított beszivárgási rendszer nyílt rendszernek minősült, amelyben a beszivárgó víz CO₂ tartalma eivileg egyensúlyban volt

a háromfázisú talajrendszerben kialakult gázfázisú CO₂-vel. A mészkőkockák oldódási folyamatában felhasználódó CO₂ utánpótlását főleg a fedőtalaj szerves anyagának mikrobiológiailag irányított lebomlása szolgáltatta.

Számos kutató (GERSTENHAUER, A., 1960, WHITE W.B., 1988 stb.) eredményei alapján általában elfogadott, hogy a CO₂ produkció jelentős mértékben függ a talajnedvességtől, és a talajhőmérséklettől. MIOTKE, F.-D. (1974) és ATKINSON, C (1977) a talajhőmérsékleti értékek és a CO₂-koncentráció értékek között közvetlen kapcsolatot állapított meg. EDWARDS, N.T. (1975), ANDERSON, J.M. (1973) GARETT, H.E. - COX, G.S. (1973), JAKUCS L. (1977) vizsgálatai a talajnedvesség és a CO₂-produkció összefüggéseire utalnak. GUNN, J.-TRUDGILL, S.T. (1982) megállapította, hogy a fő vegetációs periódusokban a talaj hőmérséklete és nedvességtartalma a CO₂ produkció rátáját befolyásoló legfontosabb tényező, de a mért koncentrációk és az időjárási paraméterek közötti összefüggés nem egyszerűsíthető le.

Kísérletünk során valamennyi minta hőmérséklete egyöntetűen változott (2. ábra) és az egyidejű vízutánpótlás (esőztetés) miatt a talajnedvesség változásának trendje is megegyezett (3. ábra) az egyes mintákban, bár a valós vízállapot a talajtípusok szerint egymástól eltérő konkrét értékekben fejeződött ki.

Korábbi terepi mérések szerint a talajok vastagsága a talajalatti mészkőoldóképességet jelentősen befolyásolja (ZÁMBÓ L. 1986, 1991, 1992). Hasonló megállapításra jutott BÁRÁNY-KEVEI, I. (1991, 1992) a talajszintek mikrobiális aktivitását vizsgálva.

CROWTHER, J. Z. (1983, 1984) a talajok átlagos CO₂-tartalmát mérve, a mélység felé szignifikáns CO₂-koncentráció növekedést tapasztalt.

A szervesanyag mennyisége a mélység növekedésével csökken, miként a mikrobák száma és aktivitása is, ezért a biogén CO₂-produkció a felső szintekben magasabb. A felszín felé azonban a porozitás és a gázdifúzió növekedésével a szabad légkörbe történő CO₂ veszteség is jelentősen megnövekedik. CROWTHER, J. Z. (1983) szerint a talajszellőztetés tehát nagyon fontos tényező a talajlégkör CO₂-tartalmának alakulásában. A talajvastagság és talajszellőztetés zavaró hatását csökkentendő az összehasonlíthatóság érdekében kísérleti mintáink azonos talajmélységből kerültek vizsgálatra.

Talajon átszivárgó víz
Water percolating on soil

I. táblázat
Table I.

Beszívágás (ml)	Fekete rendzina	Barna rendzina	Vörösbegyagásos rendzina	Vörös agyag
Original 1	322.50	283.50	327.30	410.50
Original 2	306.00		400.50	393.00
Original 3	240.50	162.50		
Original 4			266.50	468.00
Original átlag	289.67	223.00	331.43	423.83
B1	434.00	419.50	330.50	435.90
B2	387.50	364.30	421.00	314.90
B3	422.50	162.50	425.00	442.20
B4	353.50	217.10	416.70	411.50
B5	405.50	432.10	415.00	282.30
B7	291.00	266.20	410.50	313.80
B8	418.50	377.00	256.50	359.10
B10	221.50	410.50	388.00	397.30
Bakt. átlag	366.75	331.15	382.90	369.63
S1	378.50	327.70	421.50	307.20
S2	220.50	417.60	391.80	203.00
S3	423.20	426.80	405.50	275.20
S4	387.90	411.00	133.00	221.00
S5	401.90	410.50	416.30	384.50
S7	369.80	390.70	292.50	399.00
S8	408.70	319.70	407.70	422.50
S10	429.50	333.00	158.30	85.30
Sugárg. átlag	377.50	379.63	328.33	287.21
B. és S. átlag	372.13	355.39	355.61	328.42
Steril 1				
Steril 2	234.00	182.00	266.50	221.00
Steril 3	91.00	182.00	266.50	390.00
Steril 4	195.00	162.50	234.00	266.50
Steril átlag	173.33	175.50	255.67	292.50

Az első vizsgálat (P1) eredményei a következők

1. A talajos karsztmodellel átszivárgó víz mennyisége abiotikus körülmények között a talaj szervesanyag-tartalmával ellenkező trend szerint változik (1. táblázat, steril minták átszivárgása), ami arra utal, hogy a talajok pórustérfogatának infiltrációt módosító hatásán túlmenően, a szervesanyag-tartalom növekedése elősegíti az evaporáció fokozódását.

2. A mikrobióta működése minden vizsgált talajtípusban csökkenti a víz talajpórusokban való tározódásának idejét és ezzel csökkenti a párolgás lehetőségét, így 25-30 %-kal növeli a beszivárgást (1. táblázat). Csökkent törzsszámmal jelenlévő mikrobióta (talajdegradáció esetén) a rendzina talajokban valószínűleg általában fokozza a beszivárgást, de ennek a kérdésnek eldöntéséhez további vizsgálatok szükségesek.

3. A teljes mikrobióta működés által keltett oldóhatás általában valamivel nagyobb, mint egyetlen baktérium vagy sugárgomba törzs keltette oldóképesség, de az eltérés nem jelentős. Azt jelentheti ez, hogy a korrózióban nincs különös jelentősége a mikrobióta fajgazdagságnak. Megfordítva ez azt is jelenti, hogy környezet kedvezőtlené válása - pl. környezetszennyezés által - egyes fajok számára nem okozza feltétlenül a korrózió intenzitásának megváltozását (2. táblázat). Egyes talajok alatt (pl. fekete rendzina) bizonyos baktérium-fajok, mások alatt (pl. barna rendzina) inkább a sugárgomba fajok működése hatásosabb a korrózióra.

4. Az átszivárgott vízben az originál minták esetében a karbonát-koncentráció a rendzinák alatt jóval magasabb mint az agyagos talajok alatt (2. táblázat):

- A mikrobióta működése miatt keletkező oldóképesség (originál minták) a rendzinák alatt közel nagyságrenddel nagyobb mint a nem mikrobiális forrásból származó oldóképesség (steril minták). Az agyagos talajok alatt ez az arány csak 2,5-szeres (2. táblázat).

- Az összes oldott karbonáttartalom az originál aktív mintákban az egyes talajtípusok alatt a szervesanyag-tartalom szerinti arányokat mutat (4-5. ábra).

- Az összes oldott karbonát mennyiségében kifejeződő oldóképesség talajtípusonként számszerűen jól elkülönülő, talajtípusonként-jellemző értékeket mutat.

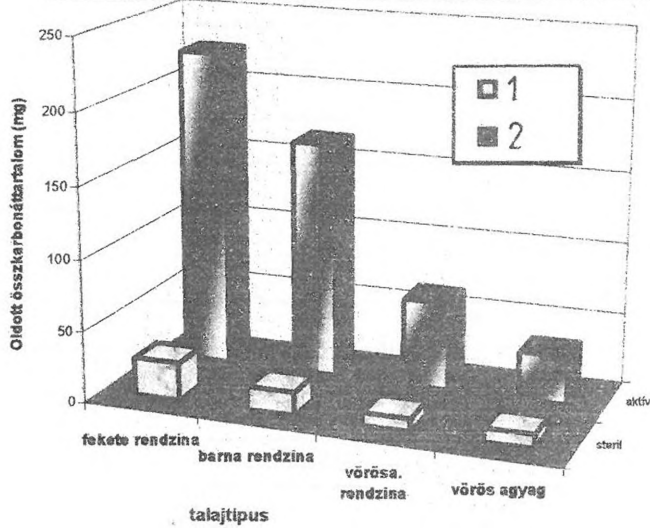
- A mikrobióta működés miatti oldás (aktív minták) minden vizsgált talajtípusban sokszorosa az egyéb módon bekövetkező oldásnak, de az arányok a rendzináktól az agyagokig csökkenő tendenciát mutatnak.

Oldott összkarbonát
Quantity of total soluted carbonate

II. táblázat
Table II.

Össz-karb.(mg)	Fekete rendzina	Barna rendzina	Vörösgyagos rendzina	Vörös agyag
Original 1	205.75	133.25	60.87	32.84
Original 2	200.43		84.11	47.94
Original 3	263.73	198.00		
Original 4			41.67	19.48
Orig. átlag	223.30	165.63	62.22	33.42
B1	264.74	154.57	46.27	32.69
B2	219.36	87.44	54.43	70.85
B3	192.24	45.78	72.25	30.51
B4	194.07	71.64	113.34	31.68
B5	231.13	162.03	43.57	42.90
B7	150.74		87.02	25.73
B8	205.92	21.53	52.83	110.96
B10	221.50	151.89	68.29	39.06
Bakt. átlag	209.96	99.27	67.25	48.05
S1	179.03	123.18	42.15	24.58
S2	152.14	120.04	50.15	18.88
S3	169.28	142.98	60.41	14.31
S4	207.52	122.89	26.61	7.96
S5	182.86	131.36	71.60	34.60
S7	184.90	76.19	29.41	94.18
S8	118.93	71.93	72.57	34.64
S10	188.55	111.55	16.62	10.75
Sugárg. átlag	172.90	112.52	46.19	29.99
B. és S. átlag	191.43	105.89	56.72	39.02
Steril 1				
Steril 2	33.26	20.89	8.26	10.55
Steril 3			10.29	12.08
Steril 4	19.80	11.89	9.15	5.68
Steril átlag	26.53	16.39	9.23	9.44

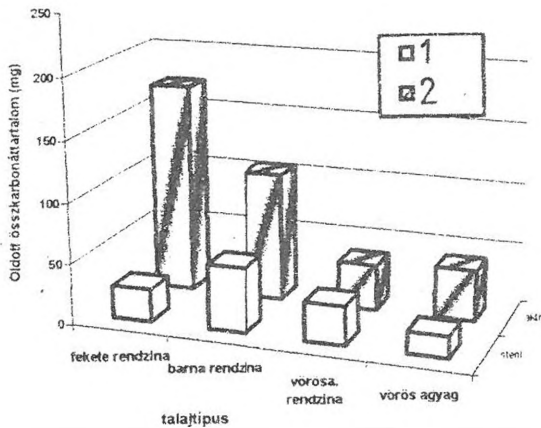
**A talaj alatti összkarbonátoldás mennyisége
4 talajtípus mikrobiológiailag aktív és steril mintáin
(12 °C-os átlaghőmérsékleten)**



4. ábra: A talaj alatti összkarbonátoldás mennyisége (12°C)
Jelmagyarázat: 1. steril, 2. aktív

Fig. 4: The quantity of total carbonate solution under soil (at 12°C).
Legend: 1. sterile, 2. active

**A talaj alatti összkarbonátoldás mennyisége
4 talajtípus mikrobiológiailag aktív és steril mintáin
(16 °C-os átlaghőmérsékleten)**



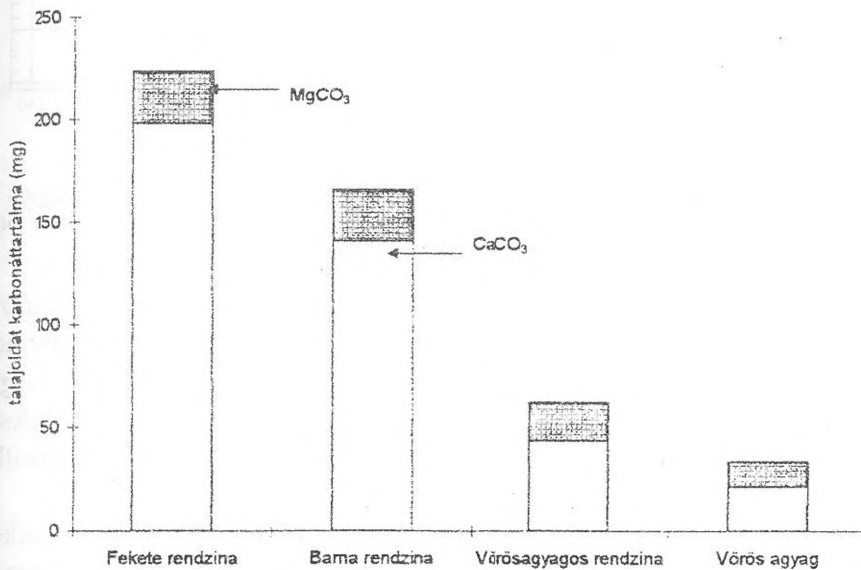
5. ábra: A talaj alatti összkarbonátoldás mennyisége (16°C)
Jelmagyarázat: 1. steril, 2. aktív

Fig. 5: The quantity of total carbonate solution under soil (at 16°C).
Legend: 1. sterile, 2. active

5. Az összes oldott karbonáttartalomon belül a kalciumkarbonát és magnéziumkarbonát aránya talajtípusonként lényegesen eltérő (6. ábra).

- A magnéziumkarbonát oldása általában sokkal kisebb arányban megy végbe mikrobiális hatásra, mint a kalciumkarbonaté. További vizsgálatok szükségesek ahhoz, hogy a talaj alatt esetleg karbonát-specifikus oldóhatásokra következtethessünk.

- Úgy tűnik, hogy a kalciumkarbonát oldódás sokkal nagyobb változatosságot mutat talajtípusok szerint, mint a magnéziumkarbonát oldása, amely az előbbieket szerint- is jobban függ a nem mikrobiális hatásra keletkező oldóképességtől.



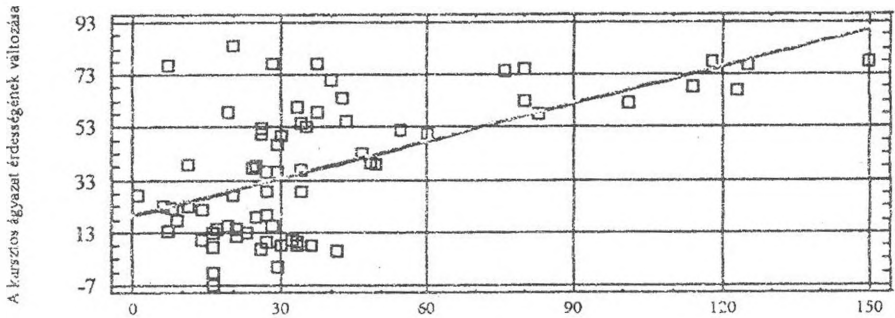
6. ábra: A karbonátjatták megoszlása az egyes talajtípusok alatt (12°C)
 Fig. 6: Distribution of carbonate types under certain soil types (at 12°C).

6. A karsztos ágyazat korrózióját és a mészkőkockák felszínének érdességváltozását egybevetve a következőket kaptuk:

- Az oldódás során az érdesség mutatószáma – néhány kivételtől eltekintve – növekedett.

- Az oldódó kőzetfelszín érdességének növekedése gyenge lineáris összefüggést (korrelációs együttható, $r=0,58$) mutat a karsztos ágyazat oldódásával (7. ábra). A kapcsolat gyengesége elsősorban azzal magyarázható, hogy az ágyazat kismértékű (rövid ideig vizsgált) oldódása esetén az érdesség megváltozása nagyon tág határok között mozgott.

- A létező, de gyenge korrelációs összefüggés miatt az érdesség megváltozásából közvetlenül nem következtethetünk az ágyazat oldódásának mértékére.

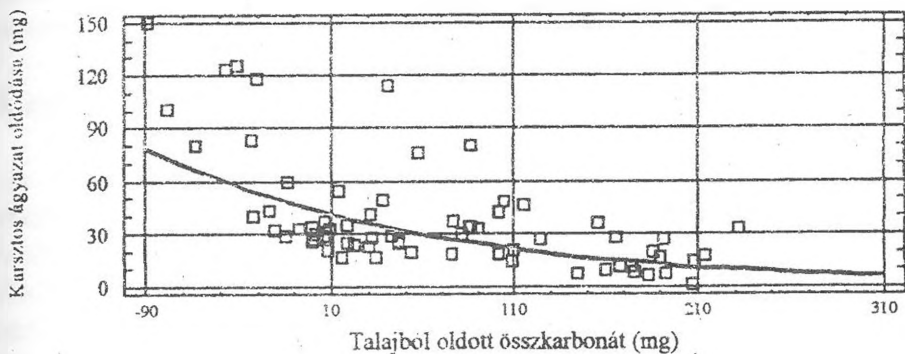


7. ábra: A karsztos ágyazat oldódásának és az oldódó felszín érdességváltozásának összefüggése
 Fig. 7: Relationship between the solution of the karstifiable embedment and changing of roughness of the soluble surface.

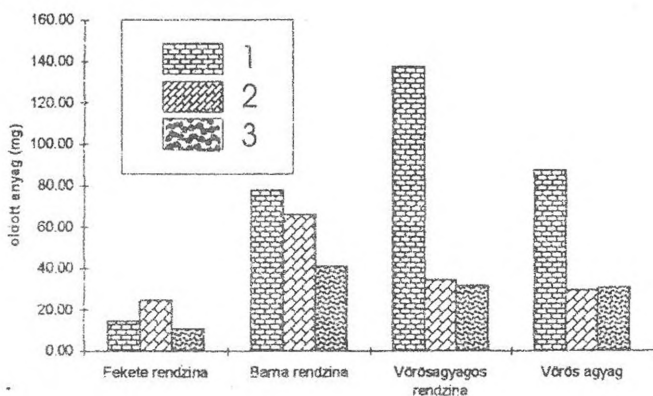
7. A talajoldat karbonáttartalma fordított összefüggést mutat a karsztos ágyazat oldódásával (a legjobb illeszkedést az exponenciális függvény adja, ez esetben a korrelációs együttható, $r=-0,65$, 8. ábra). Ez arra utal, hogy a karbonátban gazdagabb talajok esetén a talajon átszivárgó víz már a sokszor a talajban telítetté válik (karbonát szempontjából), így a karsztos ágyazathoz érkeve agresszivitása lecsökken és azt már kevésse oldja.

-- A karsztdenudáció összességében arányos a talajban keletkező oldóképességgel, de ez differenciáltan érvényesül: a talajban illetve az ágyazaton végbemenő oldás aránya eltérő lehet. Intenzív oldódás ott megy végbe, ahol a rendzinák alatt erős a törmelék képződése és a rendzinaképződés is gyors folyamat.

8. A különböző módon - 1. az oldat analízisével, illetve 2. a mészkőkockák súlycsökkenésben kifejeződő korróziójával - mért oldóképesség-értékek eltérő eredményeket mutatnak talajtípusok szerint (4-5, 9. ábrák).

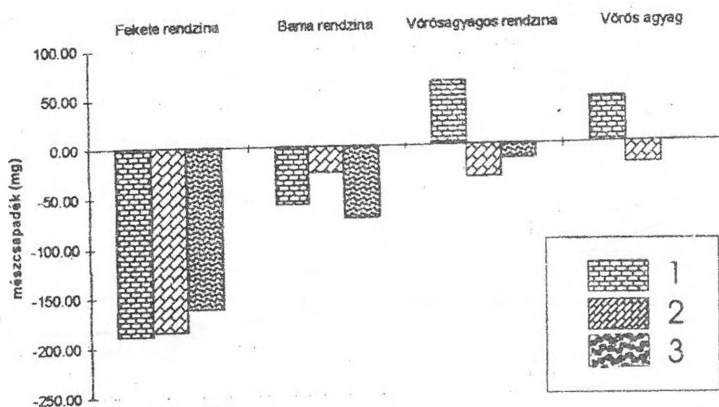


8. ábra: A talajból oldott karbonátmennyiség és a karsztos ágyazat oldódásának összefüggése
 Fig. 8: Relationship between the quantity of carbonate dissolved from the soil and solution of the karstifiable embedment.



9. ábra: Karsztos ágyazat oldódása
 Jelmagyarázat: 1. originál átlag, 2. bakteriális átlag, 3. sugárgomba átlag
 Fig. 9: Solution of karstifiable embedment
 Legend: 1. original average, 2. average of bacteria, 3. average of ray fungi

A beszivárgás során a mészkőtörmelékben gazdag rendzinákban keletkezett oldóhatás nagyrészt a törmelékoldására korlátozódik, míg az agyagos talajokban - a kapillaris vízemelkedés közbejöttével a mészkőágyazaton kioldott karbonát egy része az agyagtalajok "visszameszeződését" okozhatja. Véleményem szerint ez a magyarázata egyes agyagtalajok rendzinásodásának (10. ábra). A karbonátos ágyazat (a modellben a mészkőkockák) oldása az agyagtalajok alatt nagyobb mértékű, mint a rendzinák alatt (9. ábra)



10. ábra: Az agyagtalajok "visszameszeződése"
 Jelmagyarázat: 1. originál átlag, 2. bakteriális átlag, 3. sugárgomba átlag
 Fig. 10: "Reliming" of clayey soils.
 Legend: 1. original average, 2. average of bacteria, 3. average of ray fungi

A bemutatottak alapján a következők feltételezhetők: a rendzina talajok oldódása elsősorban a bennük foglalt mészkőtörmelék oldására használódik fel, a rendzinák alatt a szálban álló kőzet karsztosodása kismértékű. Az agyagos karszttalajok alatt a szálban álló kőzet korróziója gyorsabb, összességében azonban az oldódott és a karszt mélyére jutó karbonátok mennyisége kisebb, mint a rendzinák alatt.

A második és harmadik vizsgálat (P2, P3; 1996-99)

Az első modellkísérleti szakaszban (P1, 1995-96) átlagosan 12 °C-os hőmérsékleten nyert eredmények alapot adtak arra, hogy a további kísérletek egy-egy tényezőjének változtatásával megvizsgáljuk az adott tényező szerepét a mérésadatok alakulásában.

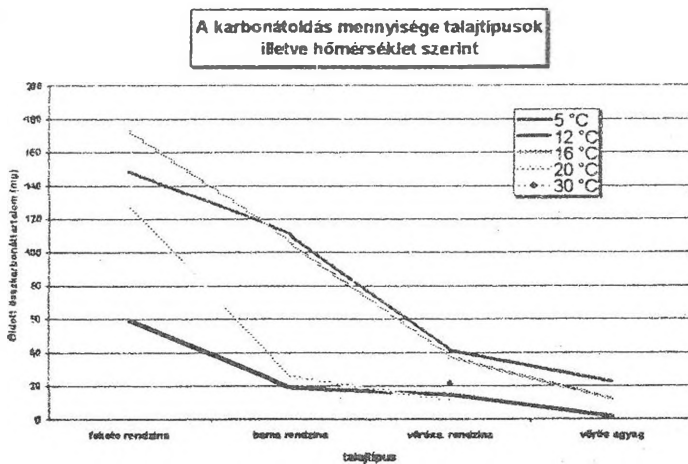
A P2-P3 kísérletben a korróziós kisminta-modeleket változatlan összeállításban, klímasekrényben, 5 °C-os, 16 °C-os és 20 °C-os hőmérsékleten tartva, vizsgáltuk a karbonátoldó-képesség alakulását, illetve a talajbani és ágyazati karbonátoldás jellemző értékeit természetes (originál) mikrobióta működés mellett (aktív minták), összehasonlítva a P1 kísérlet már elemzett megfelelő adataival.

A kiválasztott hőmérsékleteken végzett 6-6 hónapos mérések lehetővé tették az egyébként változatlan feltételek között nyert eredmények összehasonlítását abban a hőmérsékleti tartományban,
 1. amelyben a hazai karsztok talaj alatti korróziója az év folyamán végbemeget,

2. amely átlagos talajhőmérsékletek a különböző éghajlati zónák talajaira a mikrobióta aktív működése idején átlagosan jellemzők (hideg mérsékelt öv, szubtrópus, nedves trópus).

A kísérletek összehasonlító értékelése

1. A különböző hőmérsékleteken beszivárgott vízben mért összes oldott karbonát mennyisége a vizsgált talajtípusok, illetve altípusok esetében többé-kevésbé párhuzamos trendek szerint alakult (11. ábra), nevezetesen a csökkenő szervesanyag-tartalomnak megfelelően (fekete rendzina - barna rendzina - vörösbegy - vörös agyag) az oldás mennyisége is csökkent. Az összes talaj esetében a legerősebb oldóképesség 12-16°C körüli értéknél fejlődik ki. Vélhetően valamennyi vizsgált talajféleség mikrobiótája ilyen hőmérsékleti tartományban a legaktívabb. 20 °C-on már lényegesen alacsonyabb az oldott összkarbonáttartalom. Úgy tűnik, hogy ez a hőmérséklet már csökkenti a mikrobiális működést. A legalacsonyabb oldóképesség a vizsgálatban számításba vett leghidegebb talajhőmérsékletű (5 °C-on) mintáknál jelentkezett. A talajhőmérséklet és mikrobiális aktivitás összefüggésének részletesebb elemzése további vizsgálatokat igényel. Megállapítható, hogy a különböző talajtípusok oldóképessége nem egyformán követi a hőmérséklet megváltozását.

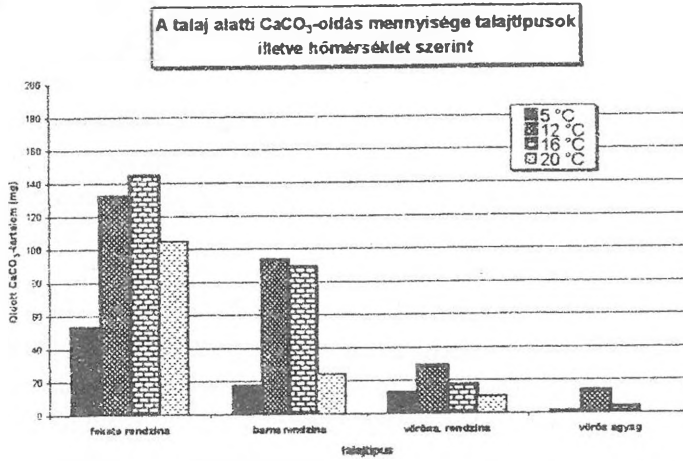


11. ábra: A karbonátoldás hőmérsékletfüggése különböző talajtípusok esetén
Fig. 11: The carbonate solution's temperature dependence at different soil types.

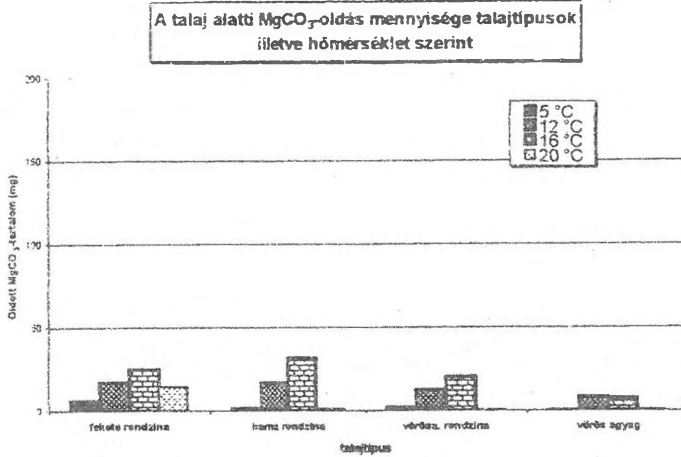
2. Az adatokból megfigyeléseket tehetünk az egyes karbonát-fajták hőmérséklet szerint eltérő oldódási jellegzetességeire is (12, 13. ábrák).

- A CaCO_3 általában 12 °C-on oldódik a legnagyobb mértékben, viszont a MgCO_3 általában inkább 16 °C-on oldódik a legjobban. Ez egybevág MÁNDY T. (1954) vizsgálataival.

-A CaCO_3 oldódása lényegesen hőmérsékletfüggőbb, mint a MgCO_3 oldódása, ahogy ez korábbi terepi vizsgálatainkban is igazolódott (TELBI SZ, T. - VIGASSY, T. - ZÁMBÓ, L., 1999).

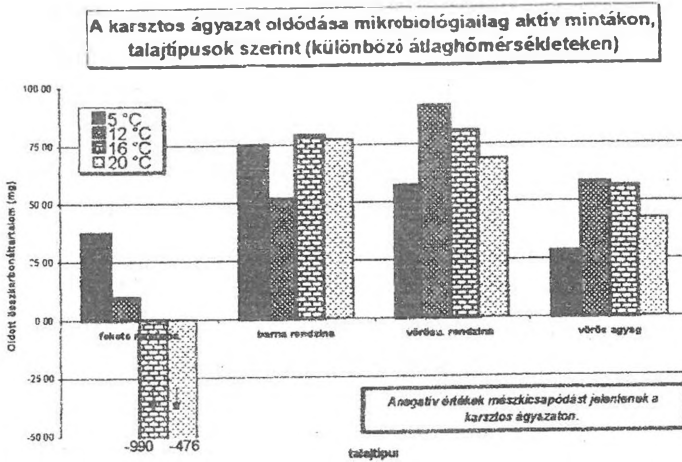


12. ábra: A talaj alatti CaCO_3 -oldás mennyisége
Fig. 12: The quantity of under soil CaCO_3 solution.



13. ábra: A talaj alatti MgCO_3 -oldás mennyisége
Fig. 13: The quantity of under soil MgCO_3 solution.

3. A fekete rendzina talajminta esetében igen erőteljes oldás játszódik le már a talajszelvényben (14. ábra), így ennek a karbonátmennyiségnek a jelentős része már a talajszelvény alatt az ágyazaton kicsapódik (mészkeveg képződése), mert ebben a térben feltehetően megváltoznak az oldóképesség viszonyok. Ez a jelenség a többi talajtípus esetében alig jelentkezik. A karsztos ágyazat oldódása a másik két rendzina-altípus esetén hasonló, viszonylag magas értékeket mutat, ezeknél kisebb mértékű, de nem jár kicsapódással a vörös agyag alatt.



14. ábra: A karsztos ágyazat oldódása
Fig. 14: Solution of karstifiable embedment.

Konklúzió

A vizsgálat alapján adódó legfontosabb következtetés, hogy a talajok alatt a mészkőoldás nagymértékben a talajtípustól és annak mikrobiális hatásra kialakult oldóképességétől függ. A modellkísérlet körülményei között az egyes talajtípusokban szignifikáns mészkőoldó-képesség alakul ki, amelynek nagysága hőmérsékletfüggést mutatott a +5 és +20 °C közti tartományban végzett kísérleteinkben. Az egyes talajtípusokra jellemző oldóképességek arányát a talajtípusok szervesanyag-tartalma, ill. szervesanyag-utánpótlása határozza meg.

A potenciális oldóképesség realizálódását a talajtípusok szerkezeti tulajdonságai, karbonáttartalma, vastagsága és a nagyjából ezekről függő talajszellőzés befolyásolják. A talajtípusokban kifejlődő mészkőoldó

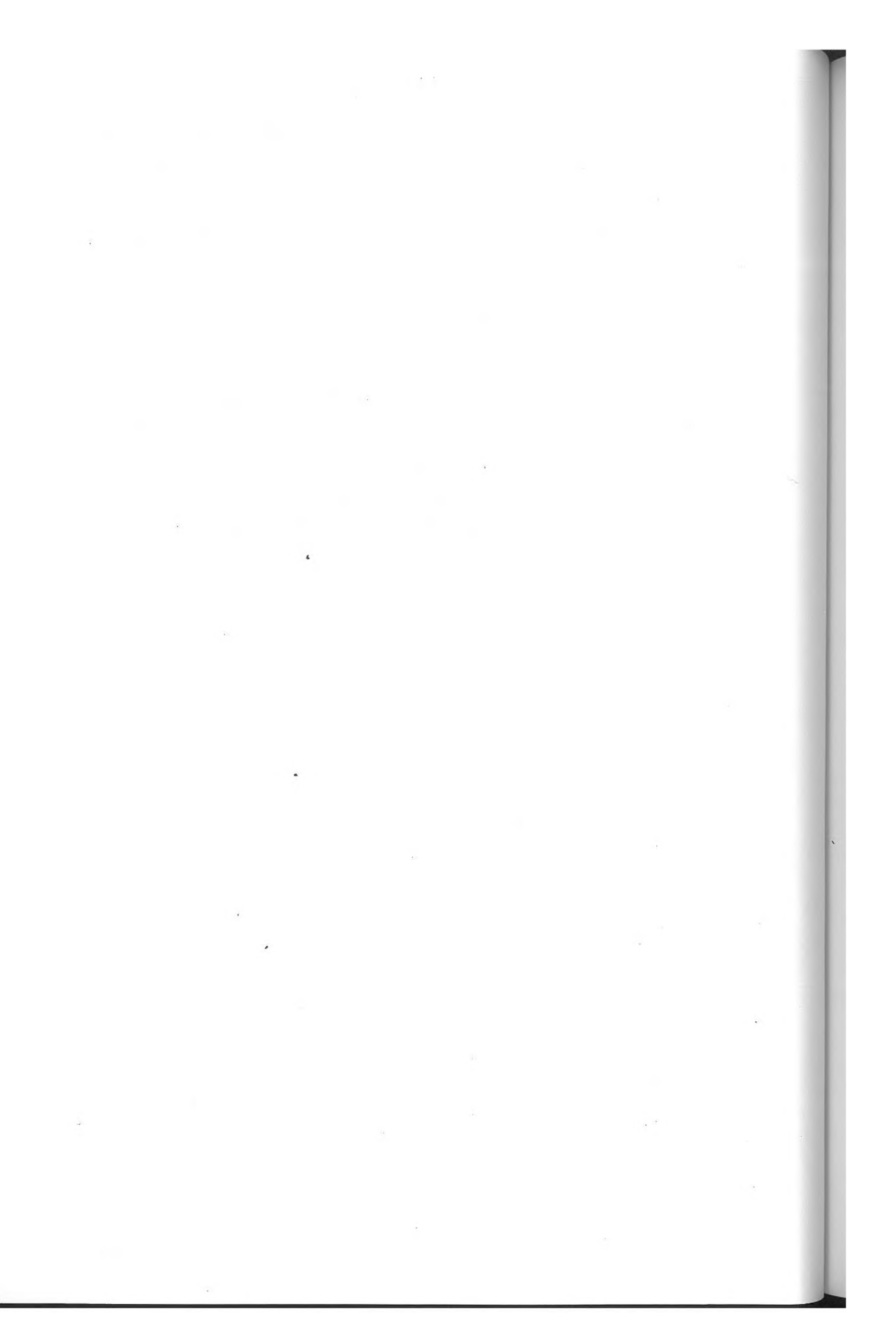
képesség túlnyomórészt mikrobiális tevékenységre vezethető vissza: valamennyi vizsgált talajtípus esetében ez legalább 3-9-szerese a nem mikrobiális hatásra bekövetkező oldásnak.

Szeretnénk megjegyezni, hogy az eddigi eredmények további vizsgálatokkal kiegészítendők. A kialakított módszer alkalmasnak látszik arra, hogy a laboratóriumi körülmények (pl. a hőmérsékleten kívül más tényezők - vízutánpótlás - mennyiségének) változtatásával is elvégezve a kisminta-vizsgálatot a karsztos talajhatás további aspektusai kerülhetnek megismerésre.

IRODALOM

- ANDERSON, J.M. (1973): Carbon-dioxide evolution from two temperate, deciduous woodland soils. - *Journal of Applied Ecology* 10., p. 361-378.
- ATKINSON, T.C. (1977): Carbon-dioxide in atmosphere of the unsaturated zone: an important control of groundwater hardness in limestones. - *Journal of Hydrology* 35., p. 111-123.
- BÁRÁNY-KEVEI, I. (1992): Ecological regulation of karst development. - *New perspectives in Hungarian Geography*. - Akadémiai Kiadó, p.77-80.
- CROWTHER, J.L. (1983): Carbon-dioxide concentrations in some tropical karst soils, West-Malaysia. - *Catena* 10., p. 27-39
- CROWTHER, J.L. (1984): Soil carbon-dioxide and weathering potentials in tropical karst terrain, Peninsular Malaysia: a preliminary model. - *Earth Surface Processes and Landforms* 9., p. 397-407.
- CUCCHI, F.-FORTI, F. (1986): Misure di dissoluzione di rocce carbonatiche: le ricerche a Trieste. - *Atti e Memorie Comm. Grotte E. Boegan* Vol. 25., p. 97-102.
- DAOXIAN, Y. (1997): The carbon cycle in karst. - *Zeitschrift für Geomorphologie* 108. p. 91-102
- DE JONG, E. (1981): Soil aeration as affected by slope position and vegetation cover. - *Soil Science* 131, p. 34-43
- EDWARDS, N.T. (1975): Effect of temperature and moisture on carbon-dioxide evolution in a mixed deciduous forest floor. - *Soil Science Society of America, Proceedings* 37, p. 361-365.
- GARRETT, H.E.-COX, G.S. (1973): Carbon-dioxide evolution from the floor of an Oak-Hickory forest. - *Soil Science Society of America, Proceedings* 37, p.641-644.
- GERSTENHAUER, A. (1972): Der Einfluss des CO₂-gehaltes der Bodenluft auf die Kalklösung. - *Erdkunde* 26, p.116-120.

- GUNÉS, A.-HERNANDEZ, J.-GINÉS, J.-POL, A. (1987): Observaciones sobre la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera de la cova de les Rodes. - *Endins* 13, p. 27-38.
- GUNN, J.-TRUDGILL, S.T. (1982): Carbon-dioxide production and concentrations in the soil atmosphere: a case study from New-Zealand volcanic ash soils. - *Catena* 9., p. 81-94
- GUNN, J. (1986): Solute processes and karst landforms. - in: TRUDGILL, S.T. (ed.): *Solute Processes*. Wiley & Sons, p. 363-437.
- JAKUCS, L. (1977): *Morphogenetics of Karst Regions*. - Akadémia Kiadó, Budapest.
- MÁNDY, T. (1954): Mészkövek és dolomitok oldási vizsgálata (Solutional examination of limestones and dolomites) - *Hidrológiai Közlemények*, 34. p. 508.
- MIOTKE, F.D. (1972): Die Dussung des CO₂-gehaltes der Bodenluft mit dem Dräger-Gerät und die beschleunigte Kalklösung durch höhere Fliessgeschwindigkeiten. - *Zeitschrift für Geomorphologie* 16(1), p.93-102.
- REARDOM, E.I.-ALLISON G.B.-FRITZ, P. (1979): Seasonal chemical and isotopic variations of soil CO₂ at Trout Creek, Ontario. - *Journal of Hydrology* 43, p. 355-371.
- SMETTEM, K.R.I. (1986): Solute movement in soils - in: TRUDGILL, S.T. (ed.): *Solute Processes*. Wiley & Sons, pp. 141-165.
- TELBISZ, T. - VIGASSY, T. - ZÁMBÓ, L., (1999): Variances of karst corrosion on the basis of differences in the solution of Ca- and Mg-carbonates - IGU International Symposium on Nature Conservation and sustainable development on karst terrains, Budapest-Miskolc, 5-9 September, 1999., Abstract Vol p. 27.
- TRUDGILL, S.T. (1986) (ed.): *Solute Processes*. - Wiley & Sons, Chichester.
- ZÁMBÓ, L. (1986): Characteristic values of karst-corrosion soil impact in the soil cover of dolines. - *Annales Univ. Sci. Pudaestinsis de Sectio Geographia de Rolando Eötvös Nominatae*. Tom XX-XXI., p. 311-325.
- ZÁMBÓ, L. (1992): The soil effect in karst corrosion. - *New Perspectives in Hungarian Geography*, Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 81-90.
- ZÁMBÓ, L.-DARABOS, G. (1993): An investigation of microbial CO₂ production in karst soils. - In: Zámbo, L. (ed.): *Conference on the Karst and Cave Research in Hungary, Jósvafő*, p. 141-146.
- WHITE W. (1988): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains* - Oxford University Press



A MISKOLC-TAPOLCAI KÖMÁZSÁK ÉS KÖRNYÉKÜK 1:10000-ES FELSZÍNALAKTANI TÉRKÉPEZÉSÉNEK EDDIGI EREDMÉNYEI

HEVESI ATTILA¹ - ZÁHORSZKI ADÉL²

¹A Miskolci Egyetem Földrajz-Környezettani Tanszék,
3515 Miskolc-Egyetemváros

²A Miskolci Egyetem Földrajz-Környezettani Tanszék,
3515 Miskolc-Egyetemváros

Abstract: This study brings out the karst forms of Nagy-Száraz valley in the SE-Bükk. The authors bring on the possibility of evolution of a doline (with the help of the Nagy-Kömázsai doline's filling) in different periods of time.

1. A vizsgált terület jellemzése

A Miskolc-Tapolca ÉNy,Ny-i határában emelkedő Nagy- és Kis-Kömázsa, valamint a tövükből induló völgyek a Délkeleti-Bükk DK-i szegélyének jellegzetes „peremkarszt”-jához tartoznak. A Délkeleti-Bükk egyik nagy, összefüggő karsztvidéke, a Kisgyőr-Tapolcai-mészköhátság (HEVESI A. 1986a, 1986b) itt 250-220 m tszf-i magasságig ereszkedve, többnyire vetők mentén érintkezik a Bükkalja ÉK-i sarkát hordozó kárpáti-ottnangi tengeri üledékekkel. E peremkarszt sáv sajátos felszínformái azok a völgyek, amelyek 350-450 m tszf-i magasságú mészkötetők és hátak oldalairól indulnak és alsó felük vagy harmaduk az említett fiatalabb, nemkarsztos kőzeteken folytatódik. Legfőbb sajátosságuk – éppen az előbbiekből következően – hogy felső kétharmaduk-felük völgytalpán töbrök sorakoznak, alsó felük-alsó harmaduk viszont csak a nemkarsztos kőzetekbe mélyülő völgyek „általános” vonásait viseli. Ilyen az általunk részletesen vizsgálni kezdett Nagy-Száraz-völgy is.

A völgy-választás további oka, hogy VITÁLIS GY. (1970) a Nagy-Kömázsa „egyik töbrében” eredeti településű pannon agyagot talált. E töbröt azonban azóta „szem elől vesztettük”, s minthogy a Nagy-Száraz-völgy DNy-i völgyfői a Nagy-Kömázsa É-i oldalába mélyülnek, remény van rá, hogy alapos terepbejárással sikerül azt megtalálni, s kitöltését újvizsgálni. (Ez utóbbi jelentőségére később visszatérünk.)

A Nagy-Száraz-völgy völgyfői a Vászár-hegy (kb. 463 m) és a Vörös-kő (kb. 396 m) alól indulva egyesülnek és Ny felől tartanak K, ÉK-nek. É-i

völgyoldala fölött a Galya-tető (421,6m), a D-i fölött a Nagy-Kőmázsa (378 m) mészkővonulata húzódik. A völgy hossza kb. 3,5 km; Miskolc-Tapolca ÉNy-i határában a Hejő-völgyhöz csatlakozó Komlós-völgybe torkoll. Alsó szakaszának mindkét oldalát egy-két sasbérc gyanánt kiemelkedő mészkörög üli meg (északra Galya 282m, Bánles kb. 281 m, délre a Kis-Köves 211 m). Alsó „folyása” néhány szakaszon a triász-miocén kőzet- és szerkezethatárt követi.

2. A vizsgált terület formakincse

A völgy és környéke 1:10000 léptékű felszínalaktani térképének elkészítéséhez szükséges alapos terepbejárás eddigi tapasztalatai az alábbiak.

1. Az un. új, EOTR rendszerben készült (1987), már nem titkos, említett méretarányú térképek formaábrázolásukat tekintve semmivel sem pontosabbak titkos elődeiknél (1959). Erre azért térünk ki, mert a karsztvidékek olyan jellemző – az utakkal, kőfejtők határával ellentétben – hosszú életű felszínformái, mint a töbrök csak „*válogatva*”, tehát hiányosan szerepelnek rajtuk. Mindez természetesen a tájékozódást és a töbrökben nyíló barlangok helyének megjelölését is nehezíti.

2. A völgy mészkőre eső szakaszán a nem jelölt töbrök közül több található azok meredek, nagyeesű – völgyfő közeli – szakaszán, mint lejjebb. Ezek kisebb hányada a völgy esése irányába nyitott fél- vagy háromnegyed töbrök, vagy csak 0,5-1 m-es peremmel záródik. E fél- és háromnegyed töbrök és zárt társaik e völgyfőágak tengelyében és közvetlenül azok alatt az esésgörbét lépcsőzetesé alakítják. (Sajnos az említett térképeken ez is csak alig, vagy úgy sem látszik.) A szóban forgó nagyeesű völgyfő közeli szakaszok talpán a völgyajtókról származó vörös, vörösbarna agyagos lejtőhordalék kis vastagságú (legfőleg 50-70 cm), sőt helyenként hiányzik.

3. A meredek völgyfők és azokhoz hasonló meredek fővölgyszakasz után völgy esésgörbéje lefelé hirtelen ellaposodik. Mintegy 1-1,5 km hosszan, a töbröktől eltekintve, az esés 100 méterenként alig, vagy egyáltalán nem haladja meg az 1 m-t! A völgytalp – a töbröktől ugyancsak eltekintve – szinte egyenletesen sík laposságát a völgyoldalokról ide levándorolt vörös, vörösbarna agyagos lejtőüledékek okozzák. Vastagságuk – a völgytalpba mélyülő és ideiglenesen víznyelőként működő töbrök föltárászerű oldalainak tanúsága szerint legkevesebb 2-4 m! E miocén riolituffákból – tuffitokból – és jégkorszakokból való hulló porokból kialakult vályogok (KEREKES J. 1936, 1938, JÁMBOR Á. 1959, BALOGH K. 1964, HEVESI A. 1986, 1990) völgyoldalokról a völgytalpakra történő „lefolyása” – a 30-40

éves tölgy- és gyertyántörzsek görbeségének bizonyossága szerint - napjainkban is tart.

4. Amint erre néhány korábbi munka is utal (HEVESI A. 1986, 1990) e föltöltött völgyszakaszokon olyan, lejtőhordalékon át mészkőig mélyülő töbrök (is) sorakoznak, amelyeknek nyelői csak a csapadékos években működnek szemmel láthatóan, s olyankor valósággal kinyílnak. (Hosszabb-rövidebb időre „kihantolódnak”.) A „nyílások” a következő szárazabb években – főleg lejtőhordalékkal – hamar betömődnek s föltöltődnek, olyannyira, hogy az újabb csapadékos években a víz nem mindenütt képes korábbi útját kitakarítani, hanem a töbrőben, esetleg a töbröközi nyergeken új lejáratot kényszerül magának kialakítani. Ez utóbbi szép példája nyílik a Nagy-Száraz-völgy alulról számított második és harmadik töbrét elválasztó nyergen.

5. Terepbejárásunk során a Nagy-Száraz-völgy DDK-i és a Nagy-Kőmázsa K, ÉK-i oldalához közel különleges töbrőre leltünk. Különleges, mert felső peremének tszf-i magassága 212-214, fenekéé kb.: 211 m. Így, jelenlegi tudásunk szerint, Magyarország maradék területén sem az Észak-magyarországi-középhegységben (=Mátraerdő), sem a Mecsekben nincs alacsonyabb tszf-i magasságban található töbrő, s valószínű (ez még vizsgálatra vár), nincs az egész Kárpát-medencében és a Kárpátokban sem. E töbrő különleges azért is, mert sem az ún. függő, sem az ún. völgytalpi soros töbrök közé nem illeszthető!

3. Az eredmények alapján fölvetődő kérdések

Minthogy a VITÁLIS GY. (1970) által vizsgált nagy-kőmázsi töbrő és fenék anyaga „szemelől tévesztődött”, a Bükk nemkarsztos felszínekre átöröklött völgyeiben sorakozó töbrök kialakulását a szakirodalom az alsó(kora)jégkor kezdetére tette (HEVESI A. 1986, 1990), ill. azt azóta nem cáfolta. Ezt megelőzően létezett a Bükk középső- és felsőmiocénban betakart és a szarmatától kihantolódo fedett karsztja (HEVESI A. 1986, 1990). Kérdés azonban, hogy amennyiben a Délkeleti-Bükk DK-i szegélyén az átöröklött völgyek és a talpukba mélyülő töbrök ma is föltöltődően vannak, akkor e völgyek és töbrök mikor alakultak ki? Korábbi és jelenlegi tapasztalataink alapján az alábbi tények és lehetőségek megvizsgálását tartjuk szükségesnek.

1. Tény, hogy a későoligocén és a koramiocén évszázazredeiben a felszíni- és felszínalatti karsztosodásnak a Bükkben megvoltak a föltételei (HEVESI A. 1986, 1990).

2. Tény, hogy a miocén ottnangi-kárpáti korszakában a mai Bükk teljes területe főleg tűzokádási termékek szórása, kisebb mértékben tengeri előntés

üledék-lerakódása által befödődött. Korábbi karsztjai tehát „*fedett karszttá*” lettek. (HEVESI A. 1986, 1990).

3. A későoligocén-koramiocén során kialakult felszíni karsztformák kihantolódhattak már a későszarmata – korapannon évszázazredeiben. E folyamat a Pannon-tenger második előrenyomulásakor (középső-későpannon) meglassulhatott, sőt megszakadhatott. Azt azonban egyelőre nem látjuk világosan, hogy valóban megszakadt-e? A Nagy-Száraz-völgy alapos terepjárása után két lehetőség vetődik föl:

a. Amennyiben helytálló VITÁLIS GY. (1970) vizsgálata, és a Nagy-Kőmázsa „*egyik töbrének alját eredeti rétegzettségű pannon tengeri üledék tölti ki*”, akkor annak a töbrének a Pannon-tenger első, vagy második előrenyomulásakor már léteznie kellett.

b. Amennyiben középső- és későmiocén tufa-tufit burkolatából a Bükk mészkötérszínei a későmiocénban és a pliocénban kihantolódtak, akkor e mészkötérszínek fedettsége csak nagyon erős jégkorszakok során bekövetkező porhullással, - a Bükk esetében inkább vályog, mind löszképződéssel – magyarázható.

c. Minthogy a Nagy-Száraz-völgy talpát és soros töbreit a talajfolyás ma is többnyire feltölti, nem biztos, hogy az a megállapítás, hogy a Bükk felszíni karsztformái a tölgykorszaktól napjainkig kihantolódóban vannak (HEVESI A. 1986, 1990) e peremkarszt szegélyre is igaz.

Reméljük, hogy e kérdések fölvetésével nemcsak magunkat, hanem más, „*ősföldrajzosokat*”, karsztfelszínalaktan-történettel foglalkozókat is sikerül az említett problémák megoldása felé irányítanunk. Magunk minden érdemleges együttműködésben örömmel veszünk részt.

IRODALOM

BALOGH K. (1964): A Bükkhegység földtani képződményei. - MÁFI Évkönyve XLVIII.2. p. 7-19.

HEVESI A. (1986a): A Bükk felszínfejlődése és karsztja. - Kandidátusi értekezés, Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézete, 187.

HEVESI A. (1986b): A Délkeleti-Bükk karsztja. - Karszt és Barlang, 1986.I. p. 3-14.

HEVESI A. (1990): A Bükk felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodásra. - Magyar Földrajzi Társaság, Budapest, 137.

JÁMBOR Á. (1959): A Bükkfennsík pleisztocén „vályog” képződményei. - Földtani Közlöny, 89. p. 125-132.

KEREKES J. (1936): A Tárkányi öböl morfológiája. - Földrajzi Közlemények LXIV. 6-7. p. 80-97.

KEREKES J. (1938): Az Eger környéki barlangvidék kialakulása. - Barlangkutatás, XVI.1. p. 90-139.

VITÁLIS GY. (1970): Földtani és vízföldtani megfigyelések a miskolctapolcai Nagy-Kömázsán. - Hidrológiai Közöny 50.2. p. 49-55.



TÁJÖKOLÓGIAI SZEMPONTÚ VEGETÁCIÓELEMLÉS A NYUGAT-MECSEKI KARSZTON

HOYK EDIT¹ - KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA²

¹SZTE, Természeti Földrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.

²SZTE, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.

Abstract: The karst in Western Mecsek is worth protected due to its nearly conserved natural state. In this study the vegetation of this area was investigated. Significantly high ratio of association forming and accompanying species and the presence of protected species in relatively high numbers can be seen that proves the nature-conserving feature of the territory. On the basis of the investigations carried out the maintenance of the present state of the territory can be a desirable objective and in order to realise this the protection of the area is absolutely justified.

Bevezetés

A karsztos területek geoökológiai illetve tájökölógiai vizsgálata az utóbbi évtizedben került előtérbe. A korábbi vizsgálatok már jelezték, hogy a karsztok környezet-érzékenyek, ezért megóvásuk a természetvédelem fontos feladata. Napjainkra már bizonyossá vált, hogy a karsztos folyamatok intenzitása, a karsztformák fejlődése nem független a karsztokat borító talajoktól és a talajokon megtelepedett növényzet típusától. A klíma – talaj – növényzet rendszer érzékenyen reagál a környezeti hatások megváltozására, ezért mindhárom tényező vizsgálata elősegítheti a káros hatások érvényesülését a karsztrendszerben. A tanulmány a Mecsek hegység egyik, ma még természetvédelem alatt nem álló területén végzett kutatások eredményeit mutatja be, elsősorban a növényzet értékelésén keresztül. A kutatás célja bebizonyítani, hogy ezt a területet hosszabb távon feltétlenül természetvédelem alá kell helyezni. A védelem szükségességét igazolják azok a megfigyelések, amelyek a talajok elsavanyodását, s ennek nyomán a növényzet változását tanúsítják. A további károsodások megelőzése érdekében teszünk javaslatot a terület fokozottabb védelmére.

Táji adottságok

A Mecsek-hegység nyugati és keleti területe jelentős különbségeket mutat a karsztosodás szempontjából. A nyugati részén három karsztos terület található egymás szomszédságában: Abaliget, ill. Orfű környékén, valamint a Melegmányi-völgyben. Ez a három karsztos terület a Nyugat-Mecsek Tájvédelmi Körzet északi részét képezi, amelynek létrehozását tervezi a Duna-Dráva Nemzeti Park.

A Mecsek, déli fekvéséből adódóan, a legnagyobb mértékben részesül mediterrán hatásokban. Ez leginkább növényzete alapján érzékelhető, amely külön flórajárást képez a dél-dunántúli flóraidéken belül. Olyan védett növényi ritkaságok élnek a területen mint a pünkösdi rózsza (*Paeonia banatica*), a baranyai peremizs (*Inula spiraeifolia*), az illatos hunyor (*Helleborus odoratus*) vagy a majomkosbor (*Orchis simia*).

Az intenzív karsztosodás a területen a pleisztocén folyamán kezdődött, és jelenleg is folyamatos (LOVÁSZ GY. 1977). Ez elsősorban a nagyszámú és jelenleg is fejlődőben lévő dolina révén követhető nyomon.

A három karsztos terület közül korábban az orfűi területen végeztünk geoökológiai vizsgálatokat, amelyek most az abaligeti és a melegmányi területre is kiterjedtek.

A geokológiai vizsgálatoknak, melyek a karsztos területek talajainak és növényzetének vizsgálatára koncentrálnak, célja a terület természetközeli-ségének bizonyítása, amely alapként szolgál és indokoltá teszi a védetté nyilvánítást. Hasonló vizsgálatok korábban az aggteleki karszton ill. a Bükk hegységben folytak (KEVEINÉ BÁRÁNY I. 1983). A vizsgálatokhoz terepi felvételezések szolgáltak alapul.

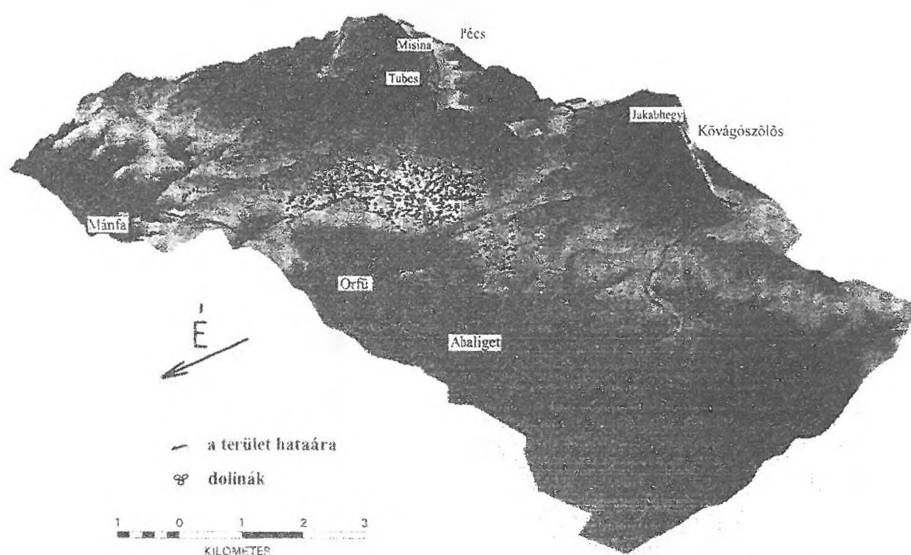
A vegetáció vizsgálata a tájökológiai kutatások fontos részét képezik. A táj arculatának meghatározó egysége a növényzet, amely más tényezők (talaj, alapkőzet, klíma) hatása alatt formálódik, ill. hat vissza a többi tényezőre. Az egyik legfontosabb kölcsönhatás a talaj és a vegetáció között áll fenn. A talajban lejátszódó folyamatok (pl. savanyodás) indikátornövények segítségével a növényzetben is nyomon követhetők, ill. a növényzetet ért káros hatások a vegetáción keresztül a talaj állapotát is kedvezőtlenül befolyásolják. Ugyanakkor a kedvező folyamatok is érzékelhetők, így pl. egy természetes állapotban lévő talaj kedvező feltételeket kínál a növényzetnek, ill. az egészséges vegetáció nem jelent terhelést a talajra.

Jelen tanulmány a tájökológiai faktorok közül a vegetáció vizsgálatának segítségével próbálja bemutatni a nyugat-mecseki karszt természet-

közeli állapotát és ehhez kapcsolódóan a védetté nyilvánítás lehetőségét és fontosságát.

Térképek

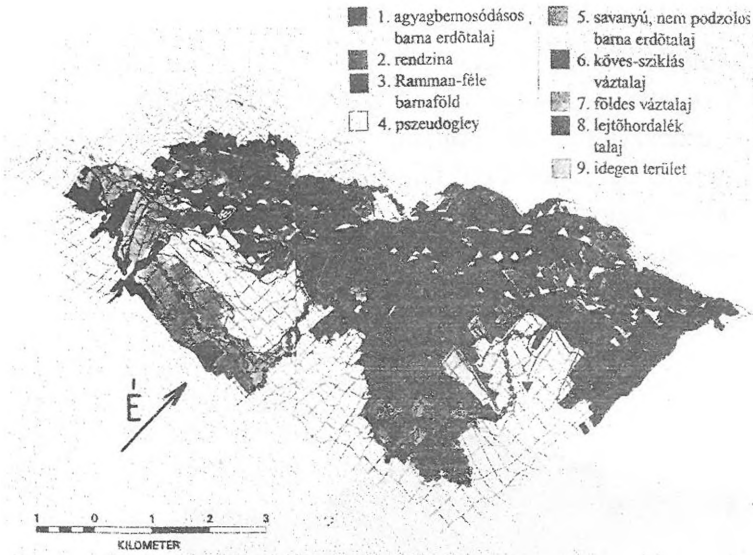
A területet ábrázoló térképek (1, 2, 3. ábrák) digitális eljárással készültek. A vegetáció-térkép (3. ábra) mellett a terület talajtérképe (2. ábra) is elkészült, erdészeti adatok alapján. A térképek nem csupán a karsztos részeket, hanem az egész tervezett tájvédelmi körzetet mutatják. A vegetáció- és a talajtérkép összevetése alapján néhány, a talaj és a növényzet közötti alapvető összefüggés kirajzolódik.



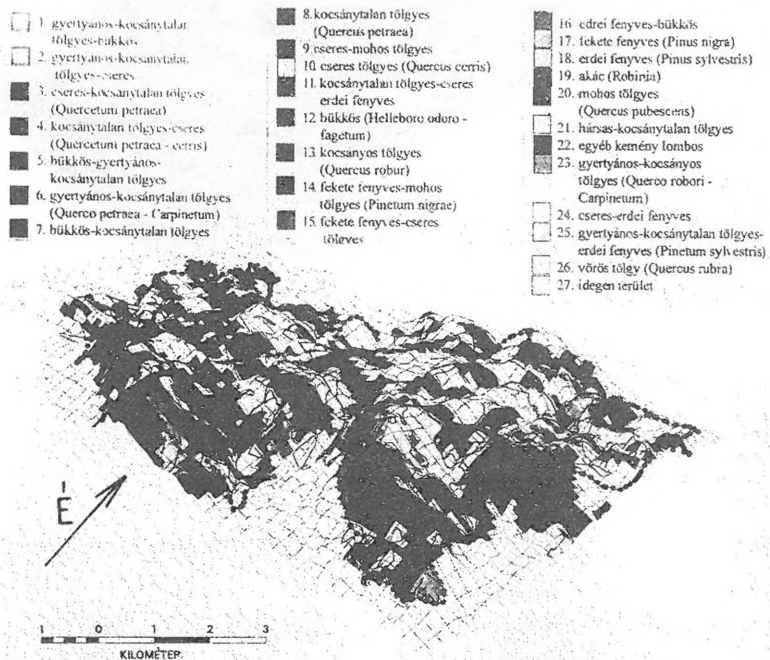
1. ábra. A tervezett Tájvédelmi Körzet a Ny-Mecsekben
Fig. 1. The projected protected landscape in Western Mecsek

Ezeket az összefüggéseket elsősorban a terület déli részén követhetjük nyomon. Így pl. a Tubes déli kitettséggű oldalán az uralkodó talajtípus a rendzina, amelyhez mohos tölgyes és fekete fenyves - kocsánytalan tölgyes kapcsolódik. A Jakab-hegy déli oldalán a fő talajtípus az erősen savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj, az uralkodó társulás pedig a kocsánytalan

tölgyes. Jellemző még, hogy a köves-sziklás vázталajokon elsősorban ültetett fekete fenyvesek találhatók.



2. ábra. A tervezett Tájvédelmi Körzet talajai
Fig. 2. The soils of the projected protected landscape

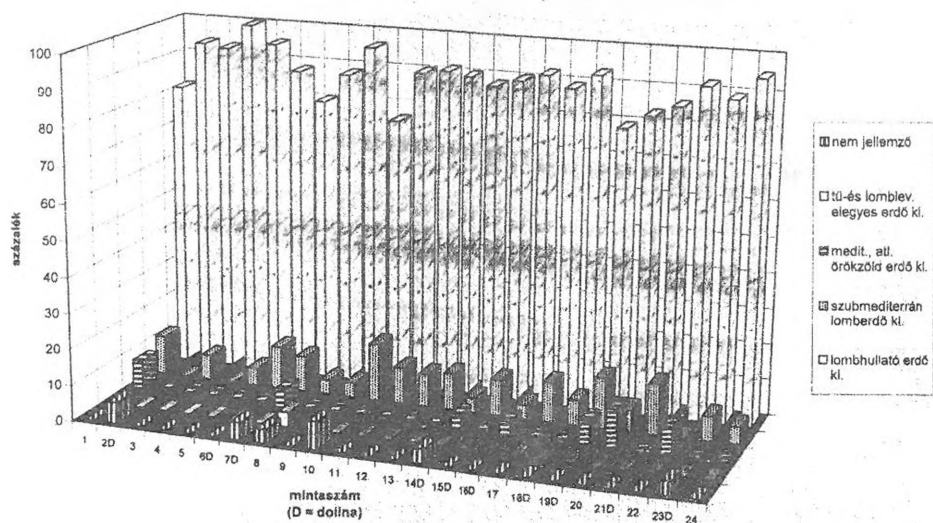


3. ábra. A tervezett tájvédelmi Körzet növényzete
Fig. 3. The vegetation of the projected protected landscape

Az abaligeti karszt talaja uralkodóan agyagbemosódásos barna erdőtalaj, Orfű környékén ehhez a típushoz a délebbi részeken rendzina társul, amely két típus a Melegmányi-völgyben barnafölddel egészül ki. Ezekon a területeken elsősorban a kitettség befolyásolja, hogy milyen társulás jelenik meg. Északi kitettségben bükkös társulások az uralkodók gyertyánnal és kocsánytalan tölgygel, míg déli kitettségben tölgyes társulások jellemzők, szintén gyertyánnal.

Vegetáció

A vegetáció vizsgálata ökológiai indexek segítségével történt, ami a hőháztartás (T-értékek), vízháztartás (W-értékek), talajreakció (R-értékek) és természetvédelmi érték-kategóriák (TVK-értékek) megállapítását foglalta magában.

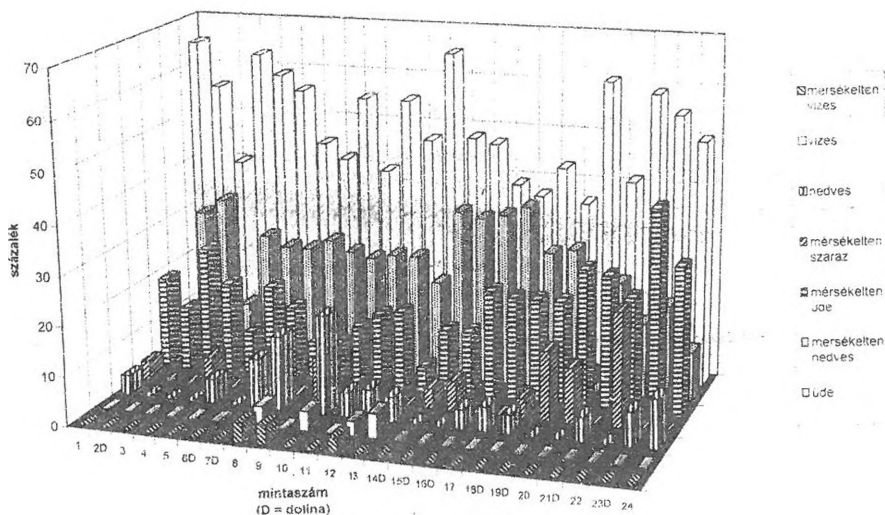


4. ábra. A tervezett védett terület növényzetének vizsgálata a hőháztartás mutatói alapján a Nyugat-Mecsek karsztján

Fig. 4. Investigation of vegetation on projected protected area based on the heat balance in the Western-Mecsek Mountain

A hőháztartás alapján (4. ábra) a növények döntő többsége (80-100%) lomberdő klímára utal, amely a Mecsek vegetációs sajátosságaiból adódóan szubmediterrán lomberdő klímával és mediterrán, atlanti örökzöld lomberdő klímával egészül ki. A Szuadó-völgy időszakos patakmedrében,

amely egy mély, szűk szurdokerdőben található, megjelennek a tű- és lomblevelű elegyes erdőkre utaló növények is.

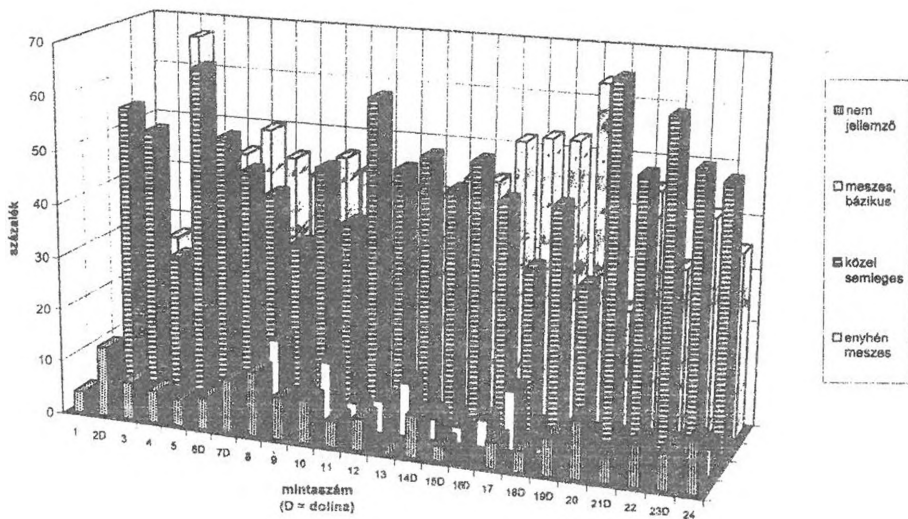


5. ábra. A tervezett védett terület növényzetének vizsgálata a vízháztartás mutatói alapján a Nyugat-Mecsek karsztján

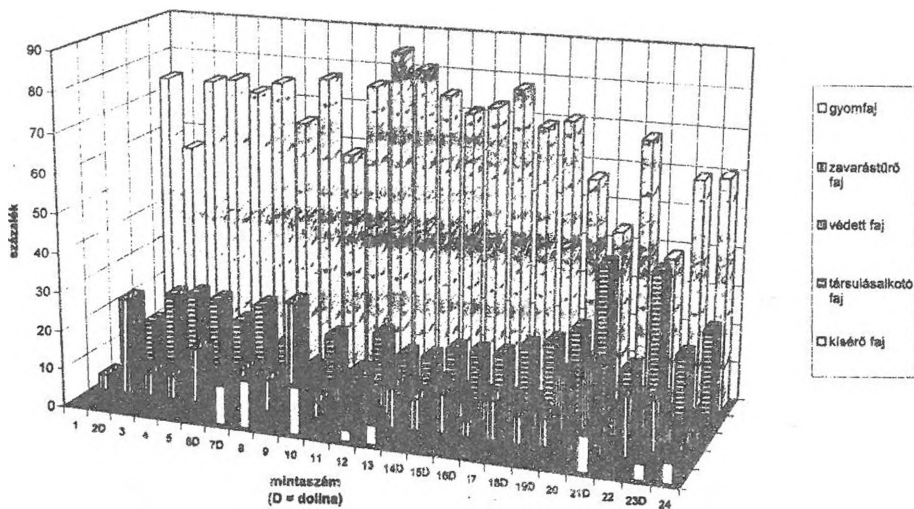
Fig. 5. Investigation of vegetation on projected protected area based on the water balance in the Western-Mecsek Mountain

A vízháztartást bemutató diagram (5. ábra) alapján látható, hogy a növények többsége mérsékeltén üde, üde ill. mérsékeltén nedves körülményekre utal. Ezek az értékek a terület erdővel borítottságából adódnak. Azok a minták, ahol viszonylag magas a vizes ill. a nedves körülményekre utaló fajok aránya, patakok, források ill. a Melegmányi-völgy mésztufa lépcsői mellől származnak. A mérsékeltén száraz körülményekre utaló fajok nagyobb arányban azokon a helyeken jelennek meg, ahol viszonylag nyitott tölgyes társulások találhatóak.

Talajreakció (6. ábra) alapján a mérsékeltén meszes ill. a közel semleges körülményekre utaló fajok vannak többségben. A meszes, bázikus körülményekre utaló fajok nagyobb arányban azon minták esetében jelennek meg, ahol a mésztartalom meghatározásakor is magas értékeket kaptunk.



6. ábra. A tervezett védett terület növényzetének vizsgálata a talajreakció mutatói alapján a Nyugat-Mecsek karszifján
 Fig.6. Investigation of vegetation on projected protected area based on the soil-chemism in the Western-Mecsek Mountain



7. ábra. A tervezett védett terület növényzetének vizsgálata a természetvédelmi érték alapján a Nyugat-Mecsek karszifján
 Fig.7. Investigation of vegetation on projected protected area based on the nature conservation value in the Western-Mecsek Mountain

A természetvédelmi érték-kategóriák diagramja (7. ábra) alapján látható, hogy azok a fajok vannak többségben, amelyek a természetes állapotokra utalnak (kísérő, társulásalkotó, védett). A degradációra utaló fajok (elsősorban a gyomfajok) csak néhány esetben közelítik meg a 10 %-os értéket. Ezek a minták az erőteljes használatban lévő területekről származnak, így sűrűn látogatott turistautak mellől, ill. az Orfű - Pécs műút közvetlen közeléből. Ez utóbbi mintavételi pont (8. minta) igen jól mutatja egy természetvédelmi szempontból értékes terület antropogén hatásra bekövetkező degradálódását. Ez az a patakmeder, ahol megjelenik a szurdokerdő. Itt a védett fajok aránya is magas és a társulás is fokozott védettségre érdemes. Ugyanakkor a gyomfajok arány is magas, s ez egyértelműen a műút zavaró hatásának tulajdonítható.

A dolinákban származó minták alapján megállapítható, hogy a dolinákat nagyobb fajgazdagság jellemzi. A mély, meredek falú negatív felszíni formából következően magasabb az árnyéktűrő/kedvelő fajok száma is. A természetvédelmi érték-kategóriákat bemutató diagram alapján az is megfigyelhető, hogy a védett fajok gyakoribbak a dolinákban, ami mutatja a karsztos területek ezen formáinak természetvédelmi jelentőségét. A dolinák az egyébként is érzékeny karsztos területek legérzékenyebb pontjai közé tartoznak, hiszen a víznyelők mellett ezek a helyek azok, ahol a szennyeződések a legkönnyebben a karszt rendszerébe kerülhetnek. Ennek alapján örvendetes, hogy a dolinák azok a pontok mindhárom karszterületen, amelyek esetében a leginkább kimutatható az antropogén hatásoktól való mentesség, ami aláhúzza a tájvédelmi körzettelé nyilvánítás indokoltságát.

Összegzés

A nyugat-mecseki karsztos területeken végzett vizsgálatok célja a védettség alá helyezés alátámasztása.

Az ökológiai indexek alapján megállapítható, hogy a Mecseknek ezt a részét a természetközeli állapot jellemzi, ami igazolja a védettség iránti igényt. A dolinákban és a nem dolinákban származó minták összehasonlítása alapján kiemelendő, hogy a dolinák a három karsztos terület legértékesebb formáit képezik. A vegetáció vizsgálata bizonyítja, hogy a dolinák vannak leginkább természetközeli állapotban, ezt a védett fajok magasabb száma jelzi.

A karszt igen sérülékeny természeti rendszer, ami érzékenyen reagál az antropogén hatásokra, ezért fokozott védelmet igényel. Külön ki kell emelni a dolinák szerepét, melyek a legerőteljesebben őrzik a karsztos táj

eredeti növényzeti és talajállapotait. Jelentőségük miatt folyamatban van a dolinák felmérése, számba vétele, dolina-kataszter készítése is.

A terület jelenlegi állapotának megőrzéséhez az első lépés a terület védelem alá helyezése lehet. Ebben a folyamatban a dolinák a létrehozandó tájvédelmi körzet fokozott védettséget élvező részei lehetnek. A védettség nem csupán egy újabb természetvédelmi terület létrehozását jelentené, hanem a karszt bonyolult összefüggésrendszere révén a létrehozandó tájvédelmi körzet tágabb környezetében is pozitív hatást eredményezne.

IRODALOM

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1983): Some data about the composition of flora in karst dolines. - In: Acta Universitatis Szegediensis. Acta Geographica. Tomus XXIII. Szeged. p. 179-187.

HORVÁT A. O. (1972): Die Vegetation des Mecsekgebirges und seiner Umgebung - Akadémiai Kiadó, Bp.

LOVÁSZ GY. (1977): Baranya megye természeti földrajza. - Pécs, p. 62-68.

MORSCHHAUSER T. (1995): A Mecsek erdőtársulásai. - Pécs, p. 17.

SIMON T. (1992): A magyarországi edényes flóra határozója. Harasztok és virágos növények. - Tankönyvkiadó, Bp. p. 789-874.

STEFANOVITS P. (1975): Talajtan. - Mezőgazdasági Kiadó, Bp. p. 55-59.

RECENS KARSZTOSODÁS VIZSGÁLATA A VESZPRÉMI- FENNSIK DOLOMITTERÜLETEIN¹

SZABÓ LEVENTE

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék,
9700. Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

Abstract: The limestone areas benefits from attention. Our other karstic rock the dolomite is less studied. The dolomite areas process the above mentioned features as well but its different mineral composition shows significant differences from limestone karstic areas. The typical erosional progress of dolomite surfaces is not known in the needed depth. Although these knowledge are indispensable to environmental evaluate of these areas. This paper overlooks the main results on karst morphology of our investigations on the Veszprém-plateau in the last three years. The rubble-formation of dolostones looks the key-question to comprehend the karstic morphology of these areas. There are many theories about rubble-formation. We would like to indicate the importance of the recent corrosion in these processes. Many profile of dolostones were analyzed of their changing calcium-abundance. The loss by the depth of the abundance of the calcium were detected, but there were not any calcite in the analyzed specimen rocks. There should be many dolomite-crystals with 2:1 rate $Ca^{2+} : Mg^{2+}$ in it because the calcium levels of the specimen rocks are above than the normal-dolostones'.

Bevezetés

A karszttal kapcsolatos ismeretek döntő része mészkő területekre vonatkozik. Azonban más oldékony kőzetek, így a dolomitok is – sajátos kémiai összetétele, szövettani tulajdonságai következtében – jelentős különbségeket mutatnak a mészkőkarsztoktól.

A Dunántúli-középhegység felszínén az egyes kőzetcsoportok a következő megoszlásban mutatkoznak (JASKÓ S. 1959):

- nem karsztosodó (agyag, homok, homokkő, kavics):	65%,
- dolomit:	21%,
- dachsteini mészkő:	5%,
- eocén (nummuliteszes) mészkő:	4%,
- egyéb mészkövek:	5%,
- összesen:	100%.

Vagyis a hegység karsztfelszíneinek mintegy 60%-át dolomit alkotja és csak 40%-át teszi ki a mészkő. E jelentős felszíni kiterjedés indokolja,

¹ a kutatást az OTKA F 026 590 sz. pályázata támogatta

hogy a dolomiton lejátszódó karsztosodással kapcsolatos ismereteket igyekezzünk bővíteni.

A dolomit ásvány-, kőzettani- és oldódási sajátosságai

A mészkővel összehasonlítva, az első lényeges különbség, hogy a dolomitzózetet uralkodóan dolomit ásvány építi fel, mellette kalcit, magnezit illetve ankerit jelentkezhet különböző mértékben.

A dolomit ásvány kémiai összetétele: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Tehát normál felépítés esetén a Ca : Mg viszony 1 : 1. Rácsában a Ca- és Mg-kation síkok váltogatva sorakoznak. Kémiai értelemben egyenlő arányú kettős sónak is szokták tekinteni. A rácsépítmény feltételei nem ilyen szigorúak, vannak kristályok, melyekben minden harmadik kationsík áll Mg^{2+} -ból, vagyis 2 : 1-re módosul az arány (az adott kristályon belül) a Ca^{2+} javára (KOCH S. – SZTRÓKAY K. I. 1967).

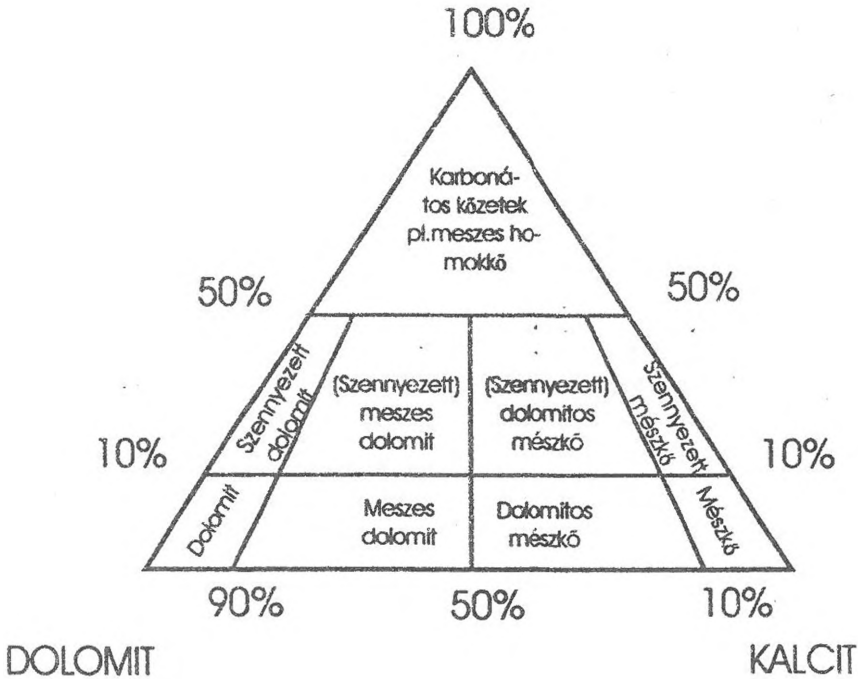
1. táblázat
Table I.

A dolomitok osztályozása TEODOROVICS (1958) szerint
Classification of dolostones by TEODOROVICS, 1958.

	dolomit %	kalcit %	agyag %
dolomit	100-90	0-5	0-5
gyengén meszes dolomit	95-80	5-20	0-5
meszes dolomit	80-65	15-35	0-5
erősen meszes dolomit	65-48	30-50	0-5

A dolomit kőzet és a mészkő között a Ca/Mg arány tekintetében teljes átmenetek ismertek (1. táblázat, 1. ábra). A természetben előforduló dolomitok többségénél tehát, a csak dolomit ásványból álló ún. normáldolomit elméleti összetételénél több Ca^{2+} mutatkozik. Ez a kalcium többlet – a már említett rácsmódosuláson kívül – a kőzet szövettani szerkezetében a dolomit romboédereket összetapasztó kalcit formájában is jelentkezhet. Az ilyen dolomitok oldódásakor el kell különítenünk a dolomit-kettős oldódását és az előbbi ásványszemcséket összetapasztó kalcit kioldódását (JAKUCS L. 1971).

SZENNYEZŐDÉSEK



1. ábra: A karbonátos kőzetek típusai (LEIGHTON - PENDEXTER, 1962 nyomán)
 Fig. 1.: Types of carbonate-rocks (by LEIGHTON and PENDEXTER, 1962)

Kísérletek alapján állítható, hogy az oldat hőmérséklete nagyban befolyásolja e két oldódási folyamat intenzitását. Hidegvizes (15°-os) oldás-kor az oldat $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ aránya kb. 2:1, a hőmérséklet növekedésével az arány csökken, 40°-os oldatban a MgCO_3 javára meg is fordul (MÁNDY T, 1954).

Terepi megfigyelések is azt támasztják alá, hogy trópusi területeken (vagy pl. hazai paleokarsztos fekvésterképeken: Pataki A., 1983) a dolomiton képződött karsztos formák nem különböznek lényegesen a mészkőkarsztoktól.

Hazánk jelenlegi klimatikus viszonyai mellett azonban számolnunk kell a dolomítkőzetben lejátszódó mineralikus szelekcióval, valamint azzal a ténnyel, hogy a dolomítkőzet oldódási sebessége a mészkőének csak mintegy felére becsülhető.

A dolomit murvásodása

A dolomit kőzet igen erősen aprózódik (murvásodik, porlódik) s a finomszemcsés anyag könnyen áthalmazódhat – helyről helyre különböző mértékben – a csapadékvíz, szél vagy lejtős tömegmozgások hatására (CHOLNOKY J. 1938, 1940, ZÓLYOMI B. 1942, PÉCSI M. 1991, 1996). A dolomittérszíneken fenti folyamatok hatására kialakuló formaegyüttest a karsztos formákat elnyomó, nemkarsztos formakincsként tartják számon.

Vizsgálataink azt látszanak igazolni, hogy a felszínközeli murvás összletek képződésében illetve -továbbfejlődésében jelentős szerepe lehet a beszivárgó vizek által kiváltott oldódásnak, mely szálkőzetten illetve valamely más folyamat hatására már többé-kevésbé felmurvásodott kőzettömegben egyaránt kifejtheti hatását. Ilyen esetben a „karsztos forma” a kőzettömegben (többnyire a felszíntől 1-2 m mélységig jelentkezően) képződött, gyakran sajátos (pl. lencse-szerű) alakú murvásodott kőzettest. A finomszemű anyag kihordódásával képződő sekély, egy irányban megnyúlt, lefolyástalan vagy félig zárt mélyedéseket, völgykezdeményeket tehát kipreparált karsztformáknak tekinthetjük.

A dolomit murvásodásával kapcsolatban számos elgondolás létezik, amelyek az alábbiak:

- Beszivárgó oldatok hatására mineralikus szelekció játszódik le (JAKUCS L. 1971)
- Anizotróp hőtágulás következtében. NAGY B. (1979) budai-hegységi vizsgálatait során megállapítja, hogy a dolomitporlódás elsődleges feltétele a kőzet megfelelő szöveti felépítése (a diagenézis illetve a magnézium metasomatózisz során átkristályosodással kialakult aggregátumok megléte). Véleménye szerint a tektonikai mozgások elsősorban a törés- és litoklázis-rendszerek kialakítása miatt jelentősek. A hévizek kezdetben a tektonikai vonalak, kereszteződések mentén áramlottak fel, majd ezeknek a járatoknak a hévizes ásványokkal való eltömődése után – de ezzel egyidőben is – nagy területen a kőzet litoklázisaiban szivárogtak fel. Ebben az esetben már a hévizes hatásra létrejött anizotróp hőtágulással is számolni kell, mely újabb litoklázis rendszereket eredményezhetett – ez utóbbi litoklázisok többnyire az átkristályosodás során a kristályaggregátumok szélére kiszoruló agyagásványok mentén alakultak ki. A szerző szerint a hévizek szerepét ha kis mértékben is, lassan áramló karsztvizek vagy leszálló, reakcióképes (csapadék)víz is betöltheti.
- A folyamatot egyéb hidrotermális hatások is okozhatják. SCHERF E. (1922) és JAKUCS L. (1950) megfigyelései szerint dolomitporlódást hidrotermális hatások közvetlenül is kiválthatnak. A termák sokszor

különbéféle erős agresszivitású savakat (főként kénsavat) is magukkal hoznak, s ezek a mészanyaggal reagálva a kőzet kristályszemcséit szétlazítják. Másik eshetőség, hogy a feltörő melegvizek kontaktkonzónájában átmelegedett kőzetszövetben a porusvizekből aragonit, esetleg anhidrit rakódik a szövetbe. Ezek az ásványok a hőhatás későbbi megszűntével tényleg nagyobbodással alakulnak át kalcitá és gipsszé – ennek következtében is szétlazulhat a dolomit kőzet szövete.

- Először *KEREKES J.* (1941) utalt rá, hogy a dolomit murvásodásában szerepe lehetett a jégkori kifagyásnak. Megemlíti, hogy a veszprémi és jutasi dolomitterületeken kitöltött fagyhasadékok és tundratalajok találhatóak. (Többek között 2,5 m mély, kvarckavicccsal kitöltött fagyhasadékról számol be.) *SCHEUER GY.* (1969) a Balaton-felvidéken több dolomitfeltárásból is ismertet talajfagy jelenségeket: a krioturbációt szenvedett dolomittörmelekben sokszor egészen a háborítatlan dolomitfelszínig lösszerű anyag, vályog, vörösbarna fosszilis talajszintek maradványai dolgozódtak be. Összegezve: kifagyással areális elterjedésben, de kis területen is nagy különbségeket mutató mélységben kifejlődésben képződhetett dolomit-murva.

Jelenleg egy kijelölt területen csak a földtani előzmények, a tektonikai körülmények, illetve magának a murvásodott dolomitösszletnek a térbeni kiterjedése alapján lehet választ adni a murvásodást kiváltó okra, illetve – az esetek többségében – okokra (*II. táblázat*).

Recens oldódás vizsgálata

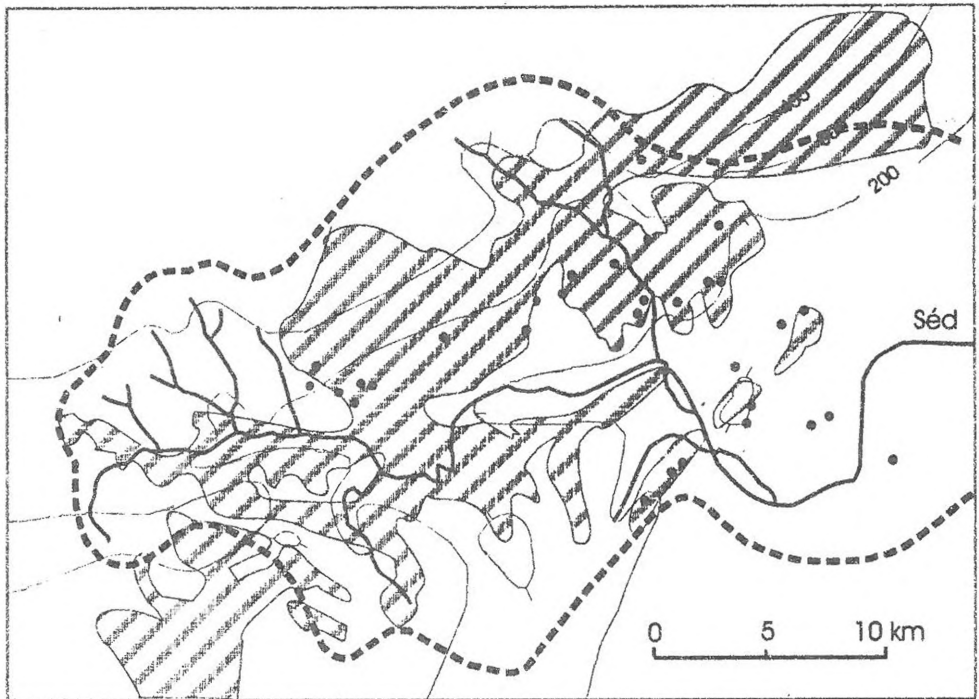
Vizsgálatainkat a Veszprém - Várpalotai fennsíkon, Kádárta, Hajmáskér valamint Litér és Királyszentistván térségében, a Séd középső vízgyűjtőjében folytattuk. Itt a Keleti - Bakony déli pereméhez kapcsolódó, nagyjából 180 - 200 méter tengerszint feletti magasságú, kisformákban gazdag, enyhén hullámos alacsony fennsík található, melyet *PÉCSI M.* (1987) Jutas - Hajmáskér - Inotai hegyláb felszínnek nevez. (*2. ábra*)

A túlnyomórészt triász dolomitokon kiformalódott sziklapedimenten változatos kiterjedésű, nagyjából egyenletes tetőmagasságú maradványtérzínek, és a közöttük elterülő, alacsonyabb, intenzívebben pusztuló felszínek alkotják. A maradványtérzínek kisformákban változatosabbak: többnyire különböző méretű kúpokra (kőbörökre) és sekély, lefolyásos - vagy a kisebb lejtésű területeken - lefolyástalan mélyedésekre tagolódnak.

A mélyedésekben többnyire vastagabb, helyben képződött murvás összlet alakul ki, míg egyes kiemelkedéseken a szálkőzet is előbukkan (*SZABÓ I.* 1998).

A dolomitmurva képződésének feltételei
Conditions of rubble-formation

A murva keletkezési típusa	A murva szelvet térbeni kifejlődése	Egyéb sajtós bányák	A kialakulás feltételei		A murvasodás szempontjából optimális területek	A murvasodás szempontjából optimális feltételek
			Szerkezeti feltétel	Különb. feltétel		
Tektonikai mozgások következtében	A felszíntől akár több 10 m mélységig. Törésvonalakhoz kötődő, jellegzetes, lokális előfordulású.	Dörzsbreccsa-szerű, osztályozatlan kifejlődés, kémiailag megváltozás nélkül (azonban a vetővonalakban gyakornak lehetnek a hidrotérmális nyomok)	Tektonikai mozgások	Nincsen	Domborzattól függetlenül jelentkezik	Hegységképződési fázisok
Hidrotérmális hatásra	A felszíntől akár több 10 m mélységig. Törésvonalakhoz kötődő, jellegzetes, lokális előfordulású.	Jellegzetes kémiailag átalakulókkal jár: szulfidizálás, gipszképződés illetve hőhatásra aragonit- és anhidrit-előfordulások.	Törésvonalak, vízvezető pályák, hidrotérmák, valamint kristályos kőzetcszövet	Nincsen	Domborzattól függetlenül jelentkezik	Hegységképződési fázisok
Aniszotróp bővígátlás következtében	Arealisan és nagy vastagságban, nagy tömegű kőzetösszletet érint.	Hidrotérmális kísérőjelenségek a törésvonalak mentén	Törésvonalak, vízvezető pályák, hidrotérmák, valamint aggregátumok a kőzetcszövetben	Nincsen	Domborzattól függetlenül jelentkezik	Hegységképződési fázisok
Fehézi karizosodás (mineralikus szelektáció) következtében	A felszíntől maximum 1-2 m mélységig. Areális kiterjedésű, bár nagyfokú egyenetlenség mutatkozik.	A hidegvízes oldódás következtében a kiindulási Ca/Mg arány csökken	Kristályos kőzetcszövet, kőzetcszövet, a normál dolomitnál magasabb Ca/Mg arány	Nedves, mérsékelt övi klíma	Elsősorban mélyedések, völgytalpak	Interglaciálisok
Fagyhatásra	A felszíntől mélyre 5 m mélységig. Areális kiterjedésű, bár nagyfokú egyenetlenség mutatkozik.	Nem jellemző a kémiailag átalakulás	Kristályos, előzetesen már némileg fellazult kőzetcszövet	Periglaciális klíma	Domborzattól függetlenül jelentkezik	Glaciálisok
A hőmérséklet murva felhalmozódása	Mélyredezésben, völgytalpakon, változó (akár 30-40 m) vastagságban	Derékszög - szulfidizációs kevert őszletek (vályog és murva) felhalmozódása	Nincsen	Periglaciális klíma	Elsősorban mélyedések, völgytalpak	Glaciálisok



1. 2. 3. 4. 5.

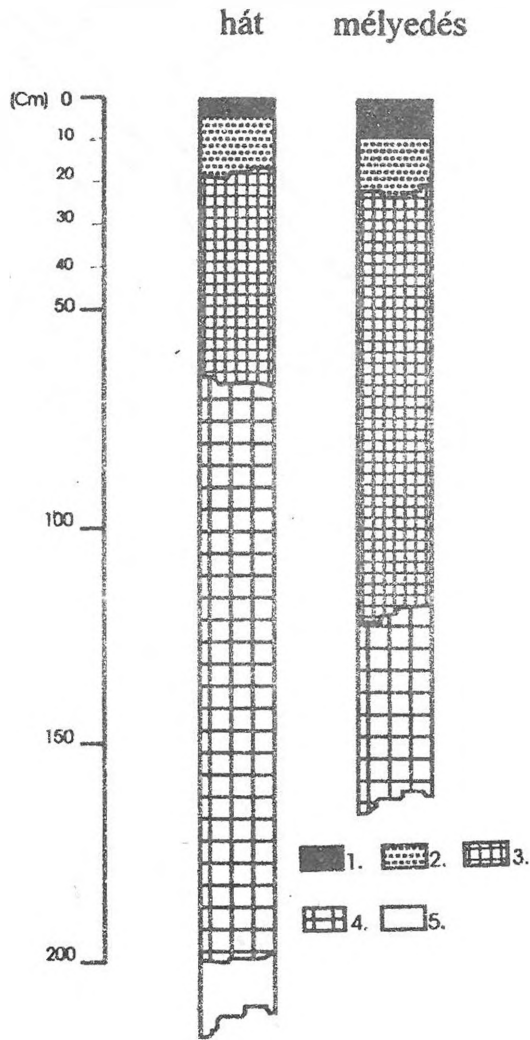
2. ábra: Felszíni dolomitkibúvások a Séd felső- és középső vízgyűjtőjén
 Jelmagyarázat: 1. Vízválasztó, 2. triász dolomitok a felszínen, 3. Vízfolyás, 4. jelentősebb lefolyástalan mélyedések,
 5. fő szintvonal (méterarány szerinti általánosítva)
 Fig.2.: Emersions of dolostones on the basin of the Séd-creek: 1. Watershed, 2. Emersion of triassic-dolomite, 3. Creek, 4. Dolines, 5. Main contour-lines

A vizsgált feltárásokban a felső 1-2m-es zóna kifejlődése (murvásodottság szempontjából) a következőképpen alakul (VERESS M. – SZABÓ L. 2000):

- talaj,
- felső murva szint,
- középső murva szint,
- alsó murva szint,
- szalkőzet (3. ábra).

A murvásodottság hasonló kifejlődését más szerzők is említik (T.GECSE É. 1974). Másik jellegzetes kifejlődési típus az egyes törésvonalak menti erőteljes murvásodás, mely álláspontunk szerint szintén képződhetett a beszivárgó vizek oldó hatására (4. ábra). Akár szalkőzet, akár valamilyen módon fellazult kőzetösszet az elméleti kiindulópontunk,

feltételezhető hogy e felső öszszlet ilyen kifejlődése kapcsolatba hozható a beszivárgó csapadékvizek által kiváltott (recens) oldódással. Ennek igazolására kőzetmintáink Ca/Mg tartalmát meghatároztattuk.

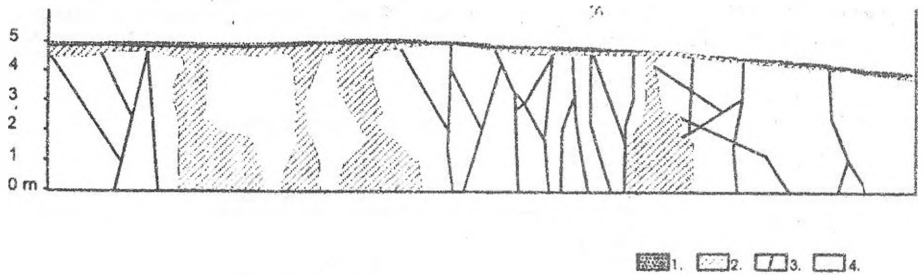


3. ábra: Murvaszelvények egy Hajmáskér és Kádárta közti feltárásból
 Jelmagyarázat: 1. talaj, 2. felső murvaszint, 3. középső murvaszint, 4. alsó murvaszint, 5. szálkőzet
 Fig.3.: Profiles from the area between Hajmáskér and Kádárta: 1. Soil, 2. Upper-rubble level, 3. Medium-rubble level, 4. Lower-rubble level, 5. Basin-rock

III. táblázat
Table III.

Dolomit anyagvizsgálatok bakonyi mintákon (HEGYINÉ-PODÁNYI-VITÁLIS, 1984 nyomán)
Results of any material tests specimens from Bakony-hills (according HEGYINÉ - PDÁNYI - VITÁLIS, 1988.)

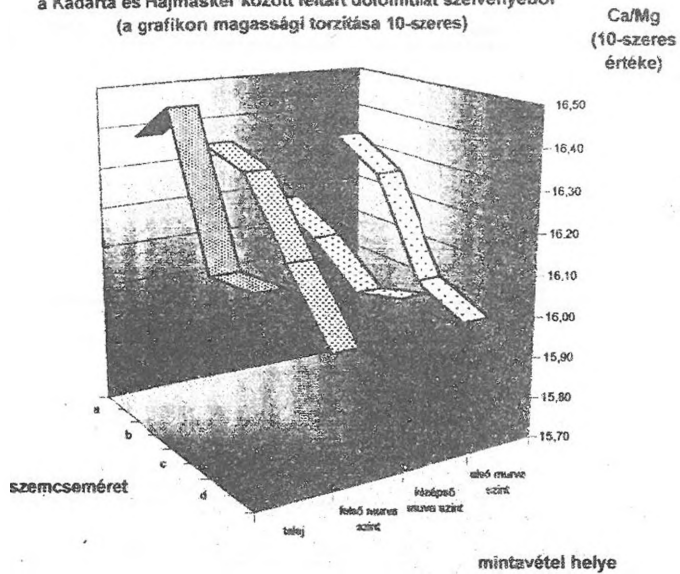
sor- szám	név és földtani kor	azsémazás hely	CaO tömeg%	MgO tömeg%	CaO/ MgO	ásványi összetétel	testsűrűség (kg/m ³)	vízfelvételi tömeg%
62.	fehér, porfódot földolomit	B-osa út 51...52 km között kf. (Németkő)	32,16	20,50	1,57	dolomit (földpát)		
61.	szürkésfehér, törédezett, meszes földolomit	B-osa út 51...52 km között kf. (Ménkő)	35,11	18,05	1,93	dolomit (kalcit)	2740	1,4
71.	sárgásbarna, limeres, törédezett földolomit	Litér, dolomitfejtő bejárati része	18,60	13,16	1,41	dolomit, gohít		
70.	sárgászürke, hőforrás által erősen bontott, meszes földolomit	Litér, dolomitfejtő bejárati része	30,54	19,68	1,55	dolomit, kalcit, földpát		
69.	sárgásfehér, hőforrás által bontott, meszes földolomit	Litér, dolomitfejtő déli része	38,60	14,93	2,58	dolomit, kalcit		
68.	szürkésfehér, törédezett, meszes földolomit	Litér, dolomitfejtő középső része	41,87	12,08	3,47	dolomit, kalcit	2800	3,3
73.	sárgászürke, hőforrás által erősen bontott, meszes földolomit	Sóly É-i határa kf.	32,11	20,31	1,58	dolomit (földpát)		
72.	sárgászürke, hőforrás által bontott, meszes földolomit	Sóly É-i határa kf.	32,28	20,17	1,60	dolomit (földpát)		
74.	szürkésfehér, megyehegyi dolomit (ankuzsi)	Sóly É-i határa übevégsős	32,36	19,77	1,63	dolomit (földpát)		
79.	szürkésfehér földolomit	Vérpelota, Kiteri kf.	32,00	20,44	1,57	dolomit (földpát)		
80.	szürkésbarna, kiseb bitumenes földolomit	Vérpelota, Kiteri kf.	32,23	20,27	1,59	dolomit (földpát)		
81.	sárgászürke, hőforrás által bontott, meszes földolomit	Vérpelota, Kiteri kf.	33,32	19,32	1,72	dolomit (kalcit, földpát)		
64.	fehér, porfódot, muváscott földolomit	Veszprém, Bakony Művek melletti kf.	31,80	20,89	1,52	dolomit (földpát)		
65.	szürkésfehér, törédezett földolomit	Veszprém, Bakony Művek melletti kf.	31,88	20,85	1,53	dolomit (földpát)		
84.	sárgásfehér, hőforrás által bontott, megyehegyi dolomit	Vilonya- Páramarton között kf.	31,53	20,87	1,51	dolomit (földpát)		
83.	szürkésfehér, megyehegyi dolomit (ankuzsi)	Vilonya- Páramarton között kf.	31,99	20,26	1,58	dolomit		



4. ábra: Dolomitszelvény részlete a 8-cas főút melletti (Sólyi leáguzótól Ny-ra)
Jelmagyarázat: 1. talaj, 2. murvás összeletek, 3. törések, 4. szálkőzet

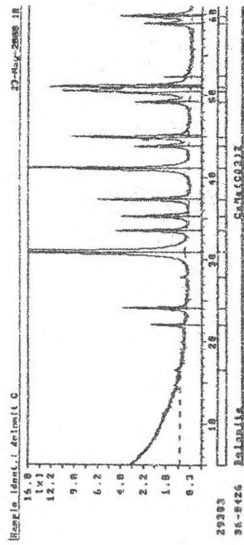
Fig. 4.: Profile from the area near Sóly
Legend: 1. Soil, 2. Rubble levels, 3. Faults, 4. Basin-rock

Ca/Mg arányok változása
egy-egy mintán belül a szemcseméret csökkenésével
a Kádárta és Hajmáskér között feltárt dolomithát szelvényéből
(a grafikon magassági torzítása 10-szeres)

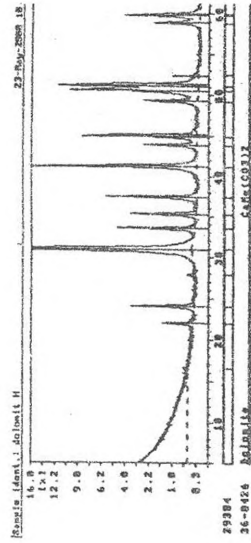


5. ábra: Ca/Mg arányok változása egy-egy mintán belül a szemcseméret csökkenésével a Kádárta és Hajmáskér között feltárt dolomithát szelvényéből (a grafikon magassági torzítása 10-szeres)
a-d.: csökkenő szemcseméret

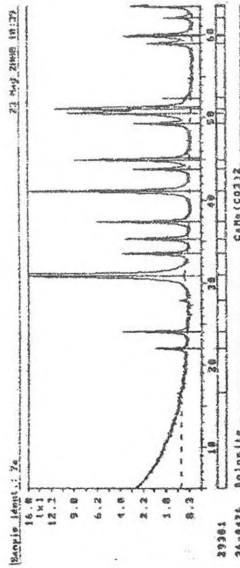
Fig. 5.: The loss of the abundance of the calcium by decreasing rubble a-d.: decreasing diameters of rubbles



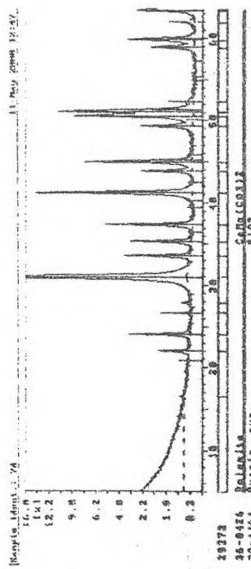
c.



d.



a.



b.

6. ábra: Néhány dolomitminta röntgen-diffraktogramja

Jelmagyarázat: a.: durvaszemcsésű minta dolomithát szelvényéből, b. fenti (a.) minta finomszemű alkotórésze, c. durvaszemcsésű minta egy feltárt dolomittöbör szelvényéből, d. fenti (c.) minta finomszemű párja

Fig. 6.: X-ray diffraction diagrams of any specimen-rocks: coarse-textured (a.) and fine-grained (b.) rocks from a profile at a monadnock; coarse-textured (c.) and fine-grained (d.) rocks from a profile at a doline

A dolomitosodás folyamatából következően egyazon formációhoz tartozó kőzet Ca/Mg arányaiban - akár egyazon feltáráson belül is - jelentős különbségek mutatkozhatnak (III. táblázat). Ezért nem vezetne korrekt eredményre, ha egy feltáráspan egymás alatti minták Ca/Mg arányait hasonlítanánk össze a CaCO_3 oldódását vizsgálva. Realisabb eredményre vezet, ha egyazon helyről vett mintát szitasorozattal különböző szemcséjű alkotórészekre különítünk, és az egyes frakciók Ca/Mg arányait hasonlítjuk össze. Mintáink alapján a szemcseméret csökkenésnek megfelelően a Ca/Mg arány csökkenése kimutatható (5. ábra).

A következő lépés a minták ásványtani összetételének meghatározása, mely alapján eldönthető hogy a normál dolomitét meghaladó, de a szemcseméret csökkenésével párhuzamosan egyre kisebb mértékű kalcium-többlet milyen ásványi formában van jelen a kőzetben. A röntgen-diffrakciós vizsgálatok eredményei szerint a minták gyakorlatilag tisztán dolomitot tartalmaznak; kvarc, földpát illetve kalcit csak nyomokban fordul elő. A kalcit előfordulása nem mutat a Ca/Mg arány csökkenésével párhuzamos tendenciát: egy mintasorozaton belül csak esetlegesen jelentkezik egy-egy frakcióban². (6. ábra)

Összegezve a felszíni murva-feltárásokon végzett vizsgálatokat a következők állapíthatók meg.

- A vizsgált területen általánosnak mondható (és megfigyeléseink valamint irodalmi adatok alapján más dolomitterületeken is jellemző) hogy a felszínközeli (1-2 m mélységű) feltárásokban a murvásodottság mértéke letről felfelé egyre előrehaladottabb mértéket mutat: a szemcseméretnek finomodnak.

- Egy (gyakorlatilag pontszerűnek tekinthető) mintavételi helyről származó kőzetanyagot vizsgálva a kisebb szemcsékben egyre kevesebb kalcium-többlet mutatható ki a normál-dolomit elméleti összetételéhez képest

- Ugyanakkor a minták ásványtanilag homogén dolomitból állnak

Fentiekből arra következtethetünk, hogy az általunk vizsgált, ásványtanilag homogén dolomitekőzetben helyileg eltérő mértékben, de általában számottevő mennyiségben fordulnak elő módusult rácsszerkezetű kristályok, (melyekben minden harmadik kationsík áll Mg^{2+} -ból, vagyis 2 : 1-re módosul az arány a kristályon belül a Ca^{2+} javára). Úgy tűnik, a csapadékvizek beszivárgása nyomán az ilyen kristályok oldódása jelentősebb, tehát az oldódás előrehaladtával a kőzetben a Ca/Mg arány az 1:1-es

² a laboratóriumi vizsgálatok a Veszprémi Egyetem Föld-és Környezettudományi Tanszékén készültek

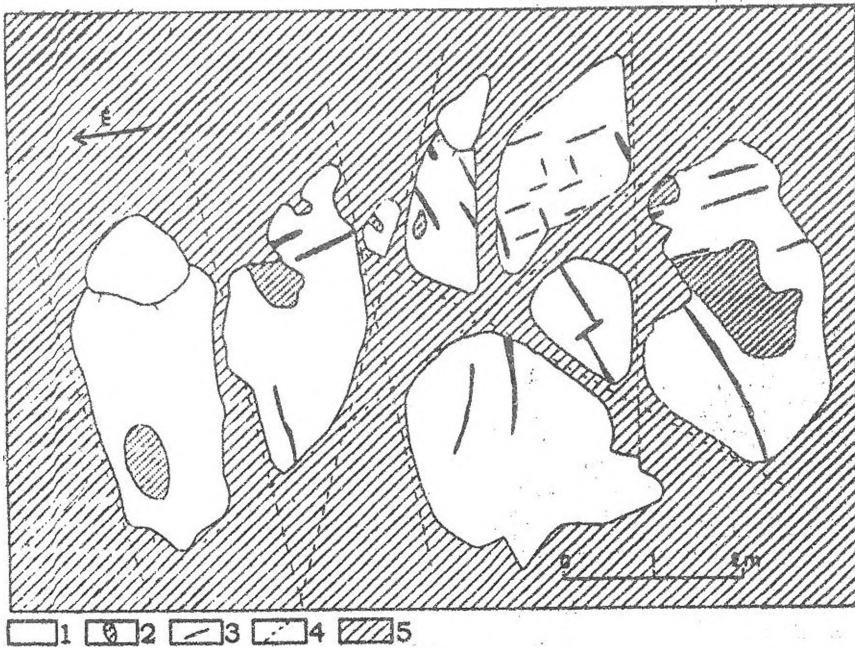
normál értékhez közelít. Ugyanakkor még nem tisztázott a közvetlen összefüggés ezen oldódási folyamat és a felszínközeli kőzetösszletek sajátos murvásodottsága között.

Recens oldódással képződött formák

Noha fentebb megállapítottuk, hogy egyes, komplex genesisű formákat tulajdonképpen kipreparálódott karsztformáknak tarthatunk, jelen munkában csupán a valószínűsíthetően tisztán korróziós folyamatokkal kialakult formákat vizsgáljuk részletesen.

Két ilyen formacsoport különíthető el: a karrok és egyes lefolyástalan mélyedések.

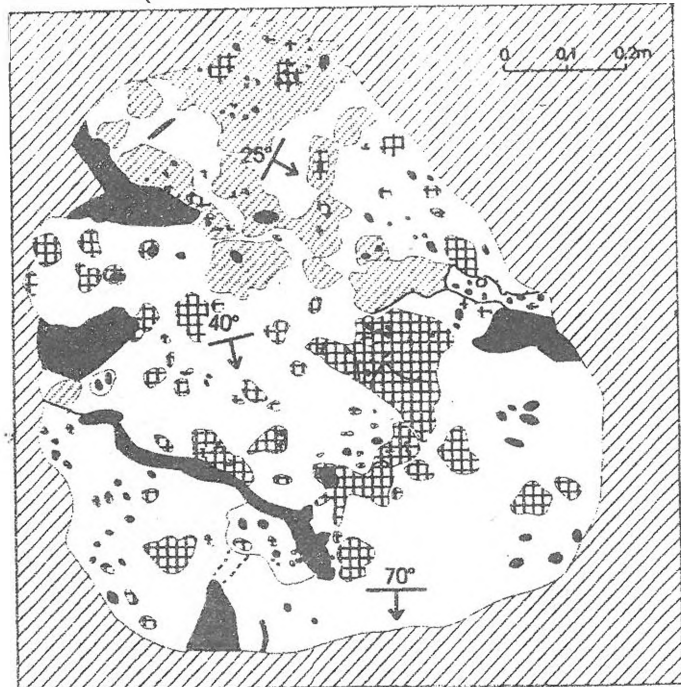
Karros formakincs vizsgálata



7. ábra: Kádárta, nagy-mogyoró-szegi karros sziklakibúvás áttekintő térképe
Jelmagyarázat: 1. dolomit szikla, 2. talajjal kitöltött mélyedés (kamenyica), 3. Hasadékkarr,
4. feltételezett szerkezeti vonalak, 5. benővényesült térszín

Fig. 7.: Sketch of the karren rocks of Nagy-Mogyoró-szeg, near Kádárta
Legend: 1. Rock, 2. solution pans within soil, 3. Grikes, 4. Fissure-lines, 5. Grass-grown area

Megállapítható, hogy a vizsgált területeken a talaj alatti felszín nagyjából egységesen felmurvásodott. A (pl. szöveti különbségek miatt) kevésbé intenzíven felmorzsolódó közettömegek a völgyoldalakban kipreparálódhatnak. A murvásodás jelenségével szemben a karros formakincs viszonylag ritka, és az esetleges előfordulások kis területre korlátozódnak. Ez a megállapítás egyezik korábbi, dolomitkarokkal foglalkozó munkákkal (LEÉL-ŐSSYS. 1952, BALÁZS D. 1990).



1 2 3 4 5 6 7 8

8. ábra: Kádárta, nagy-mogyoró-szegi karros felszínrészlet karmorfológiai térképe
Jelmagyarázat: 1. karrmentes sziklafelszín, 2. Madáritató, 3. Gyűszűkarr, 4. Zsákkarr, 5. Réskarr, 6. Karrbarlang, 7. Lépcső, 8. benővényesült térszín,

Fig.8.: Karren-morphological map of the karren rocks of Nagy-Mogyoró-szeg
Legend: 1. Rock surface without karren forms, 2. Solution pans, 3. Thimble-karren, 4. Sack-karren, 5. Splitkarren, 6. Karren-hole, 7. Karren-escarpment, 8. Grass-grown area

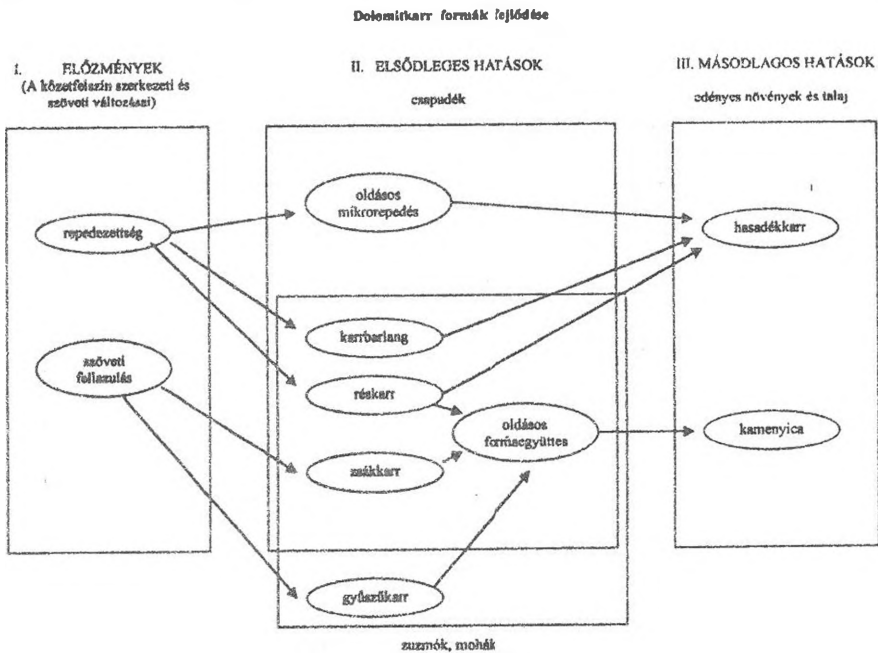
A vizsgált sziklafelszíneken elsősorban a lokális karrformák: gyűszűkarrok, zsákkarrok, madáritatókarrok, illetve ezek összenövésével kialakult formaegyüttesek jellemzők. A lineáris oldódással kialakultak közül a kezdetleges hasadékkarrok említhetők, színezőelemként egy-egy karrbarlang illetve színlő is megfigyelhető. A formák döntő többsége kis méretű, a nagyobb formákban aprószemű murva illetve esetenként talaj halmozódik

fel. Gyakran magasabb rendű növények (kötőrőfűvek, pázsitfűvek, cserjék) telepednek beléjük. (7, 8. ábrák)

Karrcsatorna a vizsgált sziklafelzáríneken nem fordult elő. Ez valószínűleg annak a következménye, hogy az összefüggő sziklafelületek kiterjedése kicsi (elsősorban rétegfejek preparálódnak ki).

A felszínre bukkanó sziklákon többféle oldódási folyamat játszódhat le, amelyek az alábbiak.

- A talaj szintjében jelentős oldódás következtében (szénsav + szerves oldás egyaránt) színlőképződés. Ezek lokális illetve csatorna-szerű formák körben a sziklakibúvások peremén. E formák a kitakaródás előrehaladtával magasabb helyzetbe kerülve inaktivizálódnak, illetve csapadékvizek és a szukcessziós folyamat által más irányban fejlődhetnek tovább.
- A szabad sziklafelzárínen a csapadékvíz oldó hatása.
- A szabad sziklafelzárínen a növényzet oldó hatása (zuzmóktól a cserjékig).
- A sziklákon kialakuló nagyobb mélyedésekben ismét talajosodás történhet, így komplex oldó hatáseggyüttessel számolhatunk.



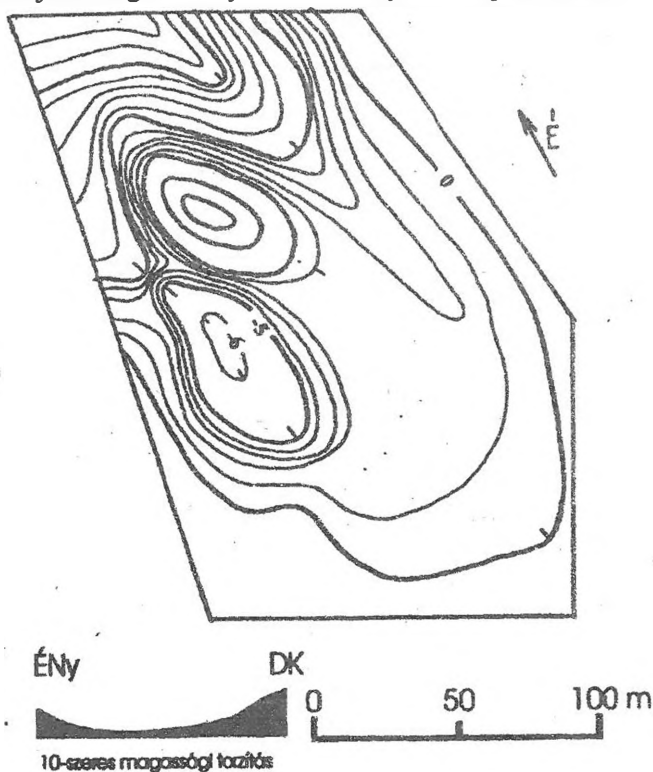
9. ábra: Dolomitkarr formák fejlődése
Fig.9.: Evolution of karren forms on dolostone

A dolomit esetében, sajátos ásvány- és kőzettani felépítésének köszönhetően a karrosodás és a felszín karsztos alakulása – bár egyaránt oldódásról van szó –, merőben eltérő módon játszódik le.

Karros sziklaalakzatok megjelenésére ott adódik lehetőség, ahol az oldódás hatására vagy -közreműködésével felmurvásodott (karsztosodott) kőzetanyag áthalmozódása gyorsabb, mint maga a murvásodás. A kitakaródott szálkőzetten (mely tehát kőzetszerkezeti illetve -szöveti okokból környezeténél jobban ellenállt a murvásodásnak) a talaj hiánya – így a felszínén ható oldatok csekélyebb szénsav-tartalma miatt – a hidrokarbonátos oldódás kevésbé érvényesül. A dolomitkarr formák képződése elsősorban a kőzetre homogénebben ható oldó hatásokra (szerves savakra) vezethető vissza (9. ábra).

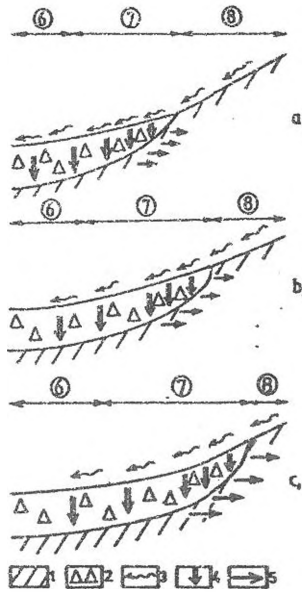
Lefolyástalan mélyedések vizsgálata

A hidrokarbonátos oldódás kiváltotta murvásodás illetve a sziklafelszíneken bekövetkező karrosodás mellett a recens karsztosodásra utaló harmadik jelenség a lefolyástalan mélyedések jelenléte.



10. ábra: Dolomiton képződött lefolyástalan mélyedés szintvonalas térképe
Fig. 10.: Contour-line map of a doline on dolomite

A Veszprémi-Séd felső szakaszának vízgyűjtőjén nagy számban találunk dolomiton kifejlődött sekély, talszerű formákat (2, 10. ábrák).

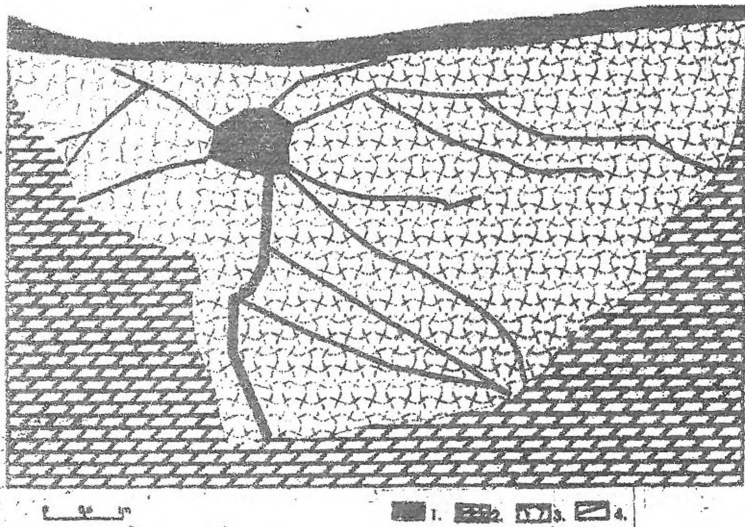


11. ábra: Dolomitdolina lehetséges fejlődése (VERESS M. – SZABÓ L., 2000 nyomán)

Jelmagyarázat: 1. Szálkőzet, 2. aktív zóna, 3. felszínen áramló csapadékvíz, 4. aktív zónában szivárgó víz, 5. aktív zóna kiterjedése. 6. stabilizálódott aktív zóna, 7. fejlődő (vastagodó) aktív zóna, 8. aktív zóna nélküli térszín, a-c.: különböző fejlődési állapotok

Fig. 11.: Evolution of a doline on dolostone (according M. VERESS – L. SZABÓ, 2000.)

Legend: 1.: basin-rock, 2. active-zone, 3. Water-flow on the surface, 4. infiltration in the active-zone, 5. Spread of the active-zone, 6. Unfluctuating zone, 7. Spreading zone, 8. Surface without active-zone, a-c.: different stadiums of evolution



12. ábra: Litéri kőfejtőben feltáruult mélyedés szelvénye

Jelmagyarázat: 1. Talaj, 2. Szálkőzet, 3. murvás összetek, 4. törések (dolomitporral kitöltve)

Fig. 12.: Profile from the rock-mine of Litér:

Legend: 1. soil, 2. Basin-rock, 3. Rubbles, 4. Faults (within dolostone-powder)

Képződésük a VERESS M. – PÉNTEK K. (1996) mészkőre kifejlesztett modelljének adaptációja alapján a következő:

Az oldásos eredetű dolinaképződés az un. aktív zónában (oldóképes beszivárgó vizek zónája; a zóna talpa a telítődési szintnél van) megy végbe. Ennek vastagsága a beszivárgó oldatok agresszivitásának és a kőzet oldhatóságának függvénye. Az aktív zóna fentről lefelé történő eltolódása során megy végbe a karbonátos térszín lepusztulása, s az aktív zóna eltolódásának helyi sebesség-különbségei eredményezhetik a többrös formakincs kialakulását.

Dolomit-dolina képződési sajátosságai: mindenekelőtt, hogy a kalcit (illetve a $\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)_2$ kioldódása viszonylag nagy vastagságban (1-2 m) kialakítja illetve fokozhatja a murvásodást. Mivel maga a dolomit ásvány mintegy fele sebességgel oldódik, mint a kalcit ezért az aktív zóna a gyors kialakulás után (a megfelelő vastagságú murvás összlet létrejöttével) stabilizálódik, a lefelé való elmozdulása viszonylag lassú.

Ezért adott helyeken (pl. ahol valamilyen okból hozzáfolyás van) egy kezdeti mélyedés létrejötte után a mélyedés térségében lefelé korlátozottan (illetve csak a dolomitmurva feloldódásának mértékében), oldalirányban viszont intenzíven történik a murvásodás (11. ábra).

A dolomitmurva (dolomitásványok) feloldódása a már felmurvásodott térszínen indulhat meg (minél inkább felmurvásodott, annál több CaCO_3 illetve $\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)_2$ fogyott el és már nem puffereleli a dolomit oldódását).

A mélyedés mélybeli fejlődése tehát lassú és korlátozott az oldalirányú terjeszkedéshez képest ezért széles, kiterjedt, de igen lapos mélyedések képződnek (12. ábra).

A dolomit töbrök aljzatán elszórva a Csatkai Kavics Formáció anyagából kikertült kavicsok fordulnak elő. Tehát ezek nem a kavicselborítás előtt képződött mélyedések közé tartoznak, mert akkor ki lennének töltve üledékekkel ugyanis a lejtésiránnyal ellentétesen nem szállíthatott ki a kavics (VERESS M. – SZABÓ L., 2000).

Összegzés

A dolgozat áttekinti a Veszprémi-fennsík dolomittérszínein az utóbbi három évben folytatott vizsgálódásaink főbb karsztmorfológiai eredményeit. A dolomiton kialakult recens karsztformák, formacsoportok közül elsősorban a dolomit oldódásos eredetű murvásodása, az ezzel kapcsolatos mélyedések képződése valamint a karrosodás emelhető ki.

Elsősorban morfológiai tapasztalatok alapján úgy tűnik, a térség jelenlegi karsztos formaképződésében központi jelentőségű a murvásodás. A dolomitmurva képződést számos szerző – többféle módon – magyarázza. Dolgozatunk egyik célja felhívni a figyelmet a jelenleg is zajló, oldódásos murvaképződésre.

A kérdés jobb megértése céljából végeztetett anyagvizsgálatok kimutatták a vizsgált szelvényekben a murvásodás előrehaladtával bekövetkezett Ca-csökkenést, azonban kalcit a minták ásványtani összetételében nem mutatkozott. A normáldolomiténál nagyobb Ca-tartalom azzal magyarázható, hogy vannak kristályok, melyekben minden harmadik kationsík áll Mg^{2+} -ból, vagyis 2 : 1-re módosul az arány (az adott kristályon belül) a Ca^{2+} javára.

IRODALOM

BALÁZS D. (1990): Karrformák – karregyüttesek – Karszt és Barlang II. p.117-122.

CHOLNOKY J. (1938): Veszprém – A Balatoni Társaság Könyvtára 4.

CHOLNOKY J. (1940): Különös magaviseletű kőzetek II. A dolomit in: A csillagoktól a tengerfenéig III. Hegyek-völgyek – Franklin Kiadó, Budapest

HEGYINÉ-PODÁNYI-VITÁLIS (1984): A dolomit bányászata és felhasználása – Műszaki Könyvkiadó, Bp. 312 p.

JASKÓ S. (1959): A földtani felépítés és a karsztvíz elterjedésének kapcsolata a Dunántúli Középhegységben – Hidrológiai Közöny 4. p. 289-297.

JAKUCS L. (1950): A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben – Földtani Közöny, LXXX. p. 361-380.

JAKUCS L. (1971): Szempontok a dolomittérszinek karsztosodásának értelmezéséhez – Földrajzi Értesítő, XX.2. p. 89-98.

KEREKES J. (1941): Hazánk periglaciális képződményei – Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseinek munkálatairól

KOCH S.-SZTRÓKAY K. I. (1967): Ásványtan II.kötet – Tankönyvkiadó, Bp.

LEÉL-ÓSSY S. (1952): Karrosodás és karros formák – Hidrológiai Közöny 32.7-8. p.298-303.

LEIGHTON - PENDEXTER (1962): Limits of mixed carbonate rocks in: Jennings, J.N.: Karst – Australian National University Press, Canberra 1971.

MÁNDY T. (1954): Mészkövek és dolomitok oldódási vizsgálata – Hidrológiai Köz. XXXIV. P. 508-510.

- NAGY B.* (1979) : A budai-hegységi porlott dolomitok ásvány-kőzettani, geokémiai és genetikai vizsgálata – Földtani Közlöny 109. 1.füzet p. 46-74.
- PATAKJA.* (1983): Karsztmorfológiai megfigyelések a nyírádi és az iharkúti bauxitelőfordulás területén – MÁFI évi jel. Az 1983-as évről p. 121-133.
- PÉCSI M.* (1991): Lejtőmorfológia és negyedidőszaki lejtőülrdék-képződés in: Geomorfológia és domborzatminősítés – Elmélet-Módszer-Gyakorlat 53. MTA FKI p. 101.
- PÉCSI M.* (1997): Szerkezeti és vázталajképződés Magyarországon – Elmélet-Módszer-Gyakorlat 57. MTA FKI
- SCHERF E.* (1922): Hévíforrások okozta kőzetelváltozások a Buda-Pilisi hegységben – Hidrológiai Közl. 2. p. 19-88.
- SCHEUER GY.* (1969): Talajfagyjelenségek dolomitfelszíneken – Földrajzi Értesítő XVIII. 2. 177.-191.p.
- SZABÓ, L.* (1998): Geomorphological Observations of Dolomite-karstic Areas of Balaton-Uplands National Park - 17th International Speleological School Ojców (Poland)
- SZABÓ L.*(2000): Karros formák vizsgálata a Veszprémi-fennsík dolomit-területein – megjelenés alatt (Földrajzi Értesítő)
- T. GECSE É.*(1974): A dolomitok képződése, elterjedése és szöveti bélyegei in: A karbonátos kőzetek vizsgálata és gazdasági jelentősége – Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa, Budapest
- TEODOROVICS, G.I.* (1958): Ucsenyije ob oszadocsnüh porodah – Gosztroptyehizdat, L.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – Z. Geomorph. 40. 4. p. 461-476.
- VERESS M. – SZABÓ L.*(2000): Adatok a dolomit térszínek morfogenetikájához – megjelenés alatt (Földrajzi Értesítő)
- ZÓLYOMI B.* (1942): A középdunai flóráválasztó és a dolomitjelenség – Botanikai Közlemények XXXIX.5. p. 209-231.

A PILIS-HEGYSÉG KARSTJÁNAK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

SÁSDI LÁSZLÓ

1023. Budapest, Bécsi u. 6.

Abstract: During the early Mesozoic and Paleocene in the Pilis Mts. tropical karstification took place until the end of the Eocene. In the late dolines bauxite and variegated clay is accumulated. Karstification in the descending zone is confirmed by red calcite concretions (dripstone remnants ?), or rather by Eocene aged grike and cavern fillings. In the early Oligocene denudation after uplifting took place, followed by transgression and sedimentation. Opened up caverns were filled with marine sediments. During the burying the Pilis used to be a covered deep karst under pressure. In it's fissure system hydrothermal minerals concrete in some places. The subsequent uplifting of the mountain may be estimated from the early Pannonian, and took place in many stages. Marks of late water levels can be shown in caves in elevations of 600m, 530m, 470m, 300 m above sea level. Letter spring levels are marked by boundary travertine occurrences. In most caves many and different phases of cave development are demonstrable: phreatic solution, formation of minerals, filling up with sediments, cold water solution, collapses.

1. Bevezetés

Az utóbbi években újraindult a Pilis barlangjainak kutatása. A feltáró munkán kívül a tudományos megfigyelések is szaporodtak, melyek nem csak a jelenlegi, hanem a paleokarsztokra is vonatkoztak. Az újabb adatok alapján összefoglaljuk az eddigi ismereteket.

2. Kutatástörténet

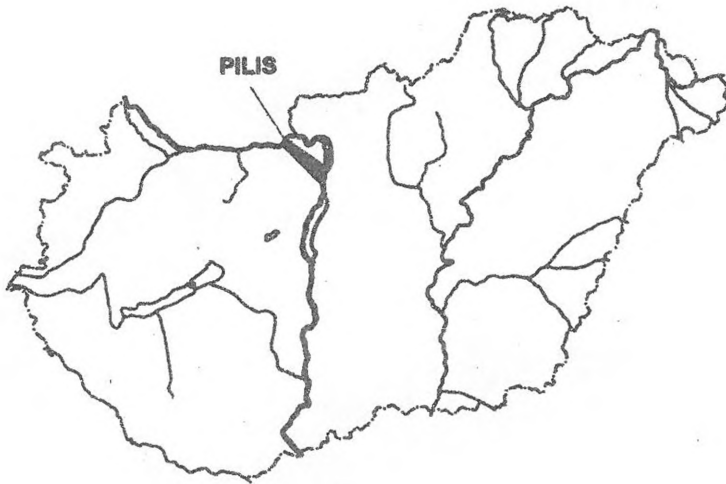
A hegység földtani kutatásáról az első adatok 1822-ből származnak (BEUDANT F.), ezek szerint akkoriban a területen megkülönböztettek magnezium mészkövet és jura mészkövet. Az első rendszeres földtani térképezések eredményeiről 1855-ben adtak közre publikációkat, illetve 1:144.000 méretarányú térképet (PETERS K. 1857, 1859, WOLF H.-FOETTERLE J. 1858). A továbbiakban a hegységről számos ismertetés jelent meg, de kutatást elsősorban a szénmedencékben végezték. A hegység triász, eocén és oligocén üledékeire vonatkozó megfigyeléseit SCHAFARZIK F. (1884) ismertette, 1902-ben térképmelléklettel ellátott földtani magyarázó is megjelent részéről. HEGEDŰS GY. (1948) részletesebb felosztást alkalmazott a képződményeket illetően. A MASZOBAL bauxitkutató expedíciók keretében JASKÓ S. (1951) végzett földtani térképező munkát. Ennek során számos bauxit és tűzálló agyag előfordulást talált, legjelentősebb volt az azóta már lefejtett pilisszántói bauxit lelőhely. A 60-as években NAGY G. (1964) térképezett a Kesztyűc környéki területeken, s a hegységre vonatkozóan tek-

tonikai ismertetést tett közzé, továbbá az Ő és társai munkájának eredményeként adták ki a terület földtani térképsorozatát, melyet 1980-ban egészítettek ki. A hegység DK-i részének földtani térképét a Budai-hegységgel együtt WEIN GY. (1977) jelentette meg 1:25.000-es méretarányban. A Pilis területe nagy részének (kivéve a DK-i rész és a Pilisvörösvártól délre eső terület) földtani térképe a Börzsöny-Visegrádi-hegységgel együtt 1999-ben jelent meg (KORPÁS L. – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999) 1:50.000-es méretarányban a hozzátartozó földtani magyarázóval együtt (KORPÁS L. 1998).

A Pilis barlangjainak kutatása a század elején indult meg. Akkoriban elsősorban a nagy bejárati termű barlangokban végeztek ásatásokat, s a könnyen hozzáférhető járatokat mérték fel (VENKOVITS I. 1936). A hegység és a barlangok morfológiájával LEÉL-ÖSSY S. (1958) foglalkozott. Majd KRIVÁN P. (1954) írta le a Csillaghegyi-kőfejtőkben feltáruló fiatal mezozoós - eocén paleokarsztos jelenségeket. KORDOS L. (1969) az Oszoly barlangjait dolgozta fel, SZENTE I. (1969) a Kevélyek fejlődéstörténetéről írt egyetemi szakdolgozatot. A hegység egész karsztjának fejlődéstörténetéről SÁSDI L. (1995) készített összefoglalót.

3. A hegység vázlatos ismertetése

A Pilis-hegység a Szentendre-Visegrádi-hegységtől DNy-ra helyezkedik el, attól az Esztergom – Pilisszentkereszt – Pomáz vonal választja el. DNy-i határát kicsit szabadosan az Árpád-hídtól Pilisvörösváron és Dorogon át Esztergomba vezető főútvonallal húzhatjuk meg. Az ÉNy-DK irányú hegyvonulat (1. ábra) legmagasabb csúcsa a Pilis (757 m). A jól körülhatárolható hegység részekre a meredek, DNy-i kitettséű sziklás hegyoldalak, és a lankás ÉK-i lejtők jellemzőek. Ettől csak a Pilis K-i sziklás oldala különbözik. A zömmel triász földolomitból és dachsteini mészkőből álló területen inkább időszakos vízfolyások medrei jellemzőek, melyek helyenként szurdok jellegűek. Források csak a homokkővel fedett részeken ismertek, jelentősebb, állandó vizű patakok a Szentendre-Visegrádi-hegységi, vulkáni kőzetekből felépült hegyvidékről érkeznek. Bár a Pilis-hegységet karszterületként ismerjük, a klasszikus karsztformákat a több, mint 400 barlangon kívül csak néhány víznyelő, és medernyelős karsztszurdok alkotja. A karrosodott felületek talajjal nagyrészt fedettek, recens tőbor egyáltalán nem ismert. Beroгыások a Pilis-tetőn és a Hosszúhegyen fordulnak elő kis területen.

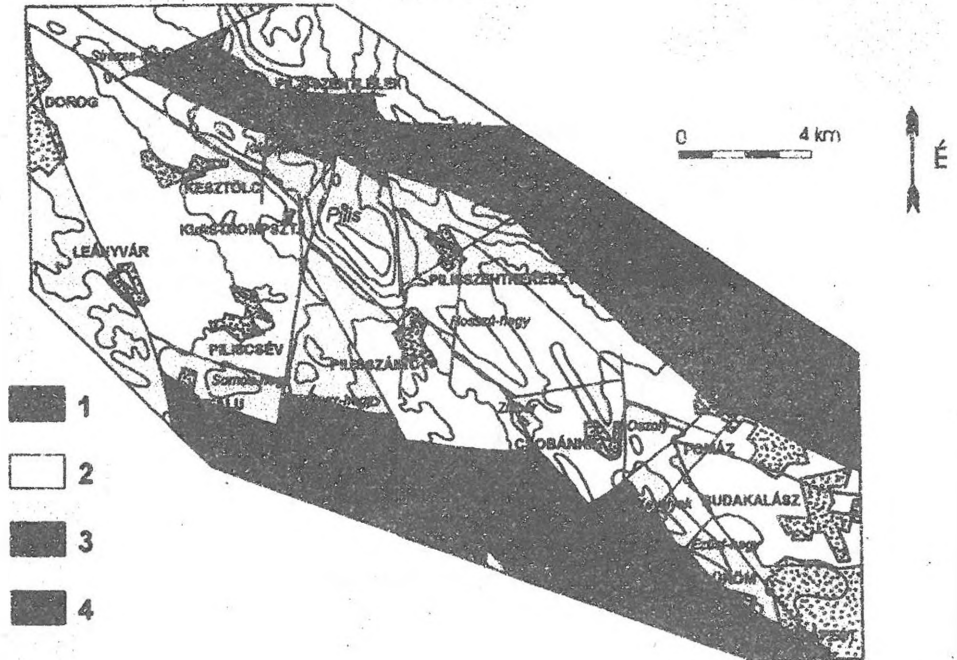


1. ábra. A Pilis-hegység elhelyezkedése
Fig. 1: Location of Pilis Mts.

4. Földtani felépítés

A hegység földtani felépítésében (KORPÁS L. – CSILLAGNÉ 1998, WEIN GY. 1977) szerepet játszó legidősebb kőzet (2, 3. ábrák) a felső-triász karni emeletbe tartozó, 300-400 m rétegvastagságú dolomit (Fődolomit Formáció). Felszínén a Fekete-hegyen, a Pilis D-i végében, a Hosszú-hegy és a Kevélyek DNy-i lejtőin, a Péter-hegyen, valamint a Nagy-Kopasz vidékén találjuk meg. A fődolomit felett nóri időszerű, kb. 600 m rétegvastagságú mészkő (Dachsteini Mészkő F.) települ. A hegység nagy részén felszínén megtaláljuk, felszín alatt DNy-ra és ÉK-re egyaránt folytatódik a fiatal üledékek alatt a fúrások alapján. A Fekete-hegyen és a Kevélyeken ismertek a Feketehegyi F. képződményei: 40-50 m vastag barna dolomit, 15-20 m vastag lemezes mészkő, 50-60 m vastag aviculás mészkő.

Jura üledékeket csak a hegység ÉNy-i részén találunk. A Dunántúli-középhegység más területeihez képest erősen redukált rétegsort liász korú brachiopodás, ammonitás, krinoideás és posidoniás mészkő (Pisznicei Mészkő F.), dogger agyagmárga, radiolarit és kovás márga (Lókúti Radiolarit F.), malm breccsás mészkő (Pálihálási Mészkő F.) és ammoniteszes, pygopés, tűzkőgumós mészkő (Szentivánhegyi Mészkő F.) képviseli.



2. ábra. A Pilis alaphegységi képződményeinek elterjedése
 Jelmagyarázat: 1. Jura képződmények általában, 2. Dachsteini Formáció, 3. Feketehegyi Formáció
 (mészkö, dolomit), 4. Fődolomit formáció

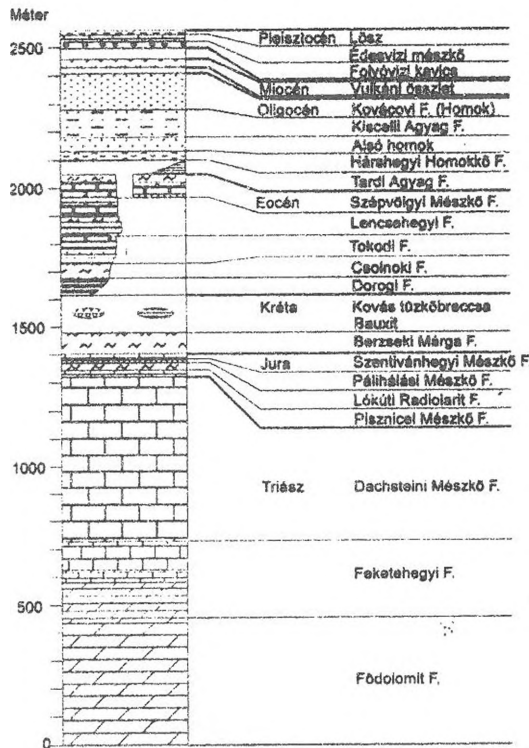
Fig. 2: Distribution of basal formations in the Pilis Mts.

Legend: 1. Jurassic formations in general, 2. Dachstein Formation, 3. Feketehegy Formation (limestone, dolomite), 4. Main Dolomite Formation.

Az alsó-kréta kori, kb. 80 m vastag márga (Berzseki Márga F.) kizárólag felszín alatt (a Kétágú-hegy folytatásában Esztergom felé) ismert, fúrások által feltárva. Feltételesen a krétába sorolták a Nagy-Szirten lokálisan előforduló kovás tűzköbreccsát, valamint a Pilisben számos ponton előforduló bauxitot, melyet fúrásokkal is feltártak fiatal képződmények alatt, triász kőzetekre települve.

A Pilisben ismert eocén üledékeknek két kifejlődési típusát különböztetik meg: középhegységit, illetve budai-hegységit.

A középhegységi típusnál a triász kőzetekre a középső-eocén Lencsehegyi F. teresztrikus összelete (márga, mészkö, tarkaagyag), erre barnakőszén összlet (barnakőszén, édesvízi mészkö és márga) települ, max. 70 m-es vastagsággal. Az összeletre a Csolnoki Agyagmárga F. agyag, agyagmárga, márgás aleurolit, márga és mészmárga üledékekből álló rétegcsoport következik, rajta a Tokodi F. márga, aleurolit, mészkö, dácittufa, barnaszén, homokkő rétegekből álló, 250 m vastag rétegsorával. A felső-eocént a 70 m vastag Szépvölgyi Mészkö F. üledékei képviselik.



3. ábra. A Pilis-hegység elvi földtani szelvénye
 Fig. 3: Conceptual geological profile of Pilis Mts.

A budai-hegységi kifejlődési típusban csak felső-eocén üledékek ismertek. A rétegsort 1-10 m vastag folyóvízi kavics vezeti be, felette néhány m vastag milliolinás mészkő, majd a 120 m vastag Szép völgyi Mészkő F. nummulinás mészkőve és bryozoás márgája települ. A felette következő Budai Márga F. csak Budakalász környékén ismert, fúrásból.

A max. 50 m vastag oligocén időszi Tardi Agyag F. rétegei csak Csillaghegy mellett ismertek. A karszterületek jelentős részét a 30 m vastag Hárshegyi Homokkő F. kvarckonglomerátuma és homokköve fedte be. Fiatlabb oligocén üledékként Csillaghegy és Pilisborosjenő mellett a tardi agyagra a Kiscelli Agyag F. üledékösszlete települ. A felső-oligocén homok (Törökbálinti F.) a Pilis-tető Ny-i lábánál jelenik meg egy kis feltárásban. Miocén üledékek a Pilis hegyvidéki területein nem, csak a peremi részen a Csobánkától D-re, a Garancsi-hegyen ismertek, továbbá a hegyvonulatot szegélyező DNY-i medence területén, és a Visegrádi-hegység miocén vulkáni kőzetei alatt. E vulkáni kőzetek foltszerű előfordulásait a területen csak a Klastrom-szirt felett, valamint a Kétágú-hegytől DNY-ra és ÉK-re ismerjük

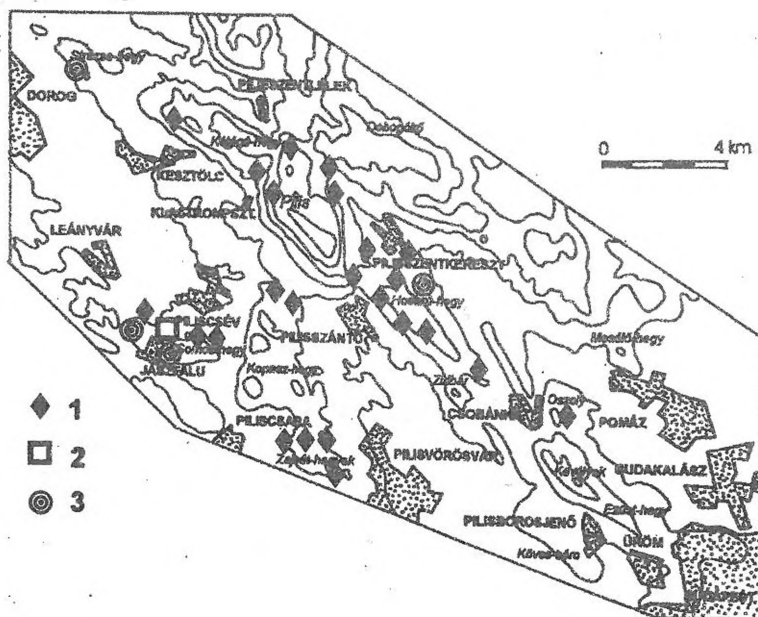
részben rétegvulkáni kifejlődésben, részben extruzív dóm, vagy szubvulkán test formájában. Kis vulkáni kőzetfolt a már említett Garancsi-hegyen is található.

A középső-miocén tengeri üledékek (Rákosi Mésző F.) csak a Visegrádi-hegység É-i oldalán, valamint DNy-ra, Uny környékén ismertek.

Késő-miocén és pliocén üledékek a területen ismeretlenek. A pleisztocént teraszkvacsok jelzik egyes, ugyancsak pleisztocén édesvízi mészkő előfordulások alatt (Békásmegyér, Budakalász). Helyenként lösz is előfordul (Majdán, Ezüst-hegy).

5. Paleo-karsztjelenségek és értelmezésük

5.1. Kréta



4. ábra. A Pilis kréta időszaki karsztjelenségei
 Jelmagyarázat: 1. bauxit, tarkaagyag, 2. üledékes üregkitöltés, 3. vörös cseppkő
 Fig. 4: Cretaceous karst phenomenon in the Pilis.
 Legend: 1. bauxite, variegated clay, 2. sedimentary cavern filling, 3. red dripstone.

Az eddigi földtani ismeretek alapján a kréta időszaki tektonikai folyamatok után a Pilisben lepusztulás, karsztosodási folyamat indult meg, mely legalább a középső-eocénig tartott. Az időszak eseményeire a bauxit és vörös agyag előfordulások utalnak (4. ábra). A számos üledékroncs anyaga közül a Pilisszántói előfordulást elemezték kémiaiilag, melynek összetétele a

következő: Al_2O_3 : 46,0 – 54,0 %, SiO_2 : 13,0 – 20,0 %, Fe_2O_3 : 13,0 – 24,0 %, TiO_2 : 0,5 – 2,7 %. A bauxitelfordulást a későbbiekben lefejtették.

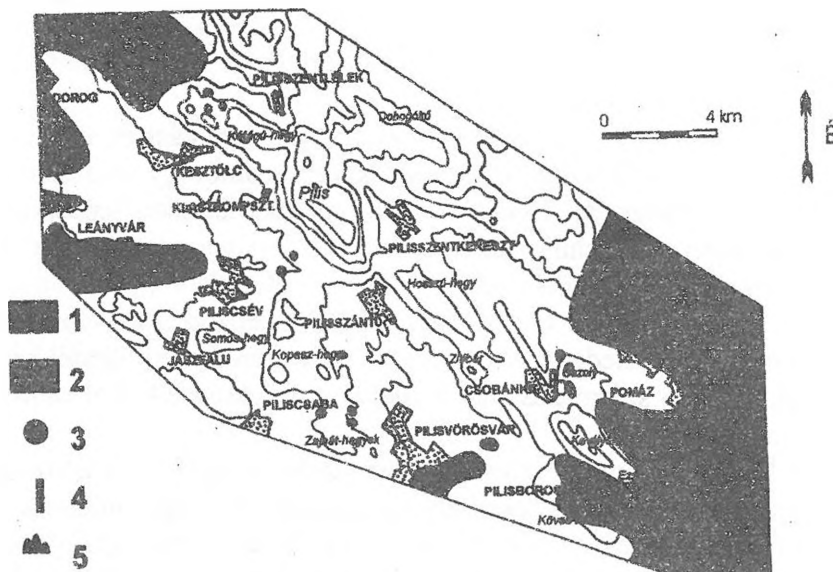
Bár az előfordulások nagy része oligocén üledékekkel fedett helyzetben van, középhegységi analógiák alapján tarthatjuk a bauxitokat és vörös agyagokat kréta időszaknak.

A Pilisben a Kétágú-hegyen foltszerű előfordulásban ismert kovás tűzkőbreccsa a Gerecsében található üledékhez hasonló, így ezt feltételelesen a kréta-eocénbe sorolták. Az üledék tűzköves mészkő karsztos lepusztulásából származhat, melynek során a tűzkőtörmelék oldási maradékként halmozódhatott fel. Hasonló tűzkőtörmelékes üledéket a Bükkben a korai-miocénből ismerünk, ugyanitt vagy a Gerecsében jelenkori képződése is tanulmányozható. Eszerint ezt az üledéket karsztosodás során keletkezett üledékként foghatjuk fel, a tűzkő származási helye illetve anyaközetének formáció szintű típusa nem ismert.

A Pilisben 4 ponton találunk olyan vörös cseppkő- és kalcitmaradványokat, melyeket kréta időszaki barlangképződéshez, kapcsolhatunk, illetőleg akkori üregkitöltésnek tarthatunk. A Kis-Somos-hegyi kőfejtőben egy barlang falát borítja vörös cseppkő, az üreget oligocén homokkő tölti ki, a homokkőben pedig cseppkőkavicsok találhatóak. A Somos-hegy kőfejtőjében vörös agyag kitöltéssel fordul elő vörös kalcit, a Strázsa-hegy kőfejtőjében (Sátorkőpusztai-barlang mellett) eocén időszaki kitöltésben találjuk törmelékreteg formájában. A Pilisszentkereszti szurdokban kis üreget tölt ki teljesen. Fentiek alapján csak oligocénnél, illetve eocénnél idősebb voltát lehet adott esetben igazolni. Hasonló jellegű és színű vörös kalcit Sümegen kréta üledékek között ismert, a Gerecsében eocén üledék alatti fűrőkagyló nyomos változata ismert, míg a Budai-hegységben Máriaremeténél eocén abrázios kavicsban ismerjük kavics formájában.

A terepi megfigyelések alapján a kréta kori lepusztulás során előbb a feltehetően nagyobb területen előforduló jura – esetleg kréta – üledékek pusztultak le, ezt követően kezdődött meg trópusi éghajlat alatt a karsztosodó triász kőzetek denudációja. Ez időszak alatt jellegzetes tájkép alakulhatott ki, ahol karsztos kúphegyek mély töbrök alakultak ki, s a leszálló övben barlangok is kioldódtak, cseppkövesedtek. Később más területekről származó, áthalmazódó bauxit fedte be az alacsonyabban fekvő vidéket, a karsztos üledékcsapdaként funkcionáló töbrök a későbbi lepusztulástól megóva helyenként napjainkig megőrizték. A folyamat során keletkezett morfológiai formakincs többsége későbbi lepusztulás miatt nem tanulmányozható, egyes töbröket a bauxitelfordulás alapján jelölhetünk ki, néhányat kőbányászat során tártak fel.

5.2. Eocén



5. ábra. A Pilis eocén üledékeinek elterjedése, egykorú karsztjelenségek
Jelmagyarázat: 1. középhegységi kifejlődés üledékei, 2. budai-hegységi kifejlődés üledékei, 3. üledékes üregkitöltés, 4. üledékes hasadékkitöltés, 5. karsztfelszín

Fig. 5: Dispersion of Eocene sediments in the Pilis, coeval karst phenomenon.

Legend: 1. sediments of the medium high mountain facies, 2. sediments of the Budai Mts. facies, 3. sedimental cavern filling, 4. sedimental fissure filling, 5. karst surface.

A hegység ÉNy-i részén már a középső-eocénban megkezdődött a tengerelöntés (5. ábra). Ennek során kőszenes összlet települt az egykori térszínre, melyet karsztlápokban keletkezett édesvízi rétegek vezetnek be, majd csökkentsósvízi, végül normál sósvízi üledékek fedtek be a felső-eocénban. A DK-i területrészen csak a felső-eocén üledékek ismertek, transzgresszív településben.

A Csillaghegy melletti Rókahegy köfajtájában jól tanulmányozható az eocén időszaki őskarsztfelszín, melyet KRIVÁN P. már 1959-ben leírt (5. ábra). A néhol 10 m vastagságot is meghaladó folyóvízi kavics dachsteini mészkőben keletkezett töbröben, víznyelőben és karsztos üregben, üregroncsban is megtalálható. A kavics elsősorban helyi és közeli triász mész- és dolomitközetek anyagát tartalmazza, de kb. 10 %-ban vulkáni anyagú kavics és 1-2 %-ban radiolarit- és tűzkő anyagú kavics is előfordul. A folyóvízi üledék a hegy tetején 1-2 m vastag mindössze, a maximális vastagságot a hegy K-i ősléjtőjén éri el. Itt az üledékre az Ibolya-utcai köfajtó tanúsága szerint szénnyomos kavics, erre milliolinás, felette nummuliteszes mészkő települ.

Érdekesség, hogy a folyóvízi üledékben tengeri kifejlődésű eocén mészkő tömbje is megtalálható.

A Pilisborosjenő melletti Kő-hegyen a triász fődolomitra jól koptatott, helyi anyagú aprókavics települ a fiatalabb eocén üledékek alatt, melyeket milliolinás mészkő, nummuliteszes mészkő és bryozoás márga alkot. A tengeri üledékekben felfelé egyre kisebb mennyiségben tűzkőtörmelék is előfordul.

Az Üröm melletti Amfiteátrum kőfejtőben keskeny hasadékokat és egykori üregeket tölt ki a tűzkő tartalmú mészhomok, melyben *Asterocyclina* bizonyítja annak eocén korát, a befoglaló üregek legalább eocén időszaki kioldódását.

A Strázsa-hegyen talált kitöltésekben sárga, meszes, aleuritós üledékeket találni, melyekben néhol szén szemek is előfordulnak.

A terepi megfigyelések alapján az eocénben folytatódott a krétában megindult karsztosodási folyamat, melynek felszíni és felszín alatti karsztformáinak töredékét a fedőüledékek megőrizték. Ekkor a Pilis DK-i része magasabban fekvő terület lehetett az ÉNy-inál, mivel a tengeri üledékek ezt a területet csak a felső-eocénben fedték be. Még magasabb háttért jelenthetett egy a középső-eocénben kialakult vulkáni terület, ahonnan a folyóvízi üledékek vulkáni kavicsanyaga származik. A kavicsok tűzkő és vulkáni anyaga arra utal, hogy a lehordási terület a Budai-hegység lehetett, mivel a Pilisben ilyen vulkáni alapanyag és tűzköves triász kőzet nem ismert. Ez az üledék a karsztterület DK-i részét nagyon hamar befedte. A kőfejtőkben található üregek és üregkitöltések bizonyítják, hogy jelentős barlangképződés zajlott ebben az időszakban, a kialakulás jellege nem felismerhető. Feltételezhető, hogy számos korai-eocén karsztforma a későbbi karsztos lepusztulás, illetve a középső-felső-eocén abrazós tevékenység hatására pusztult el.

5.3. Oligocén

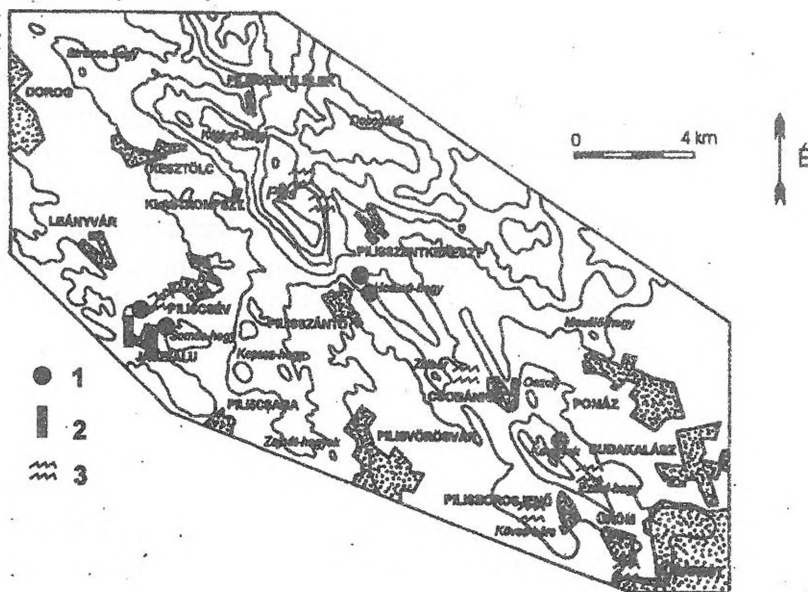
Az oligocén idején a Pilis legnagyobb részét a partszegélyi keletkezésű Hárshegyi Homokkő kvarckavics anyaga fedte be, e fölött jelentős vastagságban további tengeri üledékek (Kiscelli Agyag) rakódtak le. Csillaghegy mellett a homokkővel heteropikus fáciesű Tardi Agyag van a Kiscelli Agyag alatt. A Hárshegyi Homokkő nagyrészt közvetlenül települ a triász kőzetekre (pl. Hosszúhegy), kis részben eocén kőzetekre (Ezüst-hegy).

A homokkő alatt helyenként helyi dolomit anyagú alaphegységi kavics és dolomitpor található (abráziós ?), mely felfelé egyre nagyobb kvarchomok és -kavics tartalmú (Teveszklák). Számos helyen a homokkő alsó

részében találunk helyi anyagú törmeléket (Pilis), erre sok esetben csak a dolomitzemcsék kioldódása után visszamaradt üregecskék utalnak.

Egyedi előfordulásként az Amfiteátrum-kőfejtőben tengerparti törmeléket találunk, melyben kvarckavicsok is előfordulnak. Ebből homoki cápa fogai kerültek elő, melyek sajnos nem korjelzőek. A felette található homokkőben csak növénytöredékeket (fa) sikerült találni, így ennek kora egyelőre csak makroszkópos közethasonlóság alapján oligocén.

Ugyancsak egyedi előfordulásként Piliscsaba-Jászfalu mellett egy kőbányában a homokkő fúrókagylók üregeit tölti ki, mellette víznyelő tölcse-re látható a homokkő rátelepülési síkja alatt, a homok kipergett belőle. A Somos-hegyi nagy kőfejtőben 1-2 dm széles hasadékokat tölt ki a homokkő, ugyanitt üstös oldásformákkal tagolt üregben is megtalálható. Homokkővel teljesen kitöltött egykori üregeket a Hosszúhegy Pilisszántó felőli részének kőbányáiban ismerünk, az üregkitöltésben kagylóhéjak is látszanak. Homokkő kitöltésű üregek a Nagy-Kevély ÉNy-i lejtőjének kőfejtőjében is tanulmányozhatók.

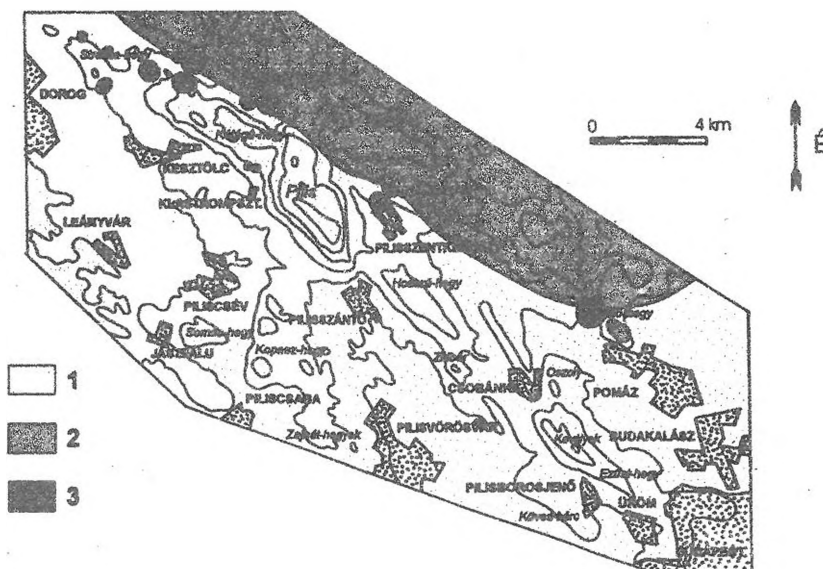


6. ábra. A Pilis oligocénkarstjelenségei

Jelmagyarázat: 1. üledékes üregkitöltés, 2. üledékes hasadékkitöltés, 3. karstfelszín

Fig. 6: Oligocene karst phenomenon in the Pilis.

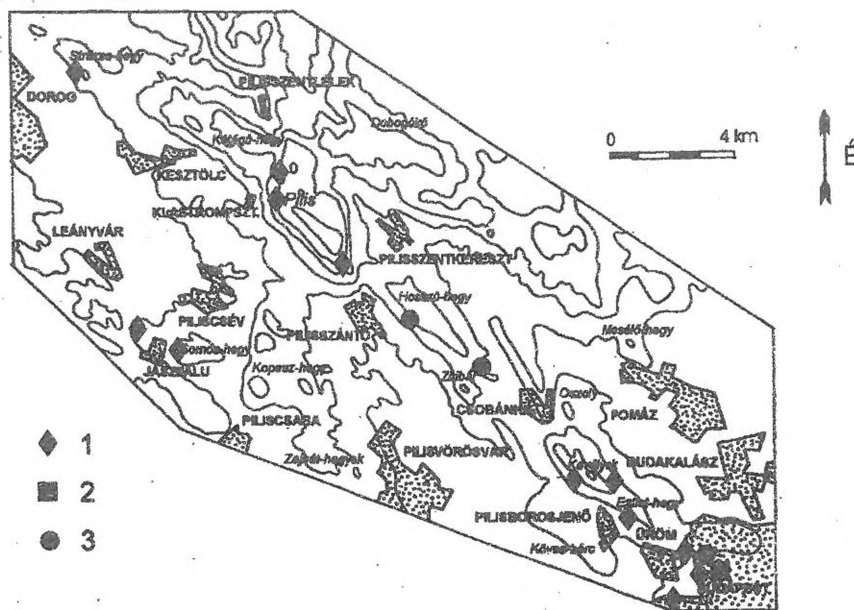
Legend: 1. sedimental cavern filling, 2. sedimental fissure filling, 3. karst surface.



7. ábra. A Pilis oligo-miocén fedőhegységi képződményei
 Jelmagyarázat: 1. Oligo-miocén tengeri üledékek, 2. Oligo-miocén tengeri üledékek felett miocén (bádeni) vulkáni kőzetek, 3. Szubvulkáni kőzetesetek

Fig. 7: Oligo-Miocene overlying mountain formations in the Pilis.

Legend: 1. Oligo-Miocene marine sediments, 2. Miocene (Badenian stage) volcanic rocks above Oligo-Miocene marine sediments, 3. subvolcanic rock mass.



8. ábra. A Pilis hévizes ásványkiválásai
 Jelmagyarázat: 1. kalcit, 2. pirit, 3. barit

Fig. 8: Thermal mineral concretions in the Pilis.

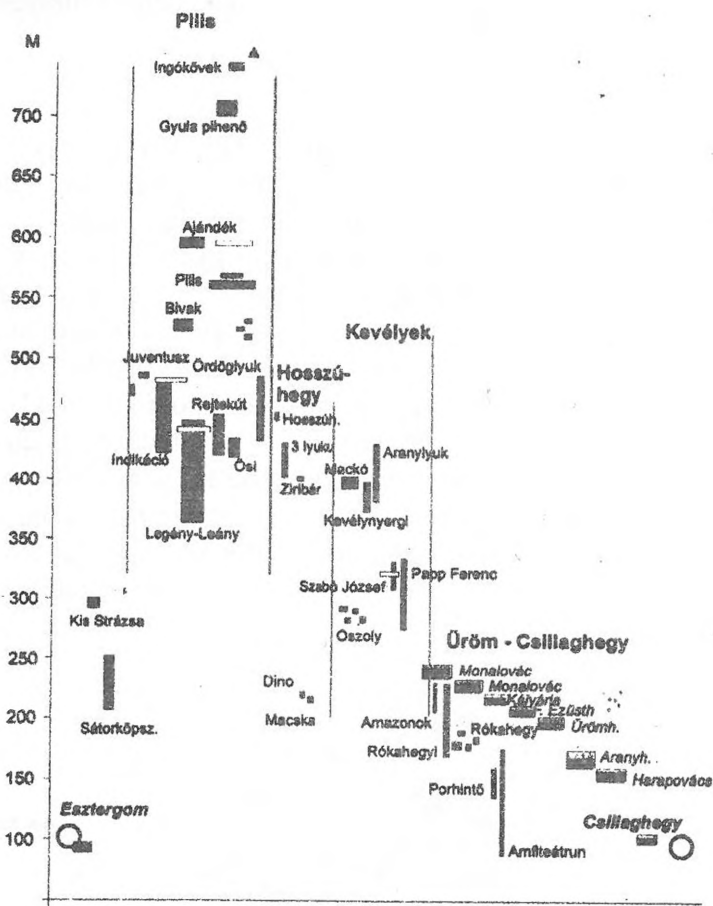
Legend: 1. Calcite, 2. Pyrite, 3. Barite.

Az oligocén időszak elején tektonikai folyamatok zajlottak le, a vetők mentén kisebb-nagyobb területek, és kőzetblokkok süllyedtek, illetve emelkedtek. A lepusztulási árnyékban maradt területeken (Ezüst-hegy) az eocén üledékek megmaradtak, máshol a triász kőzetek jelentős része is lepusztult (Kevélyek) az infraoligocén denudáció következtében. A lepusztulás nagyságának tudható be, hogy a Pilisben ismert, töbörökben felhalmozódott bauxit sokszor a töbör gyökérszéljéig lepusztult. A környező területek korai-oligocén üledékeiben a területről származó kőzetanyagot nem ismerünk, így feltételezhetjük, hogy a lepusztulás első felében karsztos denudáció történt, s a későbbiekben a homokkővel fedett terület abrúziós terasz lehetett, ahol a karsztos formakincs lepusztult. A 3-4 millió év során legalább 100 m vastag kőzetanyag hordódott le, ami 0.0025 cm évi lepusztulásnak felel meg. A denudáció során számos, egykor mélyebben fekvő, idősebb keletkezésű (kréta-eocén) üreg nyílt felszínre (6. ábra), melyeket a Hárshegyi Homokkő anyaga töltött ki (Jászfalu, Pilisszántó, Nagy-Kevély).

5.4. Miocén

A korai-miocén során a Pilis a tőle ÉK-re és DNy-ra levő medenceterületek fiatal képződményei alapján tengerrel és tengeri üledékekkel fedett volt. A miocén közepén zajlott le a Szentendre-Visegrádi-hegységi vulkanizmus, melynek andezit láva-tufa-és agglomerátum anyaga kis vastagságban az idősebb üledékeket befedhette. A Pilis területén kisebb szubvulkáni testek benyomulása is kimutatható Keszthely és Pilisszentlélek térségében, a karsztterületen azonban csak a Klastrom-szirt tetőzónájában ismerünk vulkáni kőzetet kis foltban (7. ábra). Fedett karszt lévén, a Pilis karsztosodó kőzeteinek hasadécai mentén ebben az időszakban csak mélységi karsztosodás folyhatott. Kérdés, hogy a hidrotermális ásványok (kalcit, barit, metacinnabarit, 8. ábra) mikor keletkezhetek. Erre csak a fedett, mélységi karszt állapotot létrehozó időszak állt rendelkezésre, így az ásványok keletkezése a késői-oligocén – késői-miocén során történhetett. Ebben az időszakban kialakult barlangnak tekinthető a Hosszúhegy DK-i végén nyíló Dinó-rejtek, melyben az oldódás a dachsteini mészkő-hárshegyi homokkő réteghatárán történt, s a homokkő főtén barit kristályok váltak ki. Kisebb üregek a Zöld-barlang melletti kőfejtőben nyíló Kristály-barlangban is kimutathatók, melyek kalcittal béleltek, itt azonban utólagos oldás is formáló szerepet játszott. Hasonló üregek a Rókahegyi kőfejtőben (Kristály-barlang) és az Amfiteátrum kőfejtőben (8. sz. üreg) is tanulmányozhatók.

A vulkáni tevékenység után a terület átmenetileg lesüllyedt. Ekkor (felső-bádeni) tengeri üledékképződés történt a Visegrádi-hegység É-i részén



10. ábra. Barlangjáratok és édesvízi mészkő előfordulások a Pilisben
 Fig. 10: Passages and travertines in the Pilis.

A Pilis legmagasabban fekvő, a freatikus kialakulás nyomait (üstös oldás formák) is magán viselő barlangja (10. ábra) a Gyula-pihenője, mely 710 m tszf. magasságban nyílik. Ez alapján ezt tekintjük a legidősebb, ilyen jellegű barlangnak. Hasonló földtani körülmények között – triász-oligocén üledékhatár alatt kis mélységben - a Hosszú-hegyen és a Kevélyeken is nyílnak freatikus keletkezésű barlangok. Esetükben egyelőre csak feltételezhetjük, hogy a különböző magasságokban, de más-más hegytömbökben elhelyezkedő barlangok egyidősek, mivel a hegytömbök első blokktektonikus kiemelkedésének egykorúsága a Pilisével nem bizonyítható. A 600 m-es szinten néhány kisebb üreg mellett nyílik az Ajándék-barlang, melyben kalcitlemez tömböt találni, így itt egy egykori vízszint nyomai mutathatók ki.

Ugyanígy kimutatható egy szint az 530 m-es szinten (Indikációs-barlang, Hipp - hopp-barlang), valamint a 470 m-es szinten (Legény-Leány-barlang), ahol a barlangban kiválásszínő látható. A Számos barlangban kimutatható a kalcitkiválás előtt egy üledékes kitöltődési folyamat, melynek során sárga, aleuritos, homokos üledék jutott be a járatokba. A kb. 400 m-es szinten a Hosszú-hegyen, és Kevélyeken nyíló barlangokról mint azt említettük nem tudjuk mikor jöttek létre, a Szabó József barlang oldásos színője 300 m tszf. magasságban csak mint morfológiai érdekesség számottevő egyenőre. Egy feltűnő adat, hogy a Kevély-nyergi-zsomboly üledékes kitöltéséből Haas J. felső-eocén – oligocén foraminifera együttest iszapolt ki. Jelenleg eocén üledék felszínén az Oszoly körzetében fordul elő legközelebb.

5.6. Pleisztocén

Az biztosan tudható, hogy a Kevélyek blokkos kiemelkedése a pleisztocén elejére befejeződhetett, mivel a Kevélyek tömbje és a 240 m-es szinten elhelyezkedő harapovácsi, alsó-pleisztocén édesvízi mészkő (9. ábra) között emelkedésre utaló tektonikai vonal, morfológiai lépcső nem mutatható ki. Ez a mészkő jelöli az első biztos forrásszintet, így az e szint alatt található barlangok nagy valószínűséggel pleisztocén korúak. Ezeket a Róka-hegyen és Sátorkőpusztán találjuk meg, sajnos a Budai-hegység azonos korú barlangjaihoz hasonló fejlődéstörténetet esetükben a kis mértékű feltártságból adódó adatszegénység miatt nem tudunk kidolgozni. Az édesvízi mészkőszintek alapján kijelölhető még egy 220 m-es, egy 180 m-es és egy 160 m-es szint.

Említést érdemelnek a barlangok ásványkiválásai is. Legismertebbek voltak a Sátorkőpusztai-barlang gipszkiválásai, melyek ma már csak romjaikban láthatók. Számos barlangban találunk borsókőképződményeket, aragonit és kalcitkiválásokat.

A Pilis tömbjének emelkedése során hidegvizes barlangkialakulás is történt, feltehetően a pleisztocén során. Ilyen az 550 m-en nyíló Pilis-barlang, mely a Pilis szurdok aljától kb. 25 m magasságban található néhány hasonló jellegű forrásszáj mellett. A Hosszúhegyi 3 lyukú barlang bejárati aknája zsomboly jellegű, s utólag nyílt rá a freatikus ürepszakaszokra. Idős víznyelő bejárata látható kvarckavicsos kitöltéssel a Kétkükkfa-nyereg mellett, s víznyelővé alakult a Szoplaki Ördöglyuk barlang is.

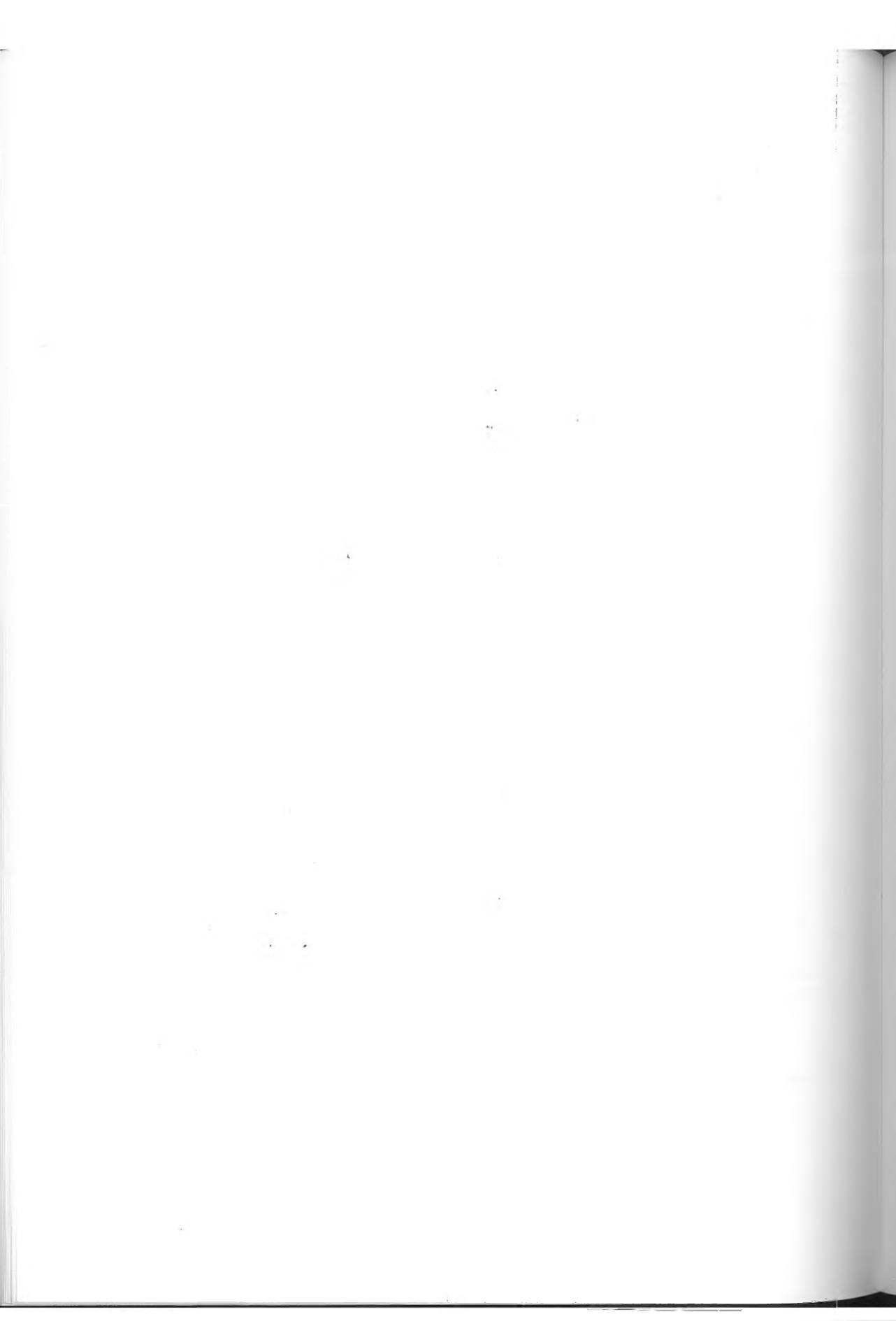
5.7. Holocén

A Pilis-hegység területén jelenleg is aktív karsztosodási folyamatok zajlanak. Ezt bizonyítják a jelenleg is működő víznyelő Üröm mellett, Csobánka vidékén a szintén freatikus barlangból átalakult Macska-barlang, valamint a Pilis-nyereg körzetében ismert kisebb víznyelők. A Szabó József és Papp Ferenc-barlangokban a freatikus barlangüregeket a felettük levő homokkő hasadékaiban átszivárgó víz napjainkban is tovább alakítja, ugyanitt borsókőképződés is történik. A Pilisszentkereszti-szurdok napjainkban is aktívan fejlődik és juttatja az átfolyó víz egy hányadát a karsztba, a barlangok egy részében pedig aktív cseppkőképződés bizonyítja a továbbformálódást. A karsztba beszivárgott vizek ma az esztergomi, csillaghegyi és püskösdfürdői langyos forrásokban jelennek meg.

IRODALOM

- BALLA Z-KORPÁS L.* (1978): A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. – Földt. Int. Évi Jel. az 1978. évről, p. 233-238.
- FERENCZI I.* (1925): A tinnyevidéki harmadkori medencerészlet földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1920-23-ról, p. 40-49.
- GIDAI L.* (1978): Az ÉK-dunántúli eocén közödmények ösföldrajzi viszonyai – Földt. Közl. 1978. p. 549-563.
- HEGEDŰS GY.* (1948): Adatok a Pilis-hegység földtani ismeretéhez. – MÁFI Évi jel. 1945-47. p. 173-190.
- JASKÓ S.* (1951): Jelentés az 1950. Évből a Buda-Pilisi-hegységben végzett bauxitkutatásról. – Kézirat, MÁFI Adattár
- JASKÓ S.* (1957): A pilisszántói bauxit. – Földt. Int. Évi Jel. 1957. p. 489-495.
- KORPÁS L. - CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.* (1999): A Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképe. – Budapest, MÁFI kiadvány, 1999.
- KORPÁS L (ED.)* (1998): Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez. – Budapest, 1998. MÁFI Kiadvány
- KRIVÁN P.* (1959): Mezozoós karsztosodási és lefedési szakaszok, alsó-bartoni sziklásparti jelenségek a Budai-hegységben. A szubgresszió fogalma. – Földtani Közlöny. 89. p. 393-401.
- LÁNG S.* (1953): A Pilis morfológiája. – Földr. Ért. II. p.23.
- LEÉL-ÖSSY S.* (1958): A Kevély-hegycsoport karsztmorfológiája és barlangjai. – Földr. Ért. 7. p.17-33.

- NAGY G.* (1964): A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. – Földt. Int. Évi Jel 1962-ről. p. 183-194.
- SÁSDI L.* (1995): A Pilis karsztfejlődésére vonatkozó vizsgálataim összefoglalása. – Kézirat, MKBT Adattár
- SZENTE I.* (1969): Karsztjelenségek és képződményeik fejlődéstörténete a Nagy Kevély környékén. – Kézirat, ELTE.
- VENKOVITS I.* (1936): A Legény-barlang újabb feltárásának története. – Barlangvilág, 6. p. 71-73.
- WEINGY.* (1977): A Budai-hegység tektonikája. – MÁFI Alk. Kiadv.



EGY SAJÁTOS PALEOKARSZT JELENSÉG:
DOLOMITFANGLOMERÁTUM AZ ÉK DUNÁNTÚLI
PALEOGÉNENBEN

TÓTH ÁLMOS

Magyar Geológiai Szolgálat Budapesti Területi Hivatal
1145. Budapest, Kolumbusz u. 13-23.

Abstract: In the Transdanubian Mts., on the south-eastern edge of the Gerecse and Pilis-Budai Mts. in a long, often broken belt a special formation came to the fore in a significant range. In some places its thickness is more than ten meters, and is located on the Eocene coal seams. This formation proved to be a local Triassic dolomite and limestone accumulation, a so-called fossiliferous fanglomerate. It is positioned on upper Cretaceous-lower Eocene bauxite, or rather on well-developed Triassic carbonate base with tropical karst forms. This fanglomerate – together with other factors – purports to be arid/semiarid climate before the deposition of the Eocene coal formations. As a special, rare paleokarstic formation could attract the researcher's attention.

1. Bevezetés

A geomorfológiával foglalkozó kutatók előtt jól ismeretes jelenség, hogy hegységeink lábánál nagy kiterjedésben vannak periglaciális törmeléklejtők, kötengerek. Közettani összetételük a hegyéhez, amihez támaszkodnak, hasonlóak. Ilyenekről már a háború előtti földtani és földrajzi irodalma is hírt ad (KEREKES, J. 1941). A törmeléklejtők-hegylábi breccsák példájaként a gömörmegeyi pelsőci és szilicei mészkő-planinák lejtőit, a budai hegyégi Nagy-Kevély mészövonulatának a vörösvari árokra tekintő részét említi. Tudjuk: ilyen képződmények a Vértes délkeleti lábánál is ismertek, ahol is a törmelékanyagot több helyen bányászták, illetve bányásszák is. S ilyenek vannak a Dolomitokban is.

A fanglomerátum-breccsa a hegylábi breccsákhoz sok tekintetben hasonló képződmény. Általános jellemzését TÓTH Á. 1974/b alapján adjuk. Lényegi különbség köztük, hogy míg a hegylábi breccsáknál szállító közeg nincs, a mozgató erőt gyakorlatilag a gravitáció szolgáltatja, addig a fanglomerátum-breccsáknál van szállítóközeg, a víz. Ez utóbbiakat ezért nevezik záporpatak-breccsának is. Bizonyos elkülönítési lehetőséget nyújt, ha több fúrásból a törmelék elterjedési alakzata körvonalazható. Rendszerint olyan helyeken keletkeznek, ahol az egységes talajtakaró hiánya miatt a karbonátos aljzat erőteljesen erodálódott. Nagy tömegben elsősorban a tektonikusan aktív időszakban, az ún. hegyközi medencékben, például a kőszénképződést

közvetlenül megelőző időszakokban képződnek. A karbonát-közetek hosszú szállítást nem viselnek el, ezért rendszerint a lepusztulási terület közelében rakódnak le. A nagyerejű időszakos vízfolyások egy időben szállítanak homokos, kavicsos és görgeteges anyagot, amelyet osztályozatlan törmelékként raknak le. Kötőanyaguk kalcitos, dolomitos, agyagos, limonitos, bauxitos lehet. Előfordul, hogy gyakorlatilag nincs kötőanyag (szemcsevázú breccsák), ilyenkor a szemcsék közvetlen érintkezés során lépnek egymással reakcióba. Lényegében faunamentesek.

2. A Gerecse térség fanglomerátuma

A karsztbauxitok paleokarsztos képződmény volta geográfusok előtt jól ismeretes, elsőbben is Szabó Pál Zoltán klasszikussá vált munkáiból (pl. SZABÓ P. Z. 1957). A Gerecse térségben a vizsgált fanglomerátumot, illetve a pilisi medencékben lévő hasonló korú kifejlődéseket is paleokarsztos képződménynek kell tekinteni, a karsztos képződményekkel, karsztos jelenségekkel való szoros kapcsolatuk okából.

E képződmény a Gerecse hegység délkeleti lábánál (Gerecse előtér) Nagygyháza, Mátyás térségében a legjobban ismert. A kutatástörténetet érdemi bemutatására nincs lehetőség, pedig roppant tanulságos. Lényege: korábbi kutatási periódusokban a fúrásos kutatás nem hatolt le elegendő mélységre, illetve megállt dolomit-, illetve mészkőanyagú kőzetben, szálban álló kőzetnek tekintve az elért kőzetet. A nagygyházi bauxittelép újrafelfedezése (1971-72) utáni időszakban több évig tartó, jelentős erőket mozgató fúrásos kutatás folyt a területen.

A kutatás során nagy vitát kavart e képződmény elhatárolása a szálbanálló triász alaphegység hasonló összetételű kőzetétől s természetesen vitatott volt magának a képződménynek a genetikája is. Jelen tanulmány szerzője mondta ki elsőként - jórészt terepi megfigyelései alapján -, hogy e helyenként 70-80 m-es vastagságot is elérő sajátos üledék: fosszilis hegylábi törmelék, azaz fanglomerátum (TÓTH Á. 1974a). Az összeletről részletes jellemzések találhatók a térségi kutatásokról szóló nagyszámú bauxitkutatási jelentésben, illetve a Végh Sándorné professzor vezette un. Mátyási Bizottság¹ értékelő anyagaiban. Nagyszámú mikroszkópos kőzettani vizsgálatot végzett néhai T. Gerecse Éva (Bauxitkutató Vállalat) a térség számos fúrásán. A fanglomerátum megnevezés hamar elterjedt a kutatást végzők/értékelők

¹ A fúrások leállíthatóságát – Központi Földtani Hivatal megbízásából - értékelő szakértői csoport, melynek tagja volt szerző is.

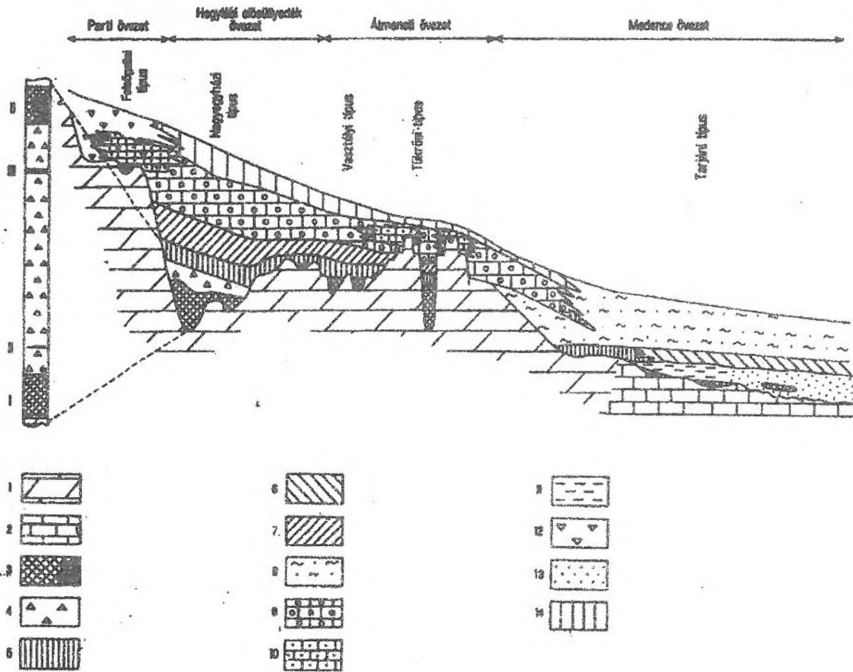
között s lett a nagyszámú kutatási jelentés általánosan használt elnevezése. Egyfajta-időszaki összegző értékelést adott róla *FÁYNE TÁTRAY M.* 1982. Fenti szerző e sajátos képződményt *TÓTH Á.* (1974a) tanulmányára való hivatkozással maga is fanglomerátumnak minősíti. Az összlet törmelékes kőzetanyagát (területileg, illetve szelvény mentén ki nem értékelt arányban) helyi mezozóos kőzetek adják.

Fedőképződménye legnagyobb elterjedésben a középső eocén aljára sorolt, a tatabányaival párhuzamosított többtelepes kőszénösszlet, többnyire az un. alsó telep. A medenceperemeken az eocén képződmények magasabb tagjai is (magasabb rétegtani helyzetű kőszéntelepek, a kőszéntelepeket elválasztó édesvízi, charas mészkő, vagy a telepeket fedő eocén sorozat valamelyik fiatalabb tagja) fedhetik. Kifejlődése a felszínen csak helyenként (Nagykovácsi, Piliszentiván sorolható ide, bár az azonosítás nem egyértelmű) ismert. A kőszénösszlet alsó néhány métere gyakran tartalmaz durva, olykor a 20 cm-es nagyságot is meghaladó dolomitgörgöttekből álló lencsés betelepüléseket. A tömbök, szemcsék kötő-anyaga gyakorta szürke, pirites bauxit. E helyeken a dolomittörmelék jellegzetes édesvízi üledékes breccsát alkot.

A fanglomerátum tipikus fekvőképződménye (a geressei térségben) bauxit, de a bauxittelepek peremén, vagy telepbelső bauxitmentes „*ablakokban*” a triász alaphegységen is települhet. A fekvőjében lévő un. főszinti bauxittal látszólagos üledékfolytonossággal fogazódik össze. (A Nagyegyháza – Csordakút – Mátyás terület földtani képződményeinek elvi sémáját az 1. ábra mutatja)

A geressei kutatások rétegtani-ösföldrajzi analógiája, illetve a régi földtani adatok (fúrásleírások, irodalom) inspirációjára 1980-ban megvizsgáltuk a *pilisi kőszén-medencékben* 1950-60-as években mélyült kőszénkutató fúrások megőrzött kőzetminta anyagát. Ezek egyértelmű bizonyítékokat szolgáltatottak a kőszénrétegek bázisán a dolomitbreccsaösszlet meglétére. A legmeggyőzőbb bizonyítékot a AZ 1954-ben mélyített nagykovácsi Nk-50 számú fúrás szolgáltatotta, amely legalább 24 méter vastagságban mutatta ki (abban is állt le) a jól, sőt helyenként kitűnően koptatott, uralkodóan dolomit-, alárendelten mészkőkavicsból álló, változóan, de általában szilárdan cementált fanglomerátumot-konglomerátumot-konglobreccsát. A vizsgálat megerősítette a *HANTKEN M.* (1884), majd *SZÓTS E.* (1956) adatait, amelyek dolomitkonglomerátumot, illetve – breccsát említenek a széntelep bázisán. 1980. évi javaslatunk alapján, 1980-83 között irányításunkkal folyt MÁFI bauxit előkutatás az eddigi megállapítást igazolta. Az említett Nk-50 sz. fúrás lehető közelségében 1981-

ben megtelepített Nk-64. számú fúrás az említett rétegtani helyzetben 18,6 méter vastagságban dolomitananyagú, bauxit-pizolithoz hasonló küllemű szemcsékből álló betelepülést tartalmazó konglobreccsát-konglomerátumot harántolt (TÓTH Á. 1984).



1. ábra. A Gerecse hegység DK-i előterének idealizált ősföldrajzi metszete az eocén üledékképződés kezdeti időszakában

Triász képződmények: 1. Fődolomit, 2. Dachsteini mészkő, átmeneti képződmények. – Eocén képződmények: 3. Bauxit, kőszenes, dolomittörmelések rétegek helyenkénti betelepülésével, 4. Dolomítfanglomerátum= „alsó dolomítbreccsa”, 5. Alaptelep jellegű kőszentelepes összlet, 6. Köztelep jellegű kőszentelepes összlet, 7. Molluscás-foraminiferás márga, 8. Foraminiferás homokos agyagmárga, 9. Biomorf szövetű nummuliteszes mészkő, 10. Kalkarenites szövetű nummuliteszes mészkő, 11. Kőszénfekű tarkaagyagok, 12. „felső dolomítbreccsa”, 13. Kőszénfekű homokos, kavicsos rétegek, 14. Nummuliteszes mészmárga kőszenes betelepülésekkel, I. fő bauxitszint, II. köztes helyzetű bauxittestek, III. felső bauxitszint

Fig. 1. Idealized paleogeographic section across the SE foreland of the Gerecse Mountains in the initial period of Eocene sedimentation

Triassic: 1. Hauptdolomit, 2. Dachsteinkalk, transitional formations, Eocene: 3. Bauxite, with local intercalations of coal- and dolomite detrital beds, 4. Dolomite fanglomerate= „Lower Dolomite Breccia”, 5. Coal measures of basal deposit character, 6. Coal measures of intermediary deposit character, 7. Mollusca-Foraminifera marl, 8. Foraminiferal sandy claymarl, 9. Nummulitic limestone of biomorphous texture, 10. Nummulitic limestone of calcarenitic texture, 11. Variegated underclay, 12. „Upper Dolomite Breccia”, 13. Sandy and gravelly layers underlying a coal bed, 14. Nummulitic calcareous marl with interbedded coal strings – I. Main bauxite horizon, II. bauxite bodies of inmediate position, III. upper bauxite horizon

A Gerecse előtéri tapasztalatok, a nagykovácsi fúrás adatai fényében meglehetősen egyértelművé válnak a régi kutatók nehezen, vagy sehogy nem értékelt közlései. Ez alapján a pilisi kőszénmedencék kőszén-fekvő rétegeiben rétegtanilag (és bizonyos mértékig genetikailag) a Gerecse DK-i kőszénterületre jellemző fanglomerátummal analog összletet valószínűsíthetünk. (Ennek bauxitprognosztikai kérdéseit tárgyalja TÓTH Á. 1985a tanulmánya)

A vázlatosan bemutatott térség nyugati szárnyán, a tatabányai kőszénmedence keleti, délkeleti elvégződéséből (felsőgallai terület) VITÁLIS I. 1948. a kőszénfekvő üledékek között „*lejtőbreccsát*” említ. S közlését komolyan kell venni, mert a nagyegyházi kőszéntelep felfedezésének körülményeit bemutató, idézett cikkében két fúrás esetében is említi a „*bányászok zebráját*”, illetve a szénpadok között, illetve a kőszénben magában lévő „*triászdolomit kavicsot*”, mint régi „*lejtőtörmelék*”. A régi fúrások szűkszavú fúrómesterektől származó leírásait áttanulmányozva megállapítható, hogy a tatabányai medencében e képződmény létét az említettekén kívül néhány fúrás többé-kevésbé egyértelmű adata is alátámasztja. Ezek a fúrások a medence délkeleti részén „*vonulatszerűen*” látszanak elhelyezkedni (TÓTH Á. 1985b).

3. A medencealjzat bauxit képződményei és morfológiája

A Gerecse DK-i területén a csordakúti területen folyt bauxit-bányászat egyértelműen igazolta a bauxitfekü felsőtriász dolomitjának a magyarországi többi bauxitterületéhez hasonlóan trópusi karsztos formakincsét. A pilis szénbányászat során kimutatott karsztos jelenségekről közvetlen bizonyítékaink nincsenek, de a terület jellegéből megalapozottan következtethetünk léteire. A tatabányai szénmedence keleti, délkeleti területéről (Felsőgalla) egyértelmű adatok vannak a mezozoos alaphegység karsztos formakincsét illetően. VITÁLIS I. 1939. ezt írja erről: „*A medence délkeleti széle a felső kréta idején karsztos térszín volt. A IX.-X. számú lejtősaknák bányamezeiben, a bányafeltárásokban jól látni, hogy a főtelep szene hepe-hupás karsztos felszínre települt. A karsztos mélyedésekből gyakran gombaszerűen emelkednek ki az egykori felszín „tanúi” s a szén a medencefenék e tanúit körülzárja. Olykor, mint pl. a IX. sz. lejtősakna bányamezejében a régi triászfelszín egy-egy „púpja” felett a főtelep szene igen vékony.*”

Sajátos és lényeges ellentmondással állunk szemben. Adottak egyrészt a meleg-nedves trópusi éghajlat jelzői. Ezek: a bányászattal igazolt trópusi karsztos formakincs a felsőtriász karbonátos fekvőn Felsőgallán és

Csordakúton, illetve bauxit, illetve azt jelzi a kőszén maga is. A mesterberek - viszonylag jól megkutatott területen - a bauxittelep egységét megtörő bauxitmentes, vagy igen vékony bauxittal fedett „*ablakok*” feltehetően szintén karsztos kúpok, mint amilyenek a halimbai nagy telepben is vannak. Adott a száraz-hideg, vagy száraz-meleg éghajlati övre jellemző hegylábi breccsa-fanglomerátum. Esetünkben karbonátos kőzetekből, amelyeknek a trópusi éghajlaton a rendkívül gyors kémiai-biológiai mállás következtében szinte maradék nélkül oldódniuk kellene. A vizsgált időszakban száraz-hideg éghajlattal nyilván nem számolhatunk. Marad a száraz-meleg éghajlat. A tatabányai kőszének szénközettani vizsgálatai alapján *SZÁDECKY-KARDOSS E.* (1952) a területre száraz-meleg, de legalábbis szemiarid éghajlatot valószínűsített. A szénképződést szerinte az előrenyomuló eocén tenger által feltorlasztott karsztvíz teszi lehetővé. A karsztlápokban ilyen módon képződött kőszeneket karsztkőszénnek nevezi. A - mondhatjuk - feledésbe ment elgondolást más, újabban megismert tények alátámasztani látszanak. A csordakúti terület északi részén mélyült több fúrásban a bauxit felett, illetve a bauxit rétegtani helyzetében több méteres vastagságot is elérő kis aluminit „*telep*” vált ismertté (*TÓTH Á.* et al., 1984). E tömegesen ritkán megjelenő ásvány feltehetően összefüggésbe hozható a valószínűsített arid-szemiarid éghajlattal. Nem zárható ki, hogy a tatabányai széntelepből leírt, s főleg annak keleti részén elterjedt „*huszár-zsinór*”, amely a gercsei térség széntelepeinek alsó részében is megfigyelhető volt, (bár a leírások nem használták ezt az elnevezést) is az alumínium bőségen (bauxit) kívül a száraz/abb éghajlatot is jelzik.

A negyegyházi-csordakúti medence eocén kőzet-kifejlődéseire szerző által szerkesztett un. főregszem (alunézeti) térképek jól mutatják a medence morfológiáját és üledék-szerkezetét. Jelzik, hogy három oldalról egyértelműen zártnak tekinthető medencéről van szó. A negyedik, déli oldal tektonikai okok miatt lemetszett. E hatalmas szerkezeti vonal határolja a mányi, sőt a pilisi eocén kőszénterületet is délről (*FODOR L.-MAGYARI Á.-FOGARASI A.-PALOTÁS K.* 1994).

A fanglomerátum a karsztos medence legmélyebb részeit tölti ki, a bauxittelepek a fanglomerátum elterjedési vonalán jóval túlnyúlnak, jelezve, hogy a kettőnek genetikai-üledékképződési kapcsolata nagy valószínűséggel nincs.

Összefoglalás

A Dunántúli-Középhegységben a Gerecse- és Pilis-Budai-hegység délkeleti peremén hosszú, többször megszakított sávban az eocén kőszénmedencékre lokalizálódó sajátos képződmény vált ismertté jelentős elterjedésben és helyenként több tíz méter vastagságban. A képződmény helyi triász dolomit és mészkőanyagú fölhalmozódásnak, azaz fosszilis fanglomerátumnak bizonyult. Felsőkréta-eocénalji bauxitra, illetve viszonylag jól fejlett trópusi karsztos formakincsű triász karbonátos alaphegységre települ. E fanglomerátum – más tényezőkkel együtt - arid/szemiárid éghajlatra enged következtetni a középső eocén aljára sorolt kőszénképződmények lerakódását valószínűleg közvetlenül megelőző időszakra. S mint sajátos, ritka paleokarsztos képződmény tarthat számot a karsztkutatók figyelmére.

IRODALOM

- FÁYNE TÁTRAY M.* (1982): Adatok a Gerecse-előtéri áthalmazott dolomittörmelékes összlet ismeretéhez - Ált. Földtani Szemle N.17.
- FODOR L.-MAGYARI Á.-FOGARASI A.-PALOTÁS K.* (1994): Tercier szereképződés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése – Földtani Közlöny 124(2), p. 129-305.
- HANTKEN M.* (1884): Újabb adatok a budanagykovácsi hegység és az esztergomi vidék föld- és őslénytani ismeretéhez - Akad. Ért. a term.tud. köréből. XIV. k.
- KEREKES J.* (1941): Hazánk periglaciális képződményei - M. Kir. Földtani Intézet Vitatüléseinek munkálatairól szóló Beszámoló. (A tanulmány a karszt és jégkorkutató sorozat 2. előadása.)
- SZABÓ PÁL Z.* (1957): A karszt, mint klimatikus morfológiai probléma. (Dunán-túli Tud. Gyűjt., 15.)
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.* (1952): Szénközettan. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- SZŐTS E.* (1956): Magyarország eocén (paleogén) képződményei - Geol. Hung. Ser. Geol. 9.
- TÓTH Á.* (1974a): A Nagyegyházi-medence fő bauxitszintjének fedő-jében lévő dolomitbreccsa (fanglomerátum) rövid jellemzése - Kézirat, Bauxitkutató Vállalat, MÁFI Adattár

- TÓTH Á.* (1974b): A törmelékes karbonátos kőzetek - in A karbonátos kőzetek képződése, vizsgálata és gazdasági jelentősége, szerk. Andó J. és Galács A., Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest.
- TÓTH Á. – T. GECSE É. – POPITY J.* (1984): Aluminit és basalu-minit a csordakúti bauxitban. MÁFI ÉJ. 1982. évről.
- TÓTH Á.* (1985a): A felsőgallai terület bauxitprognosztikai célú vizsgálatának első eredményeiről - Kézirat, MAT Adattár
- TÓTH Á.* (1985a): Bauxit előkutatás a Buda-Pilis hegységben - Kézirat, MÁFI Adattár
- TÓTH Á.* (1985b): A Gerecse hegység délkeleti előterének eocén ősföldrajzi övezetei és kapcsolatuk a bauxittelepek elterjedésével - M. Áll. Földtani Intézet évi jelentése az 1983. évről.
- VITÁLIS I.* (1939): Magyarország szénelőfordulásai - Sopron.
- VITÁLIS I.* (1948): A Németegyháza – Mesterberek – Csordakútpuszta területe alatt felkutatott paleogén fényes barnaszén. Bányászati és Kohászati Lapok. 81. p. 66-75.

A KARSZTKORRÓZIÓS TALAJHATÁS ÉRVÉNYESÜLÉSE A KARFEJLŐDÉSSEN

ZÁMBÓ LÁSZLÓ¹ - TELBISZ TAMÁS²

¹ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Budapest Ludovika tér 2.

²ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Budapest Ludovika tér 2.

Abstract: Research of the past decades has proved that soil cover and soil deposits play a significant part in development of karst features. Focusing on the measurement of the growth and broadening of khufikarren, a field observation station was set up in a doline on the plateau of 600 m altitude of the Aggtelek Karst. Since the primary objective of the installation of the experimental station was the study of soil effect in karst corrosion, the soil fill was removed from one of the similar karren, thus measurements refer to bare karren and to covered karren. In bare karren infiltration occurs in pulses and ends abruptly; water from further minor events cannot reach the joints of the bedrock. The beginning of infiltration into covered karren is 1-5 hours delayed on the average compared to that of bare karren but attenuation is prolonged and in a rainy period moderate infiltration can be continual. A generally inverse relationship is revealed between the amount of infiltration and the carbonate concentration of water, but during uninterrupted though slight infiltration the carbonate concentration of water shows a sinusoidal curve probably caused by daily changes of root respiration and temperature.

Bevezetés

Az elmúlt évtizedek kutatásai bebizonyították, hogy a karsztos felszínfejlődésben, a karsztosodó kőzetek oldódásában és a karsztformák kialakulásában a talajtakarónak és a karsztos járatokba bemosódó, a talajból származó üledékeknek jelentős szerepe van. A karsztkorróziós talajhatásnak elnevezett komplex tényező esetenként különböző módon és változó erősséggel manifesztálódik a karsztkorrózióban és befolyásolja a legkülönbözőbb karsztformák fejlődését mindazon helyeken, ahol talajtakaró, vagy annak áttelepített maradványai jelen vannak.

Az elmúlt két évtizedben többirányú vizsgálatokat végeztünk a talajhatás jelentőségének feltárására a felszíni karrformák fejlődésében. Ezek közül a karrok növekedésének és tágulásának mérése céljából egy terepi megfigyelőállomást alakítottunk ki az Aggteleki-karszton, a 600 m tszf. magasságban fekvő Nagyoldal fennsíkjának egy dolinájában, az É-i kitettségű, erősen karrosodott dolinalejtön.

Két hasonló méretű, párhuzamos irányú hasadék-karr barázdában, a karrgerincekről és a karcsúcokról lefolyó és összegyűlő csapadékvizet felszínalatti gyűjtőrendszerben felfogtuk és a beszivárgó víz mennyiségét, oldott karbonát-tartalmát és egyéb kémiai és fizikai jellemzőit a helyszínen és laboratóriumi vizsgálatokkal mértük. A karrbarázdák belsejében eredetileg

5–10 cm vastagságú fekete rendzina talaj helyezkedett el. A karrbarázdák oldalait és a karrgerinceket szakadozott településű moha és zuzmó növényzet borítja, a barázdában helyenként kisméretű egy- és kétszikű növények települtek meg a fekete rendzina talajon, amelyben gazdag baktérium és sugár-gomba flóra tenyészik.

Vizsgálat módszere

A terepi méréseket két szakaszban végeztük. Az első, 1980 március-tól 1982 szeptemberig tartó szakaszban 861 napon keresztül a méréseket 2 hetenkénti észleléssel, beépített mechanikus és elektromos műszerekkel végeztük, a beszivárgó vizet 14 napos összegzésben mértük és mintáztuk. Az összesített eredmények egy részét tanulmányunk első felében ismertettjük. A mérések második szakaszát 1997 januárjától mostanáig számítjuk; a méréseket a jövőben is folytatni szándékozunk. A második szakaszban a méréseket a terepi állomásra beépített elektronikus adatgyűjtőkhöz kapcsolt szenzorok alkalmazásával végeztük: így folyamatos adatgyűjtés révén az oldásban fontos tényezők rövid időtartalon (1 órán) belül bekövetkező változásait is mérni tudtuk és az oldásfolyamat részletes megismerése vált lehetővé. A második szakaszban feltároló első részeredményeket a tanulmány végén ismertettjük.

Mivel a kísérleti állomás elsődleges célja a talajok hatásának a karrosodásban való feltárása; a két hasonló hasadékkar egyikéből a lehetőségek szerint eltávolítottuk a talajkitöltést, míg a másikban az eredeti talaj visszahelyezésre került, miután mindkét karrbarázda elszűkült alsó részét cementes homokkal elzártuk és ennek felszínét műgyantával borítottuk a beavatkozás mesterséges következményeinek kizárására. Így az eddigi mérések eredményei egy a talajhatástól nagyjából mentesített ún. nyíltkarra és egy, az eredeti állapotoknak megfelelő, a karrbarázdában talajjal borított ún. fedettkarra vonatkozathatók. A karr fejlődésében jelen vizsgálatunkban figyelembe vett, általunk mért tényezőket két csoportba osztva, megkülönböztetünk:

a. Kiváltó tényezőket:

- A karr felületein lefolyó és végső soron beszivárgó csapadékvíz mennyisége; ezt a felszín alatt elvezetve és elektromos impulzust adó, zárt térben működő kanalas mérőeszközökön és mintázókon át bocsátva tárolóedénybe gyűjtöttük, mennyiségét korábban csak 2 hetes összegzésben mértük, a második vizsgálati szakaszban folyamatosan regisztráltuk.
- Az aprózódás során keletkező és a karrbarázdába kerülő törmelék, amely a fekete rendzinába keveredve szintén oldásra kerül. Ennek mennyisége a két

barázdában statisztikusan egyenlőnek vehető, így az összehasonlításban nem vettük figyelembe.

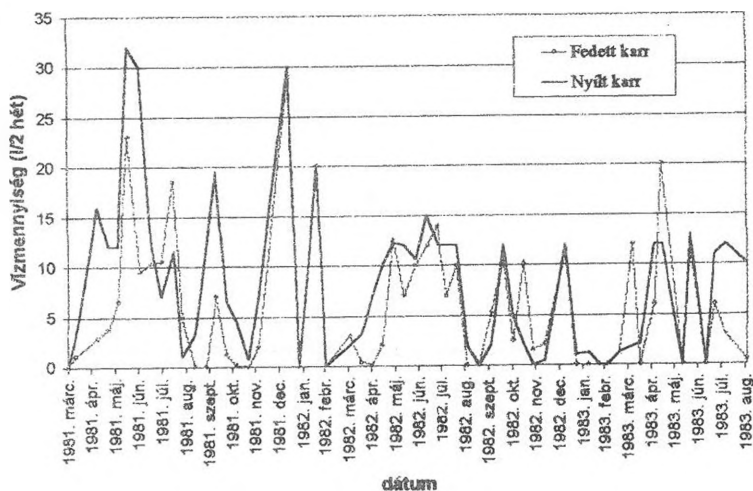
b. Befolyásoló tényezőket:

- a talaj és a beszivárgó víz hőmérséklete,
- a talaj nedvességtartalma (%-ban kifejezve).
- A beszivárgó víz CO₂-tartalma, amelyet a hirdogénkarbonátos oldódás döntő faktoraként a talajhatás egyik összetevőjének tekintünk, függetlenül attól, hogy a CO₂ forrása a mikrobiális mállás, a növényi gyökérlégzés, vagy a mikroklimatikus tér. A CO₂ mérése során analízisünk megkülönböztette a kötött, egyensúlyi és agresszív CO₂-formákat, így lehetővé vált az oldott karbonátok mennyiségének mérése és a további oldást eredményező agresszivitás figyelembevételével a potenciális oldóképesség számítása is.

A vizsgálat eredményei

Az oldásos karrfejlődés vizsgált tényezőire a következő megállapítások adódtak.

A karos lefolyás és beszivárgás vízmennyisége mind a nyílt karban, mind a fedett karban a csapadék felszínre számított mennyiségénél kevesebb, az elsónél a veszteség (nedvesítés, evaporáció): ~ 23%, a másodiknál 45% (nedvesítés, evapotranspiráció, pórusvíz).



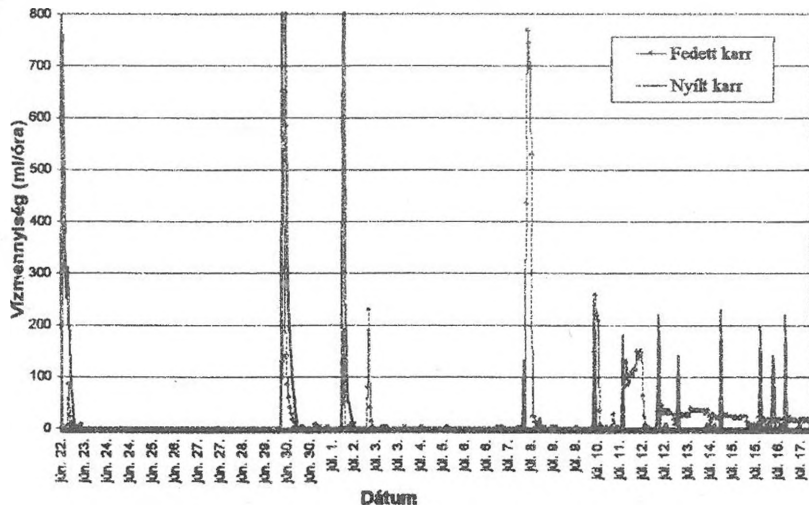
1. ábra: Lefolyás (beszivárgás) a karrokon, 1981-1983
Fig. 1: Drainage on karren, 1981-1983.

A karrfejlődésben számításba vehető legkisebb csapadék 8 C°-os évi középhőmérsékleten > 1 mm, illetve 0,02 mm/perc minimális csapadékin-tenzitás. A fenti paraméterek alacsonyabb értékeinek megfelelő csapadékok a nyíltkarrban sem kerülnek beszivárgásra és a csapadékvesztéséget növelik. Ezek az értékek a vegetációs periódusban növekednek, fagypont alatti hő-mérsékleten csökkennek.

A lefolyás-beszivárgás szezonális változását az 1. ábra mutatja.

- A nyílt karokban áprilistól növekedik a beszivárgás mennyisége, június-júliusban van az évi rendszeres maximum, augusztusban-szeptemberben egy másodlagos minimum, októberben egy másodlagos maximum, majd télen rendszeres minimum a jellemző. A téli beszivárgás 0 C° alatti hőmérsékleten 0, ezt azonban egy-egy frontális nagy csapadék megváltoztathatja.

- A fedett karokban a beszivárgás hasonló változást mutat, de mennyisége átlagosan 25%-kal kevesebb a nyílt karrénál. Itt jellemző az, hogy a maxi-mumok 2-3 héttel késnek a nyíltkarréhoz képest és a beszivárgás a csapadékos időszak kezdetéhez kévsve, de nagy intenzitással indul meg. A fedettkarr beszivárgásának alakulása a csapadék előtti 1-2 hetes periódus időjárási vi-szonyaitól és a talaj vízállapotától függ.

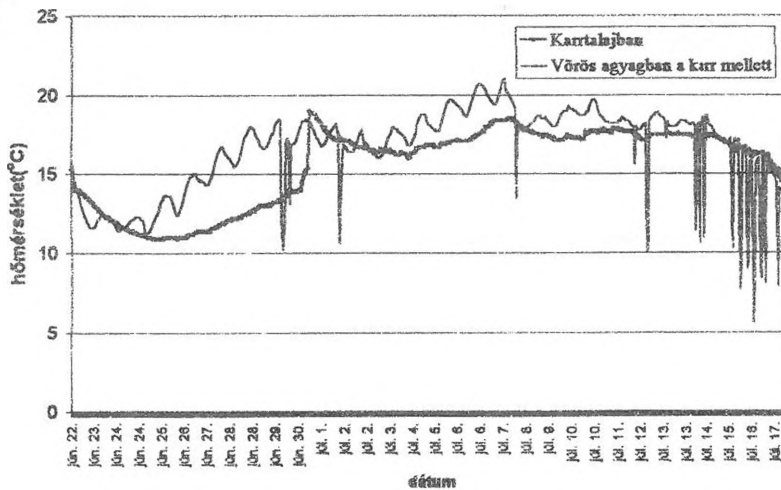


2. ábra. Lefolyás (beszivárgás) a karrokon, 1999. nyár.

Fig. 2: Drainage on karren, summer 1999.

Újabb méréseink alapján a karros beszivárgási folyamat részleteire további megállapítások tehetők (2. ábra).

- A nyílt karrban a beszivárgás löketszerűen megy végbe és gyorsan lezárul, a további kis csapadékok vize nem jut az alapkőzet repedéseibe.
- A nyíltkarr beszivárgásának kezdete megelőzi a talajalatti infiltrációt.
- A fedettkarr beszivárgásának kezdete átlagosan 1-5 órával késik a nyíltkarrhoz képest, de annak „lecsengése” elhúzódik és esős periódusban a beszivárgás alacsony értékek mellett folyamatossá válhat (2. ábra: július 12–17. között).
- Nedves talajállapot (pl. talajnedvesség 96–100%) esetén a fedettkarrban már egészen kis csapadékok is beszivárgásra kerülnek.
- Agyagos fedettség esetén a csapadék gyorsan beszivárog, majd a duzzadás miatt lelassul, és hosszú a „lecsengése”.

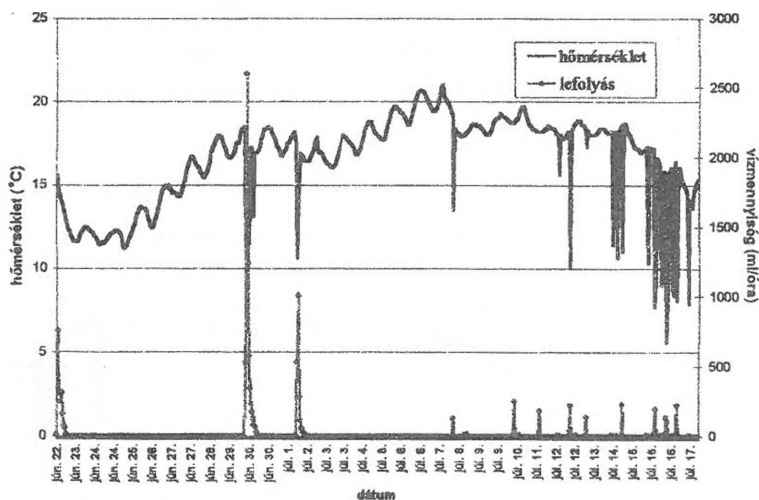


3. ábra: Hőmérséklet-ingadozások a talajban
Fig. 3: Fluctuations of temperature in the soil.

A beszivárgó víz és a talaj hőmérsékletének változása elsősorban a fedett karokban jellegzetes (3. ábra).

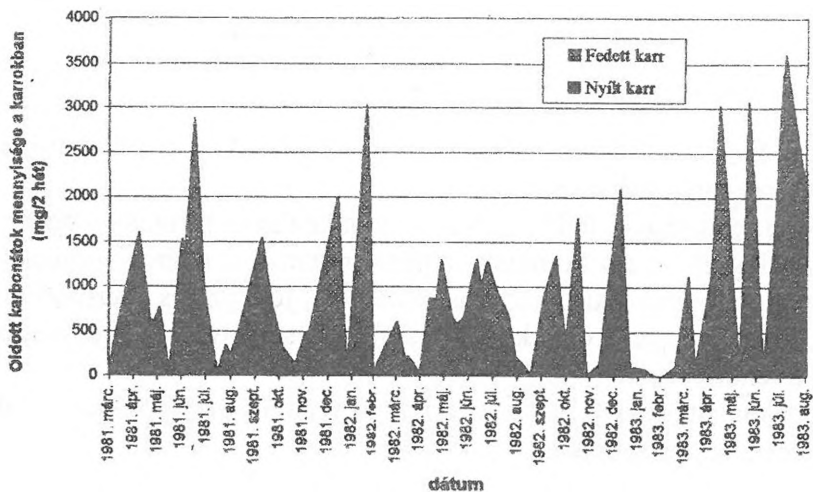
- A fekete rendzinával fedett karrbarázda talaja nem frontális időjárási helyzetben jellegzetes napi hőmérsékletjárást mutat. Pl. nyáron (júliusban) 3–4 C°-os napi hőmérsékleti ingadozás észlelhető, jellegzetes sinusgörbe formájában. A nagy csapadékokat követő intenzív beszivárgás a talajt átlagosan 7–8 C°-kal lehűti.
- Agyagos talajfedettség esetén a szivárgó víz fenti hőmérséklet-befolyásoló hatása kevésbé tapasztalható.

- A lehülés az intenzív beszivárgás kezdetével egyidőben megy végbe, de az elhúzódó kis intenzitású szivárgás idején a talajhőmérséklet visszaáll normális napi járására. Ezt az jelzi, hogy a beszivárgó víz nem hűti le tartósan a talajrészecskéket, ezáltal a talajbéli mikrobiális aktivitás és CO_2 -produkciónem csökken, viszont a hideg víz fokozott CO_2 -felvevő képességével a szivárgó víz oldóképessége növekszik (4. ábra).



4. ábra: Hőmérséklet és lefolyás a nyílt karrban
 Fig. 4: Temperature and drainage in the open karren.

A szivárgó víz karbonátoldó képességének alakulása – döntően hidrogénkarbonátos korróziót tételezve fel – az oldott CO_2 mennyiségének megfelelő.



5. ábra: Oldott karbonátok mennyisége a karrokban, 1981-83.
 Fig. 5: Quantity of dissolved carbonates in karren, 1981-1983.

- A nyílt karrban végbemenő oldás (5. ábra) évi változása kisebb méretű mint a fedettkar oldódásának évi járása.

- A nyílt karrban korrodált karbonát mennyisége általában a csapadék és a beszivárgás mérete szerint alakul. Az oldott anyag mennyisége a hóolvadásból, a nyáreleji csapadékmaximumból és az őszi másodlagos csapadék maximumból származó vízlevezetéssel kerül oldásra (maximum 1500-2000 mg/2 hét), míg az oldási minimumok a közbeeső száraz szakaszokban tapasztalhatók.

- A fedett karokban feloldott karbonát mennyisége az év folyamán a nyílt karrénál nagyobb mértékben változik. A maximumok a nyílt karrokéhoz képest kétszeres értékek is lehetnek.

- A fedett karok korróziójának mérete nem lineárisan csapadékfüggő, hanem a talajbeli biológiai aktivitás–beszivárgás egymásrahatása szerint változik. Ennek megfelelően az oldási optimum nem mindig igazodik a csapadék mennyiségéhez és minden évszakban mutathat kiemelkedő értékeket (pl. februárban is, 5. ábra). Jellemző, hogy talajfagy idején és a teljesen száraz periódusokban a korróziós folyamat egészében szünetel.

A második szakaszban végzett folyamatos észlelés a fedett karrban a beszivárgás és a karbonátoldódás újabb összefüggéseit tárta fel (6. ábra).

- Megállapítható, hogy általában fordított összefüggés van a beszivárgó vízmennyiség és a víz karbonát koncentrációja között. Ez a viszony azonban egy esőzéshez kapcsolódó beszivárgási szakasz során számszerűen és szabályszerűen változó összefüggést jelent.

- Egy beszivárgási szakasz esetén az alábbiak állapíthatók meg.

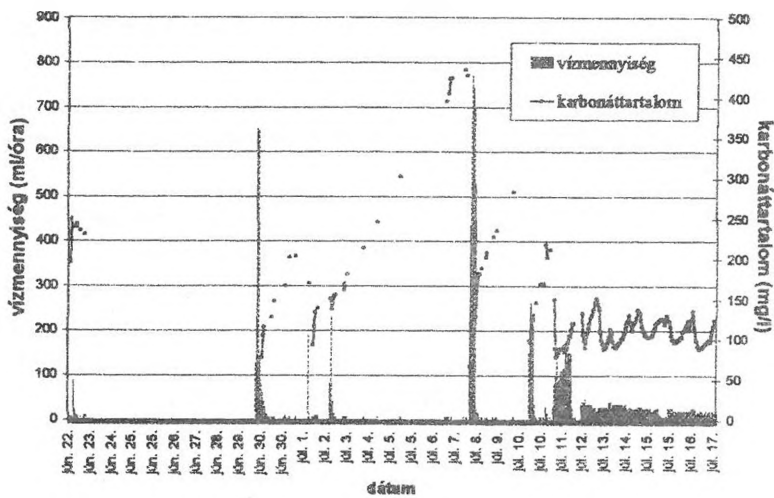
1. Az eső kezdetén a beszivárgó víz karbonát koncentrációja hirtelen a minimumra, 50–80 mg/l értékre esik.

2. Elnyújtott esőzés alatt a kezdeti alacsony karbonát koncentráció gyengén növekszik (80–130 mg/l).

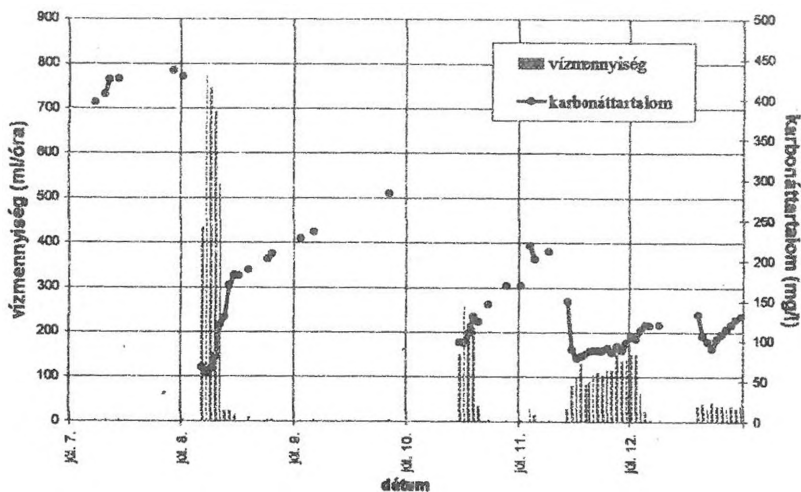
3. A nagyobb esőt követő kisebb csapadékok beszivárgása során a koncentráció a minimumhoz képest 2–8-szorosra, 130–450 mg/l-re növekszik.

4. Egyenletes, elnyújtott beszivárgás idején a karbonát koncentráció napi periódus szerinti változást mutat. Ennek tágassága 80–140 mg/l között alakul.

- Az egyenletes szivárgás részletes vizsgálata néhány következtetést enged meg (7. ábra).

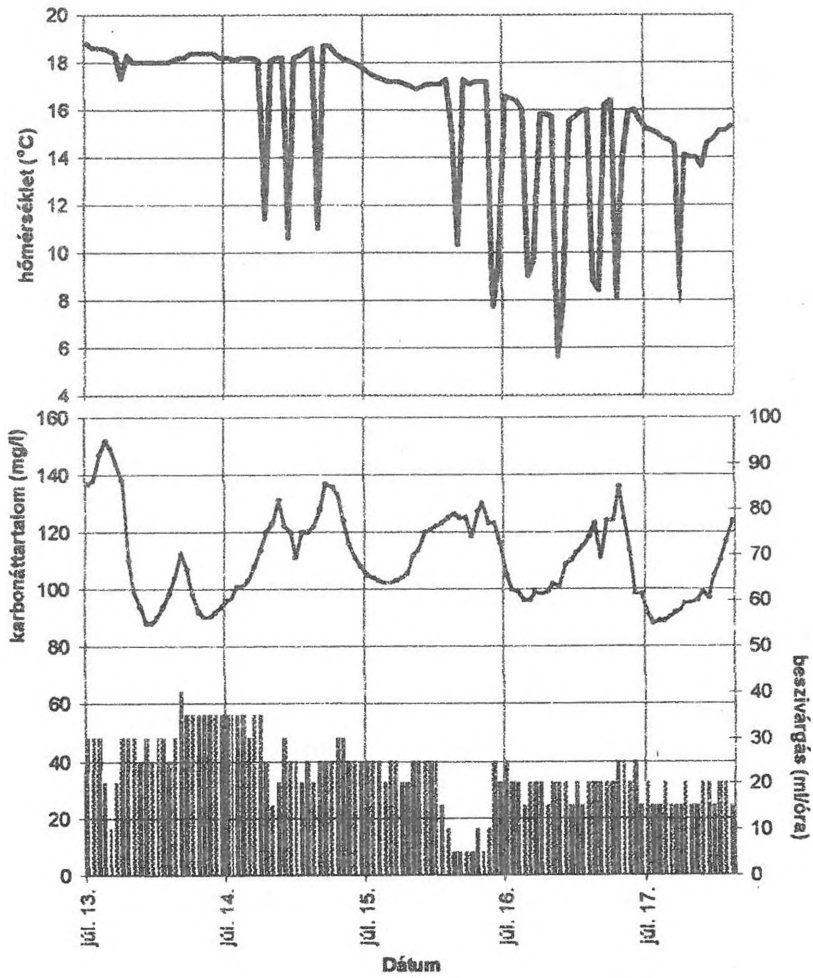


Lefolyó víz mennyisége és karbonáttartalma a fedett karrban (B)



6. ábra: Lefolyó víz mennyisége és karbonáttartalma a fedett karrban
A: 1999.jún.22. - júl.17., B: 1999.júl.07. - júl.12.

Fig. 6: Quantity of draining water in covered karren and its quantity of carbonate.
A: 22 June - 17 July 1999., B: 07 July - 12 July 1999.



7. ábra: Talajhőmérséklet, karbonáttartalom és beszivárgás a fedett karban
 Fig. 7: Temperature of soil, quantity of carbonate and infiltration in covered karren.

1. A beszivárgás intenzifikálódásával az oldott karbonát koncentráció a vízben csökken és fordítva.

2. A szivárgó víz mennyiségének és karbonát koncentrációjának összefüggése fordított, de nem lineáris.

3. Egyenleges, állandósult, alacsony szintű szivárgás karbonát koncentrációja is állandósul, ha a tényezők egyensúlya a tényezők szerinti oldási optimumon jön létre.

- Az oldásban fontos hőmérséklet és a szivárgás, talajbeli nedvességtartalom, amely a víz potenciális karbonátoldó képességében összegződik, és a belőlük következő biológiai aktivitási szint alakulását az állandósult gyenge szivárgás idején észlelhető karbonát koncentráció-szint járása mutatja. A koncentráció változásokat az alábbiak jellemzik.

1. A folyamatos gyenge szivárgás során a víz karbonát koncentrációja sinus-hullám-alakú járást mutat.

2. A koncentráció változásnak napi ritmusa van, amely valószínűleg a gyökérlégzés és hőmérséklet által befolyásolt.

3. A koncentráció szabályos napi ritmusát a beszivárgás által közvetített hőmérséklet változás rövid időre megzavarja, de a szivárgás méretének visszaállásával a koncentráció szabályos változása is helyreáll.

- A fenti megfigyelések arra engednek következtetni, hogy a talajnedvesség, talajhőmérséklet és talajbeli CO₂-produkció összehatásaként kialakuló oldási optimumot kifejező görbe szerint változik a szivárgó víz karbonát koncentrációja, és a napi periodikus változás amplitúdója 35–45 mg/l. A folyamatos szivárgás idején a talaj alatt átlagosan 100–110 mg/l a karbonát koncentráció a fedett karokban.

Következtetés

A teljes mérési időszakokban végzett vizsgálatok eredményei arra engednek következtetni, hogy nyíltkarokban mért kisebb oldott karbonátmennyiség mellett a nagyobb beszivárgási érték miatt létrejövő további potenciális oldóképesség a nyíltkarok mélyülését segíti elő, míg a fedett karokban a talaj alatt manifesztálódó nagyobb oldódás mellett megmaradó kisebb potenciális oldóképesség a fedettkarok szélesedését segíti elő.

Eddigi adataink összegzése alapján a nyíltkarok mélyülése 1,3 mm/ka, a fedettkarok mélyülése 1,0 mm/ka, de utóbbiak szélesedése révén a teljes oldásos anyageltávolítás mérete a fedett karokban nagyobb és ez a talajhatásnak tulajdonítható.

IRODALOM

- AUBERT, D., (1969): Phénomènes et formes du karst jurassien. - *Ecologiae Geol. Helv.* 62(2), p.325-399.
- BÁRÁNY-KEVEI, I., (1992): Ecological regulation of karst development. - *New perspectives in Hungarian Geography.* - Akadémiai Kiadó, p.77-80.
- BÖGLI, A., 1960: Kalklösung und Karrenbildung. - *Z. Geomorph., Suppl* 2, p.4-21.
- BÖGLI, A., (1980): *Karst hydrology and physical speleology.* - Berlin, Springer.
- BROOK, G.A. - FOLKOFF, M.K. - BOX, E.O., (1983): A world model of soil carbon dioxide. - *Earth Surface Processes and Landforms* 8, p.79-88.
- CROWTHER, J.L., (1983): Carbon dioxide concentrations in some tropical karst soils West-Malaysia. - *Catena* 10., p.27-39.
- CROWTHER, J.L., (1984): Soil carbon dioxide and weathering potentials in tropical karst terrain, Peninsular Malaysia: a preliminary model. - *Earth Surface Processes and Landforms* 9., p. 397-407.
- DAOXIAN, Y., (1997): The carbon cycle in karst. - *Z. Geomorph.* 108, p.91-102.
- FORD, D.C. - WILLIAMS, P., (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology.* - London, Unwin Hyman.
- GUNN, J. - TRUDGILL, S.T., (1982): Carbon dioxide production and concentration in the soil atmosphere: a case study from New-Zealand volcanic ash soils. - *Catena* 9, p.81-94.
- GUNN, J., (1986): Solute processes and karst landforms. - in: Trudgill, S.T. (ed.): *Solute Processes.* - Wiley and Sons, p.363-437.
- VERESS, M. - TÓTH, G. - ZENTAI, Z. - KOVÁCS, GY., (2000): A magashegységi karrosodás mértékének és minőségének alakulása a különböző növényövekben. - *Karszt és Barlang (megj. alatt).*
- WHITE, W. B., (1988): *Geomorphology and hydrology of carbonate terrains.* - New York, p.464.
- ZÁMBÓ, L., (1986): A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. - *Kandidátusi értekezés, Kézirat.*
- ZÁMBÓ, L., (1986): Characteristic values of karst-corrosion soil impact in the soil cover of dolines. - *Annales Univ. Sci. Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geographia.* Tom XX-XXI., p. 311-325.
- ZÁMBÓ, L., (1992): The soil effect in karst corrosion. - *New Perspectives in Hungarian Geography.* - Akadémiai Kiadó, Budapest, p.81-90.

ZÁMBÓ, L. - DARABOS, G., (1993): An investigation of microbial CO₂ production in karst soils. - In: Zámbo, L. (ed.): Conference on the Karst and Cave Research in Hungary, Jósvafő, p.141-146.

ZÁMBÓ, L. - TELBISZ, T., (1999): Relationship of the karst corrosional soil effect and the development of karren - IGU International Symposium on Nature Conservation and sustainable development on karst terrains, Budapest-Miskolc, 5-9 September, 1999., Abstract Vol p. 25.

ZSENI, A. - KEVEINÉ BÁRÁNY, I., (2000): Nagy-Britannia mészkőjárdái és a talajhatás azok fejlődésében – Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 181-194.

ADALÉKOK KARROS TÉRSZÍNEK FELSZÍNFEJLŐDÉSÉHEZ¹

VERESS MÁRTON

Berzsényi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék
9700. Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

Abstract: Karren forms of bedding plane and basset areas in different elevation can be sorted into karren assemblages. This paper shows the karren development in glacier valleys in different elevations and different morphology. On basset areas in the lower parts of the strike directioned glacier valleys the area of the bedding planes decreases and their surface lowers keenly. On bedding plane areas or rather on basset areas of higher valley floors the denudation of the surface is less keen, the chance of remaining of the surfaces formed by ice is bigger.

1. Bevezetés

Nem vízszintes helyzetű, jól rétegzett kőzetekben kialakult gleccservölgyeket réteglap részletek és réteglépcsők tagolják. A csapásirányú völgyek esetében a rétegek dőlésirányával megegyező dőlésű völgyoldalokban réteglap részletek sorozata jön létre, míg a völgytalpakon és a dőlésiránnyal ellentétes dőlésű völgyoldalokban réteglépcsők. Ez utóbbiakon meredekebb rétegfeljes és lankásabb réteglapos részletek különíthetők el (1.a. ábra)

Réteglap részletek és réteglépcsők létrejötte a kőzetminőségtől független, miután mind karbonátos, mind metamorf kőzetekben kialakult gleccservölgyekben előfordulhatnak. Glaciális eredetüket bizonyítja, hogy a réteglépcsők jéggel fedett felszíneken (Swartisen-gleccser, Norvégia), illetve olyan felszíneken is megfigyelhetők, amelyeket 10-20 évvel ezelőtt még jég borított (Hallstatt-gleccser, Ausztria). Megjegyzendő azonban, hogy létezik olyan felfogás is (SZABÓ L.1995), amely szerint a réteglépcsős felszín karrosodás eredményeként fejlődik ki.

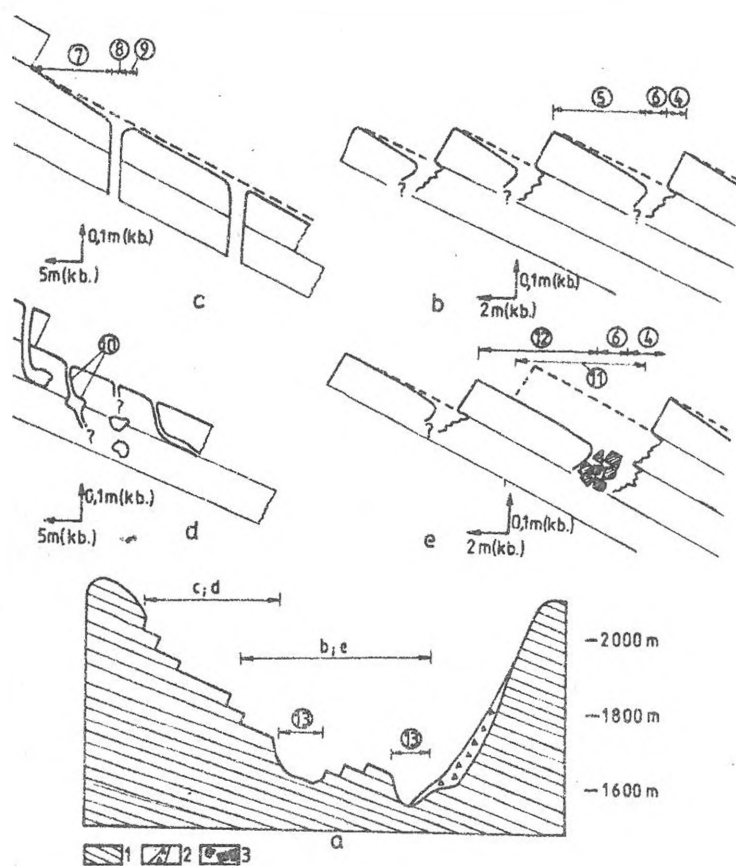
E munkában a réteglapos részletek és réteglépcsők karros felszínfejlődését vizsgáljuk.

2. Réteglépcsők és réteglap részletek karrosodása

Talajnélküli felszínen elsősorban a lejtőszögtől függ, hogy ott milyen karrforma alakul ki. Felületi vízfolyás esetén rillenkarrok (rovatkák), sávos

¹ Készült a T24162 sz. OTKA pályázat támogatásával

vízlefolyás, de nagy dőlésű lejtőn falikarrok, míg kisebb dőlésű lejtőkön rinnenkarrok (barázdák) fejlődnek ki (WHITE, W. B. 1988).



1. ábra: Néhány karros felszínfejlődési típus

Jelmagyarázat: 1. réteglap, 2. garmada, 3. réteglap karros eredetű feldarabolódásával kialakult kőömbök, 4. réteglépcső rétegejes lejtője, 5. réteglépcső réteglapos lejtője, 6. kúrtó-karhasadék karregyüttes, 7. Réteglépcső réteglapos lejtője, 8. hasadék, 9. karros eredetű küszöb, 10. karros eredetű járatok és üregek (karrbarlangok), 11. karrosodás során elpusztult rétegtest részlet, 12. komplex eredetű (glaciális és karros) réteglapos felszín, 13. sziklamedence, vagy paleodolina, a. glaciális völgy keresztmetszetben, b. egységes (felületi) lepusztulás a szomszédos réteglapokon, c. ugyanazon réteglapon belüli lokalizált felületi lepusztulás, d. üregesedés, e. váltakozó felületi és rétegtest lepusztulás

Fig. 1: Some types of karren surface development

Legend: 1. bedding plane, 2. heap, 3. blocks of stone formed by karren cut up of a bed, 4. basset slope of bedding escarpment, 5. bedding plane slope of bedding escarpment, 6. karren assemblage of pit and grike, 7. bedding plane slope of bedding escarpment, 8. fissure, 9. karren origin swell, 10. karren origin caverns and passages (karren cavities), 11. portion of bed ruined by karren, 12. bedding plane surface of complex origin (both glacial and karren), 13. paleodoline, a. cross-section of a glacial valley, b. surface demudation on neighbouring bedding planes, c. localized surface demudation on the bedding plane, d. forming of caverns, e. intermittent surface and bed demudation.

Karregyüttesek és néhány jellemzőjük
Karren assemblages and some of their characteristics

Karregyüttes	A hordozó térszín		Képződési környezet	Kőzet lepusztulása
	magassága	lejtőszög		
hassadékkarr-vályú	1600-1800	kicsi, közepes	talaj alatt, vagy talajjal szegélyezett réteglapos felszín	rétegenként réteglapok felülete rétegenként
vályú-karrhasadék	1600-2100	közepes	talaj alatt, vagy talajjal szegélyezett réteglap, valamint réteglapáron	üregesedés
vályú-kürtő	1800-2100	kicsi, közepes	réteglapos felszín	üregesedés, réteglapok felülete
vályú-hasadék	1800-2100	közepes	réteglapos felszín	rétegfeljes felszín hátrálása
falikarr	1600-2100	nagy	rétegfelje	réteglapos felszínnek rövidülése
kürtő-karrhasadék	1600-2100	-	rétegfeljes felszín tövéénél	

A rovatkákat és barázdákat miután hasonlóképpen vonalás oldódás során képződnek (VERESS M. 1995.) vályúknak nevezzük. A hasadékkarrok, rácskarrok és a madáritatók ugyancsak kislejtésű felszíneken alakulnak ki. (KUNAVÉR, I., WHITE, W. B. 1988, FORD, D. C.-WILLIAMS, P. W. 1989, VERESS M. 1999). KUNAVÉR J. (1984) szerint a különböző karrformák magassági elterjedése különböző. Így a Szlovén-Alpokban mintegy 1650 m alatt hasadék- és rácskarrok, 1650 m felett madáritatók és rinnenkarrok uralkodnak. Eddigi ismereteink szerint elsősorban a hasadékkarros felszíneken lesz a kőzet lepusztulása karrosodás során olyan számottevő, hogy a folyamat eredményeként akár nagyobb, lefolyástalan mélyedések is kialakulhatnak (BROOK, G. A-FORD, D. C. 1978).

A karrformák karregyütteseket képeznek (BALÁZS D. 1992). Karregyütteseket számos szempont szerint lehet elkülöníteni (formai, kőzet-tani, klimatikus, biogeográfiai, stb.). Mi a Totes Gebirge, Dachstein, Juliai-Alpok, Assiagói-fennsík gleccservölgyeiben végzett megfigyelések alapján morfológiai jellemzőkből kiindulva alakítottunk ki karregyüttes típusokat. Azt tapasztaltuk ugyanis, hogy a hasonló talajelborítottsági viszonyokkal, magassággal, lejtőszöggel rendelkező térszíneken néhány (rendszerint kétféle) karrforma az uralkodó. Az uralkodó karrformák mellett további karrformák nem mindig fordulnak elő, vagy ha igen, akkor azok gyakorisága nem számottevő.

a. *Karregyüttesek (1. táblázat)*
- *Hasadékkarr -vályú karregyüttes*

Elsősorban a lejtő csapásirányába kifejlődött hasadékok alkotják. A hasadékok törések mentén alakulnak ki, amelyek többnyire a lejtő csapásirányába megnyúlt kürtőkből fejlődnek ki. (A kürtő és hasadék formának számos átmenete ismerhető fel.) A hasadékok szélessége több deciméter is lehet, mélységük igen változatos (néhány deciméter és az 1-2 méter között változhat). A hasadékok talpát talaj és növényzet béleli ki. Lejtésirányba eső oldalfalaikon a réteglapok mentén színlőszerű, fülkeszerű oldásos bemélyedések gyakorta megfigyelhetők.

A hasadékkarrok igen változatos körülmények mellett alakulhatnak ki. Kialakulhatnak talaj alatt (HOWARD, A. D. 1963), vagy talajjal nem fedett felszíneken (WILLIAMS, P. W. 1966). A hasadékkarrok idősebb, mára lecsonkolódott változatai az utolsó jégelborítás előtt már létrejöttek (ROSE, L. - VINCENT, P. 1986).

A hasadékok között a lejtő csapásirányába megnyúlt maradványtér-színek sorakoznak, amelyeket lejtésirányú rövid, egyenes, néhány deciméte-

res hosszúságú vályúk tagolnak. Ezek a vályúk mélységükhöz képest (kb. egy deciméternél sekélyebbek) szélesek, elérhetik a deciméteres szélességet is. A maradványtérshíneket olyan sűrűséggel tagolhatják, hogy a közöttük kiformalódott gerincek enyhén lekerekítettek is lehetnek. A vályúk nem összetettek, belsejükből ill. környezetükből az egyéb karrformák (kürtők, madáritatók, saroknyomok) többnyire hiányoznak. A vályúk egy része hasadéktól hasadékgig fejlődött, de számos vályúnál megfigyelhető, hogy a hasadékon túl is folytatódik. Ez utóbbiak már a hasadékok kialakulása előtt létrejöttek.

E típus a gleccservölgyek alacsonyabb részein mintegy 1600-1800 m közötti magasságokban, réteglapos felszíneken fejlődik ki. Környezetükben talaj- és növényfoltok fordulnak elő. Valószínűleg a jég visszahúzódását követően előfordulási helyeiken talaj- és növényelborítás fejlődött és kialakulásuk a talajelborítás alatt kezdődött el. Fejlődésük a talaj- és növényelborítás lepusztulását követően sem szűnt meg, amit bizonyít az, hogy a hasadékok talajjal kibéleltek. A fedő talaj elvesztését követően alakulhattak ki a vályúk, de intenzívebben fejlődhetnek a hasadékok is. A hasadékfalak réteglap menti beoldódásai is a fedőtalaj elvesztése után jöhetnek létre a talajkitöltések adott szintjénél.

- *Vályú-karrhasadék, karregyüttes*

A vályúk több méteres hosszúságúak, mélységük és szélességük (amely a lejtésirányba nő) a több decimétert is elérheti. A vályúk többnyire egyszerűek (talpukon III. típusú vályúk is jelen lehetnek). Előfordulhatnak vályú összekapcsolódások is.

Jól rétegzett kőzeten megfigyelhető, hogy e karregyüttesre jellemző vályúk két réteg határán, pontosabban a feküréteg felületén is kifejlődnek. A feküréteg vályúi nemcsak a hordozó rétegnek a felszínre bukkanó részéről, hanem a fedőréteget átharántoló hasadékok és kürtők közvetítésével a fedőréteg felszínére hulló csapadékából is vizet kapnak. A hasadékok kifejlődhetnek a lejtő dőlésirányába vagy csapásirányába is. Ez utóbbi irányba tartozó hasadékok a gyakoribbak. A csapásirányú hasadékok a vályúkat elmetszik, a metszéspontoknál gyakran fejlődnek ki vályútalp kürtők. (A hasadékok mellett a kürtők száma is jelentős lehet.) A hasadékok szélessége nem számottevő, rendszerint 1-10 cm közötti.

Az eredeti felszín maradványai igen változatosak lehetnek. Kisebb méretű vályúk esetén az eredeti térszín sík. Ha a vályúk nagyobbak, közöttük lejtésirányba megnyúlt, lekerekített gerincek sorakoznak. A lekerekített gerincekkel határolt vályúk kialakulását talajalatti oldódással magyarázzák (JENNINGS J. N. 1985). Miután ugyanazon két szomszédos vályú között lejtésirány mentén haladva megfigyelhető, hogy a sík térszínmaradványok

fokozatosan lekerekített gerincekbe mennek át, a gerincek a szomszédos vályúk szélesedésével is kialakulhatnak.

E karregyüttes típust hordozó térszínek vize zömmel e térszínek alulról határoló lépcsők tövével kialakult kürtöknél és hasadékoknál vezetődik a mélybe.

E karregyüttes megfigyeléseink szerint 1600-2100 m között bármely magasságokban kifejlődhet. Leggyakrabban a hasadékkarr-vályú karregyüttesel együtt fordul elő. E két típus gyakran területileg sem különül el egymástól, hanem foltos kifejlődésben keverten fordul elő. Általában nagyobb dőlésű réteglapos térszíneken fejlődnek ki, de előfordulnak lankásabb rétegfejes lejtőkön is. E felületeken azonban a hasadékok hiányoznak.

A karregyüttes környezetében ugyancsak gyakoriak a talaj- és növényfoltok. Miután ezen karregyüttes vályú fedőrétegek alatt is kifejlődnek, e karregyüttes talajjal nem borított felszíneken is kialakulhat.

- *Vályú-kürtő karregyüttes*

A vályúk hosszúak, szélességük és mélységük több deciméter is lehet. (Rendszerint a mélységük meghaladja a szélességüket.) A vályúk gyakran egymásba kapcsolódnak, vályúrendszereket képeznek. Gyakran mutatnak álmeanderezést, illetve igazi meanderezést. A vályúk morfológiája változatos: összetettek, talpukon madáritatókkal, medencékkel, valamint vályútalp és vályúvég kürtökkel. E típusba tartozó vályúk lefolyástalanok.

A vályúk között térszínrészletek nem lekerekítettek. E felületeken folytonos kifejlődésben fordulhatnak elő levélkarrok (*SZUNYOGH G.-LAKOTÁR K.-SZIGETI I.* 1999.) saroknyomkarrok, rovátkarrok és kúpkarrok. E formák nagy sűrűsége a vályúk közti maradványtér síneken végbemenő felületi oldódásra utal. Miután e maradványtér sínek egyetlen közel sík felület részeit képezik, feltehetően a vályúk közötti térszínrészletek az eredeti térszín felületi leoldódás során némileg lealacsonyodott maradványai. (Ezt bizonyítják, hogy az ilyen térszíneken gyakran figyelhetők meg néhány deciméteres magasságú karrasztalok.)

E karregyüttes 1800-2100 méteres magasságok között elterjedt, de előfordulhat a hasadékkarr-vályú karregyüttesekkel megegyező magasságban is.

Két változata is e elkülöníthető e típusnak. Kisebb lejtőszögű térszíneken a vályúk kevésbé mélyek és meredek oldalúak, a vályúk közti térszíneket főleg madáritatók és saroknyomok tagolják. Nagyobb lejtésű felszíneken viszont a vályúk mélyebbek és meredek oldalúak. A nagyméretű vályúk közti térszíneken a madáritatók, saroknyomok kevésbé jellemzőek, gyakoriak viszont a kisméretű (néhány centiméteres szélességű és mélységű) vályúk.

- Vályú-hasadék karregyüttes

A nagy kiterjedésű réteglapok jelentős összhosszúságú vályúrendszei (a vályúrendszerek vályúi morfológiailag megegyeznek a vályú-kürtő karregyüttes vályúival). A vályúk jelentős szélességű hasadékokhoz vezetnek. (E hasadékok nem tekinthetők karrformáknak.) A hasadékok a réteglapos felszínat kisebb, önálló karos felszínfejlődést mutató részekre (egységekre) különítik (VERESS M. - HORVÁTH E. T. - ZENTAI Z. 1996.). E karregyüttes ugyancsak 1800-2100 méteres magasságok között terjedt el (1.c. ábra).

- Falikarr karregyüttes

Meredek, főleg rétegfejes lejtők karrformái, de előfordulnak paleodolinák oldallejtőin is. A falikarros karregyüttest elsősorban - de nem kizárólag - egyszerű, nagy talpdőlésű, közel félkör keresztmetszetű vályúk jellemzik. Itt is előfordulnak azonban a vályúkra merőlegesen kifejlődött kis szélességű hasadékok, illetve a vályúk elvégződésénél kiöblösödő (medence-szerű) karrformák. A vályúk közötti térszíneken növényfoltok alatt szabálytalan alakú mélyedéscsoportok is megfigyelhetők.

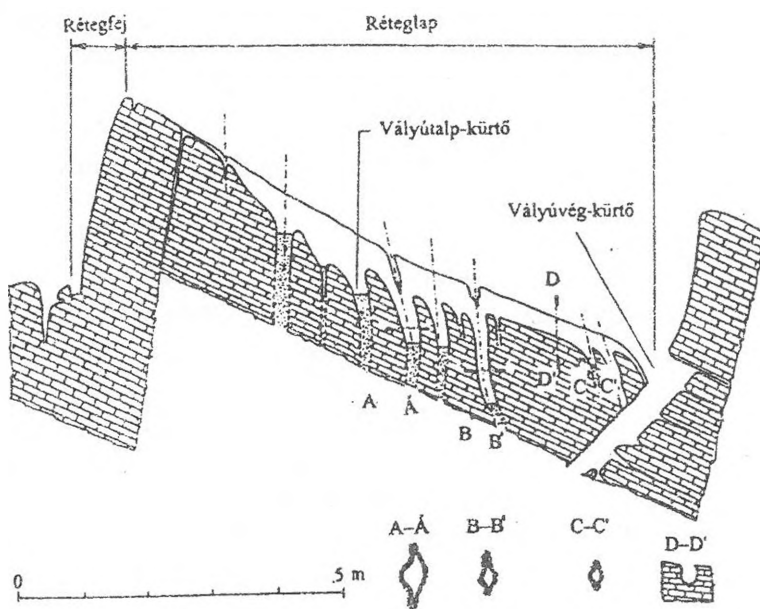
E karregyüttes igen változatos magasságok (1600 métertől 2200 méterig) bárhol kifejlődhet. Alacsonyabb magasságokban a meredek lejtőkön inkább ott alakulnak ki, ahol a lejtő felső pereménél talaj- és növényzet (pl. törpefenyő) terjedt el. A magasság növekedésével egyre gyakoribb lesz, még az olyan felületeken is, amelyek felett a talaj hiányzik.

- Kürtő-karrhasadék karregyüttes

Rétegfejes lejtők tövével kialakuló karregyüttes (1b, 1e, 2 ábrák). Magassági elterjedése 1600-2100 méter közé tehető. Fejletlenebb változatánál egymástól elkülönülő kürtők uralkodnak, amelyeket a réteglépcső csapásával megegyező, különböző szélességű, oldódásos hasadék kapcsolnak össze. A kürtőkhöz a réteglapos felszín vályúi kapcsolódhatnak. Fejlettebb változatánál a kürtők részben (a karregyüttes zónájában sok ablak és sziklahíd fordulhat elő), vagy teljesen összeoldódhatnak. A hasadékok falai aláhajlóak, esetleg lefelé kiszélesedhetnek. A réteglapos oldalon a vályúk mélyen bevágódva a kürtőket vagy hasadékperemeket roncsolják (fésűskarr). Olyan, több méteres szélességű zóna alakulhat ki, ahol a karos formák összenövése következtében a kőzetanyag teljesen feldarabolódva kőzettömbökre különül. A kőzettömbök származhatnak a rétegfejek felőli, de még inkább a réteglapok felőli hasadékösszelejtő kőzetanyagának (valamint a fésűskarr kiálló részének) leomladozásából is.

Már említettük, kislejtésű térszínek uralkodó karrjai a rácskarok. Miután a vizsgált völgyek karosodó felületei többnyire nagyobb lejtésűek, e karrforma csak kis kiterjedésben szórványosan fordul elő. Ezért ezen völ-

gyek különböző felszínrészeinek karros felszínfejlődésében nem játszanak számottevő szerepet, így e karrtípus jellemzésére itt nem térünk ki.



2. ábra: Réteglépcsős térszínszelvény irányú karformái (SZUNYOGH G. 1995): réteglapon: vályú-karrhasadék, réteglap fölött: kezdetleges kürtő-karrhasadék karregyüttesek fejlődtek ki

Fig. 2: Cross section directed karren forms of a bedding escarpment area (SZUNYOGH, G. 1995).
On bedding plane: rinnenkarren, grikes, pit and grike karren assemblages have formed at basset hill.

b. Karregyüttesek képződése

A karregyüttest kialakító okok csak valószínűsíthetők. Ezek az alábbiak lehetnek.

- A völgytalpak kisebb magasságú réteglépcsős területén a részleges, vagy teljes talajjal fedettség kedvez a lassú és felületi vízfolyásnak. Ezért hasadékkarr-vályú, vályú-karrhasadék karregyüttesek alakulnak ki.
- A völgyoldalak nagyobb magasságú réteglap részletein ahol a hó olvadása lassú, nagyobb az esély a sávos vízfolyásra. Ugyanakkor miután a réteglap részletek lejtői hosszúak nagyobb az esély arra is, hogy a vályútalpakon kürtők alakuljanak ki illetve, hogy a vályúkat hasadékok metsszék el. Ezért az ilyen felszíneken vályú-hasadék, vályú-kürtő karregyüttesek alakulnak ki.

A magasabb gleccservölgy talpakon is előfordulhatnak réteglapok. Ekkor a rövid réteglapos felszíneken is kifejlődhetnek vályú-kürtő karregyüttesek a réteglap fölött kürtő-hasadék karregyüttesek.

3. A karbonátos kőzet pusztulása karrosodás által

A kőzet karrosodás során pusztulhat a rétegfejek, vagy a réteglapok mentén A rétegfejes homlok hátrál a falikarrok fejlődésével. A rétegfejes homlok hátrálását (de a réteglapos felszín rövidülését is) eredményezi a kürtő-hasadék karregyüttes fejlődése.

A réteglapos felszín pusztulhat karrosodással felületileg, üregesedéssel és rétegenként.

A karros felületi lepusztulás a különböző térszíneken egységesen, vagy lokalizáltan történhet. Az egységes felületi leoldódás a réteglépcsős felszínek kis szélességű réteglapjain játszódik le, miután a felszíneken vályú-karrhasadék karregyüttesek fejlődnek ki. A leoldódás azonban eltérő mértékű lehet. Ugyanis az olyan réteglapokon, amelyeken ezen karregyüttesek fejlődnek ki, a lejtőszögek fentről lefelé haladva nőnek. Az ilyen felszíneken a karrosodás ill. a karros formák eltérő korúak lehetnek. (Koruk a karrosodó lejtő alsó része felé csökkenhet.)

Lokalizált leoldódás a réteglapos felszíneken mehet végbe, ahol vályú-hasadék karregyüttesek fejlődnek ki. A lokalizált leoldódást bizonyítja, hogy a nagyméretű hasadékoknál a réteglap felszín dőlésirányával ellentétesen dőlő néhány deciméteres magasságú lépcsők alakulnak ki (VERESS M. - HORVÁTH E. T. - ZENTAI Z. 1996.).

Karrosodást kísérő üregesedés során a bezáró kőzet anyagvesztéséget szenvedhet el anélkül, hogy a felszínén számottevő lepusztulás történne (*Idő ábra*). Erre akkor lehet számítani, ha a vályútalpakon kürtők, és ezek folytatásában karrbarlangok képződnek.

Az üregesedés alsó határát nem ismerjük. Valószínű azonban, hogy nagy rétegvastagságú, törésekkel jól átjárt kőzetben több méteres mélységig is lehatolhat. Ilyenkor a jég által kialakított felszín változatlanul megőrződik, legfeljebb kis mértékben oldódik le felületileg, ill. darabolódik fel vályúk által.

Akkor azonban, ha a kőzet vékonyan rétegzett az üregesedés kisebb mélységig hatol le. A karrbarlangok a felettük elhelyezkedő vályúkkal összeoldódhatnak (VERESS M. 1995.), ill. az üregesedett kőzet összeomlik. Előbbi esetben a hordozó térszín feltagolódása nő, míg utóbbi esetben a tömbökre különülés folytán egységes kifejlődése szűnik meg. Ez utóbbi bekövetkezése esetén a karros felszínfejlődés megszakad.

Rétegtettek lepusztulása akkor következik be, amikor a fedő- és feküreg közötti felület (réteglap) karrosodik. Itt vályú-karrhasadék karregyüttesek fejlődhetnek ki. A fedőréteget átharántoló hasadékok, kürtők és

karrvályúk az elkülönült fedőréteget kisebb részekre különítik. Az elkülönült fedőréteg további feldarabolódása fagyaprózódás, inszolációs aprózódás során folytatódik. A kisebb-nagyobb törmelékdarabok helyben maradásának nagyobb az esélye ha a felszín lejtése kisebb, vagy ha a réteglapos felszínt alulról lépcsőhomlokok szegélyezik. A lépcsőhomlokok jelenléte sem fékezi le a folyamatot akkor, ha azok alsó pereménél kürtő-karrhasadék karregyüttesek jönnek létre. Ugyanis e karregyütteseknél kialakuló mélyedések képesek befogadni a rétegtetek felaprózódása során keletkezett közettömböket. A rétegtetek lepusztulása eredményeként újabb és újabb réteglapok táruhatnak fel, amely eredményeként a karrosodás megújul.

Azon felszíneken, ahol hasadékkarr-vályú karregyüttes fejlődik ki, a hasadékok közötti fedőréteg maradványai a réteglapok mentén kialakuló színlőszerű, fülkeszerű bemélyedések mentén választódnak le a fekéregről. E bemélyedések valószínűleg a hasadékok pillanatnyi talajkitöltésének szintjénél képződnek, miután a legintenzívebb oldásra itt lehet számítani. Ugyanis a dőlésirányú vályúk által a hasadékokba bevezetett víz a talajkitöltés felszínén áramolva azt követően kerül a hasadékfalhoz, miután CO₂-ben feldúsul. A rétegek lehámozódása következtében a folyamat tartósan fennmaradhat. (A fedőréteg lepusztulása miatt a hasadék elég sekély lesz ahhoz, hogy a növényzete elegendő fényhez jusson.)

A rétegtetek lepusztulása során olyan karros lépcsők is keletkezhetnek, amelyek nem esnek egybe a jég által kialakított réteglépcsőkkel.

4. Következtetések

A gleccservölgyek alsó, alacsonyabb völgytalpain számos réteglépcső táru fel. A réteglépcsős térszíneken a karros felszínfejlődést elsősorban a rétegfejes lejtők irányítják. Ugyanis az alattuk elhelyezkedő rétegfejes felszínnek lepusztulása nagymértékben függ a rétegfejek tövénél kialakuló kürtő-karrhasadék karregyüttes jelenlététől és fejlődési ütemétől. Adott rétegfejek alatti réteglapok kiterjedése a kürtő-karrhasadék karregyüttes kifejlődése következtében csökken. A réteglapok jelentős mértékű, vagy teljes felémésztődése egyes réteglépcsők teljes pusztulását eredményezi. E helyeken kanyargós, törmelékes, omladékos aljzatú sziklafolyosók alakulnak ki. Adott rétegfejeknél a magasság megőrződhet, illetve kismértékben nőhet (a réteglap alsó része felé a leoldódás mértéke nő). Ez akkor áll fenn, ha a szomszédos réteglapok lepusztulása hasonló módon történik (*1. b. ábra*). A szomszédos rétegfejek egymáshoz képesti magassága számottevően módosulhat. Akkor ha a szomszédos réteglapok karrosodása eltérő, az eltérő mértékű felszín lepusztulási ütem miatt egyes réteglépcsők magassága nő, másoké csökken

(*I.e. ábra*) Ez a réteglépcsős felszínek növekvő mértékű feltagolódását eredményezi. Természetesen a fejlődés akkor is ehhez hasonló, ha a szomszédos réteglapok pusztulása hasonló jellegű, de valamilyen oknál fogva eltérő intenzitású lesz.

A gleccservölgyek réteglap részletein, vagy a magasabb helyzetű völgytalpain ahol a kőzet pusztulása üregesedés által történik a már kialakult felületek nagymértékben megőrződnek. A réteglap részletek azonban egy-egy nagyméretű hasadék mentén kisebb, önállóan karrosodó térszínrészletekre is különülhetnek. A völgytalpak réteglépcsős térszíneinek réteglapjain mind felületi lepusztulás (vályú-karrhasadék karregyütteseknél) mind üregesedés (vályú-kürtő karregyütteseknél) végbemehet. A réteglapok végeinél kifejlődő kürtő-karrhasadék karregyüttesek növekedésével e térszínek rövidülnek is.

IRODALOM

- BALÁZS D. (1992): Karrformák - karregyüttesek - Karszt és Barlang II. p. 117-122.
- HOWARD, A. D. (1963): The development of karst features. - Bull. Spel. Soc. Natl. 25. p. 46-65.
- BROOK, G. A. - FORD, D. C. (1978): The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary for their development - Nature 275, p. 493-496.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Unwin Hyman, London
- JENNINGS, J. N (1985): Karst Geomorphology - Basil Blackwell, Oxford
- KUNAVÉR, J. (1984): The high mountains karst in the Slovene Alps- Geographica Yugoslavia 1983. Savez geografskih drustava Jugoslavije Ljubljana p. 15-22.
- ROSE, L. - VINCENT, P. (1986): Some aspects of the morphometry of grikes: a mixture model approach. In New directions in karst. K. Paterson - M.M. Sweeting (szerk.), p. 497-514., Norwich, England: Geo Books
- SZABÓ L. (1995): Karrvályú rendszerek térképezése a Totes-hegységben - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, p. 61-70.
- SZUNYOGH G. - LAKOTÁR K. - SZIGETI I. (1998): Nagy területet lefedő karrvályú rendszer struktúrájának elemzése - Karsztfejlődés II. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-34.
- SZUNYOGH G. (1995): Mészköfelszínek kisformáinak grafikus ábrázolása - Karsztfejlődés I. (TotesGebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, p. 41-60.

- VERESS M. - HORVÁTH E. T. - ZENTAI Z.* (1996): Egy magashegységi karszterület vertikális formáinak vizsgálata (Totes Gebirge, Ausztria) - A BDTF Tud. Közl. X. Természettudományok 5. Szombathely, p. 141-157.
- VERESS M.* (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján - Karsztfelődés I. (Totes Gebirge karrjai), BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-34.
- VERESS M. - ZENTAI Z. - KOVÁCS GY.* (1999): Adalékok az Assiagói-fennsík karrosodásához - Karsztfelődés III. BDTF Természetföldrajzi Tanszék p.7-17.
- WHITE, B. W.* (1988): *Geomorphology and Hidrology of Karst Terrains* - Oxford University Press, New York
- WILLIAMS, P. W.* (1966): Morphometric analysis of temperate karst landforms - *Irish Speleol.* 1. p. 23-31.

KARRVÁLYÚK FEJLŐDÉSÉNEK SAJÁTOSSÁGAI NÉHÁNY HÉTTŐ-VÖLGYI (JULIAI ALPOK SZLOVÉNIA) MINTATERÜLET ADATAINAK FELHASZNÁLÁSÁVAL¹

ZENTAI ZOLTÁN

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék,
9700. Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

Abstract: This study analyses the conditions and processes of rannel development in alpine area (Julian Alps, Slovenia). The developing forms are classified into proper types due to their morphological marks. The study takes a fling at the explanation of genetics of certain forms. Demonstrates the effect of angle of slope, soil cover, karren development and karren structure on developing forms.

1. Bevezetés

A szabad, talajjal nem borított mészkőfelszínek karsztosodására hatást gyakorolnak a karsztosodó felszín közettani sajátosságai, és a tektonikai kontroll. A külső tényezők közül véleményünk szerint döntő szerep jut a éghajlati feltételeknek (csapadék mennyisége, eloszlása és intenzitása, hóval boritottság mértéke stb.) és a karsztosodó felszín lejtőszögének. Természetesen ezen alapvető körülmények mellett számos más módosító tényező is érvényesül illetve érvényesülhet pl. a talaj és növényzet közvetett vagy közvetlen hatása, jelentős befolyást gyakorolhat a karsztos előélet, vagy a karsztfelszín kora is.

Mindezek függvényében számos felszíni karsztos forma képződik, melyek tipizálásával számos szerző foglalkozott (BALÁZS D. 1990, JAKUCS L. 1971, JENNINGS, I. N. 1985, FORD, D.C.- PLUHAR, A 1970, VERESS M. 1995, ZÁMBÓ L. 1992.) A különböző szerzők a lejtésirányban kialakult oldódásos formáknak (legalább) két típusát különítik el, a kisebb oldásos formák együttesét rillen karroknak, míg a nagyobb formák együttesét rinnen karroknak nevezik. Jelen dolgozatban a rinnen karroknak —csatornáknak, vagy más néven vályúknak (VERESS M. 1995)— a típusait és a képződésüket befolyásoló tényezőket vizsgáljuk a Héttő-völgy területén.

¹ Készült a T24162 sz. OTKA pályázat támogatásával

2. Adatgyűjtés módszerei

Az adatgyűjtés során kétféle eljárást alkalmaztunk.

— Réteglapokon csapásirányban kijelölt szelvények mentén mértük a karrvályúk számát, és a szelvények mentén az egyes vályúk szélességi és mélység adatait. Egy-egy réteglapon egymással párhuzamosan több csapásirányú szelvényt is felvettünk egymástól 2 m távolságra. A felvételezést 30°, 40°, és 50° dőlésű lejtőkön végeztük.

A terület kiválasztásnál figyelembe vettük, hogy a lejtőn megfelelő számú vályú forduljon elő, a vályúk csak a réteglapra hulló csapadékból táplálkozzanak, azaz máshonnan, főként talajjal fedett területről vízutánpótlással ne rendelkezzenek, a vályúk vize a lejtőn végig csorogjon, azaz a vályúkat ne keresztesse olyan hasadék, ami a vizet a mélybe vezetheti.

A kapott adatokat db/1m-ben fejeztük ki, hogy a különböző lejtőszögeknel felvett eltérő hosszúságú szelvények összehasonlíthatóak legyenek.

— A másik eljárásnál a vályúkat egyedileg vizsgáltuk. Minden egyes vályúban 0,5 m távolságonként felvettük a szélesség és mélység adatokat, jelöltük a vályú rendűségét (a vízfolyások rendűségének jellemzésére *SHREVE, R. L.* 1966 által ismertetett módszert használtuk). Minden egyes szelvény felvételi helynél rögzítettük a hordozó réteglap lejtőszögét és a vályútalpra lejtését. A terület kiválasztásnál az első eljárásnál ismertetett feltételeket követtük.

A vályúszélesség és mélység adatok mérése a következő eljárással történt. A vályú peremeire csapásirányban egy egyenest illesztettünk, az egyenes és a kőzet két érintkezési pontja közötti távolságot tekintettük vályúszélességnek. Innen a vályú középvonalában a vályútalpra merőlegesen (azaz nem függőleges irányban) történt a vályú mélységének a mérése.

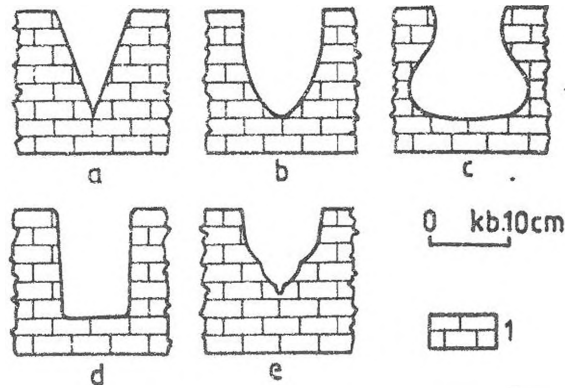
3. A karrvályú típusok

Az adatfelvételek során az alábbi vályú alapformákat sikerült elkülöníteni.

A vályúk keresztmetszete alapján, akárcsak más magashegységi karszterületeken (*VERESS M.* 1995) öt jellemző keresztmetszet azonosítható (1. ábra):

- „V” alakú,
- „U” alakú,
- „beöblösödő”,
- „talpas”,
- „összetett”.

Az alapformák között számos átmeneti alak is létezik.



1. ábra: Jellemző vályúkeresztmetszetek elvi rajza. a: „V” alakú; b: „U” alakú; c: „beöblösödő”; d: „talpas”; e: „összeített”

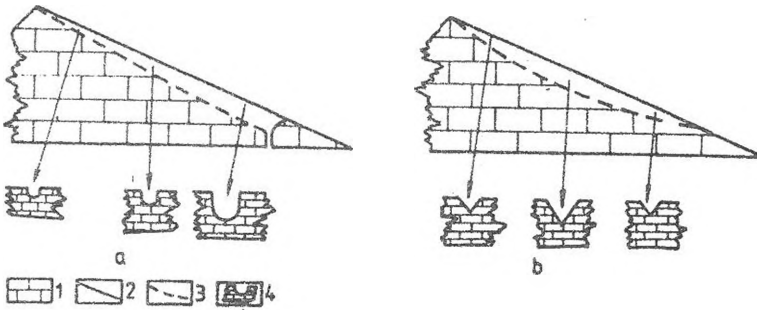
Jelmagyarázat: 1. mészkő,

Fig. 1: Conceptual scheme of typical trough cross-sections. a: "V"-shaped, b: "U"-shaped, c: "tubby", d: "stemmed", e: "composite"

Legend: 1. limestone

Megállapítható, hogy az egyes alak típusok általában a vályúk teljes hosszában jellemzőek, csak ritkán fordul elő, hogy a vályú egyes szakaszait más és más keresztmetszet jellemezze, sőt általában az tapasztalható, hogy egy réteglapon az összes vályút csak egyféle alaktípus képviseli.

Hosszszelvényük alapján folyamatosan mélyülő és kiékelődő típusra különülnek a vályúk (2. ábra).



2. ábra: Vályú hosszszelvény típusok elvi rajza. a: folyamatosan bevágódó mélyülő típus; b: kiékelődő típus.

Jelmagyarázat: 1. mészkő; 2. réteglap felszíni síkja; 3. vályútalp síkja; 4. jellemző szelvény

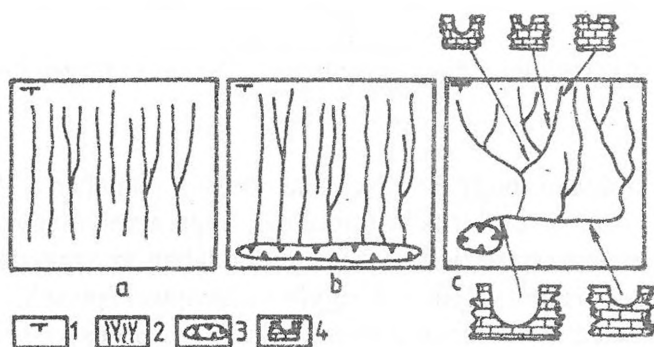
Fig. 2: Conceptual scheme of trough longitudinal section types. a: continuously downcutting type, b: thinning out type.

Legend: 1. limestone, 2: facial plain of a bedding plane, 3: trough bottom plain, 4: typical section.

— Az előző típus a lejtőn lefelé haladva egyre mélyebb, a mélyülés üteme jóval felülmúlja a szélesedés ütemét. E típusba tartozó vályúk mindig eléri vagy a réteglap szélét, vagy egy hasadékot esetleg aknát, ami a vizüket a mélybe vezeti.

— Utóbbi típus vályúi felső szakaszukon megegyezik az előző típus vályúinak alaki sajátosságaival, de a lejtőn lefelé haladva egy ponttól kezdve a mélyülés üteme csökken, majd meg is szűnik. Egy bizonyos távolság után csökken ezen vályúknak mind a szélessége mind a mélysége s még mielőtt a réteglap alsó szélét elérné, vagy bármilyen vízvezetőbe torkollana, kiékelődnek.

Alaprajzuk alapján további két típus ismerhető fel (3. ábra).



3. ábra: Jellemző vályú alaprajz típusok elvi rajza. a: egyszerű-kiékelődő típus; b: egyszerű folyamatosan bevágódó típus; c: összetett típus. Jelmagyarázat: 1. lejtésirány 2. vályú alaprajz; 3. mélységi vízvezetési hely; 4. jellemző szelvény

Fig. 3: Conceptual scheme of typical trough plan types. a: simple-thinning out type, b: simple continuously downcutting type, c: composite type.

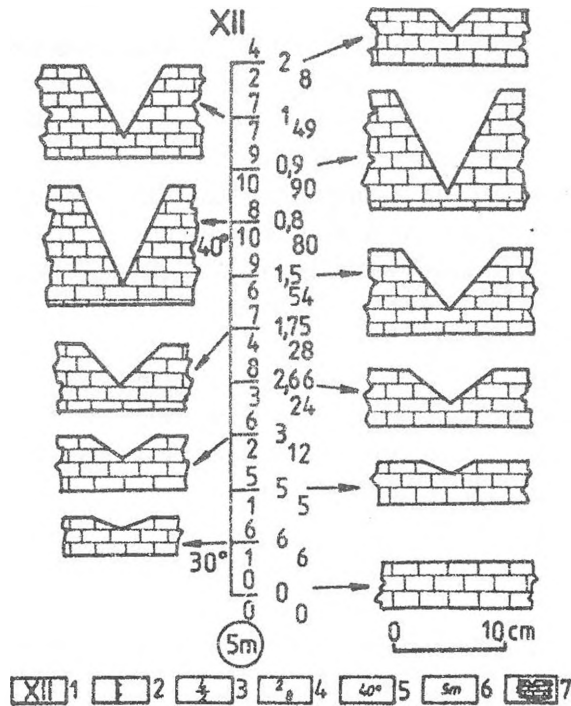
Legend: 1: direction of slope, 2: trough plan view, 3: abyssal drainage, 4: typical section.

— Egyszerű típusú vályúk lefutása közel lejtésirányúak, egymással nagyjából párhuzamosak többnyire első rendűek, csak ritkán kapcsolódnak össze. A réteglap szélét vagy a vízvezető járatot nem minden esetben érik el (lásd a hossz-szelvény alapján történő tipizálást).

— Az elágazó vályú típus vályúi a lejtés irányhoz csak fő vonásaikban igazodnak, az egyes ágaik a lejtésirány és a csapásirány között szóródnak. Számos ág összefonódásából állnak össze, rendőségük a réteglap méretétől függően széles határok között változhat. Az eredéstől távolodva az egyes ágak fokozatosan mélyülnek, minden esetben eléri a réteglap határát vagy a vízvezető járatot.

4. Mérési adatok kiértékelése

A szelvények mentén történő mérések jól tükrözik, hogy a lejtőhosszal minden lejtőszögnél csökken a vályúk száma. Ezt a megállapítást támasztják alá a Totes-hegységben végzett vizsgálataink is (ZENTAI Z.-HORVÁTH E. T. 1994). Eltérést jelent viszont, hogy a Totes-hegységi mintaterületeken (hasonló 34-50°-os lejtőkön) a lejtőszög növekedése és a csatornasűrűség között összefüggés volt kimutatható. Mégpedig lejtőszög növekedésével egyre kevésbé csökkent a vályúk száma az egymás alatti szelvényekben.



4. ábra: Egyszerű-kiékelődő típusú vályú jellemző példája. Jelmagyarázat: 1. vályú azonosító száma; 2. vályú és a szelvény helyek; 3. vályú szélessége (cm, felül) és mélysége (cm, alul); 4. vályú keresztmetszeti megnyúltsága (szélesség/mélység hányados felül), és vályú keresztmetszeti termet (szélesség x mélység szorzat, alul); 5. lejtőszög; 6. vályú hossz; 7. keresztmetszet

Fig. 4: typical simple-thinning out type trough.

Legend: 1: trough's identification number, 2: location of trough and its sections, 3: width of trough (cm, above) and depth of trough (cm, below), 4: cross-sectional elongation of the trough (width/depth quotient above) and trough cross-section (width x depth product below), 5: angle of slope, 6: trough's length, 7: cross-section.

Héttő-völgyi mintaterületeinken ezzel szemben a közepes (40°-os) lejtőnél a legnagyobb mértékű (45%-os) a vályúk számának csökkenése az

egymásalatti szelvényekben. A vályúszám csökkenés alapvetően három okra vezethető vissza :

- vályúk kiékelődésére, és a környezetbe történő belesimulásukba (kiékelődő típus),
- vályúk egymásba kapcsolódására, rendűség növekedésre (összetett vályú típus),
- vályúk mélységi lefejeződésére (aknába, vagy hasadékba való kapcsolódására).

Annak eldöntésére, hogy a vizsgált réteglapokon melyik okra vezethető vissza a vályúk számának csökkenése a másik vizsgálati módszert alkalmaztuk.

A Velikó Jezeró feletti 1830 m tsz feletti magasságban lévő 35-50° - os lejtésű réteglapokon 25 db vályú került felvételre.

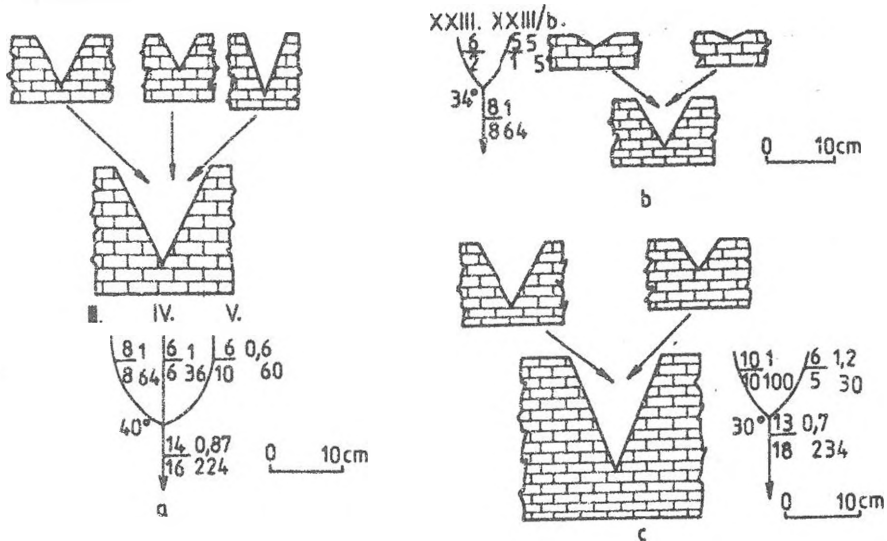
Itt a vályúk átlagos hossza 6,2 m, maximális hosszuk 11 m. Jellemzően „V” keresztmetszetű, kiékelődő típusú egyszerű vályúk (4. ábra).

Valószínűleg ez a vályútípus tekinthető a vályúképződési folyamat legegyszerűbb, alapformájának. Képződésének értelmezése a lejtőn lefelé csorgó víz folyamatos telítődésével történhet. A víz mészagresszivitását veszíti ezért az ilyen vályú egyre kevésbé képes bevágódni, sőt lassan, fokozatosan kiékelődik.

További kérdéseket vet fel, hogy mivel magyarázható az, hogy ugyanazon a lejtőn, látszólag minden tekintetben azonos körülmények ellenére ennyire eltérő hosszúságú vályúk képződnek. Erre a kérdésre a következő magyarázatok adódnak:

- különböző korúak a formák,
- egyenlőtlen a lejtőn való eloszlásuk, ezért egyes vályúk több vizet míg mások kevesebbet vezetnek le,
- a fejlődés egy korábbi szakaszában esetleg talajfoltból is táplálkozott egy-egy vályú, ezért hosszabb ideig és agresszívebb víz táplálta,
- néhány vályú összekapcsolódik ezért növekszik a közös szakaszukon lefolyó víz mennyisége, illetve lejátszódik a keveredési korrózió jelensége (erre engednek következtetni az 5. ábrán bemutatott szelvényrészletek amelyek a vályúk egyesülését követően jelentős szelvény növekedést tükröznek). A vályúknál fellépő keveredési korrózió lehetőségére PÉNTEK K.-SZUNYOGH G.-VERESS M. (1998) mutattak rá.

Összetettebb folyamatok szabják meg a folyamatosan bevágódó mélyülő típusú vályúk kialakulását (6. ábra). Ezek a vályúk többnyire „U” vagy „beöblösödő” keresztmetszetűek minden esetben elérik a réteglapot határoló hasadékot, vagy egyéb vízelvezetési helyet, lehetnek egyszerű lefutásúak, de gyakoriak az összetett vályúk is.



5. ábra: Vályúegyesülést követő, keveredési korrózió okozta szelvény növekedés esetei néhány egyszerű-kiékelődő típusú vályún. Jelmagyarázat: 1. vályú azonosító száma; 2. vályú és a szelvény helyek; 3. vályú szélessége (cm, felül) és mélysége (cm, alul); 4. vályú keresztmetszeti megnyúltsága (szélesség/mélység hányados felül), és vályú keresztmetszeti termet (szélesség x mélység szorzat, alul); 5. lejtőszög; 6. Keresztmetszet

Fig. 5: Some cases of profile enlargement caused by mixture corrosion after coalescence of simple-thinning out type troughs.

Legend: 1: trough's identification number, 2: location of trough and its sections, 3: width of trough (cm, above) and depth of trough (cm, below), 4: cross-sectional elongation of the trough (width/depth quotient above) and trough cross-section (width x depth product below), 5: angle of slope, 6: cross-section.

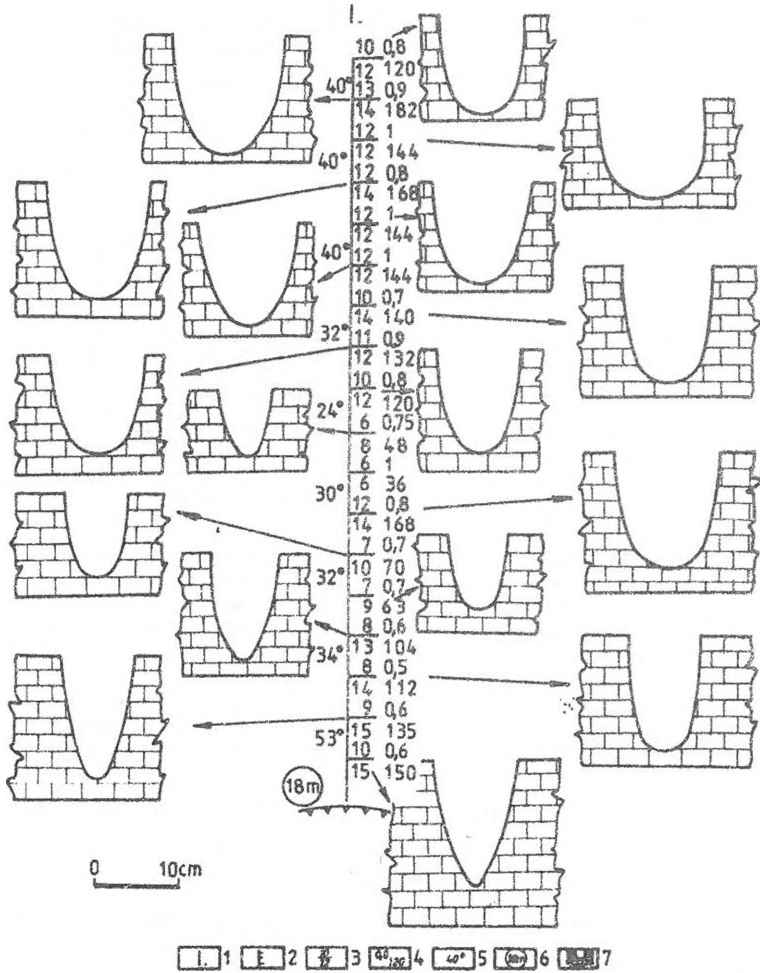
A 6. és 7. ábrán bemutatott vályú szelvényén jól tanulmányozható, hogy ezen típusba sorolt formák szélessége a forma teljes hosszában alig változik. A 6. ábráról az is leolvasható, hogy összefüggés mutatkozik a felszín lejtése és a vályú mélysége között, hisz a vályú középső szakaszán a legkisebb a mélysége ott, ahol a felszín lejtése a legnagyobb.

Ennek az összefüggésnek a magyarázatára kétféle lehetőség is kínálkozik:

- a nagyobb lejtésű felszínen növekszik az áramlás sebessége ennek következtében intenzív csapadékhullás esetén a víz vízesszerűen eltávolodik a kőzetfelszíntől,
- nem a vályú bevágódás üteme változik, hanem a domború lejtőn a felszín felületi lepusztulása itt a legerőteljesebb.

Azt hogy a vályúban lefolyó víz mindvégig oldóképes jól tükrözi, hogy a csatorna alsó szakaszán jelentősen nő a mélysége (7. ábra). Ez azt a kérdést veti fel, hogy mi indokolja azt, hogy látszólag az előző típussal közel

azonos környezetben itt nem telítődik az oldat. Véleményünk szerint ezt több tényező is befolyásolja.

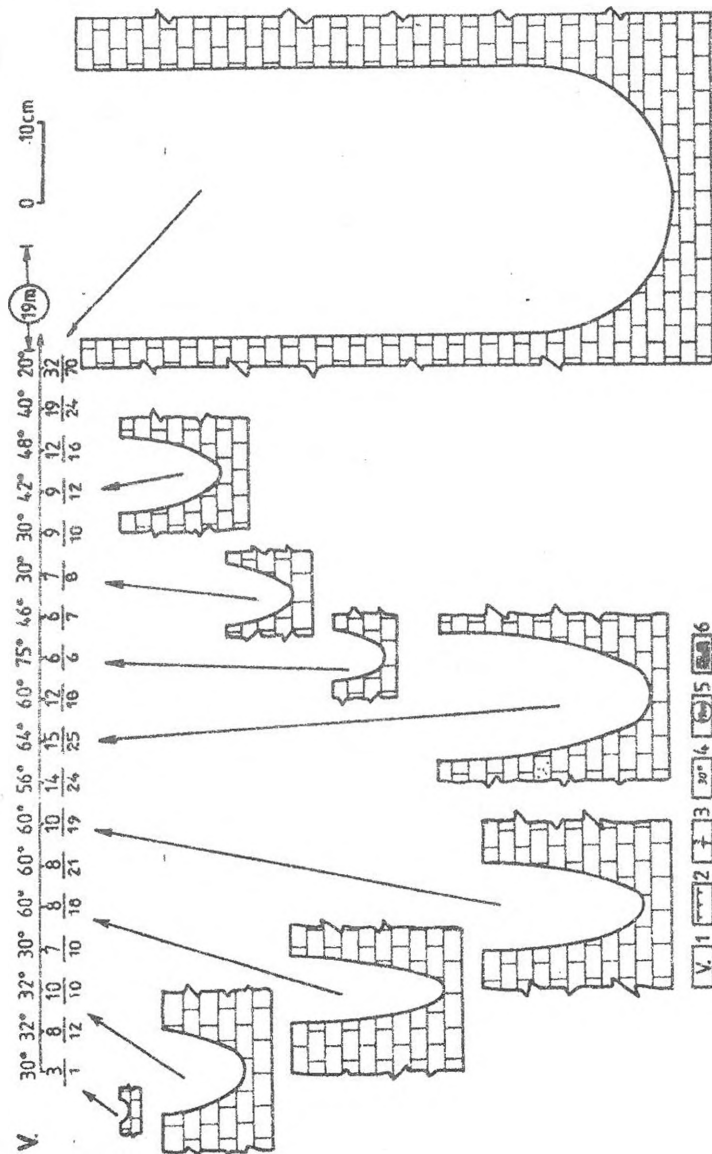


6. ábra: Az egyszerű-folyamatosan bevágódó típusú vályú jellemző példája. Jelmagyarázat: 1. vályú azonosító száma; 2. vályú és a szelvény helyek; 3. vályú szélessége (cm, felül) és mélysége (cm, alul); 4. vályú keresztmetszeti megnyúltsága (szélesség/mélység hányados felül), és vályú keresztmetszeti termet (szélesség x mélység szorzat, alul); 5. lejtőszög; 6. vályú hossz; 7. Keresztmetszet

Fig. 6: Typical example of the simple continuously downcutting type trough.

Legend: 1: trough's identification number, 2: location of trough and its sections, 3: width of trough (cm, above) and depth of trough (cm, below), 4: cross-sectional elongation of the trough (width/depth quotient above) and trough cross-section (width x depth product below), 5: angle of slope, 6: trough's length, 7: cross-section.

- Két karvályú egyesülését követően megnövekszik a vízhozam, ezért ha a kőzet felületegységre vonatkoztatott oldás mértéke változatlan is, hosszabb szakaszon marad oldóképes a víz.



7. ábra: Domború lejtőn kialakuló egyszerű-folyamatosan bevágódó vályú. Jelmagyarázat: 1. vályú azonosító száma; 2. vályú és a szelvény helyek; 3. vályú szélessége (cm, felül) és mélysége (cm, alul); 4. lejtőszög; 5. vályú hossza; 6. keresztmetszet

Fig. 7: Simple continuously downcutting type trough developing on convex slope.

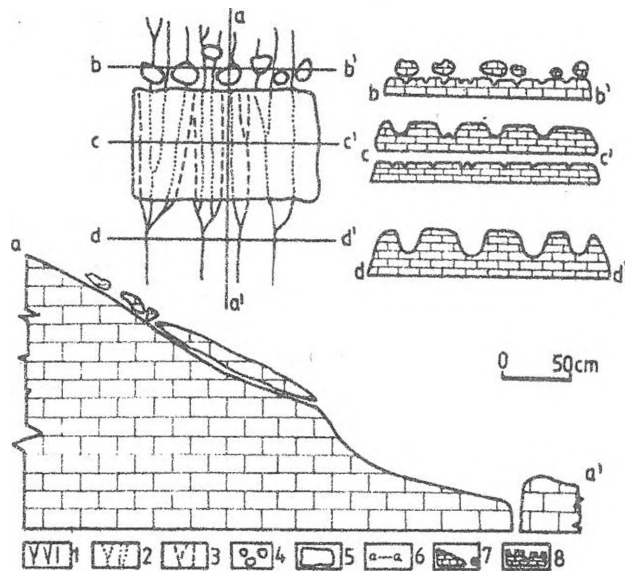
Legend: 1: trough's identification number, 2: location of trough and its sections, 3: width of trough (cm, above) and depth of trough (cm, below), 4: angle of slope, 5: trough's length, 6: cross-section.

- A karrvályúk egyesülését követően lejátszódhat a keveredési korrózió jelensége, ami a víz oldóképeségének növekedését eredményezi.

- A karros fejlődéstörténet korábbi szakaszán ezek a vályúk, nagyobb vízgyűjtő területtel rendelkezhetnek, amit a későbbiekben elveszítettek. Azaz a jelenlegi vályú méretek nem a jelenlegi környezeti feltételek között képződtek, ilyen tekintetben fosszilis formáknak is tekinthetőek. Ilyen karros környezet módosulást szemléltet a 8. ábra, ahol a fedő réteglap lepusztulásával csökken a vályúk vízgyűjtő területe. A felső területen fiatal fejletlen vályúk képződnek a réteglap alatt, az alsórészen az idős jól fejlett vályúkban folytatódnak.

- A karros fejlődéstörténet korábbi szakaszán részben vagy egészen talajjal borított területről táplálkozhatott a vályú.

- A karros fejlődéstörténet korábbi szakaszán a vályúban talajfoltok lehettek, ez esetben a vályú hosszmeteszében többször változhat a keresztmetesz mérete és alakja. (Az egykori talajfoltok területén megnő a vályúszélesség, és alatta ugrásszerűen megnövekszik a vályú mélysége.)



8. ábra: Réteglap lepusztulása következtében átalakuló karros környezet felülnézetben és jellemző keresztmetszvények mentén. Jelmagyarázat: 1. vályú alaprajz a felszínen; 2. réteglap alatt átfolyó vályú alaprajza; 3. fedő réteglap alatt eredő vályú alaprajza; 4. fedő réteglap elroncsolódott tömbjei; 5. fedő réteglap maradványa; 6. szelvény helye; 7. lejtés irányú szelvény; 8. csapás irányú szelvények a vályúkkal

Fig. 8: Karrenfeld altering by bedding plane denudation in plan view and along typical cross-sections.
Legend: 1: trough's plan view on the surface, 2: plan view of trough streaming under bedding plane, 3: plan view of trough springing under the covering bedding plane, 4: ruined blocks of the covering bedding plane, 5: remnant of the covering bedding plane, 6: location of the section, 7: section along direction of slope, 8: line of strike sections with troughs.

5. Összefoglalás

A karrvályúk fejlődését számos tényező befolyásolja. Közülük ki kell emelni a lejtőszöget. Megállapítható, hogy a lejtőszög növekedésével 50-60°-ig növekszik a vályúk lejtésirányban mérhető mélyülésének üteme. Az ennél meredekebb lejtőkön sekély falikarr jellegű barázdák képződnek. A vályúk mélyülése egy bizonyos távolságig folyamatosan történik. Ha az oldószér egy bizonyos telítődési mértéket elér a mélyülés üteme lassul, majd megszűnik, a vályú kiékelődik. Ott, ahol a víz telítődése valamely ok következtében lassúbb ütemben történik, az oldószér eléri a mélységi vízelvezetés potenciális helyeit, s itt megtörténik a vályúk mélységi lefejeződése. Az hogy a víz telítődése milyen ok miatt lassúbb, több féle okra is visszavezethető, melyek külön-külön és együtt is hathatnak.

IRODALOM

- BALÁZS D. (1990): Karrformák – karregyüttesek – Karszt és Barlang II. p. 117-122.
- JENNING, J. N. (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York.
- PÉNTEK K. - SZUNYOGH G. - VERESS M. (1998): A keveredési korrózió egyenletének algebrai megoldása - Hidrológiai Közöny IV. p. 233-239.
- VERESS M. (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján - Karsztfejlődés I. Pautz Kiadó, Szombathely p. 7-30.
- SHREVE, R. L. (1966): Statistical law of stream numbers. Journ. Geol. p. 74., 17-37.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai Kiadó Budapest.
- FORD, D.C.-PLUHAR, A. (1970): Dolomite Karren of the Niagare escarpment, Ontario, Canada. - Z. Geomorph, 14. p. 392-410.
- ZÁMBÓ L. (1993): A karsztosodó kőzet alaktana (karsztmorfológia) - Általános természetiföldrajz (szerk. Borsy Z.) Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.



KARRMEANDEREK LEFÜZŐDÉSÉNEK VIZSGÁLATA A JÚLIAI- ALPOK HÉTTÓ-VÖLGYÉNEK EGY KARROS TÉRSZÍNE ALAPJÁN¹

TÓTH GÁBOR² – BALOGH ZOLTÁN³

²8900 Zalaegerszeg, Stadion u. 2

³2092 Budakeszi, Erdő u. 10.

Abstract: In the case of meandering rinnen we also can meet the phenomenon of budding which is well known in connection with the morphology of rivers. The budding of meanders are caused by swinging out of the channel line. The budding part after the process of dissolution exists as a Inselberg. With our examinations we wanted to find an answer for the problem of the connection between the amount of water flowing in the rinnen and the number of the buddings. It seemed that 90 per cent of the buddings are those which drain more water. It may be concluded that the amount of water drained by the rinnen is determining in the evolution of buddings.

1. Bevezetés

A meanderező vályúk morfológiáját vizsgálva elkülöníthető a homorú vályúperem alatt egy aláhajló falrészlet, a domború vályúperem alatt egy lankás falrészlet (VERESS M. 1998). A lankás falrészletek (szoknyák) a kanyarulatok túlfejlődése során gyakran lefűződhetnek (VERESS M.-NACSA T. 1998). A lefűzések okát kívántuk vizsgálni a szlovénia Héttó-völgy un. III. mintaterületén. Ugyanis a terepi munka sorá kiderült, hogy itt az egyes vályukban feltűnően nagy számban fordulnak elő lefűzések.

A következő kérdésre próbáltunk választ keresni: Milyen összefüggés mutatható ki a lefűzések száma és a vályú által összegyűjtött víz mennyisége között.

2. A lefűződés

A folyóvízi erózió során történő kanyarulat lefűződés az oldalazó (közép-) szakaszjellegű folyók esetében közismert folyamat. A kanyarulatok fejlődése során a meder által közrefogott rész elkeskenyedik, majd túlfejlődés esetén a nyaki résznél átmetsződik. A folyózúg inaktívvá válásával a folyó rövidíti medrét, amellyel egyensúlyi állapotát igyekszik fenntartani.

¹ készült a T24162. Sz. OTKA pályázat támogatásával

A folyókhoz hasonló tulajdonságokkal bíró karsztos formák – karrmeanderek – esetében is találkozunk lefűződéssel. A karrmeandereket számos módon vizsgálták és csoportosították már a kutatók (*FRIDTJOF, B. 1954., BÖGLI, A. 1976., BALÁZS, D. 1990., VERESS M. 1995., HUTCHINSON, D.W. 1996.*) A kanyarulat lefűződés jelenségét azonban kevesen írták le. *VERESS M. (1998)* karros tanuhegyek kapcsán – tehát a végeredményből kiindulva és nem önálló jelenséggént – említi a lefűződést.

3. A karrmeanderek lefűződésének sajátosságai

VERESS M. (1998) különböző meander típusokat különít el. Így roncsmeandert, hurokmeandert és kifejlődő meandert. E meandertípusok közül csak a hurokmeandernek van kanyarulat jellege és így lefűződés csak e típusnál következhet be. Mondandónk így az alábbiakban csak e meandertípusra vonatkozhat.

A vályúban áramló oldószor sodorvonala a kilendülés során ütközik a vályú peremével. Az ütközési helyeken (nyaki résznél) a víz egy része átfolyik, ami a hurok fokozatos lefűződését eredményezi. Az így kialakult vályúszakasz antiregressziósan (*VERESS M. 1998.*), tehát lejtésirányban fejlődik ki.

Látható, hogy a lefűződés a karrmeanderek esetében hasonlóan megy végbe, mint a folyóknál, különbségek azonban mégis adódnak. Ezek valószínűsíthető okai az oldódás és a folyóvízi erózió eltéréseiben keresendők. Először is nagyságrendi különbség mérhető a meanderek méretében. A karrmeanderek szélessége még egy I-es típusú vályú esetén is csak néhány deciméter, ráadásul a lefűződés leggyakrabban a III-as vályúknál fordul elő. (*VERESS M. 1998.*) Ezek szélessége pedig maximum néhány centiméter, tehát körülbelül ezred része egy folyó szélességének.

Számottevő különbség mutatkozik a folyamat sebességében is. A folyókanyarulat átvágása akár egyetlen árvíz alkalmával is bekövetkezhet. A meanderező karvályúknál - éppen az oldódás miatt - lassabban játszódik le a lefűződés. A gyakran változó vízmennyiség miatt előfordulhat, hogy kisebb vízhozam esetén továbbra is a zúgrész marad aktív, illetve a két vályúszakasz párhuzamosan működik tovább. A lefűződés után a lankás vályúoldal (szoknya) karros tanuhegyet alkot. Ez újabb lefűződések következtében további részekre különülhet (*VERESS M. 1998.*)

4. Adatok gyűjtése

A Héttó-völgy (Júliai-Alpok, Szlovénia) két mintaterületén megszámloltuk a vályúkat (32 db), a meandereket (487 db) és a lefűződött meandereket (48 db). A két mintaterületet minden oldalról hasadékok határolták, így a vízgyűjtőterületük jól lokalizálható volt.

Lényegesen nehezebb feladat az egyes vályúkba jutó víz mennyiségének számszerűsítése. Ennek bizonytalanságát a területek körültekintő kiválasztásával igyekeztünk kiküszöbölni. Különösen hasznos volt számunkra a meanderező vályúk azon tulajdonsága, hogy kifejlődésük lejtésirányban történik. Mivel a kijelölt két mészkőfelszínt minden oldalról hasadékok határolták, szomszédos területről nem juthattak oldószerhez. A területeken belüli egységes lejtésirány pedig segítségünkre volt abban, hogy mérésink során jól megközelítsük a valós lefolyási viszonyokat. A változékony lejtésirány ugyanis lehetetlenné tette volna a munkánkat, mivel a hasadék és a vályú között követhetlenné vált volna a víz útja. Így a mért távolság nem jellemezné az oldószer mennyiségét.

A két mintaterület kijelölését követően megmértük az adott vályú és a felette elhelyezkedő hasadék távolságát. Ennél nagyobb területről ugyanis biztosan nem kaphatott vizet a vályú.

5. Az adatok értékelése

A mért adatokat figyelembe véve két csoportot alakíthatunk ki. Amennyiben a választvonalat 3 méternél húzzuk meg, a 32 vályúból álló minta aránya éppen 1:1. Tehát 16 vályú van a hasadéktól 3 méternél nagyobb, illetve kisebb távolságra. Mivel a vályúk nem egyenlő hosszúak, a két csoportban a kanyarulatok aránya nem egyezik meg pontosan a vályúk arányával (1:1,2). A táblázat azonban jól mutatja, hogy a csekély eltérés nem befolyásolja a végeredményt.

Abban az esetben, ha a víz mennyisége nem befolyásolná a lefűzések eloszlását, a két csoportban megközelítőleg azonos számú lefűzéssel kellene találkozunk. Ezzel szemben méréseink szerint 48 lefűződésből 44 esik azon vályúcsoportba (III. vályúcsoport), ahol a vályúk a hasadéktól nagyobb távolságra helyezkednek el (*I. táblázat*).

6. Következtetések

A lefűzések az általunk vizsgált két vályúcsoportban eltérő számban alakultak ki. Eloszlásukból azt a következtetést lehet levonni, hogy

az oldószel mennyisége döntően befolyásolja a lefűződés kialakulását. Ezt látszik alátámasztani az a tény is, hogy a legtöbb vizet levezető vályúkra jut a legtöbb lefűződés.

I. táblázat
Table 1.

A két vályúcsoport meanderezéseinek adatai
Meander data of the two groups of troughs

	I. vályúcsoport	II. vályúcsoport
Távolság a forrástól	0 – 3 m	3 – 12 m
Vályúk száma	16	16
Meander száma	220	267
Lefűződések száma	4	44

IRODALOM

- BALÁZS D. (1990): Karrformák-karregyüttesek. – Karszt és Barlang II. p. 261-265.
- BÖGLI, A (1976): Die wichtigste Karrenformen der Kalkalpen – In: Karst processes and relevants landsforms. ISU Comission on karst Dunudation, Ljubljana p. 141-149.
- FRIDTJOF, B. (1954): Verkarstung und Bandenschwund im Dachsteingebiet Mitteilungen der Höhlenkommission. p.53-56.
- HUTCHINSON, D. W. (1996): Runnels, rinnenkarren and mäanderkarren: form, classification and relationships.- In: FORNOS, I. J. – GINES, A. (szerk.): Karren landforms p. 209-223, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.
- VERESS M. (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes-Gebirge-i példák alapján. – In: Karsztfejlődés I –Pauz Kiadó, Szombathely, p. 7-30.
- VERESS M. (1998): Karrmeanderek – Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai – BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 35-58.
- VERESS M.- NACSA T. (1998): Karr tanu -és szigethegyek. – In: Karsztfejlődés II- Pauz Kiadó, Szombathely, p. 99-123.

KARRFORMÁK ÖSSZEOLDÓDÁSA¹

VERESS MÁRTON

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

Abstract: This study analyses the solution merging of karren forms. We separate the phases of solution merging as well as the typical forms developed during these phases (partition wall, window, natural bridge, partition wall stub, etc.). Those processes are grouped, which induce the solution merging of these forms. We review the merging karren forms, then the karren and non-karren forms developed by solution merging.

1. Bevezetés

A karros formák növekedésük során összeoldódhatnak (VERESS M. 1995). E folyamat két szakaszra különíthető. Az első szakaszban a karrformák egymásba kapcsolódnak (összekapcsolódnak), majd a másodikban összenőhetnek. Az egymásba kapcsolódás esetén az eredeti alak még teljes terjedelmében elkülönülten létezik, összenövés esetén már nem. Összenövések során az eredeti formákkal megegyező uvala jellegű képződmények jönnek létre. Előfordulhat azonban, hogy az összenövő formáktól eltérő karrforma alakul ki vagy az is, hogy a kialakuló forma már nem is sorolható a karros formák csoportjába. Rendszerint az ugyanazon típusba tartozó összeoldódó formák jutnak el a második fejlődési szakaszba.

Az ugyanazon típusba tartozó és egymásba kapcsolódó karrformák eddigi ismereteink szerint (VERESS M. 1995) ill. újabb megfigyelések alapján az alábbiak:

- kürtő és kürtő,
- hasadék és hasadék,
- saroknyom és saroknyom,
- madáritató és madáritató,
- meanderező vályú két szakasza,
- gyűszűkarr mélyedései.

Egymásba kapcsolódó különböző karrformák az alábbiak:

- kürtő és hasadék,
- madáritató és hasadék,
- vályú és hasadék,

¹ készült a T24162 sz. OTKA pályázat támogatásával

- vályú és kürtő,
- vályú és madáritató,
- vályú és karrbarlang.

2. Az összeoldódás formakincse

Elsősorban az egymásba növés során alakulnak ki az összeoldódásra jellemző markáns formák. Az összenövés során az első fázisban kialakult formák tovább pusztulnak és részben, vagy teljesen megsemmisülnek.

a. Az egymásba kapcsolódás során képződő formák

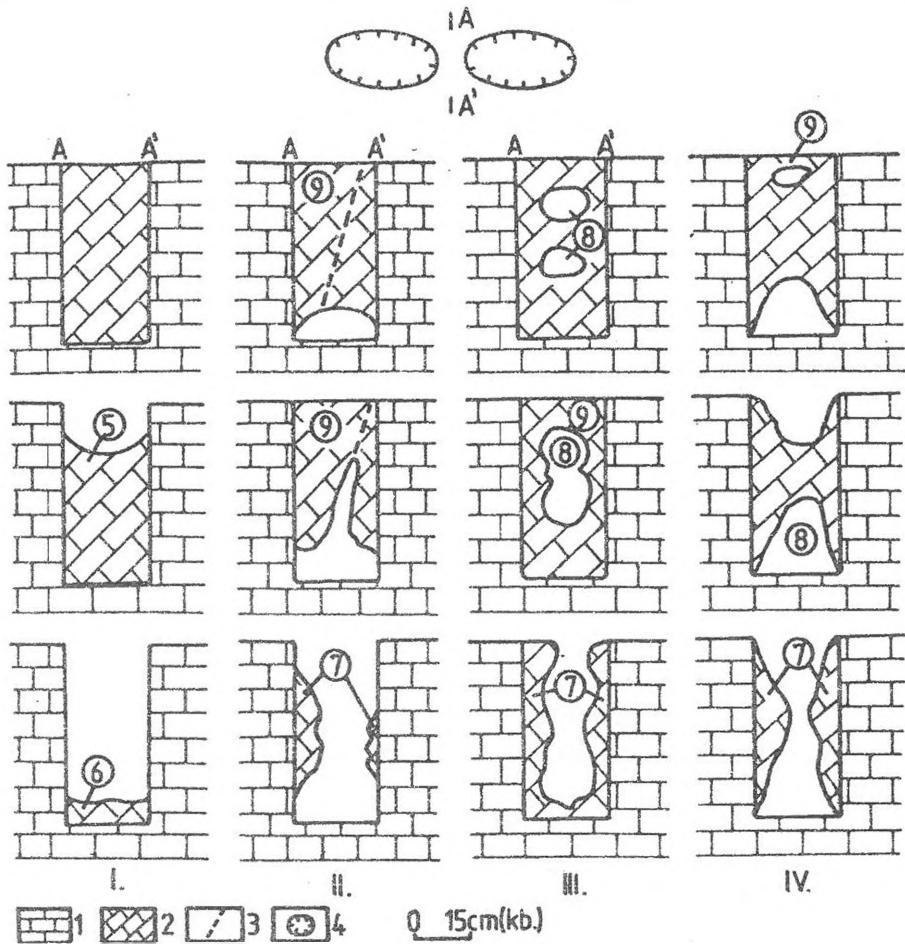
A VERESS M. - ZENTAI Z. - KOVÁCS GY. (1999) által vertikális karroknak nevezett formák (kürtőkarr és hasadékkarr) szomszédos kürtőit és hasadékait nagy felületű kis vastagságú válaszfalak különítik el. A válaszfalak hosszantiak, vagy keresztirányúak. Előző esetben a válaszfal iránya a határoló formák irányával megegyezik, utóbbi esetben nem. Az összenövés fázisai a válaszfalak morfológiájának figyelembevételével is meghatározhatók. Az egymásba növés onnantól számítható, amikortól a válaszfal megsérül, míg az összenövés, amikortól a válaszfal teljes terjedelmében megsemmisül.

A válaszfalak megsemmisülése azonban különböző helyeken történhet (*1. ábra*). Akkor, ha a folyamat felülről lefelé terjed, különböző alakú és magasságú válaszfal maradványok képződnek. A válaszfalak középső részükön is elpusztulhatnak, átreselődhetnek, ezáltal ablakok képződnek (*1. ábra*). Akkor, ha a válaszfalak alsó része pusztul el válaszfal sziklahidak alakulnak ki. A válaszfal sziklahidak lehetnek magas helyzetűek (a válaszfal zöme a felső rész kivételével elpusztul), vagy közepes magasságúak. Ez utóbbiak akkor alakulnak ki, ha a válaszfalon egymás alatt két ablak képződik. (Két ablak kialakulása következtében két sziklahíd is kialakulhat ugyanazon válaszfalon.)

Ablakok nemcsak válaszfalakon képződhetnek. Előfordulhatnak karrbarlangok mennyezetén, karrmeanderek kanyarulatainál képződött szoknyákon, vályúk közötti gerinceken, kürtőtálpakon, sőt vályútálpakon is ha a vályúk alatt karrbarlang fejlődött ki. A karrbarlangok mennyezeti ablakai, vagy a vályútálpak ablakai sorokat alkotnak, amelyeket sziklahidak különítenek el egymástól. A sorba rendeződött, szomszédos ablakok a sziklahidak pusztulásával összenőhetnek.

SZUNYOGH G. (1999) a talajjal részben kitöltött vályúk oldalaiiban bemélyülő zsebeket ismert fel. A zsebek néhány centiméteres mélységű, kis

magasságú formák Oldalirányú kiterjedésük néhány deciméter. E formák kialakulását fenti szerző talaj alatti oldódással magyarázza. Megfigyeléseink szerint zsebek nemcsak vályúoldalokban, hanem hasadékarrok hasadékainak oldalfalain is előfordulnak. Vékonyan rétegzett kőzetben elsősorban réteglapok mentén alakulnak ki, a talajelborítás szintjénél.



1. ábra: Egymásba növéss során kialakuló formák (elvi vázlat)

Jelmagyarázat: keresztmetszet: 1. karrosodó kőzet, 2. válaszfal, 3. törés, alaprajz: egymással szembe történiék, 4. kürtő, 5. válaszfal maradvány, 6. válaszfal roncs, 7. válaszfal csomk, 8. ablak, 9. válaszfal sziklahíd, válaszfal pusztulása felülről lefelé (I.), alulról felfelé (II.), középről (III.), felülről és letről egymással szembe történiék (IV).

Fig. 1: Forms developed by growing together (conceptual sketch)

Legend: cross section: 1. karstified rock, 2. partition wall, 3. fault, plan: face to face, 4. pit, 5. partition wall remnant, 6. ruined partition wall, 7. partition wall stub, 8. window, 9. partition wall natural bridge, destruction of partition wall takes place downwards (I), upwards (II), in the middle (III), from above and from below face to face (IV).

A zsebek összenövésével sziklafülek is kialakulhatnak (SZUNYOGH G. 1999), amelyek alakját az eredeti primér forma (a zseb) meghatározza (kevésbé kör keresztmetszetű, inkább hasadékszerű).

b. Az összenövés során képződő formák

Az összenövés formái a sziklahíd maradványok, a válaszfal roncsok, a válaszfal csonkok és a sziklabordák. A sziklahíd maradványok akkor képződnek, ha a sziklahíd középső részén beomlik, így annak csak a csonkja, vagy csonkjai maradnak meg. A sziklahíd maradványok gyakoriak karrbarlangoknál, összeoldódó vályúk és karrbarlangok, valamint összeoldódó kürtök között. A válaszfal roncsok olyan maradványok, ahol az eredeti válaszfalak zömmel elpusztulnak, belőlük csak néhány centiméteres, egyenetlen, magaslatokkal tagolt forma marad vissza. A roncsok ott a legmagasabbak, ahol több karrforma kapcsolódik egymásba. A válaszfal csonkok akkor alakulnak ki, ha a válaszfal a középső részén teljesen elpusztul. Peremi maradványai a határoló falakon gallérszerű szegélyt képeznek. A sziklaborda olyan válaszfal -, vagy karrforma aljzatmaradvány, amely merőleges helyzetű, vége felé kissé kiszélesedik. A kiszélesedő vég lekerekített.

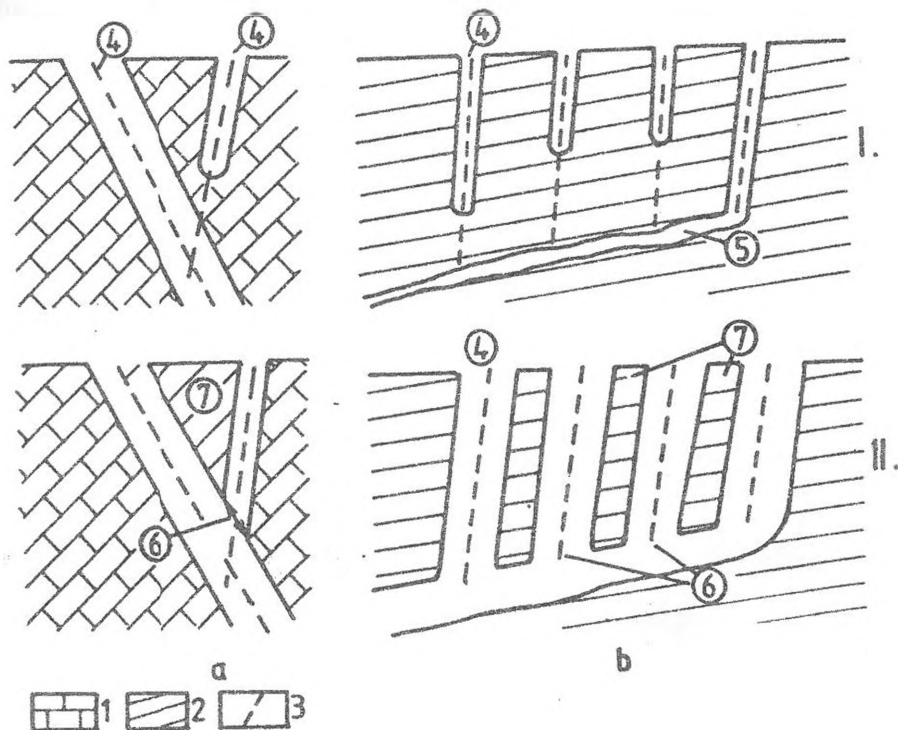
3. Az összeoldódások típusai és okai

Az összeoldódás és ezek során kialakuló formák elsődleges és másodlagos folyamat(ok) hatására jöhetnek létre. Az elsődleges eredetű folyamatok a karos formák növekedésével kapcsolatosak, míg a másodlagosak ezektől függetlenek. Az elsődleges folyamatok hatására végbemenő összeoldódásokat irányíthatja a kőzetszerkezet, (törések, réteglap), vagy nem. Az összeoldódás végbemehet különböző nagyságú (és esetleg különböző típusú) karrformák között. Kőzetszerkezettől független elsődleges okokra visszavezethető összeoldódások az alábbiak.

- Szélesedő madáritatók között, amelyek összeoldódásával válaszfal csonkok maradnak vissza.

- Vályú és karrbarlang összenövése során ablakok, majd felnyílásos karrvályúk képződnek. Az ablakok kialakulása elkezdődhet vályú és karrbarlang oldódásos fejlődése során (elsődleges ok), majd folytatódhat a sziklahidak pusztulása omlások során (másodlagos ok).

- Ilyen típusú összeoldódások bekövetkezhetnek vályú összenövések, vályú hátrálások során is. Ennek eredményeként vályúlefejeződések történnek (VERESS M. 1995).



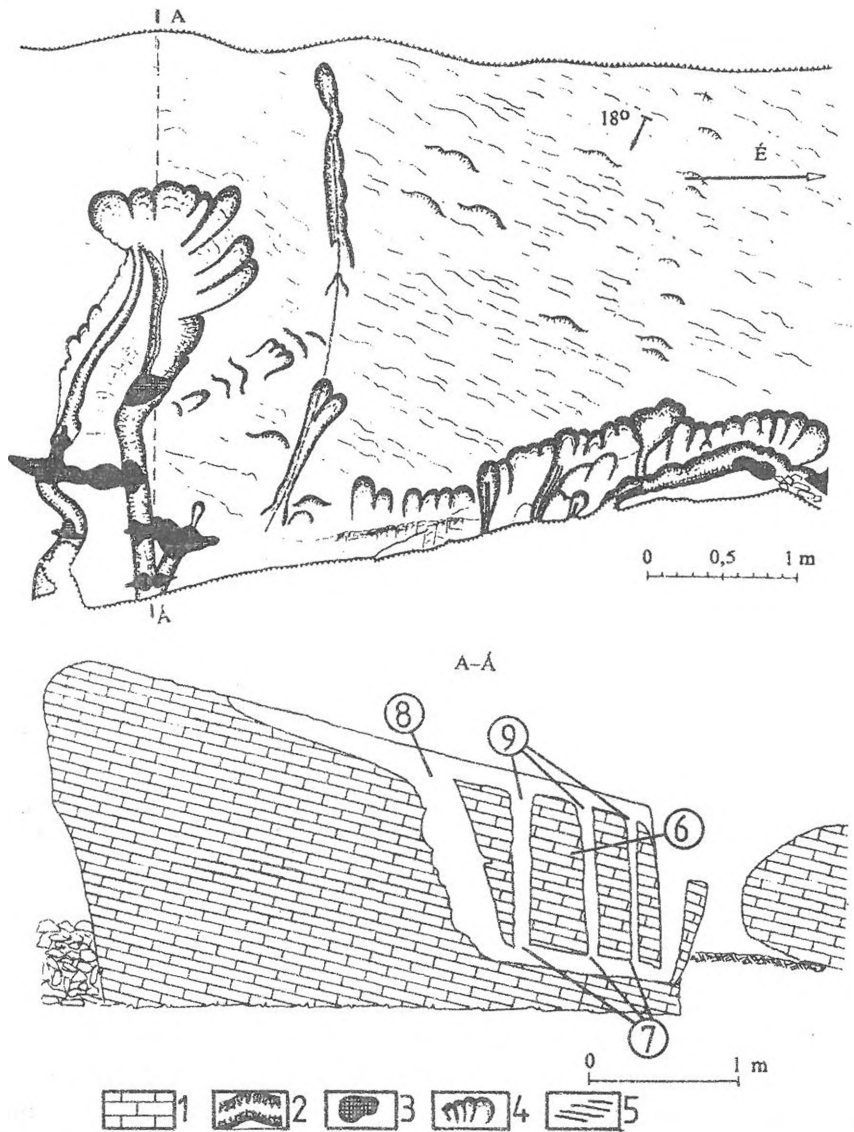
2. ábra: Eltérő méretű vagy jellegű karrformák egymásba kapcsolódása (elvi vázlat)
 Jelmagyarázat: a. eltérő nagyságú kürtök összekapcsolódása (ránövés), b. eltérő karrformák összekapcsolódása, I. egymásbakapcsolódás előtti állapot, II. összekapcsolódás, 1. karrosodó kőzet, 2. réteglap, 3. törés, 4. kürtő, 5. barlang, 6. ablak, 7. Sziklahíd

Fig. 2: Connection of karren forms of different size and type (conceptual sketch)
 Legend: a. connection of pits of different size, b. connection of different karren forms, I. stage before connection, II. connection, 1. karstified rock, 2. bedding plane, 3. fault, 4. pit, 5. cave, 6. window, 7. natural bridge.

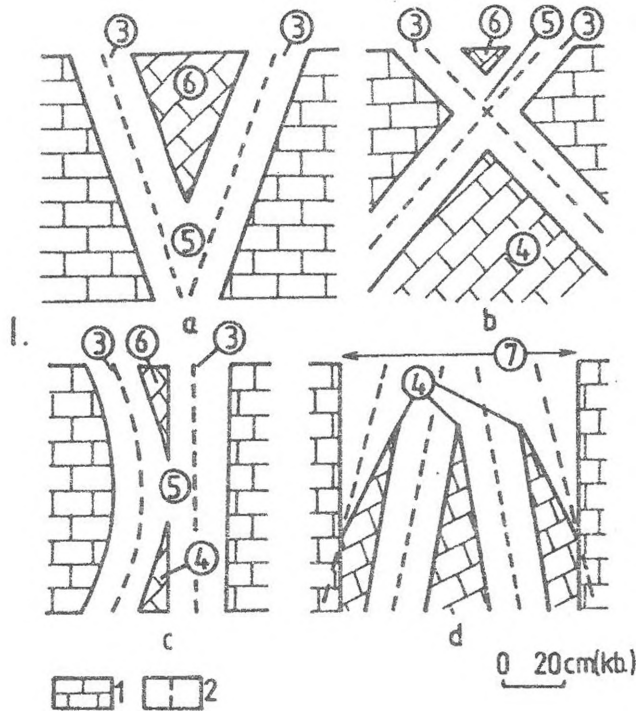
Közetszerkezettől függő összeoldódás során ha két különböző méretű, vagy típusú karrforma oldódik össze, mindig a fejletlenebb nő rá a fejlettebbre, (2.a. ábra), vagy a függőleges helyzetű a vízszintes helyzetűre, (2.b., 3. ábra). E ránövéses összekapcsolódás során talpi ablakok képződnek.

Közetszerkezettől függő, hasonló fejlettségű karrformák összenövésének az alábbi változatai különíthetők el. Lefelé összetartó törések mentén mélyülő kürtök és hasadékok között ablakok, utóbbiak felett sziklahidak keletkeznek (4. ábra). Ha a törések felfelé tartanak össze váiaszfal maradványok képződnek. Olyankor is kialakulhatnak ablakok, valamint sziklahidak, ha a törések az összeoldódás idején létező felszín alatt metszik egymást, (4. b. ábra) továbbá egyik, vagy mindkét törés íves lefutású (4. c. ábra). Végül,

ha a két törés között egymást metsző törések sorakoznak. Utóbbiak mentén képződő hasadékok között (hasadékrendszer) válaszfal maradványok jönnek létre (4. ábra).



3. ábra: Vályútalpi kürtök közötti válaszfal sziklahidak és ablakok (Szuryogh G. 1995. nyomán)
 Jelmagyarázat: 1. karrosodó kőzet, 2. vályú, 3. kürtő, 4. levélkarr, 5. lépcsőzetes kőzetfelület, 6. sziklahíd, 7. ablak, 8. vályú lefejeződés során kialakuló vályútalp kürtő, 9. a lefejeződést követően kialakuló vályútalp kürtő
 Fig. 3: Partition wall natural bridges between trough-bottom pits (after Szuryogh G., 1995)
 Legend: 1. karstified rock, 2. trough, 3. pit, 4. leaf karren, 5. staged surface, 6. natural bridge, 7. window, 8. trough-bottom pit formed by trough beheading, 9. trough-bottom pit formed after beheading.



4. ábra: Hasonló méretű karrformák növekedésével létrejövő egymásba kapcsolódások (elvi vázlat)
 Jelmagyarázat: a törésvonalak, amelyek menétén a formák kialakulnak lefelé (a), felfelé (b) tartanak össze, íves lefutásúak (c), különböző irányúak (d). 1. karrosodó kőzet, 2. törés, 3. kürtő, 4. válaszfalmaradvány, 5. ablak, 6. sziklahíd, 7. összetett hasadék

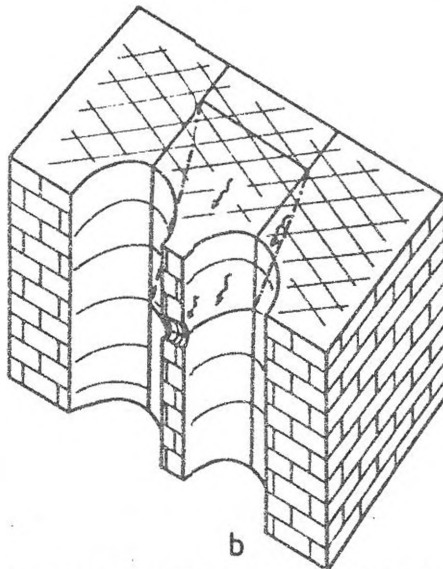
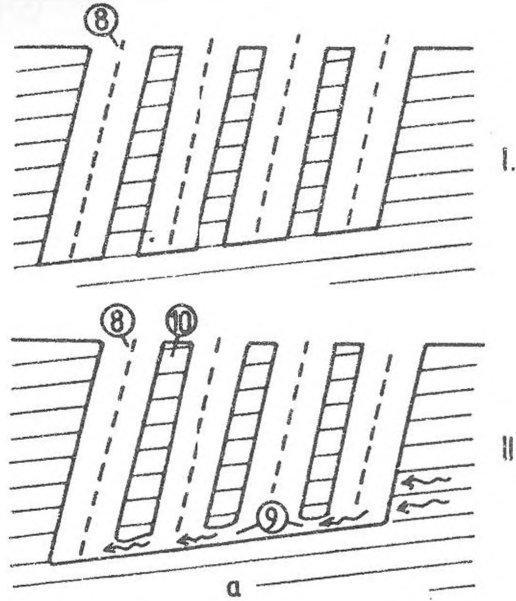
Fig. 4: Connections formed by growing of similar sized karren forms (conceptual sketch)
 Legend: fault lines, on which the forms develop and converge downwards (a), upwards (b), cambered (c), different directional (d), 1. karstified rock, 2. fault, 3. pit, 4. partition wall remnant, 5. window, 6. natural bridge, 7. composite fissure.

A talajjal kitöltött kürtőkben és hasadékkarr hasadékaiban oldalirányú oldódás játszódik le (JENNINGS, J. N. 1985). A laterális oldódás morfológiai elemei a már említett zsebek (SZUNYOGH G. 1999), valamint az ezeknél megnyúltabb, hosszabb szinlőszerű bemélyedések. Az összeoldódásokat ez esetben is nagymértékben meghatározhatja a kőzetszerkezet.

Az összeoldódást okozó másodlagos folyamatok lehetnek oldódásosak és ettől eltérőek. Másodlagos folyamatokra visszavezethető összeoldódásoknak az alábbi esetei lehetnek.

- A jól rétegzett kőzetben kialakult kürtők közötti válaszfalak átoldódhatnak, ha a kürtőtalpra jutott víz a réteglap mentén szivárog a szomszédos kürtő irányába (5. a. ábra). Kürtők közötti válaszfal ugyancsak átoldódhat, ha egy ferde helyzetű törés vezet rá a válaszfal valamely részére a kőzetben szivárgó vizet (5. b. ábra). Az ablakok előző esetben ott alakulnak ki, ahol a

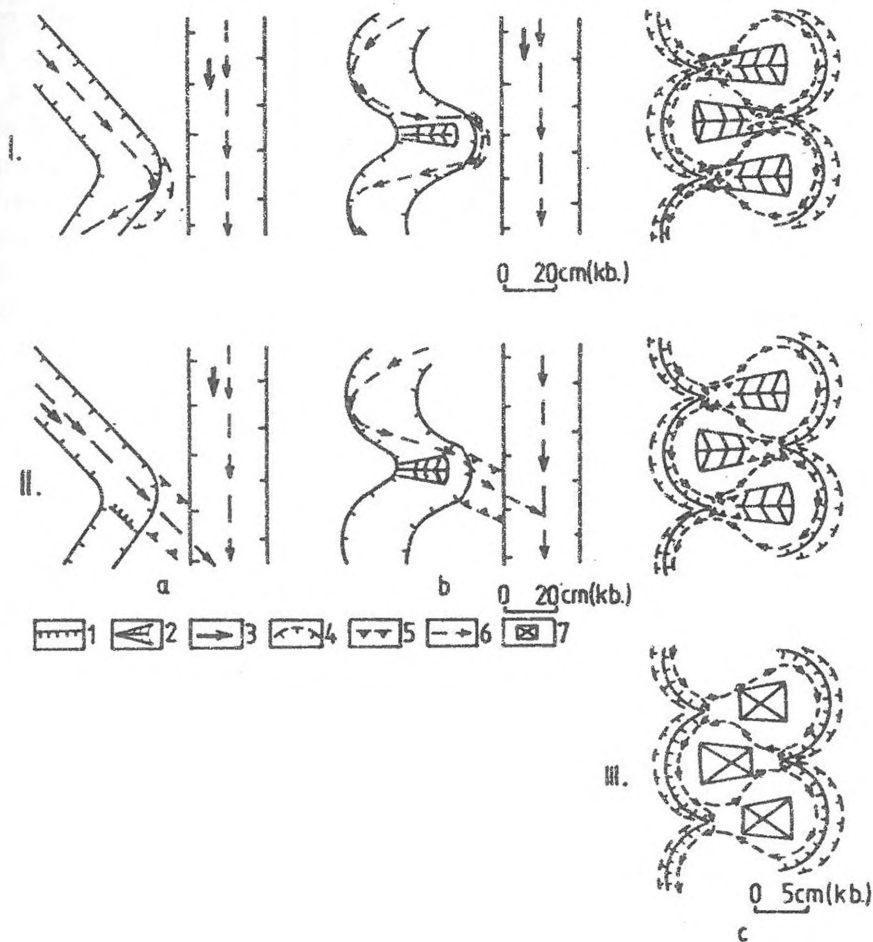
válaszfalat a vízvezető réteglap, míg utóbbi esetben ott, ahol a vízvezető törés metszi.



5. ábra: Ablak kialakulása réteglap (a) és törési sík (b) mentén szivargó oldószer hatására (elvi vázlat)
 Jelmagyarázat: I. összekapcsolódás előtti állapot, II. összekapcsolódás utáni állapot, 1. réteglap, 2. karrosodó
 közet, 3. törés, 4. törési sík, 5. vízszivargós törési síkon, ill. réteglapon, 6. kürtő, 7. ablak, metszeten: 8. kürtő, 9.
 ablak, 10. Sziklahíd

Fig. 5: Window development caused by solvent filtration on bedding plane (a) and fault plane (b) (conceptual sketch)

Legend: I. stage before connection, II. stage after connection, 1. bedding plane, 2. karstified rock, 3. fault, 4. fault plane, 5. infiltration on fault plane, as well as on bedding plane, 6. pit, 7. window, on the segment: 8. pit, 9. window, 10. natural bridge.



6. ábra: Ablakok kialakulása vályúk oldalfalain (elvi vázlat)

Jelmagyarázat: a. álmeanderező és egyenes vályú között, a-I. aláhajló fal kialakulása, a-II. ablak kialakulása, b. meanderező és egyenes vályú között b-I aláhajló fal kialakulása, b-II. ablak kialakulása, c. meanderező vályú szoknyáján, c-I a szoknya tövéénél (nyak) aláhajló falrészletek képződnek, c-II. a szemköztes aláhajló falak alólódódásai között ablak képződik, c-III. sziklahíd pusztulásával talpi szigethegy képződik, 1. vályúperem, 2. szoknya, 3. vályútalp lejtésiránya, 4. aláhajló vályú- és szoknyafal, 5. ablak, 6. sodorvonal, 7. talpi szigethegy

Fig. 6: Window development on trough's sidewalls (conceptual sketch)

Legend: a. between falsely meandering and straight trough, a-I. development of underleaning wall, a-II. window development, b. between meandering and straight trough, b-I. development of underleaning wall, b-II. window development, c. on meandering trough's skirt, c-I. underleaning walls develop on the skirt's neck, c-II. window development between the opposite underleaning walls, c-III. trough-bottom inselberg is developing by destruction of natural bridge, 1. trough's rim, 2. skirt, 3. trough-bottom's direction of slope, 4. underleaning wall of trough and skirt, 5. window, 6. channel line, 7. trough-bottom inselberg.

- A válaszfalak átoldódását okozhatja, az azokon lefolyó oldószer. Ilyenkor az ablakok a válaszfalakon bárhol kialakulhatnak.

- A vályúk közötti válaszfal átoldódhat, ahol a sodorvonal az egyik, vagy mindkét vályúoldalhoz simul. Ugyanis e helyeken aláoldódás történik, miután a nagyobb vízáramlási helyeken az aláoldódás intenzívebb lesz (SZUNYOGH G. 1987., VERESS M. 1998.). Vályúoldalhoz simulhat a sodorvonal álmeanderezést és igazi meanderezést végző vályúkon. Előző esetben azért, mert a vályútalpon áramló víz sodorvonalának irányváltozása nem képes követni a vályú irányváltozását (VERESS M. 1998.). Utóbbi esetben azért, mert a kilendülő sodorvonal éri el a vályúoldalt. A sodorvonal kilendülése miatt aszimmetrikus keresztmetszetű vályú képződik. Emiatt a sodorvonal kilendülés és így az aláoldódás is egyre nagyobb mértékű lesz. Akkor, ha egy vályú irányt változtat (álmeander) és az irányváltoztatás helye egy másik vályú közelében van a sodorvonal egyetlen helyen az irányváltás helyén érinti (ütközik) a vályúfalat. A fal egyre aláhajlóbb lesz, végül átoldódás során ablak képződik (6. a. ábra). Igazi meanderezésű vályúk hurkainak homorú vályú pereménél a vályú mélyülés következtében a sodorvonal egyre hosszabb ideig és hosszabb szakaszon simul a vályúoldalhoz. Az aláoldódás egyre inkább kifejlődik. Az aláoldódó részen a két szomszédos vályú közti gerinc átréselődik. Hosszúkás, íves lefutású ablakok és sziklahidak képződnek (6. b. ábra). A hurkok domború vályúpereménél a szoknyák nyaki része egyre jobban elvékonyodik, miután a sodorvonal e részeknél is a vályúoldalhoz simul (6. c-I. ábra). Ha a szoknyanyak elég magas a talpon áramló víz nem bukhat át azon, hanem azt átoldja. Ablak és sziklahíd képződik (6. c-II. ábra) A sziklahidak elpusztulásával talpi szigettheygek alakulnak ki (6. c-III. ábra).

- A karros formákban megtelepedő növényzet gyökerei által termelt gyökérsavak olyan járatokat (sziklafüleket) hozhatnak létre, amelyek egymástól viszonylag távol eső karrformákat kapcsolhatnak össze.

Az eddig felsorolt folyamatok főleg az egymásba növésnek kedveznek. A nem oldódásos folyamatok bár egymásba kapcsolódást is okozhatnak, mégis elsősorban az összenövéseknek kedveznek.

A nem oldódásos eredetű, de összenövést kiváltó folyamatok az alábbiak:

- fagyaprózódás,
- omlás,
- gyökérzet feszítő ereje.

E folyamatok hatására az egymásba kapcsolódás során kialakult formák tovább nőhetnek, átalakulhatnak, ill. pusztulnak. Fagyaprózódás során a már kialakult ablakok nőnek, a sziklahidak fogynak. Az omlások eredményeként a sziklahidak, a válaszfalak átszakadnak. A válaszfalak maradványai eldőlvé eredeti helyükből kimozdulhatnak. Hasonlóképpen a gyökérzet fe-

szító erejének hatására a karrosodás által kialakult válaszfalak kibillenhetnek, illetve kimozdulhatnak eredeti helyükről. Fentebb említett folyamatok hatására végbemenő pusztulást erősítik, ha a maradványformákon (sziklahidak, mennyezetmaradványok) utólagosan kürtök, vagy gyűszűkarok fejlődnek ki.

4. Az összeoldódás formái

a. Hasonló karrformák összeoldódása

BROOK, G. - FORD, D. C. (1978.) a hasadékkarrok hasadékainak többszöri összenövéséből vezeti le nagyobb lefolyástalan formáknak a kialakulását.

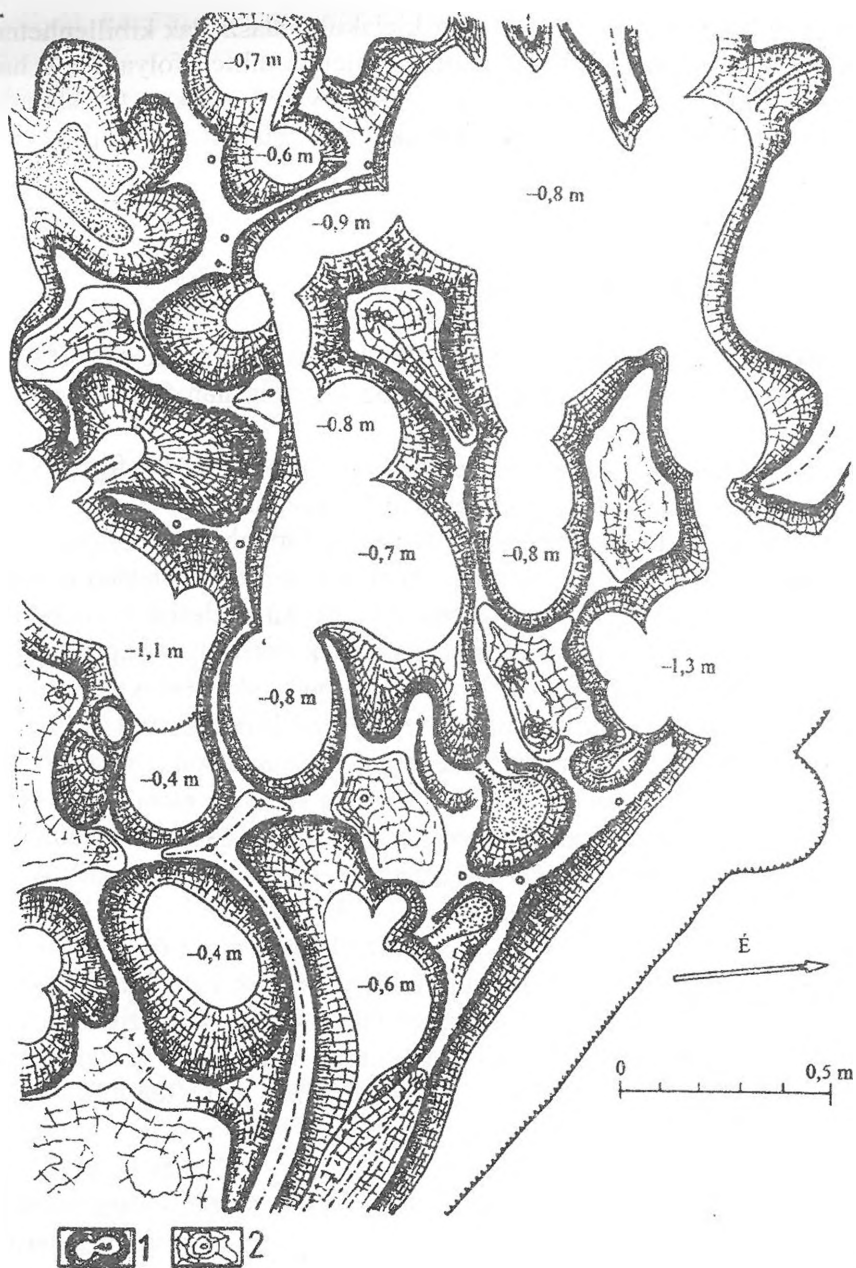
Egymás melletti, egy-egy, vagy néhány hasonló karros forma összeoldódása során mi az alábbi formák létrejöttét figyeltük meg.

- Leggyakrabban kürtő kürtővel nőhet össze. Ez történhet csoportosan, vagy sorban elhelyezkedő kürtők között (7. ábra). Ez utóbbi különösen akkor jelentős, ha a kürtősor felfűző törés már hasadékká szélesedett oldódással. Feltűnő hogy a kürtők főleg alsó részükön nőnek össze, így magas helyzetű sziklahidak sorozata alakulhat ki. Sorban elhelyezkedő kürtők összenövése során előbb kettősen, majd hármasan (vonalasan kifejlődött) kürtő uvalák jönnek létre. Ezen kürtő uvalák összenövésével hasadékok, hasadékkarrok képződnek (8. ábra). Gyakori, hogy a két közeli kürtősor nemcsak hosszanti irányban oldódik össze, hanem keresztirányban is. Ekkor sziklafolyosók képződnek Kürtőcsoport kürtőinek összenövése során nagyobb kürtők, szabálytalan alakú mélyedések képződhetnek (7. ábra).

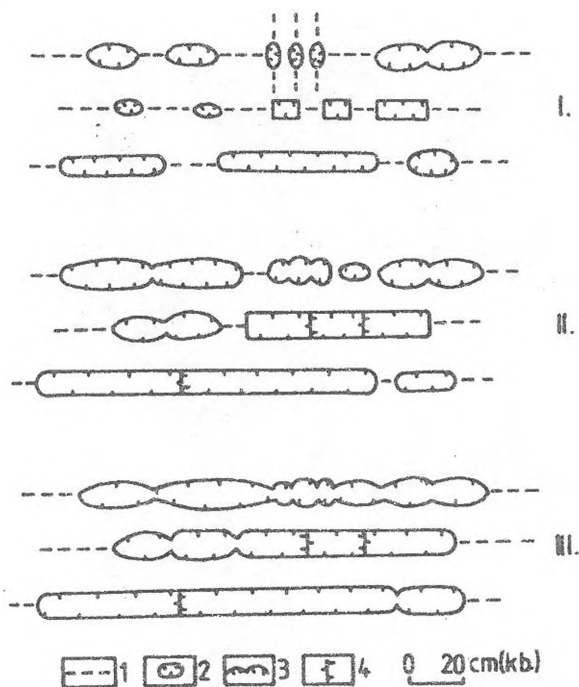
- Ugyancsak gyakori a hasadékkarrok hasadékainak is az összenövése. Ez kétféleképpen történhet. A válaszfalak felső részeinek leoldódásával összetett hasadékok, majd sziklafolyosók képződnek. Akkor, ha a sziklafalak alsó részükön réselődnek át a válaszfalak kibillenését követően széles hasadék képződhet, vagy jól rétegzett kőzetben a felsőbb helyzetű réteg teljes egészében lehámozódhat.

- Ritkábban előfordulhat a vályúk összenövése is. Ez lehet kereszt-, vagy hosszanti irányú. Keresztirányú összenövés esetén lefejeződések történnek (VERESS M. 1995.), míg hosszanti összenövés esetén a vályúközi gerincek sziklahidjainak leomlásával szélesebb, összenövéses vályúk (vályú uvala) képződnek.

- Saroknyomok összenövésével saroknyom uvalák (csoportosan elrendeződésű saroknyomok), vagy vályúk alakulnak ki (vonalas elrendezésű saroknyomok).



7. ábra: Kürtőcsoport egymásba kapcsolódott kürtői (Szuryogh G. 1995. nyomán térkép)
 Jelmagyarázat: 1. kürtő, 2. kúpos magaslát
 Fig. 7: Connected pits of a group of pits (map after Szuryogh G., 1995)
 Legend: 1. pit, 2. cone-formed pitch.



8. ábra: Különböző alakú kúrtók összeoldódásával kialakuló hasadékkarr (elvi vázlat)
 Jelmagyarázat: I. kúrtókarr alakul ki, II. részben kúrtókarr, részben hasadékkarr képződik,
 III. hasadékkarr jön létre, 1. törés, 2. kúrtó, 3. íves peremű hasadék, válaszfal csontokkal.,
 4. egyenes peremű hasadék, válaszfal maradványokkal

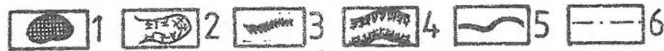
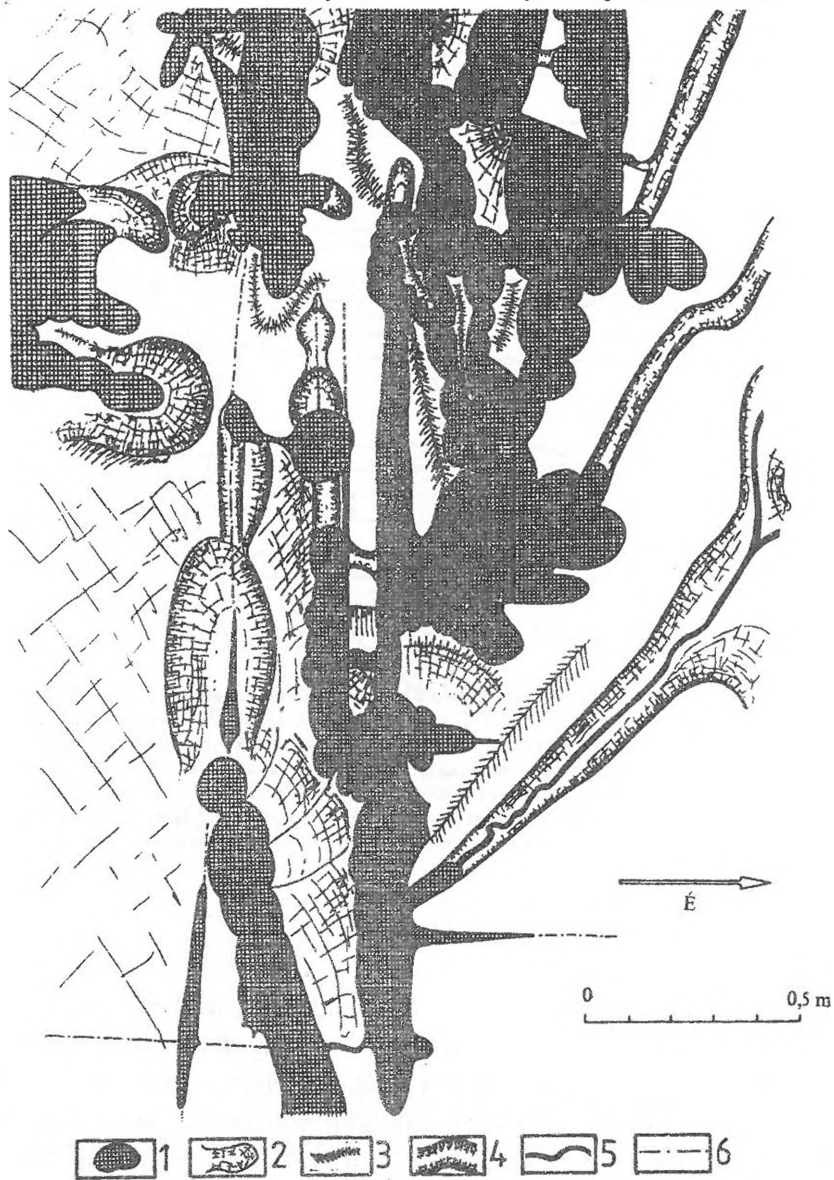
Fig. 8: Klufikarren formed by solution merging of various shaped pits (conceptual sketch)
 Legend: I. pit karren develops, II. partly pit karren, partly klufikarren develops, III. klufikarren develops, 1. fault, 2. pit, 3. fissure with arched rim and partition wall stub, 4. fissure with straight rim and partition wall remnants.

b. Különböző karrformák összeoldódása

A különböző karros formák összeoldódása többnyire az egymásba kapcsolódás fázisáig jut el. Az egymásba kapcsolódó formák közül a kisebb a nagyobb peremén roncsként marad meg. Különösen gyakoriak hasadékok peremén a kúrtóroncsok (félkúrtók), de előfordulhatnak ugyancsak hasadékok peremén, vagy a vályúk peremén madáritató roncsok is. Különböző karros formák is összeoldódhatnak. Ez a ritkább. Példaként karrvályú és karrbarlang összeoldódását említjük (felnyílásos vályú képződik).

A leggyakoribb és legösszetettebb összeoldódás olyankor történik, amikor bár többféle karsztforma oldódik össze, de az egyes karrformákból számos objektum elszenvedi a folyamatot. Ennek során igen változatos formák alakulnak ki, amelyeket lehetetlen osztályozni. Példaként

az ilyen összeoldódásra említjük, amikor kürtő sorok kürtői oldódnak össze egymással, ill. hasadékokkal. Ilyenkor sziklafolyosók jönnek létre.



9. ábra: Kürtőkből kialakuló hasadékkarr (Szunyogh G. 1995. nyomán)
 Jelmagyarázat: 1. kürtő, 2. talpszerű medence, 3. a kőzetfelszint taglaló éles gerinc,
 4. I. típusú karrvályú, 5. III. típusú karrvályú, 6. törésvonal

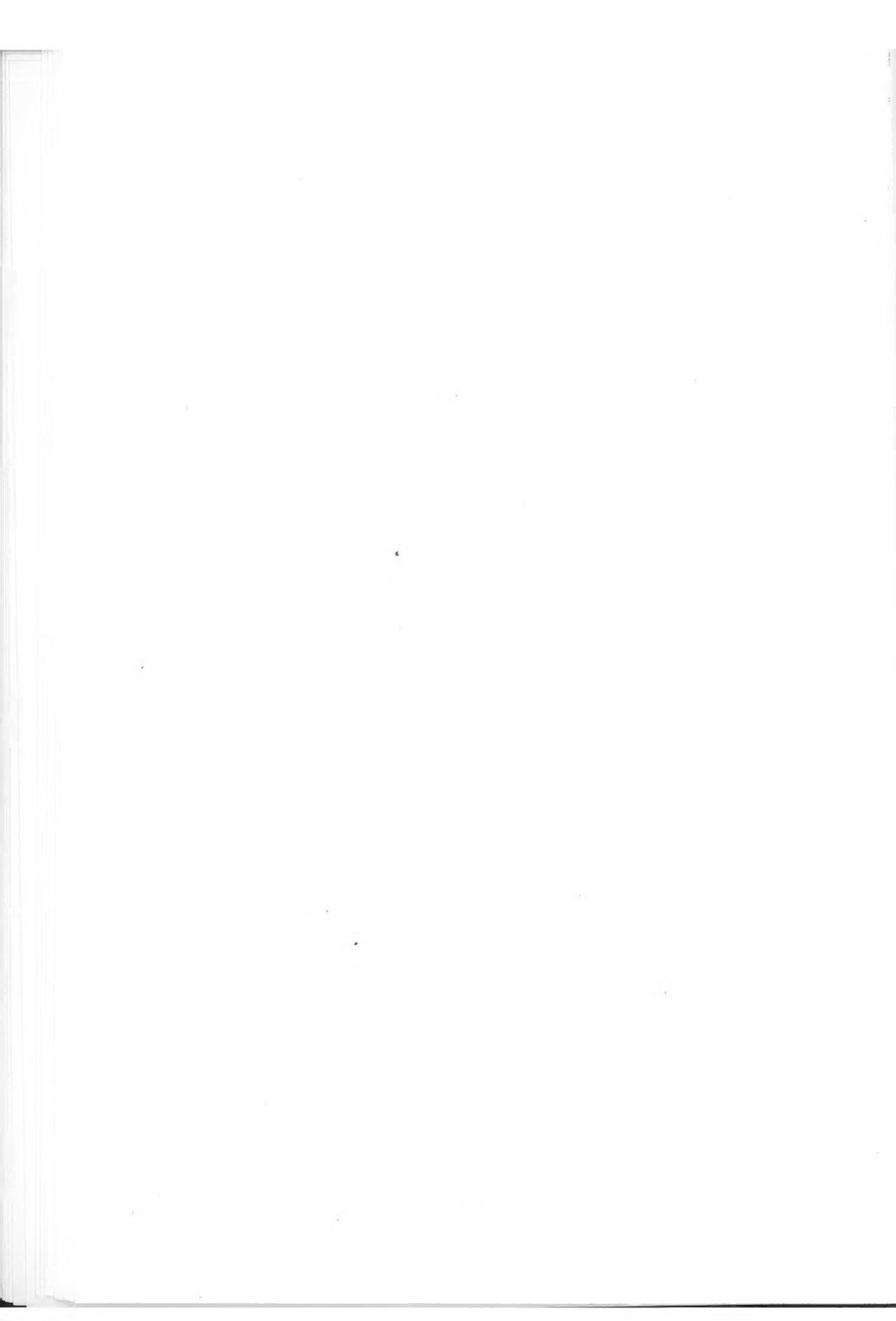
Fig. 9: Kluffkarren formed of pits (after Szunyogh G., 1995)
 Legend: 1. pit, 2. bottom-like basin, 3. sharp crest breaking up the surface, 4. type I karren trough, 5. type III karren trough, 6. fault line.

5. Következtetések

- a. Az összeoldódás során képződő formák jelzik e folyamat előrehaladottságának mértékét. Az összeoldódó formák elemzésével a karros felszínfejlődéshez kapunk adatokat.
- b. Különböző karros formák összenövése során az eredeti karrformáknak a roncsai maradnak meg, amelyek nem karros folyamatok során végül teljesen elpusztulnak.
- c. Hasonló karrformák összeoldódásával képződhetnek újabb formák (kürtökből hasadék, saroknyomokból vályú) karr uvalák (madáritató uvala, kürtő uvala), összetett karrformák (összetett hasadék), de kialakulhatnak nem karros formák is (különböző alakú és méretű mélyedés és sziklafolyosó).
- d. Az összeoldódás nem mindig eredményezi összetett formák kialakulását. Előfordulhat, hogy az összeoldódás során a karrformák kisebb-nagyobb részei elkülönülnek (pl. talpi szigethegy alakul ki).

IRODALOM

- BROOK, G. - FORD, D. C.* (1978): The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary for their development - *Nature*, 275, p. 493-496.
- JENNINGS J. N.* (1985). *Karst Geomorphology* - Basil Blackwell, New York
- SZUNYOGH G.* (1987): A hévizes eredetű gömbfülkék víztükör alatti kioldódásának elméleti vizsgálata - *Karszt és Barlang* I-II. p. 29-31.
- SZUNYOGH G.* (1995): Mészköfelszínnek kisformáinak grafikus ábrázolása - *Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai)* p. 41-61.
- SZUNYOGH G.* (1999): A talajelborítás hatása a karros formakincs fejlődésére - *Karsztfejlődés III.*. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 31-42.
- VERESS M.* (1995). Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján - *Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai)* p. 7-30.
- VERESS M.* (1998): Karrmeanderek - *Karsztfejlődés II.* BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 35-58.
- VERESS M. - ZENTAI Z. - KOVÁCS GY.* (1999): Adalékok az Assiagóifennsík karrosodásához - *Karsztfejlődés III.*, BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-17.



VEGETÁCIÓ ÉS KARROSODÁS KAPCSOLATA A JÚLIAI-ALPOKBAN¹

BAUER NORBERT² – KENYERES ZOLTÁN³

²Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1.

³Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1.

Abstract: This study shows the general vegetation of the Seven Triglav Lakes Valley (Julian Alps), and brings up the subsequent possible role of vegetation in karren development. The description of major vegetation types is roughly outlined, the list of flora at the end of this study contains only the vascular plant species noted on this area during the expedition. The authors call the attention to the subsequent possible, indirect influence of the vegetation on the karren development with the help of the latest results in the alpine ecological research. On alpine vegetation types covered by dense shroud of snow is characteristic that the balance of photosynthesis and respiration is shifted towards respiration, and according to this, the CO₂ concentration of the air under the snow cover is increased in the highest degree. By melting of the snow the accumulated CO₂ – instead of the closed diffusion way to the atmosphere – diffuses into the soil or rather into meltwaters, and becoming aggressive CO₂ intensifies the karren development. The importance of karren development by melting of the snow is intensified on by the CO₂ resultant from the soil microbiological processes which are the most intensive in this period.

Bevezetés

A Déli-Alpok egyik legszebb hegyvonulata a Júliai-Alpok természeti értékekben való kiemelkedő gazdagsága régóta ismert. Az egykori Jugoszlávia első – ma Szlovénia egyetlen – nemzeti parkja e hegység központi részén található. Ez a Triglav Nemzeti Park, melynek egyik gyöngyszeme a – geológiai-geomorfológiai, botanikai és zoológiai szempontból egyaránt rendkívül változatos és különleges Héttó-völgy.

1999. nyarán Veress Márton vezetésével egy magyar geomorfológiai kutatócsoport is felkereste a területet, a magashegységi karrosodás tanulmányozása, jobb megértése érdekében. A kutatócsoport egyik rész célkitűzése volt a növényzet és a karrosodás kapcsolatának vizsgálata. E dolgozat a Héttó-völgye vegetációjának általános képét, a karmező mintaterületeinek növényzetét és a tanulmányozott területen megfigyelt edényes növényfajokat mutatja be. A tanulmány emellett beszámol a szerzők karrosodás és a növényzet kapcsolata terén végzett megfigyeléseiről, s a növényzet magashegységi mészkőfelszínek oldódásában valószínűleg jelentős szerepet játszó – de eddig nem vizsgált – közvetett hatásáról.

¹ készült a T24162. sz. OTKA pályázat támogatásával

A terület botanikai kutatásának mérföldkövei

A Júliai-Alpok botanikai kutatása nagy múltra tekint vissza. Az első botanikus, aki a Héttó-völgyében dolgozott *Hacquet* volt 1777-ben. Szintén még a XVII. sz. végén vizsgálódott itt *Wulfen*, akinek a nevéhez számos növényfaj felfedezése is köthető. A terület úttörő botanikusainak nevét néhány növényfaj is őrzi: *Pedicularis hacqueti*, *Primula wulfeniana*, *Wulfenia carinthiaca*. A nagy elődökét floristák hosszú sora követte, míg végül a XX. század második felében megkezdődött a Júliai-Alpok vegetációjának részletes feltárása. A területet kutató cönológusok közül *WRABER, T.* (1961, 1966), *DAKSKGLOBER, I.* (1988, 1991, 1996), *MARINČEK, L.* et. al. (1989) alkottak maradandót. Szlovénia növényföldrajzi viszonyainak tisztázása *WRABER, T.* (1969), *ZUPANČIĆ* et. al. (1987) illetve *ZUPANČIĆ, M.-ZAGAR, V.* (1995) munkásságához köthető. *SERCELJ, A.* (1961, 1963, 1965) pollenanalitikai - paleoflorisztikai vizsgálatain keresztül az utolsó jégkorszakot követő vegetációváltozások kerültek feltárára.

A Júliai-Alpok vegetációtörténete

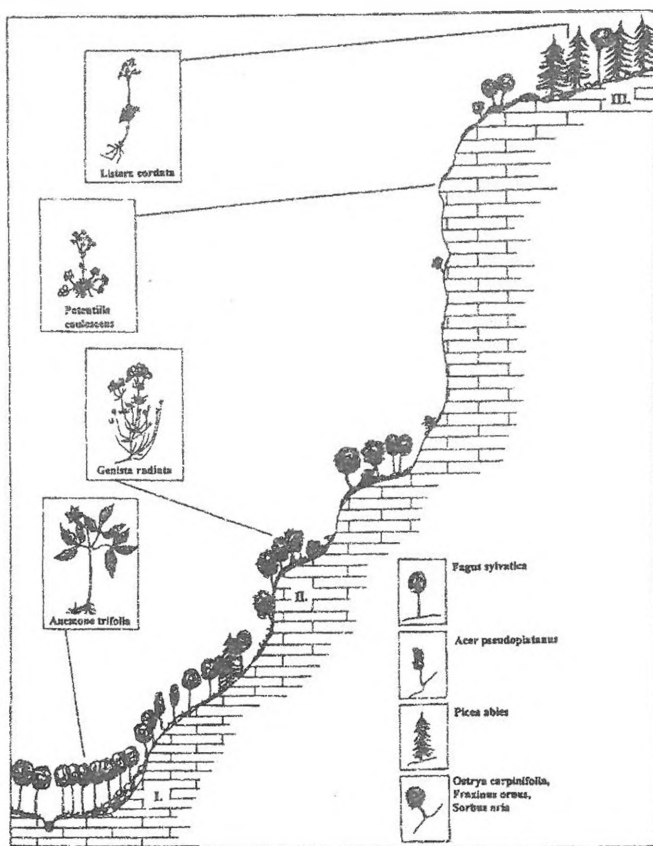
A Júliai-Alpok vegetációjának változása az utolsó jégkorszakot követően is csak töredékesen ismert. A palinológiai vizsgálatokra alkalmas lápok – a geológiai adottságok következtében – glaciális és posztglaciális lápi üledékek palinológiai - paleoflorisztikai vizsgálatát *SERCELJ, A.* (1961, 1963) végezte el. A Velo Polje, Malo Polje tőzeglápjainak üledékei alapján a terület vegetációja a jégkorszakot követően néhány-ezer évente – a klimatikus oszcillációkat követve – markáns változásokon esett át. A Velo Polje-t és a Malo Polje-t a késő glaciális óta feltöltődő morénatavaknak vélik. A jég visszavonulásával párhuzamosan először a vörösfenyő jelent meg uralkodó erdőalkotóként, majd a felmelegedéssel a magasabb régiókban a luc, alacsonyabb tengerszint feletti magasságban hosszú ideig lombhullató fafajok domináltak. A hűvösebb periódusokban a *Pinus*-ok (*Pinus mugo*, *Pinus cembra*) váltak dominánssá. Az igazi glaciális reliktumok fennmaradására csak folyamatosan oszcilláló kiterjedésű törpefenyvesek nyújtottak lehetőséget.

Az erdőhatár dinamikus, klímfüggő változása az ember megjelenésével – az erdőirtások és az azokkal párhuzamosan jelentkező

egyre számottevőbb erózió hatására – jelenleg jóval annak potenciális határa alatt húzódik (szorított erdőhatár).

A Héttó-völgy növényzeti képe

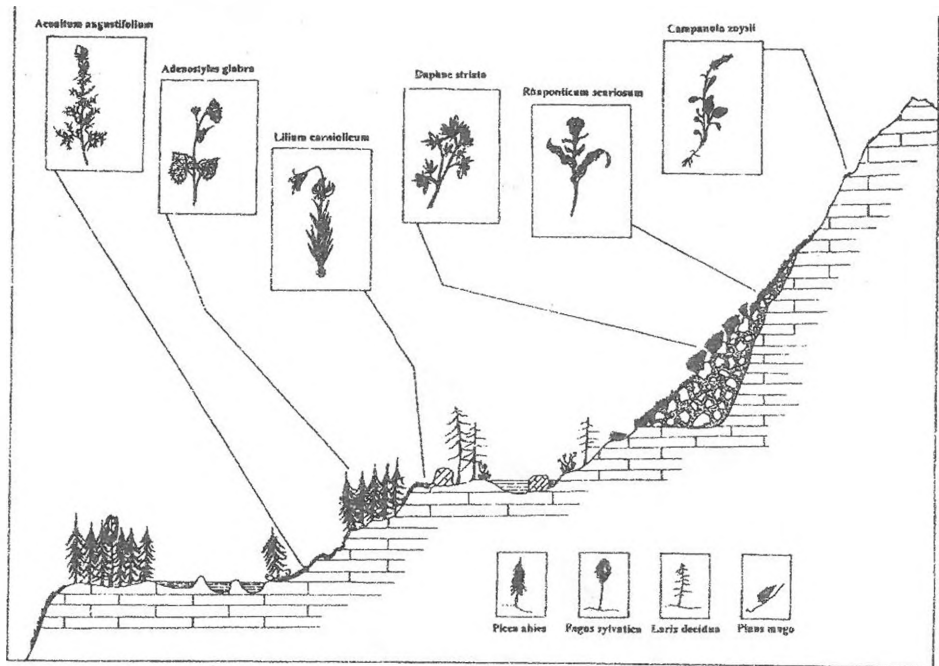
E fejezetben a Száva forrás és a Vršac-alatti-tó (Jezero pod Vršacem) tó közötti terület – a tágabban értelmezett Héttó-völgye – vegetációját mutatjuk be a fontosabb cönózisok áttekintésén keresztül. A növénytársulások ismertetése kiterjedésüknek ill. jelentőségüknek megfelelő terjedelemben történik.



I. ábra. A Komarča-fal vegetációjának vázlatja
 I. Anemono-Fagetum, II. Orno-Ostryetum, III. Piceetum subalpinum
 Fig. 1: Sketch of vegetation at Komarča.

Általános növényzeti képet kb. 1600 m-ig az erdőtársulások – főként bükkösök, lucosok – határozzák meg. A rendkívül meredek Komarča-falon

jelentős a melegkedvelő komlógyertyán-virágos kőris asszociáció és a szubalpin sziklalyepek tájképfőmáló szerepe is (1. ábra). A fal tetején a Fekete-tó (Črno jezero) felé haladva szubalpin lucfenyves alakult ki a hatalmas sziklákkal tarkított függővölgyben. A Fekete-tótól montán bükköshen és lucfenyvesben tovább emelkedve 1600 m körül a zárt erdő felszakadozik, a vörösfenyő tömegessé válik, majd törpefenyővel elegyedik. Az Ikertavak (Dvojno jezero) felett hamarosan a másodlagos (szorított) erdőhatárhoz érünk, mely felett már csak változatos – természetes és irtás eredetű – zárt és nyílt gyepek, kopár sziklafelszínek, hatalmas kúszó törmeléklejtők határozzák meg a táj arculatát. A tavakat keskeny sávban alpesi magaskórós vegetáció övezi (2. ábra).



2. ábra. A Hét-tó völgye vegetációjának egyszerűsített vázlat, néhány lokális karakterfaj kiemelésével
(BAUER N.-KENYERES Z. 2000)

Fig. 2: Simplified sketch of the vegetation in the Seven Triglav Lakes Valley, stressing some local characteristic species.

A növényfajok meghatározásához ROTHMALER, W. (1987), PIETSCHMAN, H.-REISIGL, H. (1965) és GREY-WILSON, C. (1992), nevezéktani kérdésekben EHRENDORFER, F. (1973) munkáit használtuk fel.

Anemono-Fagetum

A Júliai-Alpok szubalpin, montán régiójában elterjedt erdőtársulás. Az *Anemono-Fagetum*-nak (illír montán bükkös) számos földrajzi variánsát, szubasszociációját írták le, leggazdagabb, legváltozatosabb állományai a Júliai Alpokban alakultak ki. A *Fagion illyricum* asszociáció-csoport alapvető feldolgozása BORHIDI (1963) nevéhez fűződik. A társulás megjelenésének klimatikus igényeit, a humid (magas csapadékgigény ~2000 mm), szélsőségesen nagy hőingású (-30 – +35 °C) területeken találja meg. A vizsgált területen a Komarča-fal alsó régióiban, a Száva-forrás környékén volt tanulmányozható. A társulás fiziognómiáját tekintve a következő lényeges elemeket emeljük ki. A lombkoronaszintben a *Fagus sylvatica* szinte egyeduralkodó, ritka kísérőfajok a *Cerasus avium*, *Acer pseudoplatanus*. A Komarča meredek déli kitettségű lejtőjének magasabb részeken – az Orno-Ostryetum kontakt zónájában – melegkedvelő fafajok (*Fraxinus ornus*, *Ostrya carpinifolia*, *Sorbus torminalis*) szórványos elegyedése tapasztalható. Az erdő cserjeszintje jelentéktelen borítású (*Rosa pendulina*, *Berberis vulgaris*, *Daphne mezereum*, *Lonicera xylosteum*, *Rubus spp.*), de a termofil erdők felé átmenetet mutató egységekben jelentőssé válik (*Cornus mas*, *Viburnum lantana*, *Cotinus coggygria* stb.). A gypesztint illír flóraelemekben gazdag (*Cyclamen purpurascens*, *Dentaria enneaphyllos*, *Lamium orvala*, *Knautia drymeia*, *Helleborus niger*, *Aremonia agrimonoides*), s ide tartozik a társulás névadó-karakterfaja az *Anemone trifolia* is. A *Fagetalia* elemek közül a *Salvia glutinosa*, *Mercurialis perennis*, *Sanicula europaea*, *Mycelis muralis*, *Carex digitata* a leggyakoribbak, de jelentősebb borítási értékeket ezek sem érnek el. Az erdő különösen fajgazdag gypesztintjéből a következő feljegyzett taxonokat emeljük ki: *Hepatica nobilis*, *Prenanthes purpurea*, *Polygonatum verticillatum*, *Carex alba*, *Oxalis acetosella*, *Polygala chamaebuxus*, *Hypericum montanum*, *Aconitum vulparia*, *Huperzia selago*. A Száva-forrás környékén gyakori *Telekia speciosa* előfordulása is.

Orno-Ostryetum (syn: *Cytisantho-Ostryetum*, *Ostryo-Fraxinetum*)

A Júliai-Alpok extrém délies lejtőin kialakult melegkedvelő, sziklai-lomberdő társulás. Legszebb kifejlődésű – extrazonális – állományai a Komarča-falon alakultak ki. A társulás fiziognómiai felépítésére jellemző a változatoság: a nyíltabb bokorerdő-szerű és zártabb erdőrészek váltakozása mellett meredek sziklagepek, sziklai cserjések színesítik, gazdagítják. Az *Orno-Ostryetum* rendkívül fajgazdag asszociációi az ökológiai környezeti tényezők tekintetében is mikromozaikos jellege következtében – a hazai bokorerdőkhöz, elegyes karszterdőkhöz (ZÓLYOMI 1987, MORSCHHAUSER 1995) hasonlóan – cönotonként értelmezhető. A Déli-Alpokban elterjedt társulás reliktumokban igen gazdag, a szubmediterrán és más melegkedvelő fajok jelenlegi refúgiuma. Kialakulását a jégkorszakot követő, mainál melegebb klímához kötik.

A lombkoronaszintben a *Fraxinus ornus*, *Ostrya carpinifolia*, *Sorbus aria* a legállandóbb, de előfordul a *Fagus sylvatica*, *Acer pseudoplatanus*, *Picea abies* elegyedése is, melyek a szomszédos erdőtársulásokból „szivárogtak” át, s töltik be a kedvező mikroklimatikus zugokat.

A cserjeszintben a *Cotinus coggygria*, *Amelanchier ovalis*, *Clematis recta*, *Berberis vulgaris* előfordulása a legjelentősebbek. A cönózis egyik legfontosabb karakterfaja egy termofil, mézskedvelő félcserje a *Genista radiata* (syn: *Cytisanthus radiatus*), mely a nyíltabb sziklás részeket preferálja.

A gyepszintben a melegkedvelő lomberdei és sziklai fajok (*Vincetoxicum hirundinaria*, *Polygonatum odoratum*, *Melittis carpatica*, *Carex humilis*, *Buphthalmum salicifolium*, *Peucedanum oreoselinum*) dominálnak, de néhány transzgresszív, montán elem (*Cyclamen purpurascens*, *Calamagrostis varia*, *Aconitum napellus*) és igazi különlegesség is előfordul. Ilyen az *Iris pallida* subsp. *cengialti* a Déli-Alpok endemizmusa. A Júliai-Alpokban a *Gentiana lutea* két alfaja, a subsp. *symphyandra* és a subsp. *lutea* élőhelyét tekintve szépen elkülönül. Míg az első inkább délis kitettségű sziklákon jellemző, a második a belső területek hegyi rétjeinek jellemző növénye.

Adenostylo glabrae-Piceetum

A lucos erdőtársulások a Júliai-Alpok jelenlegi vegetációjában nagy területet borítanak. A Hét-tó-völgyében a Fekete-tó és Ikertavak közti területen a lucfenyves (*Adenostylo glabrae-Piceetum*) domináns erdőtársulás. A lucosok egy részét másodlagosnak tartják, melyek a korábban nagyobb kiterjedésű montán bükkösök kiirtását követően alakultak ki. Ezt jelzi a társulásban a számos bükkösökre jellemző elem jelenléte is. A zárt erdő igazi karakterfaja az *Adenostyles glabra*, további jellemző növényei a *Lycopodium annotinum*, *Saxifraga rotundifolia*, *Clematis alpina*, *Homogyne sylvestris*, *Maianthemum bifolium*.

Rhodotamno-Rhododendretum

A törpefenyvesek a Júliai-Alpokban már viszonylag alacsony tengerszint feletti magasságon (~1600 m) megjelennek. Ezen állományok jórészt másodlagosak, irtás eredetűek, s itt rendkívül gyakori a *Larix decidua* elegyedése (*laricetosum* szubasszociáció). Az irtások helyén a jelentős talajerrózió következtében a *Piceetum*-ok megújulása lehetetlenné vált, kopár sziklafalszűnek, törpefenyves – sziklagyep mozaikok alakultak ki. Ebben a zónában néhol még a *Picea abies* is szálanként elegyedik a társulásba, néhány lucos elemmel együtt. A törpefenyves állandó kísérőfajai a *Juniperus sibirica*, *Rhododendron hirsutum*, *Rhodothamus chamaecystus*, *Vaccinium myrtillus*, *Empetrum hermaphroditicum* a cserjeszintben, *Saxifraga aizoides*, *Huperzia selago* a gyepszintben. Az alsó cserjeszint jellegzetes eleme még a *Daphne striata*, *Rosa pendulina*, *Ribes alpinum*. A gyepszint rendkívül heterogén fajösszetételű, a magashegységi gyepek és zártabb erdőtársulások fajai nagymértékben keverednek: *Carex sempervirens*, *Avenula vesicolor*, *Gentiana verna*, *Buphthalmum salicifolium*, *Helianthemum grandiflorum*, *Lycopodium annotinum*, *Pedicularis rostrato-capitata*, *Aconitum angustifolium*. A ritkább elemek közül a *Rhaponiticum scariosum*, a *Pinguicula alpina*, a *Dianthus sternbergi*, a Mala Ticarica [2071 m] nyugati törmelékletjén fordul elő. Itt a foltszerűen záródó gypfragmentumok a *Seslerio-Caricetum sempervirentis* és a *Saxifrago aizoidis-Caricetum ferrugineae* társulásokkal mutatnak kapcsolatot. A legördülő hatalmas sziklatömbökön a több száz méterrel magasabban jellemző alpin sziklagyep (pl: *Potentillo-Campanuletum zoysii*) töredékállományai is megtalálhatók.

Seslerio-Caricetum sempervirentis

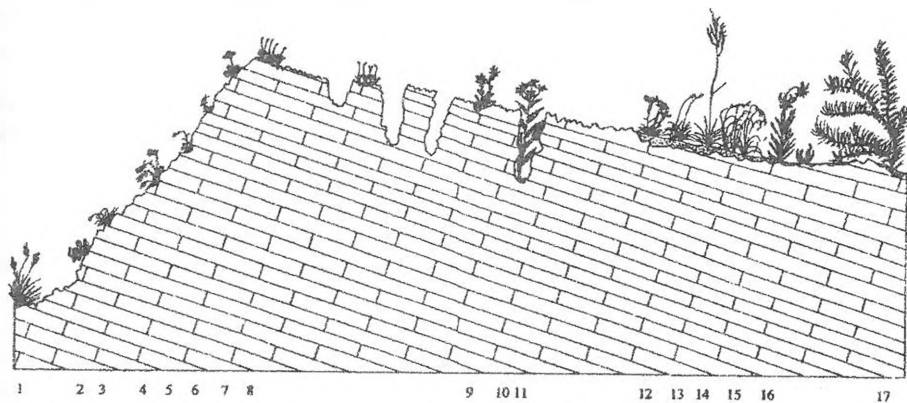
A Júliai-Alpok egyik legnagyobb kiterjedésű gyeptársulása, mely részben természetes, részben irtás eredetű állományokkal jellemezhető. A napsütötte, nem túl meredek lejtőkön 1700 m felett a legjellemzőbb, de 2000 m felett felszakadozik, kopár sziklai vegetáció váltja fel. Rendkívül összetett, változatos állományrészekből felépülő asszociáció. A Ticarica dél-keleti lejtőin tanuimányozott *Seslerio-Caricetum*-okban a *Carex*

sempervirens mellett abundáns a *Sesleria varia*, *Avenula vesicolor*, *Anthyllis alpestris*, *Thesium alpinum*. A társulás jellemző, gyakoribb elemei még a *Galium anisophyllum*, *Hieracium villosum*, *Hippocrepis comosa*, *Helianthemum grandiflorum*, *Achillea clavennae*. A ritkább kísérőfajok közül a *Carex mucronata*, *Leontopodium alpinum*, *Dianthus monspessulanus* subsp. *waldsteini*, *Senecio abrotanifolius*, *Pulsatilla alpina*, *Scabiosa lucida*, *Phyteuma orbiculare*, *Anemone baldensis*, *Gentiana clusii*, *Trifolium noricum* emelhető ki. A gyepek jellegzetes elemei a félparazita *Pedicularis* fajok és a *Bartsia alpina*. A *Pedicularis julica* inkább a Triglav magasabb részein él. Irtás eredetű állományokban a félcserjék -- mint a *Daphne striata*, *Rhododendron hirsutum*, *Empetrum hermaphroditum* -- jellemzően nagyobb borítási értékeket érnek el. Az irtásokon már megjelenik a *Pinus mugo* is, s a sűrű törpefenyvesrel mozaikoló gyepekben a két társulás jellemző fajai keverednek. A Hét-tó-völgyében igen elterjedt, a sziklagyepektől a zártabb gyepekig több társulásban előfordul a pompás narancssárga virágú *Lilium carniolicum*.

Potentilletum caulescentis

A szubalpin sziklai vegetáció egyik legjellegzetesebb társulása. A *Potentilla caulescens* mellett csak ebben a cönózisban jelenik meg a *Rhamnus pumila*. A kísérőfajok kevésbé karakterisztikusak, főként tágtűrűsű alpin-sziklagyepfajokból tevődnek ki: *Primula auricula*, *Veronica lutea*, *Sesleria varia*, *Asplenium ruta-muraria*, *Aster bellidiastrum* stb. A Komarča-falon és a Fekete-tó feletti sziklákon sok helyen tanulmányozható.

Potentillo clusianae-Campanuletum zoyssii



3. ábra. Karfelszínnek jellegzetes növényzete a Hét-tó völgyében (2000 méter körül), *Potentillo-Campanuletum zoyssii* és *Seslerio-Caricetum sempervirentis*

Jelmagyarázat: 1. *Festuca laxa*, 2. *Veronica lutea* (syn: *Paederota lutea*), 3. *Sesleria sphaerocephala*, 4. *Campanula cochlearifolia*, 5. *Campanula zoyssii*, 6. *Dryas octopetala*, 7. *Primula auricula*, 8. *Carex firma*, 9. *Leontopodium alpinum*, 10. *Senecio nemorensis* subsp. *Fuchsii*, 11. *Cystopteris fragilis*, 12. *Dianthus monspelianus* subsp. *sternbergi*, 13. *Sesleria varia*, 14. *Avenula versicolor* (syn: *Avenochloa versicolor*), 15. *Carex sempervirens*, 16. *Lilium carniolicum*, 17. *Pinus mugo*

Fig. 3: Typical vegetation of karren surfaces in Seven Triglav Lakes Valley (at an elevation of 2000 m).

A Júliai-Alpok egyik legsajátosabb sziklagyep-társulása melynek legfontosabb karakterfaja a Déli-Alpok pompás endemizmusa a *Campanula zoyssii*. A Hét-tó-völgyében a

társulás csak piciny területeket borít. Az alacsonyabb régióban (~1700m-en) csak a hatalmas, magasról legördülő sziklatömbökön jelenik meg. A „Zadnja Lopa” karmező térségében a meredekebb sziklafalakon, főként az árnyas helyeken eléggé elterjedt, de a Hét-tó-völgye területén inkább fragmentális állományai jellemzőek (3. ábra). A sziklagyep összborítása ritkán haladja meg a 10-15%-ot. Kísérőfajai közül a *Campanula cochlearifolia*, *Veronica lutea*, *Sesleria sphaerocephala*, *Carex firma* a legelterjedtebbek, de további jellemző fajai is vannak szép számmal: *Primula auricula*, *Carex mucronata*, *Leontopodium alpinum*, *Saxifraga squarrosa*, *Dryas octopetala*, *Biscutella laevigata*. A lankásabb törmelékes sziklás felszíneken a *Festuca laxa*, *Papaver julicum*, *Gentiana verna*, *Parnassia palustris*, *Gnaphalium hoppeanum*, *Achillea atrata* is megjelenik. Az endemikus *Festuca laxa* dominálta gyept olykor külön törmelékgyep társulásként tárgyalják. A Hét-tó-völgyében a Jezero pod Vršacem körül fordul elő.

Gentiano terglouensis-Caricetum firmae

Sziklagyeptársulás, mely helyenként a *Carex firma* gyeppárnák tömegessége következtében helyenként magasabb záródási fokot is elér. A *Gentiana terglouensis*-t a társulás elsődleges karakterfaját a Hét-tó-völgye vizsgált területein kimutatni nem sikerült, de a társulás fragmentális állományai – *Saussurea pygmaea*, *Phyteuma sieberi*, *Acinos alpinus*, *Carex mucronata*, *Bupleurum ranunculoides* subsp. *gramineum*, *Dryas octopetala* kísérőfajokkal – fellelhetők.

Salicetum herbaceae

A Hét-tó völgyében igen ritka, mindössze néhány négyzetméteres foltokat borító növénytársulás mely a zártabb és nyíltabb sziklai gyepek között foglal helyet.

Asplenio-Cystopteridetum

A zártabb, mélyebb karros mélyedések, erdei sziklák piciny fragmentumokban megjelenő növényzete. A sziklaréstársulás területileg jellemzőbb elemei: *Polystichum lonchitis*, *Cystopteris fragilis*.

***Adenostyletalia* asszociációcsoport**

A tavakat keskeny sávban övező, heterogén fajösszetételű alpesi magaskórós vegetációtípusok tartoznak e csoportba. Az itt előforduló állományok az *Adenostylo-Doronicetum*, *Carduo-Aconitetum* társulásokhoz állnak közel. Jellemzőbb fajaik a területen: *Aconitum vulparia*, *Aconitum paniculatum*, *Deschampsia caespitosa*, *Allium schoenoprasum*, *Carex flava*, *Astrantia carniolica*, *Gentiana pannonica*, *Heracleum siifolium*, *Senecio nemorensis*, *Cirsium erisithales*.

A növényzet és a karrosodás kapcsolata

A karrosodás és növényzet kapcsolatának kutatása már a XX. század legelején megkezdődött, de a kérdésben a tudomány mind a mai napig nem jutott igazán nyugvópontra. Részben, illetve teljesen eltérő nézetek születtek, és élnek mind a mai napig. A probléma megoldásának nehézségei közül a következők emelhetők ki.

1. A közvetlen vizsgálhatóság és a valóság-hű, sok tényezőt egyaránt figyelembe vevő modellezés nehézsége.

2. A karrosodás (ill. a karsztjelenségek) rendkívüli komplexitása, mely például az eltérő klimatikus feltételek közötti közel azonos intenzitásban nyilvánul meg. Az intenzíven karrosodó térszínek jelenlegi képében a növényzet illetve a talaj borításának mértékét tekintve is óriási a változatosság. A formák relatív hosszú életkora, s a vegetáció képének klímáfüggő dinamikus makro- és mikromintázat változásai tovább nehezítik a problémát.

ECKERT, M. (1898, 1902) már felveti a növény gyökereiben jelenlévő savaknak a karrosodás folyamatára való kedvező hatását, de semmiképpen sem tartja ezt a karrosodás fő mozgatórugójának. A humuszsavak járulékos hatásának tekinti a formák lekerekítését. Kortársai és későbbi karrkutatók között is kevesen foglalkoznak a kérdéssel, s akik felvetik, azok vagy tagadják, vagy maximum óvatos kijelentéseket tesznek e témában. SAWICKI, L. (1909) egyenesen a növényzet és talaj teljes eltűnését tartja a karrosodás megindítójának, csakúgy, mint a – Velebit-hegység növényföldrajzi, florisztikai monográfiáját megíró – botanikus DEGEN, Á. (1936). Degen megállapítása a növényzet és a talaj sziklafelszín védő hatásáról meglepő, hiszen már a nagy előd BORBÁS, V. (1900) is felismeri a Dunántúli-középhegység „mészszikláinak növényzetét” tanulmányozva a „szirtapritó” ill. „szirtromboló” füveknek a sziklák „elmállásában”, „apritásában” vállalt jelentékeny szerepét. PHILLIPSON, A. (1932) az erdők alatt is előforduló karrok kapcsán újra felveti a gyökerek oldó hatásának szerepét a karrosodás folyamatában. LINDNER, G. (1930) a karrképződést soktényezős és komplex folyamatnak tartja, melyre az alacsonyabb rendű növényzet hatással van. LEÉL-ŐSSY, S. (1952) szerint a növény és talajtakaró alatt „tovább fog folyni a karrosodás, de erősen csökkentett mértékben.” BULLA, B. (1954) a sűrű növényzet jelenlétét a karrosodás számára kedvezőtlennek ítéli meg. FEHÉR, D. (1954) a talaj CO₂ - tartalmát tanulmányozva a hőmérséklet és nedvesség növekedésével párhuzamba állítja a növényi és talajmikrobiológiai folyamatok intenzitásával. JAKUCS P. (1955, 1956) a karsztosodás, főként a felszíni karrformák keletkezésében már igen fontosnak tartja a különböző biogén hatásokat. Összegzi a témával kapcsolatos addigi kutatások eredményeit, s használja a geográfiai és biológiai karszt fogalmát. A dolgozat egyik kimagasló értéke, hogy a jelenleg megfigyelhető középhegységi felszíni karrok kialakulásának idejét egy korábbi „kedvezőbb éghajlati korban” keresi. A növényzet karrosodásban betöltött szerepét elsősorban középhegységi területeken tartja jelentősnek. A

növényzet és a talajmikroszervezetek savkiválasztó tevékenységét a karrformák kialakításában már elsődlegesnek tartja, de a gyökerek mechanikai hatását is jelentősnek véli. Fontos megállapítása, hogy a magyarországi karsztkopárok, ördögszántásos sziklagyepek, lejtősztyepek dominálta lejtők vegetációja másodlagos, erdőirtások nyomán alakult ki. *BALÁZS, D.* (1964) a karsztkorrózió intenzitása és az adott terület növényi és talajviszonyai között összefüggést feltételez, de ezt inkább tendencia-jellegűnek véli. *JAKUCS L.* (1971) nagy összegzésében a növényzet vegetációra gyakorolt közvetett és közvetlen hatásait összegzi. Lényeges, hogy *STOKLASA* és *DOEREL* (1926) kutatásai nyomán felismeri a talajbaktériumok CO_2 -termelésének a növényzetnél jóval nagyobb jelentőségét.

Az újabb kutatások során is számos érdekes eredmény született, mely a karrosodás folyamatának jobb megértéséhez fontos lehet. A talajborítás karsztmorfogenetikai hatásait *ZÁMBÓ L.* (1986) elemzi, *VERESS M.* (1992, 1995) elkülöníti a talaj alatti és talaj nélküli területek karrjait. *VERESS M.* (1992) a talajjal fedett térszínek karrosodásáért a biogén eredetű széndioxidot tartja felelősnek. *BÁRÁNY-KEVEI I.* et. al. (1999) a hazai karszterületeken is kimutatja a karszt-talajok savanyodási tendenciáját, s a talajkémhatás-változások fitoindikációban is megnyilvánuló jelzéseire hívja fel a figyelmet. A karszterületek eróziós aerájában megmutatkozó talajsavanyodási folyamatokat és azok vegetációban megnyilvánuló hatását a Júliai-Alpokban végzett vizsgálatai alapján már *DAKSKGLOBER I.* (1996) is leírja. *BALOGH L.* (1995) az ausztriai Totes-Gebirge alhavasi övének karrterületein végzett botanikai vizsgálatokat, keresett összefüggéseket a magashegységi karrok és vegetációjuk között. Jelen dolgozat lényegében ennek a munkának folytatása más magashegységi mintaterületeken, a Júliai-Alpokban. A Júliai-Alpok magashegységi karsztosodásának feltárása *KUNAVÉR J.* (1961, 1973, 1984) nevéhez fűződik.

A geomorfológus csoport által részletesen vizsgált, szinte teljesen kopár – itt-ott sziklagyepekkel tarkított – karrfelszíneken klasszikus cönológiai felvételek készültek, valamint talajtani mintavételezések is történtek. Ezek analizését a Velencei Talajkutató Állomás laboratóriumában végezték. A vizsgált területek jelenleg is rendkívül intenzív karsztosodására utal a mintákban a CaCO_3 kimutathatatlanul alacsony szintje.

A vegetáció szempontjából vizsgált karrmezők elhelyezkedése

I. karrmező: A Triglav-tavak menedékháztól (Koča pri Triglavskih Jezerih [1685 m]) és a Močivec-tótól észak-keletre található karrmező. Nyílt sziklai vegetáció (sziklagyepek, sziklarés-társulások) felszakadozó vörösfenyves borítja. A terület feltehetően a szorított erdőhatár határterülete. Az

erdőirtásokat megelőzően (néhány száz éve) zárt erdei vegetáció boríthatta, a klimatikus erdőhatár magasabban húzódik. Nagy méretű karrvályúk jellemzik, meanderezés nem jellemző, csak a vályúk talpának kis formáiban fedezhető fel.

II. karrmező: A Zadnja Lopa [2115 m] dél-keleti lankás lejtőjén kialakult karrmező 2000-2100 m-es tengerszint feletti magasságban. A terület vegetációja minimális magashegységi sziklagyepek töredékes állományai borítják. A karrmező feletti sziklás csúcs közelében ritkás törpefenyves-sziklagyep mozaik található. Meanderezés megfigyelhető.

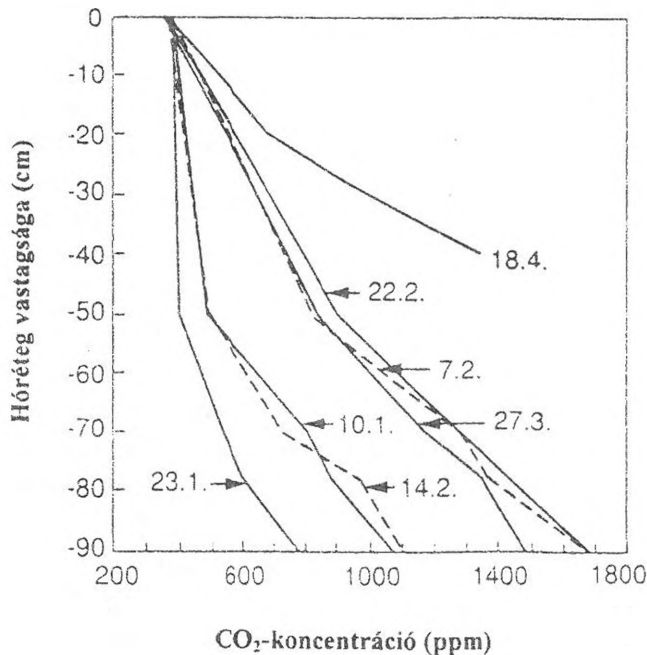
III. karrmező: (Debeli Last karrmező) Mintegy 2000 m-es tengerszint feletti magasságban terül el, nagy részén szinte teljesen növényzetmentes. Rendkívül éles peremű és nagyméretű karrformák jellemzik. Meanderezés megfigyelhető.

A Hét-tó-völgye vegetációja globális képének tanulmányozása során a magasabb záródású vegetációtípusok területén is végeztünk megfigyeléseket. A karrformák és a növényzet kapcsolatának vizsgálatakor e területen a következő lényeges vonások nevezhetők meg. A jelenleg magasabb záródási fokot mutató növényzettel (pl. erdővel) borított mészkőfelszínek karrformái között látványos különbségek vannak. A szorított erdőhatár feletti, de a klimatikus erdőhatár alatt előforduló, – feltehetőleg, mindössze néhány száz éves irtásokon – a karrformák az erdei típushoz állnak közelebb. Ilyen az I. mintaterület. Alapvető különbségek a formák átlagos méretében, lekerekítettségében és lefutásában tapasztalhatók. A formák (főként a vályúk) különböző paramétereinek (szélesség, mélység) átlagos mérete a növényzet borításának csökkenésével csökken (eltekintve a tektonikusan meghatározott vályúktól, hasadékkarroktól stb.). A formák lekerekítettsége és a növényzet borítása között kapcsolat mutatkozik, a növényzet borításának (és ezzel párhuzamosan a talajborításnak) csökkenésével a formák élesebb pereműek (a III. mintaterületen a vályúk és egyéb kisformák pereme szinte törésfelület jellegű). A meanderezés a jelentősebb növényzettel nem borított karrmezőkön jellemző.

A fentiek alapján valószínűnek tűnik, hogy magashegységi karrosodás esetében az oldódásban mind a biogén, mind az abiogén tényezők hatása jelentős. Ezek egymás mellett és egymástól függetlenül is működhetnek. A gyér növényzettel (pl.: sziklagyep-töredékekkel) rendelkező, vagy növényzetmentes karrlejtőkön – melyek feletti térszíneken már nemigen található talaj, ill. vegetáció – is nehéz bizonyítani, hogy a karrosodás beindításában részt vettek-e, ill. milyen mértékben vettek részt a biogén tényezők, de bátran állítható, hogy e formák jelenlegi fejlődésében nem játszanak jelentős

szerepet. A 0-5%-os borítású vegetáció és az igen csekély mennyiségű talaj hatása a recens fejlődésben elhanyagolhatónak tűnik.

A növényzettel borított, illetve csak rövid ideje – talaj-erózió következtében – felszínre került karros térszíneken a vegetáció és a talajmikrobiológiai folyamatok hatása látványos, nemigen vitatható. Az eddigi kutatások során felvetődött ható tényezők közül itt a gyökérsavak oldóhatása, a talajmikrobiológiai folyamatok CO₂-termelése egyaránt szerepet játszhat a mészkő-felszín mikroformáinak kialakításában. A formák kifejlődésében a biogén tényezők hatásának mértéke kérdéses, valószínűleg rendkívül változó, de minden bizonnyal nem kizárólagos okozója a karrosodásnak. A formák lekerekítésében, továbbformálásában játszott szerepét már ECKERT, M. (1902) és számos későbbi kutató felveti.



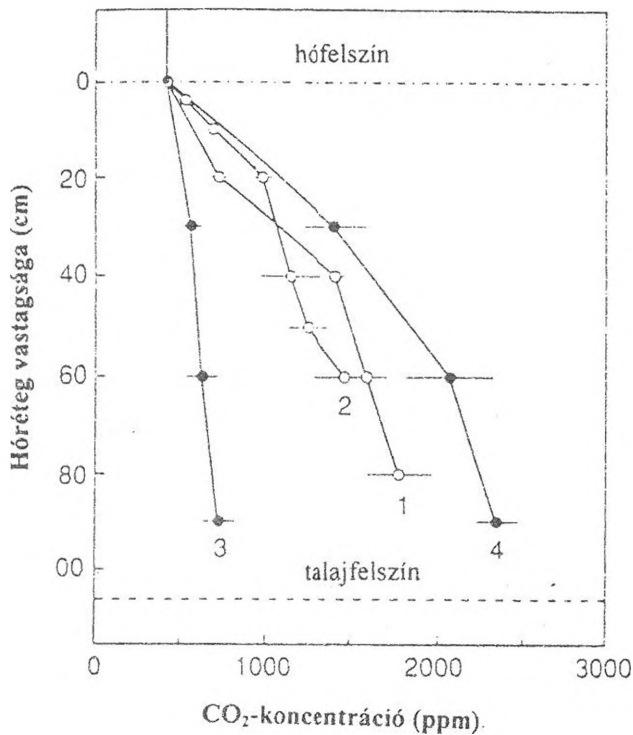
4. ábra. Vegetációval borított alpesi területek hóréteg alatti CO₂-koncentrációjának alakulása I. (SONESSON-TIJUS 1989 unpubl. In KÖRNER 1999 nyomán).

A felvételek Észak-Svédországban készültek. A nyilak a mérési dátumokat jelzik, a hó vastagság mérésére mindig a hófelszint használták referenciaként, ezért a hó-vastagság az olvadás, tömörödés során változott. A CO₂ diffúziójának a hó keresztmetszetében várható lineáris változását a hó minőségének változásai torzítják.

Fig. 4: Evolution of CO₂ concentration under snow cover in alpine territories covered by vegetation I. (after SONESSON-TIJUS 1989 unpubl. in KÖRNER 1999).

A legújabb alpesi-ökológiai kutatások eredményeit felhasználva az alábbiakban a növényzetnek a magashegységi karrosodásban betöltött, újabb lehetséges – közvetett hatására – szeretnénk felhívni a figyelmet. Az alpesi-

ökológiai kutatások egy fontos részterülete a növényvilág alkalmazkodási formáinak, különleges életciklusának tanulmányozásával foglalkozik. Az elmúlt évtizedekben intenzíven kutatott téma alapvető szintézise *KÖRNER C.* (1999) munkája. Habár ez a munka növényélettani-ökológiai szemléletű, eredményei és előzményei számos más tudományterület számára értékesek, hasznosíthatók. A karrosodás szempontjából különösen érdekesek lehetnek a hó alatti gázkoncentráció anomáliákra (különösen a CO_2) irányuló kutatások. Erre vonatkozóan *MARIKO et. al.* (1994) ill. *SONESSON-TIJUS* (1989 unpubl. in *KÖRNER C.* 1999) eredményei kiemelkedő fontosságúak. Az igazi alpesi növények különösen jól alkalmazkodnak a hó alatti, lelassult életműködések mutatató élethez. A hó alatti, téli anyagcserére a fotoszintetikus aktivitás és légzés arányának jelentős eltolódása jellemző.



5. ábra. Vegetációval borított alpesi területek hóréteg alatti CO_2 -koncentrációjának alakulása II. (*MARIKO és mtsi 1994 nyomán*)
 CO_2 -koncentráció vázlata 0,8 méternél mélyebb hóban japán hegyi erdőkben 1320 (1), 1500 (2), 1980 (3) és 2200 (4) méter tengerszint feletti magasságon, március és május hónapok között.
 Fig. 5: Evolution of CO_2 concentration under snow cover in alpine territories covered by vegetation II. (after *MARIKO and his staff 1994*).

Mivel ennek közege a hó alatti légréteg, mely a légkörtől a hóréteg minősége és vastagsága függvényében jelentősen elkülönül, a gázok koncentrációjának aránya is megváltozik. A fotoszintézis intenzitásának csökkenése elsősorban a hórétegen átjutó fény mennyiség csökkenését követi, mely 25-30 cm vastag hóréteg esetén néhány százalék, gyakorlatilag egyenlő a nullával (GEIGER R. 1965). Fontos, hogy a hó alatt keletkező CO₂-felhalmozódás általában nem eredményez fotoszintetikus túlműködést, mivel a fényhiány és az alacsony hőmérséklet ezt felülszabályozza. A felhalmozódó CO₂ diffúziója a Fick-törvényt követi, a tengerszint feletti magasság növekedésével (a légnyomás csökkenésével) nő, de nagy mértékben meghatározza a hóréteg vastagsága és a hó minősége (porózus hó, tömör hó, olvadó jeges hó, jég). A hóréteg vastagsága és a hó alatti CO₂ koncentráció között *SONESSON-TIJUS* (1989), *MARIKO, S. et. al.* (1994) szinte lineáris összefüggést talált, melyet csak a hóréteg tömörödése torzít (4, 5. ábra). A hóréteg alatti CO₂ koncentráció a dúsabb vegetációjú (erdők és zárt gyepek) területeken a legmagasabb. *MARIKO, S. et. al.* (1994) 2200 m-en, hegyi tőlevelű erdőkben 90 cm-es hóréteg alatt – ami magashegységekeben, így a Júliai-Alpokban is teljesen megszokott – 2500 ppm-et is mért, ami rendkívül magas, a talajban átlagosnak tekinthető értékek is (~1000 ppm) mintegy 2,5-szerese. Általában jellemző, hogy a legmagasabb értékeket a tél elején és közvetlenül a hóolvadás előtt mérik, mely a növényzet életműködéseinek aktivitásával és a tömörödő, olvadó hó diffúziós-csökkenésével szépen párhuzamba állítható.

A fentieket figyelembe véve nagy a valószínűsége, hogy a magashegységi növénytakaróval fedett mészkőfelszínek karrosodásához a növényzet ilyen közvetett módon is jelentősen hozzájárul. Olvadáskor a hó alatti magas CO₂-koncentráció – mely sokszor a talaj CO₂ koncentrációját is meghaladja – könnyedén a talajba, ill. az olvadó, lefolyó vízbe diffundál, s fokozza annak agresszivitását, pusztító hatását. Bizonyos azonban, hogy a karrosodás hóolvadáskor jelentkező fokozottabb intenzitásának ez a jelenleg is csupán egyik – de valószínűleg jelentős – tényezője, az egyéb biogén és abiogén hatótényezők mellett. Közismert, hogy az alpesi területeken a talajban a mikrobiális aktivitás – így a CO₂ kibocsátás is – hóolvadáskor, illetve a hóolvadást követő időszakban a legnagyobb (ez részben a hóréteg alatt jelentkező anoxiával is összefüggésben van). Ezek alapján valószínűnek tűnik, hogy a magashegységi fedett karrosodásban a biogén tényezők is a szerves CO₂ termelésén keresztül járulnak hozzá legintenzívebben a mészkő oldódásához. A gyökerek által termelt szerves savak hatásának

karrosodásban játszott szerepének részletes feltárása további kutatásokat igényel.

Összefoglalás

A tanulmány a Héttő-völgy (Júliai-Alpok) általános vegetációs képét mutatja be és a vegetációnak a karrosodásban betöltött újabb lehetséges szerepét veti fel. A fontosabb vegetációtípusok leírása vázaltszerű, a közlelmény végén megadott flóralista csak az expedíció időtartama alatt a területen feljegyzett edényes növényfajokat tartalmazza.

A szerzők a legújabb alpesi-ökológiai kutatások eredményeinek felhasználásával a növényzetnek a karrosodásban betöltött újabb lehetséges, közvetett hatására hívják fel a figyelmet. Vastag hótakaróval borított alpesi vegetációtípusokra jellemző, hogy a fotoszintézis és légzés egyensúlya a légzés irányába eltolódik, s ennek következtében a hó alatti légréteg CO₂-koncentrációja rendkívüli mértékben megnő. Hóolvadáskor a felhalmozott CO₂ – a légtér irányába szinte teljesen elzárt diffúziós út helyett – a talajba ill. az olvadákvizekbe diffundál, s agresszív CO₂ -ként a karrosodás intenzitását növeli. A hóolvadáskor történő karrosodás jelentőségét az éppen ekkor legintenzívebb talajmikrobiológiai folyamatokból származó CO₂ kibocsátás tovább fokozza.

Függelék

A bejárt területeken feljegyzett edényes növényfajok jegyzéke (a begyűjtött taxonok a Savaria Múzeum magashegységi Herbáriumában kerültek elhelyezésre):

- | | |
|---|--|
| <i>Acer platanoides</i> L. | <i>Ajuga genevensis</i> L. |
| <i>Acer pseudo-platanus</i> L. | <i>Alchemilla alpina</i> L. em et Buser |
| <i>Achillea atrata</i> L. | <i>Alchemilla vulgaris</i> agg. |
| <i>Achillea clavennae</i> L. | <i>Alliaria petiolata</i> (MB.) Cavara et Grande |
| <i>Achillea collina</i> J. Becker ex Rchb. | <i>Allium schoenoprasum</i> L. |
| <i>Acinos alpinus</i> (L.) Moench | <i>Allium victorialis</i> L. |
| <i>Aconitum angustifolium</i> Bernh. Ex Rchb. | <i>Alyssum alyssoides</i> (L.) L. |
| <i>Aconitum napellus</i> L. | <i>Ambrosia artemisiifolia</i> L. |
| <i>Aconitum paniculatum</i> Lam. | <i>Amelanchier ovalis</i> Med. |
| <i>Aconitum vulparia</i> Rchb. | <i>Anemone baldensis</i> L. |
| <i>Adenostyles alliariae</i> (Gouan) Kern. | <i>Anemone nemorosa</i> L. |
| <i>Adenostyles glabra</i> (Mill.) DC. | <i>Anemone trifolia</i> L. |
| <i>Agropyron repens</i> (L.) PB. | <i>Angelica sylvestris</i> L. |
| <i>Agrostis alpina</i> Scop. | <i>Anthoxanthum alpinum</i> A. et D. Löve |
| <i>Agrostis gigantea</i> Roth | <i>Anthyllis vulneraria</i> L. |
| <i>Agrostis rupestris</i> All. | subsp. <i>alpestris</i> (Kit. Ex Schult.) |

Aquilegia einseleana F. W. Schultz
Arctium tomentosum Mill.
Arctostaphylos uva-ursi (L.) Spreng.
Aremonia agrimonoides (L.) DC.
Armeria alpina Willd.
Arrhenatherum elatius (L.) J. et K. Presl
Asperula cynanchica L.
Asplenium ruta-muraria L.
Asplenium trichomanes L.
Asplenium viride Huds.
Aster alpinus L.
Aster bellidiastrum (L.) Scop
Astragalus vesicarius L.
 subsp. *carniolicus* (Kern.) Chater
Astrantia carniolica Jacq.
Athyrium filix-femina (L.) Roth
Avenochloa versicolor (Vill.) Holub
Bartsia alpina L.
Betonica officinalis L.
Biscutella laevigata L.
Brachypodium pinnatum agg.
Brachypodium sylvaticum (Huds.) PB.
Briza media L.
Bupleurum ranunculoides L.
Calamagrostis varia (Schrud.) Host.
Caltha palustris L.
Campanula bononiensis L.
Campanula latifolia L.
Campanula rapunculoides L.
Campanula rotundifolia agg.
Campanula trachelium L.
Campanula zoyisii Wulf.
Cardamine pratensis agg.
Cardamine impatiens L.
Carex alba Scop.
Carex atrata L.
Carex firma Mygind
Carex flacca Schreb.
Carex flava L.
Carex humilis Leys.
Carex mucronata All.
Carex sempervirens Vill.
Carlina acaulis L.
Centaurea montana L.
Centaurea pseudophrygia C. A. Mey. ex
 Rup.
Centaurium erythraea Rafn
Centaurium pulchellum (Sw.) Druce
Cerastium carinthiacum Vest.
Chelidonium majus L.
Chrysanthemum leucanthemum L.
Cirsium eriophorum subsp. *eriophorum*
Cirsium erisithales (Jacq.) Scop.
Cirsium oleraceum (L.) Scop.
Cirsium spinosissimum (L.) Scop.
Clematis alpina (L.) Mill.
Clematis recta L.
Colutea arborescens L.
Cornus mas L.
Corylus avellana L.
Cotinus coggygia Scop.
Crataegus laevigata (Poir.) DC.
Crepis terglouensis (Hacq.) Kern.
Cruciata laevipes Opiz
Cyclamen purpurascens Mill.
Cystopteris fragilis (L.) Bernh.
Cystopteris regia (L.) Desv.
Dactylis glomerata L.
Dactylis polygama Horvátovszky
Daphne mezereum L.
Daphne striata Tratt.
Daucus carota L.
Dentaria bulbifera L.
Dentaria enneaphyllos L.
Deschampsia caespitosa agg.
Dianthus armeria L.
Dianthus monspessulanus L.
 subsp. *waldsteinii* (Sernb.) Nyman
Doronicum columnae Ten.
Dryas octopetala L.
Dryopteris filix-mas (L.) Schott
Empetrum hermaphroditicum Hagerup.
Epilobium alpestre (Jacq.) Krock.
Epilobium parviflorum Schreb.
Equisetum fluviatile L.
Equisetum hyemale L.
Eryngium alpinum L.
Eupatorium cannabinum L.
Euphorbia cyparissias L.
Euphrasia minima Jacq. ex DC.
Euphrasia kernerii (Wettst.) Yeo
Fagus sylvatica L.
Festuca laxa Host.
Festuca rubra agg.
Fraxinus ornus L.
Galium anisophyllum Vill.
Genista radiata (L.) Scop.
Gentiana asclepiadea L.
Gentiana clusii Perr. et Song.
Gentiana cruciata L.
Gentiana lutea L. subsp. *lutea*
Gentiana lutea L. subsp. *symphyandra* Murb.

Gentiana pannonica Scop.
Gentianella tenella (Rottb.) Börner
Geranium phaeum L.
Geranium pratense L.
Geranium robertianum agg.
Geranium sanguineum L.
Geranium sylvaticum L.
Geum urbanum L.
Glechoma hirsuta W. et K.
Globularia nudicaulis L.
Gnaphalium hoppeanum Koch
Gymnadenia conopsea (L.) R. Br.
Hedera helix L.
Helianthemum grandiflorum (Scop.) DC.
Helleborus niger L.
Hepatica nobilis Schreb.
Heracleum austriacum
 subsp. *siifolium* (Scop.) Nyman
Heracleum sphondylium L.
Hieracium bauginii Schult.
Hieracium pilosella L.
Hieracium sylvaticum L.
Hieracium villosum Jacq.
Hippocrepis comosa L.
Homogyne alpina (L.) Cass.
Huperzia selago (L.) Bernh. ex Schrank
Impatiens glandulifera Royle
Impatiens parviflora DC.
Iris pallida subsp. *cengialti* (Ambrosi) Foster
Iris pseudacorus L.
Iris variegata L.
Juncus trifidus L. subsp. *monanthos* Jacq.
Juniperus sabina L. (=sibirica)
Knautia drymeia Heuff.
Knautia longifolia (W. END K.) Koch
Lamiastrum flavidum (F. Herm.) Ehrend.
Lamium maculatum (L.) L.
Lamium orvala L.
Larix decidua Mill.
Laser trilobum (L.) Borkh.
Laserpitium siler L.
Leontodon hispidus L.
Leontopodium alpinum Cass.
Ligustrum vulgare L.
Lilium carniolicum Bernh. ex Koch
Lilium martagon (L.)
Linaria alpina (L.) Mill.
Loiseleuria procumbens (L.) Desv.
Lonicera xylosteum L.
Lotus corniculatus L.
Lycopodium annotinum L.
Lysimachia nummularia L.
Maianthemum bifolium (L.) F. W. Schmidt
Melampyrum sylvaticum L.
Melica nutans agg.
Melica uniflora Retz.
Mercurialis perennis agg.
Moehringia bavarica (L.) Gren.
Moehringia muscosa L.
Moneses uniflora (L.) A. Grey
Mycelis muralis (L.) Dum.
Myosotis laxa Lehm.
Nigritella nigra (L.) Rchb. f.
Oryzopsis virescens (Trin.) Beck
Ostrya carpinifolia Scop.
Oxalis acetosella L.
Papaver julicum E. May
Paris quadrifolia L.
Parnassia palustris L.
Pedicularis rostrato-capitata Cr.
Peucedanum ostruthium (L.) Koch
Phleum alpinum L. em et Gaudin
Phleum michelii All. (P. *hirsutum* Honck.)
Physoplexis comosa (L.) Schur.
Phyteuma sieberi Spreng.
Picea abies (L.) Karsten
Pimpinella saxifraga L.
Pinguicula alpina L.
Pinus mugo Turra
Plantago major L.
Plantago media agg.
Poa alpina L.
Poa minor Gaudin
Polygala alpestris Rchb.
Polygonatum odoratum (Mill.) Druce
Polygonatum verticillatum (L.) All.
Polygonum aviculare L.
Polygonum bistorta L.
Polygonum viviparum L.
Polystichum aculeatum agg.
Polystichum lonchitis (L.) Roth
Potentilla anserina L.
Potentilla caulescens L.
Potentilla heptaphylla agg.
Potentilla nitida L.
Prenanthes purpurea L.
Primula auricula L.
Primula carniolica Jacq.
Primula veris L.
Prunella grandiflora (L.) Scholier
Prunus avium L.
Pteridium aquilinum (L.) Kuhn

Pulsatilla alpina (L.) Delarb.
Pyrola rotundifolia L.
Ranunculus acris L.
Ranunculus lanuginosus L.
Reynoutria japonica Houtt.
Rhaponticum scariosum Lam.
 subsp. *heleniifolium* (Godr. end Gren.)
 Nyman
Rhinanthus minor L.
Rhodiola rosea L.
Rhododendron hirsutum L.
Rhodotamnus chamaecistus (L.) Rchb.
Ribes alpinum L.
Rosa canina agg.
Rosa pendulina L.
Rubus spp. L.
Rumex alpinus L.
Rumex aquaticus L.
Salvia glutinosa L.
Suussurea pigmaea (Jacq.) Spreng.
Saxifraga aizoides L.
Saxifraga caesia L.
Saxifraga mutata L.
Saxifraga tenella Wulf.
Saxifraga rotundifolia L.
Scabiosa lucida Vill.
Sedum album L.
Sedum atratum L.
Selaginella selaginoides (L.) PB. Ex Schrank.
Senecio abrotanifolius L.
Senecio fuchsii C. C. Gmel.
Sesleria sphaerocephala Ard.
Sesleria varia (Jacq.) Wettst.
Setaria viridis (L.) PB.
Silene alpestris Jacq.
Silene dioica (L.) Clairv.
Silene pusilla agg.
Silene vulgaris (Moench) Garcke

Solidago gigantea Ait.
Solidago virga-aurea L.
Sorbus aria (L.) Cr.
Sorbus aucuparia L.
Sorbus torminalis (L.) Cr.
Stachys sylvatica L.
Staphylea pinnata L.
Succisa pratensis Moench
Symphytum tuberosum L.
Taraxacum alpinum agg.
Telekia speciosa (Schreb.) Baumg.
Teucrium chamaedrys L.
Thalictrum aquilegifolium L.
Thalictrum minus L.
Thalictrum simplex L.
Thesium alpinum L.
Thymus praecox agg.
Tilia cordata Mill.
Tilia platyphyllos Scop.
Tofieldia calyculata (L.) Wahlenb.
Trifolium montanum L.
Trifolium noricum Wulf.
Trisetum argenteum (Willd.) Roem et Schult.
Trisetum flavescens (L.) PB.
Trollius europaeus L.
Urtica dioica L.
Vaccinium myrtillus L.
Vaccinium vitis-idaea L.
Veratrum album L.
Veronica lutea (Scop.) Wettst.
 Syn *Paederota lutea* Scop.
Veronica spicata agg. (nitens)
Viburnum lantana L.
Viburnum opulus L.
Vinca minor L.
Vincetoxicum hirundinaria Med.
Viola biflora L.

IRODALOM

- BALÁZS, D. (1964): A vegetáció és a karsztkorrózió kapcsolata, Karszt és Barlang I. p.13-16.
 BALOGH L. (1995): Tájékoztató botanikai vizsgálatok a Totes Gebirge (Salzburgi-Alpok) alhavasi övének karrterületein, Karsztfelődés I., Szombathely, p. 113-131.

- BÁRÁNY-KEVEI, I.–HOYK, E.–ZSENI, A. (1999): Karsztökológiai egyensúlymegbomlások néhány hazai karszterületen, Karsztfelődés III. p. 79-91.
- BORBÁS, V. (1900): A Balaton tavának és partmellékének növényföldrajza és edényes növényzete, Budapest
- BORHIDI A. (1963): Die Zönologie des Verbandes Fagion illyricum, Acta Botanica Hung. 6 (3-4)
- DAKSKGLOBER, I. (1991): Gozd bukve in jesenske vilovine – *Sesleria autumnalis-Fagetum* (Ht. 1950) M. Wraber (1957) 1960 v submediteransko-predalpskem območju Slovenije. – *Scoplia*, 24 p. 1-53, Ljubljana
- DAKSKGLOBER, I. (1996): Forest succession on the erosion area on northern slopes of Porezen (The Julian Alps), *Razprave IV. Razreda sazu XXXVII*. 7 p. 147-188.
- DEGEN, Á. (1936): Flora Velebitica, Budapest, 1936.
- ECKERT, M. (1898): Die Karren oder Schratzen. *Petermanns Mitteil.* 44. p. 69-71.
- ECKERT, M. (1902): Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. *wiss. Ergänz. – Hefte z. Zeitschr. d. Deutsh. u. Öst. Alp-Ver.* Bd. 1.
- EHRENDORFER F. (1973): Liste der Gefasspflanzen Mitteleuropas, Stuttgart
- FEHÉR, D. (1954): Talajbiológia, Budapest
- GEIGER, R. (1965): The climate near the ground, Harvard University Press, Cambridge
- GREY-WILSON, C. (1992): The alpine flowers of Britain and Europe, Collins, London
- HEGI, G. (1931): Illustrierte Flora von Mitteleuropa, I-VII., Paul Parey Verlag, Berlin-Hamburg
- JAKUCS, P. (1955): Geobotanische Untersuchungen und die Karstaufforstung in Nord-Ungarn, *Acta Botanica* 2/1-2. p. 89-131.
- JAKUCS, P. (1956): Karrosodás és növényzet, *Földrajzi közlemények* 3. p. 241-249.
- JAKUCS, L. (1971): A karsztok morfogenetikája – A karsztfelődés varienciái, Akadémiai Kiadó, Budapest
- KUNAVÉR (1961): The Highmountainous Karst of eastern Julian and Kamnik Alps (in slovene with english summary) *Geografski vestnik*, Ljubljana 33.
- KUNAVÉR (1973): The high mountainous karst os Julian Alps in the system of alpine karsts, *Symposium of Karst-Morphogenesis*, Budapest, 1971. augusztus 5-9. p. 209-225.

- KUNAVER* (1984): The high mountains karst in the Slovene Alps, *Geographica Yugoslavica, Bilten zveze geografshih druster Jugoslavije*, p. 15-22.
- KÖRNER, C.* (1999): *Alpine Plant Life – Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- LEEL-ŐSSY, S.* (1952): Karrosodás és karros formák, *Hidrológiai Közlöny* 32. p. 298-303.
- LINDNER, G.* (1930): Das Karrenphänomen, *Petermanns Mitteil, Ergänzungscheft*, 208 p. 1-83.
- MARIKO, S. – BEKKU, Y. – KOIZUMI, H.* (1994): Efflux of carbon dioxide from snow covered forest floors, *Ecological Research* 9 p. 343-350.
- MARINCEK, L.–POLDINI, L.–ZUPANCIC, M.* (1989): Beitrag zur Kenntniss der Gesellschaft Anemono-Fagetum, *Razprave IV. Razreda sazu XXX.* p. 3-64.
- MORSHHAUSER T.* (1995): A flóra és vegetáció indikációja és térinformatikai elemzése a Budai-hegységben, *Kandidátusi disszertáció, JPTE, Pécs*
- PHILLIPSON, A.* (1932): *Allgemeine Geographie II.*
- PITSCHMANN H., REISIGL H.* (1965): *Flora der Südalpen*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart
- ROTHMALER, W.* (1987): *Excursionsflora von Deutschland I-IV.*, Volk und Wissen Volksiegen Verlag, Berlin
- SAWICKI, L.* (1909): Beiträge zum geographischen Zyklus im Karste, *Geograph, Zeitschr.* 15. p. 185-281.
- SERCELJ, A.* (1961): Razvoj in prodaj gozda v dolini Triglavskih jezer, *Gozd. vestn.* 19. Ljubljana
- SERCELJ, A.* (1962): Zgodovina gozda v dolini Triglavskih jezer, *Vrsto narave 1*, Ljubljana
- SERCELJ, A.* (1965): Paleofloristicna raziskovanja v Triglavskem pogorju, *Razprave 4. raz. Sazu*, 8. p. 473-498.
- SZUNYOGH G.* (1999): A talajelborítás hatása a karros formakincs fejlődésére, *Karsztfejlődés III.* Szombathely 31-42.
- VERESS M.* (1992): A karsztosodás mikroformái a karrok, *Természet Világa* 123/3 p. 129-131.
- VERESS M.* (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján, *Karsztfejlődés I.* (Tote Gebirge karrjai), Szombathely, p. 7-30.

WRABER T. (1961): Termofiina združba gabrovca in omelike v Bohinju (*Cytisantho-Ostryetum* Wraber assoc. nova), Razprave IV. razr. Sazu, 6. Ljubljana

WRABER T. (1966): Das *Adenostylo glabrae-Piceetum*, eine neue Fichtenwaldgesellschaft in den slowenischen Ostalpen, Angewandte Pflanzensoziologie 18/19 p. 93-101.

WRABER T. (1966): Paulinova „Flora exsicata carniolica“ XIX. In XX. centurija, Razprave IX. p. 126-164.

WRABER T. (1969): Pflanzengeographische Stellung und Gliederung Sloweniens, Vegetatio 17 p. 176-199.

ZÁMBÓ, L.(1986): A talajhatás karsztmorfogenetikai jelentősége, Kandidátusi értekezés, Budapest

ZÓLYOMI B. (1987): Coenoton, ecoton and their role in the preservation of relic species - Acta Bot. Hung. 33. p. 3-18.

ZUPANČIČ, M. et al. (1987): Considerations on the Phytogeographic division of Slovenia, Biogeographie delle Alpi Sud-Orientali, Biogeographia, 13 p. 89-98. Udine

ZUPANČIČ, M. – ZAGAR, V. (1995): New views about the phytogeographic division of Slovenia I., Razprave IV. razr. Sazu 1. p. 3-30.

TRIGLAV planinska karta: 1: 25.000; Institut za geodezijo in fotogrametrijo FGG



NAGY-BRITANNIA MÉSzkŐJÁRDÁI ÉS A TALAJ HATÁSA AZOK FEJLŐDÉSÉBEN

ZSENI ANIKÓ¹ - KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA²

¹Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi Tanszék,
6722, Szeged, Egyetem u. 2.

²Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájökológiai Tanszék,
6722, Szeged, Egyetem u. 2.

Abstract: This study introduces the present and morphology of the British limestone pavements and the elements which have important Role in their evolution. It deals prominently with the Role of the soil cover. The pH and carbonate content of soils have a great effect in the evolution of limestone surfaces. We did fieldwork on some limestone pavement areas in Northern England and collected soil samples. The measurements support the connection between the developed features and the pH plus carbonate content of soils.

Bevezetés

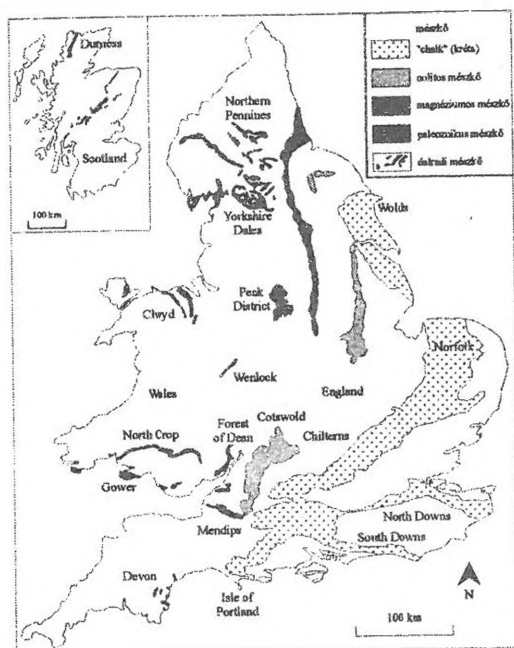
A karsztok a Brit-szigeteken változó keménységű mészkövekből épülnek fel. Kialakulásukat és kőzettani felépítésüket tekintve paleozoikus, elsősorban karbon mészkőből (Peak District, Mendip Hill, Észak- és Dél-Wales, Skócia), perm magnéziumos mészkőből (Észak-Kelet Anglia) és mezozoikus kréta mészkőből (Dél-Anglia) épülnek fel. Észak-Skóciában a késői prekambriumból és a korai ordovíciumból is találunk mészkőfoltokat (GUNN, J. - BÁRÁNY-KEVEI I. 1998, 1. ábra) Kőzettani változatosságukat jelzi, hogy a karbonát kőzetek között homokos mészkő, dolomitos mészkő egyaránt előfordul.

Hidrogeológiai szempontból Délkelet-Angliában a kréta mészkő képez összefüggő víztározó rendszert. A skóciai mészkövek vízrendszere nem egységes, izolált tárolói vannak, a vízvezetés itt az oldásos üregekben kisebb jelentőségű, mint a többi mészkő területen.

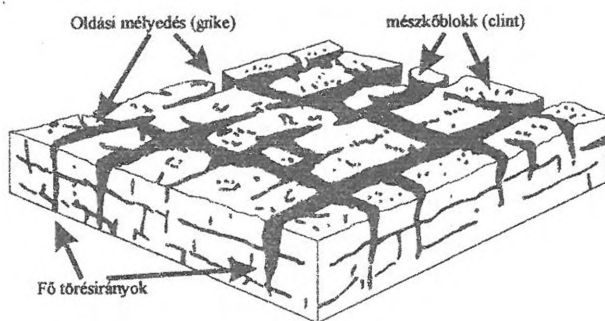
Geomorfológiai szempontból jelentős különbség van az idősebb és a fiatalabb képződmények között. A fiatal mészkövek általában nem rendelkeznek nagyobb járatrendszerrel, az idősebbekben, különösen a karbon mészkövekben nagy barlangok jöttek létre.

Észak-Angliában, Walesben, Írországból a keményebb mészkövek fordulnak elő. Sajátos karmezőket alkotnak itt a mészkőjárdák, angol megnevezéssel a „limestone pavement”-ek. Elnevezésük a kőzet járdaszerű megjelenéséből ered. A mészkőjárdáknak két jól elkülöníthető része van (2. áb-

ra). Az egyik az oldással szélesedő hasadék, repedés (grike) és a közöttük elhelyezkedő sima mészkőfelszín (clint). A gyakran simára csiszolt felületű mészkőtömbök között, a többnyire tektonikusan preformált oldási mélyedés mélysége meghaladhatja az 1 m-t, szélessége több 10 cm is lehet.



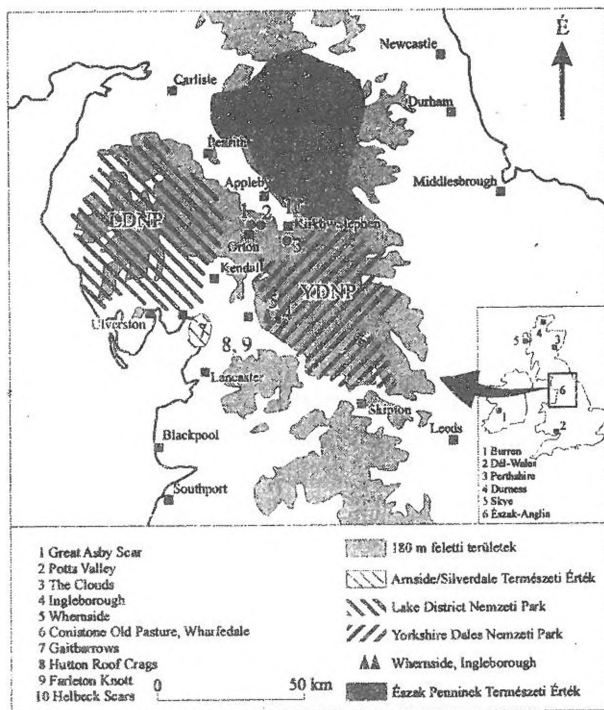
1. ábra. Nagy-Britannia karsztjai
Fig. 1. Karstis of Great-Britain



2. ábra. Mészkőjárdák sematikus rajza
Fig. 2. Schema of limestone pavements

Északnyugat-Angliában 9 mészkőjárdás terület van, amely jelentős geomorfológiai és geológiai értéket képvisel. A Yorkshire Dales Nemzeti Parkban helyezkedik el az Ingleborough, Scales Moor, Conistone Old

Pasture, Cumbriában Orton és Kirkby Steven környékén Potts Valley, Great Asby Scar, Clouds, a Morecambe-i öböl környékén Arnside-Silverdale Természetvédelmi Területen Gaitbarrow, Hutton Roof és Farleton Knott mészkőjárdás felszíne (3. ábra).



3. ábra. Észak-Anglia mészkőjárdái
Fig.3. Limestone pavements of-North-England

A cumbriai Great Asby Scar formái a legfejlettebbek. Potts Valley és Clouds alsókarbon mészköve gyűrt és töredezett. Ingleborough mészkőjárdái tömör, tagolatlan mészkövön alakultak ki, s 400 m tengerszintfeletti magasságban fogják közre a hegy központi kiemelkedését. A Morecambe-öböl környékén 250 m tengerszintfeletti magasságban formálódtak ki a mészkőjárdák. Gaitbarrow vékony rétegű mészkövei fekszenek a legalacsonyabban (50 m alatt), simára csiszolt mészkőjárdáit foltokban vegetáció borítja.

Morfológia

Mint az előbbiekből következik, a mészkőjárda a karmezők olyan típusa, ahol a kopár sziklafelszín repedések osztják fel. A hasadékok és a

köztük elhelyezkedő mészkőtömbök viszonylag szabályos mintázatának megjelenése miatt hasonlít ez a felszíni forma a mesterséges járdákhoz.

A többnyire vetődések mentén létrejött hasadékok oldódással kinyíltak, szélesedtek és létrehozták a makro-topográfiát. Ez a forma (amit a fent említetteknek megfelelően „*grike*”-nak nevez az angol szakirodalom) - *BALÁZS D.* (1990a, b.) értelmezése szerint hasadékkar - a német „*Kluftkarren*”-nek felel meg. Szélességük 1 cm - 1 m lehet, hosszúságuk 1-10 m, mélységük fél métertől néhány méterig változik. Gyakran megtelepülnek bennük növények, amelyek alkalmazkodtak a speciális fényviszonyokhoz. A közöttük elhelyezkedő tömbök a "*clint*"-ek vagy „*Flachkarren*”-ek. A mészkőtömbök kiterjedése és formája a hasadékok sűrűségétől és mintázatától függ. Ahol kevés a hasadék, ott nagyobb mészkőtömbök fordulnak elő, ahol több van, ott általában kisebbek a tömbök. A legtöbb mészkőtömb felszínének kiterjedése 1-10 m² (*FORD, D. - WILLIAMS, P.* 1989).

A mészkőtömbök felületén különböző oldási mikroformák alakultak ki. Közülük leggyakoribb az oldási csatorna (Rinnen és Rillen karr), tányér alakú mélyedés (kamenitza), meanderező oldási mélyedés és egyéb mikrodepressziók. Ezeket a mikroformákat az oldó víz, a növényzet gyökérsavai, illetve a vékony talajréteg alatti oldás hozta létre.

A mészkőjárdák makro- és mikro-topográfiáját a vetődések, törések és a mészkő rétegződése határozza meg. A vetődések mentén megnő a törések, repedések száma, és a törésekkel sűrűn átjárt mészkő darabokra esik szét. Ahol megváltozik a törések iránya, megváltozik az oldási hasadékok iránya is. *SWEETING, M. M.* (1966) szerint a mészkőtömbök formáját alapvetően a törésrendszer iránya és sűrűsége határozza meg. A mészkőjárdák a vastag és masszív mészkövön alakulnak ki legtípusosabban, ahol mind a rétegek, mind a terület megközelítően vízszintes. (*WILLIAMS, P. W.* 1966).

Felszínfejlődés

A nagy kiterjedésű mészkőjárdák mindegyikét jégtakaró borította a pleisztocénben (*SWEETING, M. M.* 1966).

Mai arculatuk kialakításában fontos szerepet játszottak az alábbi tényezők:

- a preglaciális mészkő tulajdonsága,
- a felszín borító üledék vastagsága,
- a glaciális denudáció mértéke.

A glaciális olvadékvizek jelentősen hozzájárultak a hasadékok mélyítéséhez és szélesítéséhez. A mészkőjárdák morfológiájának megváltozásához az antropogén tevékenység is számottevően hozzájárul. A történelem előtti idők

óta folyó mezőgazdasági művelés, legeltetés a talaj- és növényborítás megváltoztatása révén járult hozzá a felszín elkopárosodásához. A mészkövet elhordták az építkezésekhez, dekorálás céljából, utépítéshez, illetve az Angliára annyira jellemző bekerítések idején a mezőgazdasági parcellák elválasztásához kerítések építése céljából. A mészégetés, a talaj meszezése és a kerti díszítőkként való felhasználás szintén jelentős károkat jelent (GOLDIE, H. 1987, 1993, 1994, 1995).

A brit mészkőjárdák mai formájáért a természetes folyamatok és a több ezer éves emberi tevékenység egyaránt felelős.

A talaj szerepe a mészkőjárdák formálásában

A mészkőjárdák formakincsének alakításában fontos szerepe van a talajoknak. Attól függően, hogy milyen típusú talaj milyen hosszú ideig borította a mészkőfelszint, és milyen régóta takaródzott ki a talaj alól a kőzet, eltérő felszínű mészkőjárdák alakultak ki. A talajborítás nélküli felületeken éles, hegyes, durva formák jöttek létre a csapadék oldó hatására. Itt a gravitáció irányítja az oldó víz mozgását. A lekerekített formák, mint mindenütt, itt is talajborítás alatt jöttek létre. A kopár felszínek általában szelektív erózióknak vannak kitéve. A lejtős sziklákon gyors a víz lefutása, csak a mélyedésekben maradhat meg tartósabban a víz. Általában igaz azonban, hogy a talaj nélküli felszín csak időszakosan van kitéve az oldásnak. A csapadékvíz oldó hatása csekélyebb, mint a talajon keresztül szivárgó, savasabb kémhatású víznek. A csapadékvíz időszakos megjelenésekor csak a kőzet gyorsan, könnyen oldható részei oldódnak. A létrejött formák az oldódás kinetikájával vannak összefüggésben, a kémiai reakciók szerepe korlátozott.

A csupasz felszínen három fő karrforma fejlődik: Rillenkarr (merekedebb lejtőkön, a csatornák a lejtők gerincén kezdődnek, 1-3 cm szélesek, sarkosak), Trittkarr (alacsonyabb lejtőkön, sima lépcsős felszínek) és kamenitzák (TRUDGILL, S. 1985). Összességében megállapítható, hogy a szelektív oldás mély hasadékokat és oldási csatornákat, ugyanakkor üreges, lyukacsos, érdes felszint hoz létre.

A talajtakaró kémhatása fontos szerepet játszik a mészkőjárdák fejlődésében. A 7-9 pH-jú, 10 % -nál magasabb karbonát-tartalmú talaj megvédi a mészkövet az eróziótól és korróziótól. Ugyanis a szivárgó víz karbonátokkal telítődik a talajszelvényben, ezért az alapközethez érkeve már nem képes a kőzet oldására (TRUDGILL, S. 1985). A helyenként megtalálható jégkorszaki felszíneket a meszes üledék óvta meg a lepusztulástól.

Ha a talajon átszivárgó víz nem telítődik, a mészkőkorrózió intenzív. Legjelentősebb a mészkő korróziója a 4-7 pH-jú, 0-1 % karbonát-tartalmú,

savanyú vegetációjú talajok alatt (TRUDGILL, S. 1985). A savanyú talajok alatti erőteljes mállás miatt a talaj gyakran lemosódik a szélesre és mélyre oldott hasadékokba. Ez a talajborítás elvékonyodását eredményezi, a talaj a fejlődő repedésekbe, esetleg a felszínhez közeli üreg- illetve barlangrendszerbe kerül. A talaj erózióját az emberi tevékenység is kiválthatja, például a fák kivágásával, amelynek célja a terület legeltetéssel történő hasznosítása. Minden valószínűség szerint a mészkőjárdákat a pleisztocén után a jelenleginél vastagabb üledék és talaj borította.

A talaj és üledék alatt sima, lekerekített, gömbölyded formák fejlődnek, viszonylag sekély bevágódásokkal. A talaj alatti blokkok több irányból történő oldódása sziklacsúcshoz hasonló formát hoz létre (pinnacle), de az íves formák is savanyú talajok alatt alakulnak ki.

A talajnedvesség-eloszlás, a vízelvezetés mértéke, a talaj szöveti tulajdonságai, a talaj mélysége, a lefolyó víz mértéke, a lejtés szöge, a növényzet, a mészkő jellemzői mind erős hatással vannak a talaj alatti oldásra és a létrejövő formákra.

Mint az ismert, a korrózió intenzívebb a mélyebb talajok alatt, ugyanakkor az erózió a meredek lejtők talajai alatt nagyobb, mint az egyenletes felszínű vagy enyhe lejtésű területeken. A lejtőkön a talajok általában vékonyabbak - a talajszelvény felső része csonkolódhat -, a lehordott anyag a lejtő alján halmozódik fel. A mészkő természete fontos meghatározója a talaj alatti oldás mértékének. A kemény, masszív mészkő nehezen töredezik, a felette elhelyezkedő talaj könnyen kilúgozódik. A laza, felaprózódó kőzet darabjai könnyen beágyazódnak a talajba, ezáltal annak savanyúságát csökkentik. A lágyabb kőzeteken általában meszes talajt kedvelő növényzetet találunk, míg a kemény kőzet savanyú talajt kedvelő növényzetet hordoz, ami növeli az erózió mértékét (TRUDGILL, S. 1985).

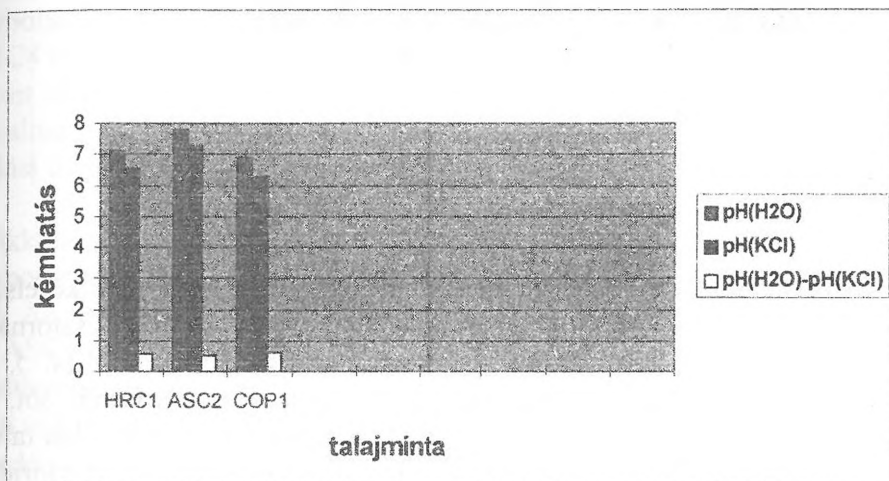
A vizsgálatok értékelése

A vizsgálathoz a talajmintákat az észak-angliai mészkőjárdás felszínnek alábbi területeiről gyűjtöttük be:

1. Farleton Knott: Newbiggin Crags (a minta jelölése: NBC), Farleton Fell (FF),
2. Hutton Roof Crags (HRC és UBP minták),
3. Gaitbarrows (GBS),
4. Great Asby Scar (GAS, ASC minták),
5. The Clouds (TCL),
6. Conistone Old Pasture (COP).

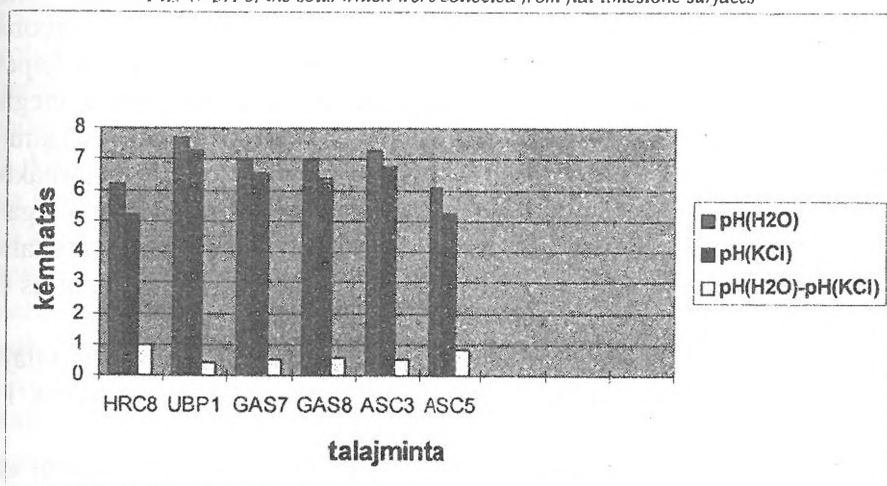
A talajmintákat hasadékokból, oldási csatornákból, mészkőkibukkanások lábaitól, közvetlen mészkőfelszínekről és mészkőkibukkanásoktól távolabb, főként füves területekről, esetenként dolinákból gyűjtöttük. A mészkőkibukkanásoktól távolabbi helyeken a talajszelvény viszonylagos vastagsága miatt több mintavétel is történt, a talaj tulajdonságainak szembetűnő változásaival összhangban.

Meghatároztuk a talajok vizes és kálium-kloridos kémhatását ($\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ és $\text{pH}(\text{KCl})$), valamint a karbonát-tartalmát.



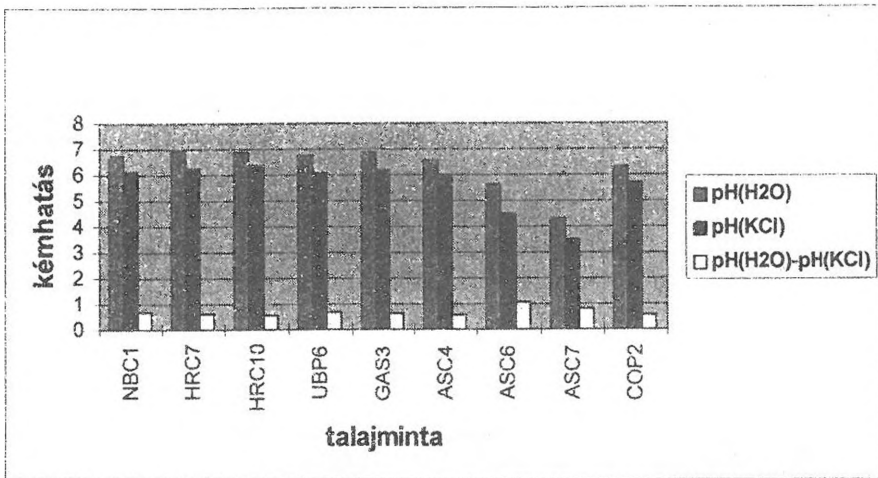
4. ábra: Sík mészkőfelszínek talajainak kémhatása

Fig. 4. pH of the soils which were collected from flat limestone surfaces



5. ábra: Sekély oldási csatornák talajainak kémhatása

Fig. 5. pH of the soils which were collected from shallow runnels



6. ábra: Mély oldási csatornák talajainak kémhatása
 Fig. 6. pH of the soils which were collected from deep runnels

A kiértékelésnél az egyik típusú összehasonlítást a sík mészkőfelszínnek felületéről, a sekély oldási csatornákból (pár cm-es mélységű csatornák) és a mélyebb oldási csatornákból származó talajokkal végeztük el (4, 5, 6. ábrák). A sík felszíneken található talajok kémhatása 7-es pH körüli, sőt, az ASC2 minta kémhatása pH=7,8, a karbonát-tartalma 6 %. A másik két talajminta karbonát-tartalma csekély, 0,5 % alatt van. A vizes és kálium-kloridos pH közötti különbség ($\Delta\text{pH} = \text{pH}(\text{H}_2\text{O}) - \text{pH}(\text{KCl})$) nem nagy. A sekély oldási csatornák talajainak kémhatása pH=6-7 körül van. Jelentős karbonát-tartalma (42 %) van a UBP1 mintának. Az ASC3 minta 11,5 % karbonát-tartalma szintén jelentős a többi, 0,5 % alatti karbonát-tartalmakhoz képest. A két kiemelt minta kémhatása a legmagasabb ebben a csoportban, meghaladja a 7-es pH-t. Az alacsonyabb kémhatású talajokban a vizes és kálium-kloridos pH különbsége 1 körüli érték is lehet. A mély oldási csatornákból származó talajok kémhatása pH=7 alatt van, és közülük kerülnek ki a legalacsonyabb kémhatású talajok a három csoportból. A talajok karbonát-tartalma néhány kivételével 0 %, ahol megjelenik a szénsavas mész tartalom, ott is 0,8 % alatt van.

Az eredmények igazolják azt a hipotézist, hogy a savanyúbb talajok mélyebb oldási formákat hoznak létre, a nagyobb oldóképességüknek köszönhetően.

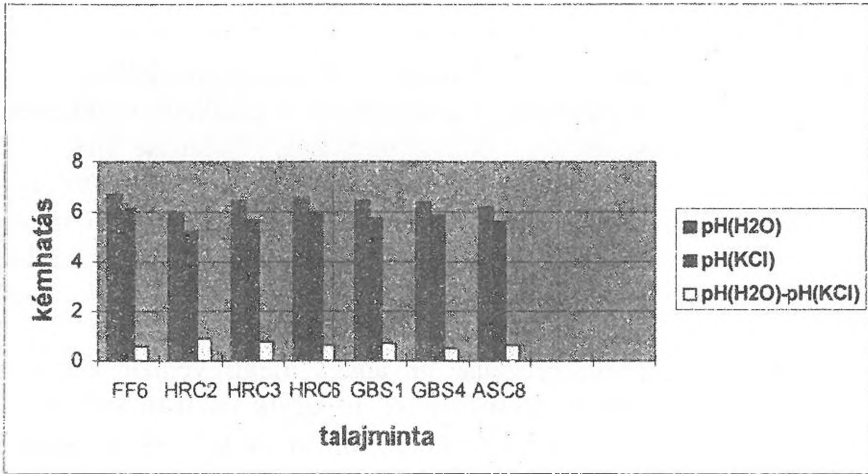
A mészkőfelszínnek formája gyakran igen kis távolságokon belül változik. Egymástól néhány méterre található a talajjal borított sík mészkőfelszín, az ugyancsak talajkitöltésű sekély oldási csatornák és a mélyebb oldási csatornák. Az ASC2-3-4 minták ilyen területekről származnak (10. ábra). A

2-es minta talajjal borított mészkőfelszínen található, a 3-as egy tőle néhány méterre lévő sekély oldási csatornából, a 4-es pedig egy néhány méterrel még távolabb lévő mély oldási csatornából származik. Ugyanilyen mintavételezés történt az ASC5-6-7 minták esetében, azaz az 5-ös minta sík mészkőfelszínről, a 6-os egy néhány méterre lévő sekély oldási csatornából, a 7-es pedig egy néhány méterre lévő mély oldási csatornából származik (10. ábra). Az ASC5-6-7-es mintavételezési helyen savanyú vegetáció található.

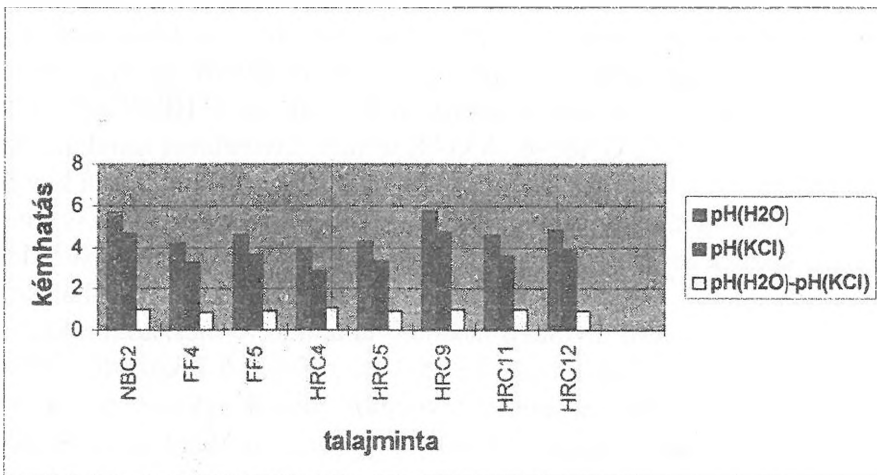
Mindkét sorozat esetében jól tapasztalható a kémhatás csökkenése az oldási formák mélyülésével. Az ASC2 minta magas kémhatása ($\text{pH}=7,80$) és karbonát-tartalma (6 %) megvédi az alatta lévő kőzetet az oldódástól, míg az ASC4 minta 0 % karbonát-tartalma, alacsonyabb kémhatása lehetővé teszi a kőzet oldódását. A közbeeső ASC3 minta magas kémhatása és karbonát-tartalma még elég jó védettséget nyújt az oldódással szemben, de a sekély oldási csatorna már jelzi, hogy az oldódás lejárásodhat.

Az ASC5-6-7 mintasorozatnál ugyanúgy megfigyelhető a kémhatás csökkenése az oldási formák mélyülésével. Itt egyik talajban sem találtunk karbonátot, a kémhatások alacsonyabbak, mint az ASC2-3-4 mintasorozatnál. Az alacsonyabb kémhatás egyik indikátora a növényzet volt. Különösen az ASC5 minta esetében valószínűsíthető, hogy ezek a talajok csak a közelmúltban savanyodtak el ennyire. Az ASC5 minta talaja alatti sík mészkőfelszín ugyanis azt jelzi, hogy a talaj megvédte a felszínt az oldódástól. A savanyodásra való hajlamot a ΔpH magas, 1 körüli értéke is jelzi.

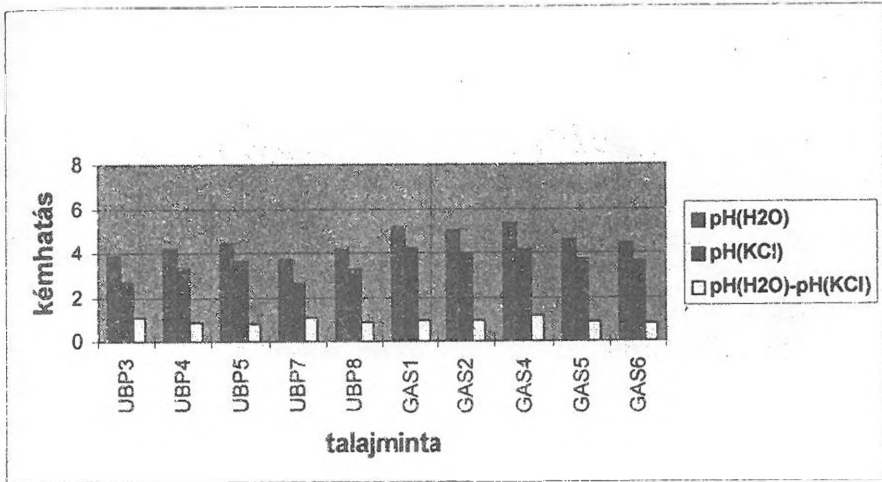
A talajminták másik csoportját mészkőkibukkanások közvetlen közelében (a mészkőjárdák lábainál) és az azoktól minimum néhány méterrel távolabb gyűjtött mintákból képeztük (7, 8, 9. ábrák). A kibukkanásoktól távol lévő talajok mélysége több 10 cm is lehet, így lehetőség volt a szelvényből több mintát gyűjteni. Ilyen összetartozó minták (a nagyobb szám mindig a mélyebbről vett mintát jelöli): FF4-5, HRC4-5, HRC11-12, UBP3-4-5, UBP7-8, GAS1-2, GAS5-6. A GAS minták kivételével minden esetben nő a kémhatás a mélységgel, de az utóbbi esetekben sem jelentős a kémhatás csökkenése. Ez arra utal, hogy a mélységgel csökken a kilúgozás, ami az alapkőzet közelségével hozható összefüggésbe. Az adatokból egyértelműen kiderül, hogy a mészkövekkel közvetlenül érintkező talajok kémhatása magasabb, mint az azoktól távolabb található talajoké. A mészkőkibukkanások közvetlen közelében lévő talajok kémhatása $\text{pH}=6,0-6,7$ közötti, karbonát-tartalmuk 0 %. A kibukkanásoktól távolabbi dolinák, gyeses foltok talajai savanyú kémhatásúak, magas, 1 körüli a ΔpH , és ezekkel összefüggésben karbonát-tartalmuk 0 %.



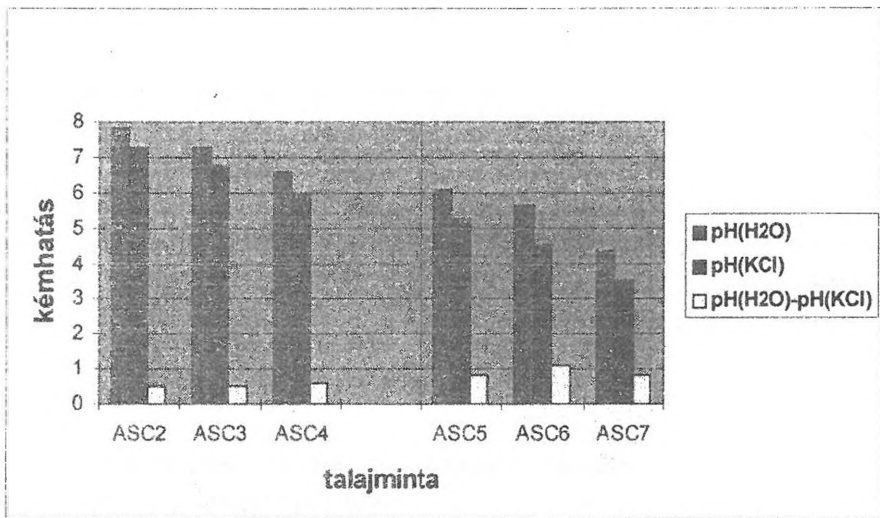
7. ábra: Mészökibukkanások közvetlen közelében elhelyezkedő talajok kémhatása
 Fig. 7. pH of the soils which have direct contact with limestone



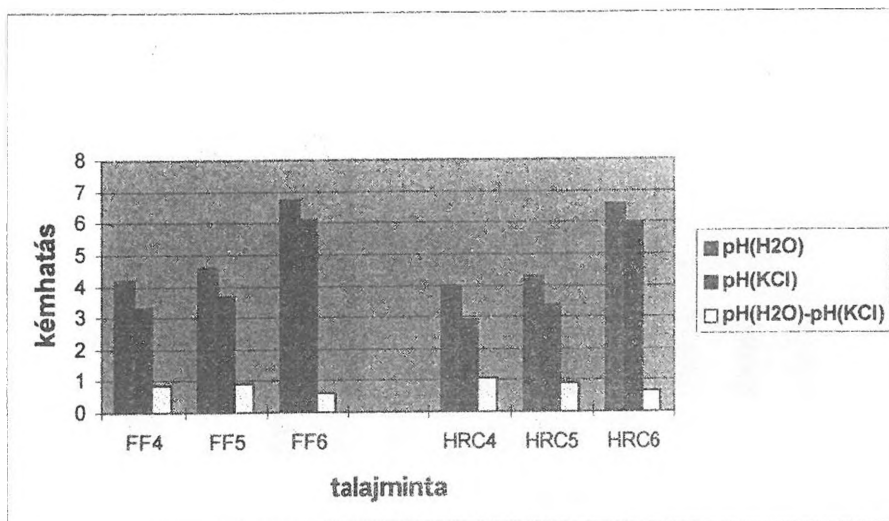
8. ábra. Mészökibukkanásoktól távolabb elhelyezkedő talajok kémhatása (1.)
 Fig. 8. pH of the soils which do not have direct contact with limestone (1.)



9. ábra: Mészköibukkanásuktól távolabb elhelyezkedő talajok kémhatása (II.)
 Fig. 9. pH of the soils which do not have direct contact with limestone (II.)



10. ábra: A forma és a talaj kémhatása közötti összefüggés
 Fig. 10. The connection between the pH of the soils and the features of limestone



11. ábra: A mészkő közelsége és a talaj kémhatása közötti összefüggés
 Fig. 11. The connection between the pH of the soils and the closeness of limestone

Két esetben - az FF4-5-6 és a HRC4-5-6 mintasorozatokkal - célszerűen úgy vettük fel a talajmintákat, hogy megvizsgálhassuk a mészkőjárdák peremein (FF6 és HRC6) és a tőlük néhány méterre lévő füves foltokon található talajok kémhatása közötti különbséget (11. ábra). A füves foltok talajai néhány 10 cm mélységűek, így a 4-es minták a felszíni, az 5-ös minták az alatta lévő, színében, szervesanyag-tartalmában, agyagtartalmában különböző szintből származnak. A kémhatás ugrásszerűen megnő a csupán néhány méterre található, mészkővel közvetlen érintkezésben lévő talajokban, a pH=6,6-6,7. A gyeses foltok talajainak kémhatása igen alacsony, a pH csupán 4 körül van, a mélységgel kismértékben nő. A Δ pH jóval magasabb (1 körüli érték), mint a mészkővel közvetlenül érintkező talajokban. Karbonát egyik talajból sem volt kimutatható.

Összegzés

A tanulmány megkísérelte bemutatni a brit mészkőjárdák sajátos előfordulásait és morfológiai sajátosságait. Ugyanakkor a terepkutatás és laboratóriumi analízis segítségével a mészkőjárdák továbbfejlődésének feltételeit kívántuk megkutatni. Megvizsgáltuk, hogy miként hatnak a talajok a mészkőjárdák formakincsének fejlődésére. Részletesen a talajok kémhatását és

karbonát-tartalmát vizsgáltuk, mivel mindkét paraméter fontos szerepet játszik a mészkőfelszínek formafejlődésében.

Megállapítottuk, hogy:

- a semleges, meszes talajok megvédik a mészkőjárdákat a korróziótól,
- a savanyú talajok felerősítik a mészkőjárdák felszínének oldási folyamatait, és a mikroformák fejlődését,
- a kibukkanó mészkő befolyásolja a talajok kémhatását és karbonát-tartalmát, itt a talajok kémhatása magasabb,
- a mészkővel közvetlenül nem érintkező talajok kémhatása jóval alacsonyabb.

A brit mészkőjárdák a karsztok különleges karrmezői. Kialakulásukban és fejlődésükben a geológiai tényezők, a klímaváltozás, a talaj- és vegetációborítás, valamint az emberi tevékenység játszott fontos szerepet. Tájesztétikai értékük igen magas, ezért megóvásuk a jövő számára fontos. A brit természetvédelem igen sokat tett ezeknek a természeti csodáknak a megóvásáért. A formák fejlődésének megismerése további adalékokat szolgáltat a védelem számára.

IRODALOM

BALÁZS, D. (1990a): Karrformák – karregyüttesek. - Karszt és Barlang 1990. évf. II. füzet, p. 117-122

BALÁZS, D. (1990b): A karsztológiában és speleológiában használt fontosabb idegen szakkifejezések szótára. - Karszt és Barlang 1990. évf. II. füzet, p. 127-136

FORD, D.-WILLIAMS, P. (1989): Karst geomorphology and hydrology. - Published by Chapman & Hall, London

GOLDIE, H. (1983): Human influence on landforms: the case of limestone pavements. - In: New directions in karst, proceedings of the anglo-french karst symposium (edited by K. Paterson and M. M. Sweeting), Published: England 1986, p. 515-540

GOLDIE, H. (1987): Human impact on limestone pavement. - Endins, n.13. Ciutat de Mallorca, p. 71-81

GOLDIE, H. (1993): Human impact on karst in the British Isles. - Catena Supplement 25, Cremlingen, In: Karst Terrains, Environmental Changes, Human Impact (editor: P. W. Williams), p.161-185

GOLDIE, H. (1993): The legal protection of limestone pavements in Great Britain. - Environmental Geology 21, p. 160-166

- GOLDIE, H.* (1994): Protection of limestone pavement in the British Isles. - Geological and Landscape Conservation, Geological Society, London, p. 215-220
- GOLDIE, H.* (1995): Major protected sites of limestone pavement in Great Britain. - In: Environmental effects on karst terrains (editor: Ilona Bárány-Kevei), Szeged, p. 61-92
- GUNN, J. - KEVEINÉ BÁRÁNY, I.* (1998): Nagy-Britannia karsztvidékei. - Földrajzi Közlemények CXXII. (XLVI.) kötet, 1-2. szám, p. 43-58
- SWEETING, M. M.* (1966): The weathering of limestones (with particular reference to the Carboniferous limestones of Northern England). - In: Essays in Geomorphology (editor: G.H. Dury), Heinemann, London, p. 177-210
- SWEETING, M. M.* (1972): Karst of Great Britain. In: Karst: Important karst regions of the Northern Hemisphere (M. Herak, V.T. Stringfield), Elsevier, Amsterdam, p. 417-443
- SWEETING, M. M.* (1972): Karst landforms. - Macmillan
- TRUDGILL, S.* (1985): Limestone geomorphology. - In: Geomorphology Texts 8. (edited by K. M. Clayton), Longman, p. 53-70
- VINCENT, P.* (1995): Limestone pavements in the British Isles: A review. - The geographical Journal, Vol. 161., No.3., p. 265-275
- WILLIAMS, P. W.* (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland. - In: Transactions of the British geographers No. 40., p. 155-172

A KARSZTVÍZ BESZIVÁRGÁS MEZŐINEK MÓDOSULÁSAI A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG TERÜLETÉN

FOGARASI SÁNDOR

Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék,
6722 Szeged, Egyetem u.2.

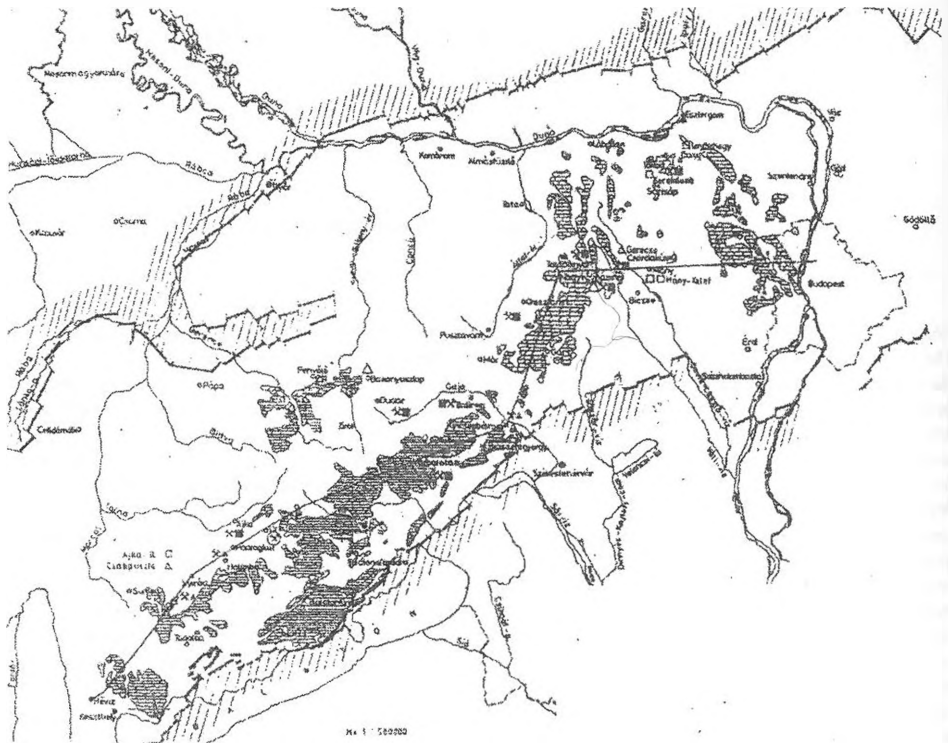
Abstract: The Transdanubian Mts. stores one of the most significant drinking water quantities in central Europe. The utilization and protection of this water motivates the study of infiltration on this area. In the last fifty years there was strong amplitude in the quantity of precipitation as well as infiltration. Since 1977 the infiltration is below, since 1994 is above the average. The temporal conformation of infiltration in the whole Transdanubian Mts. as well as the data of some precipitation measuring stations in the Bakony raised the question: how did the weight of certain areas change within the infiltration of the whole system in this period of time. If it has changed, how can be drawn a parallel with the change of absolute infiltration of the whole karst system. So the study brings out in strong relief the importance of territoriality. The formula used for calculation of anomalies is unresponsive for the wide or little infiltration of the given year. The formula shows how the infiltration of the given year on a given place had a relation to the similar data of the Transdanubian Mts., related to the similar rate of the 47-year average. The results of the research have fallen short of expectations. Categorical territorial transfer in infiltration has not occurred. However the diffusion of anomaly fields is growing higher and higher, their direction is changing increasingly and earlier very rare diffusions took over. These changes can be connected timely to the bigger rate altering of precipitation and the absolute value of infiltration. The aspect of territorial changes is similar to the changes of absolute infiltration and confirms the assumption of climatic changes. Anyway, the chances are that this process works on not only on the absolute measure of infiltration, but also on its territorial diffusion.

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység Közép-Európa egyik legjelentősebb ivóvízkincsét rejt. Ez a vízkészlet megújuló erőforrást jelent: a csapadék révén folyamatosan utánpótlódik, mintegy 1500 km²-es felületen (1. ábra).

A vízmennyiség „fenntartható” hasznosítása nagyon fontos, hiszen a túlzott kitermelés a mennyiségi csökkenés mellett a szennyeződés veszélyét is jelentősen fokozza. A korábbi évtizedek tudatos túltermelésének következményei közismertek. A fenntartható kitermeléshez a beszivárgást kell meghatároznunk, miután a kiadási oldal természetes tényezőinek pontos meghatározása rendkívül nehézkes. A beszivárgás meghatározásához két dolog kell: a karsztvíz területekre reprezentatív éghajlati adatok és jó beszivárgás számítási módszer.

Maga a beszivárgás alapvetően éghajlati tényezőktől függ. A munka célja az volt, hogy a napjainkban sokat hangoztatott „éghajlatváltozást” kimutassa vagy meglétét cáfolja a terület beszivárgási viszonyaiban.

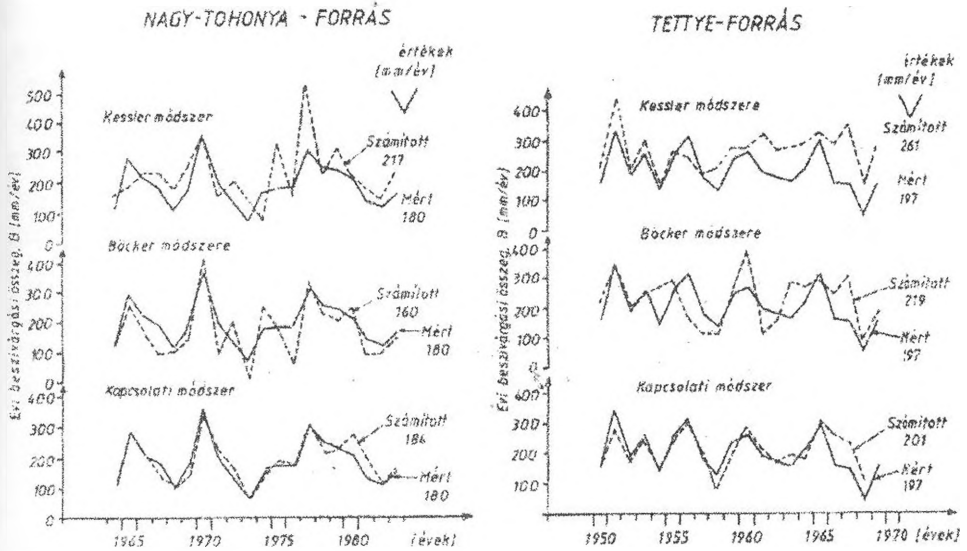


1. ábra A Dunántúli-középhegység nyíltkarsztos területei
 Fig. 1: Opened karst territories in the Transdanubian Mts.

Amennyiben ugyanis meghatározható egy változási tendencia a beszivárgásban, azt a vízgazdálkodásnak is figyelembe kell vennie. Jóllehet a karsztvízrendszer alapvetően egységes a Balaton-felvidéktől a Dunáig, ennek ellenére a beszivárgás súlypontjainak áthelyeződése - főleg helyileg, de regionálisan is - komoly következményekkel járhat.

A beszivárgás számítása

A beszivárgás számítását MAUCHA L. (1990) módszerével végeztem. Megalkotója 1963-74 között állt a Jósvalói Karsztkutató Állomás (VITUKI) élén. Az eljárást is ennek a területnek az adatai alapján dolgozta ki és a kárpát-medencei karsztokra a legnagyobb fokú egyezést mutatja a számított és a tényleges hozamok tekintetében (2. ábra).



2. ábra Az egyes beszivárgás számítási módszerek eredményeinek egyezése a tényleges vízhozammal (MAUCHA L. 1990 nyomán)

Fig. 2: Conformity of results of certain infiltration calculating methods with the effective water flow (after L. MAUCHA 1990)

A módszer évi nyers beszivárgásból, téli csapadék korrekcióból, tárolási korrekcióból, illetve hőmérsékleti és lefolyási korrekcióból áll.

A beszivárgási eredmények tehát eredők, az adott év csapadéka (alaphozam) mellett a megelőző tél (a fent említett módszer alapján kb. 15%), az elmúlt két év csapadéka (kb. 6-7%) és a hőmérséklet is szerepet kap kialakításukban. A tételek jelentősége ebben a sorrendben csökken, az utolsó - esetünkben - gyakorlatilag elhanyagolható az Aggteleki-karszthoz rendkívül hasonló évi középhőmérséklet következtében. Miután az egyes elemek változékonysága térben és időben is rendkívül nagy, ezért a beszivárgás nagy eltéréseket mutat mindkét dimenzió mentén.

A beszivárgási mezők változása

A számítás 25 állomás, 1951-97 közötti, MAUCHA L. (1990) módszerével számított évi beszivárgását vette alapul (3. ábra).

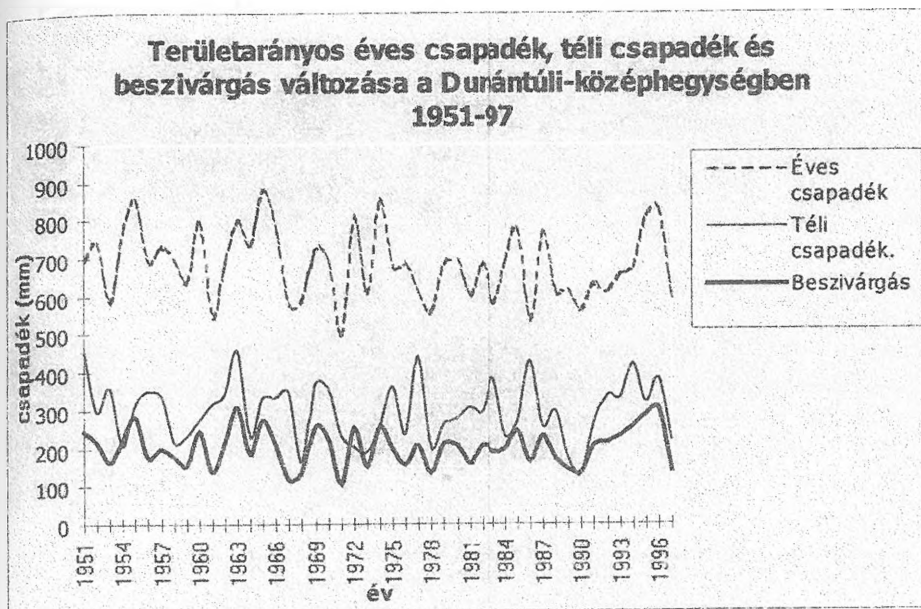
Az állomás neve	Tengerszint feletti magassága /m/	Évi átlagos csapadék 1951-95 /mm/	A hozzá tartozó beszivárgási terület nagysága /km ² /
Néza	230m	581	10,55
Piliszentkereszt	360m	690,5	35,8
Nagykovácsi	342m	665,5	58,8
Farkasrét	350m	621,3	6,55
Turdos	295m	660	97,105
Sztr /Felsőgalla/	201m	584,8; 634,7	6,15
Várgesztea	274m	668,9	52,167*
Csákbérény	222m	615,6	1,97
Kincsesbánya	191m	604,7	8,7
Kirátyszállás	380m	724,4	79,82
Tés	463m	696,7	78,95
Bakonyzentkőrly	280m	691,1	1,1
Fenyőfő	212m	739,9	113,81
Borzavár	422m	802	18,88
Bakonybét	267m	785	17,19
Veszprém	270m	651,6	61,39
Herend	341m	695,5	114,23
Lókút	420m	733,7	75,5
Úrkút	400m	757,6	125,36
Taliándörög	231m	691,1	158,1
Váillus	226m	739,7	82,42
Hidegkút /Mencshely/	347m	670,6	9,28
	310m		36,89
Felsőóra	280m	605,1	155,66
Összesen	309,22m	687,73 mm	1492,07 km ²

* A kérdőjeles területek a különböző időszakokban más állomások adatait is felhasználták. Ennek oka az éghajlati szempontból legmegfelelőbb állomások adathiánya volt.

3. ábra. A vizsgálat során felhasznált állomások
Fig. 3. Stations where examination took place.

Ahhoz a feltételezéshez, hogy a beszivárgásban területi változások történtek, az alapot az adta, hogy időben valóban változott a csapadék és így a beszivárgás is (4. ábra). Ami nem látható az ábrán, hogy a beszivárgás száraz időszakot követő nagy mértékű emelkedése során az „*ldőjárás* Napijelentés”-ben megtalálható állomások alapján a maximumok áttevődtek a délkeleti, déli oldalakra (legalább is 1995 után). A területi változások bázisértékeit az 5, 6, 7, és 8. ábrák mutatják. Az 5. és 6. ábra közti különbség mutathatja a csapadékmennyiség tényleges csökkenését, de elképzelhető az is, hogy Péczely 1901-50-re vonatkozó adatai túlértékeltek.

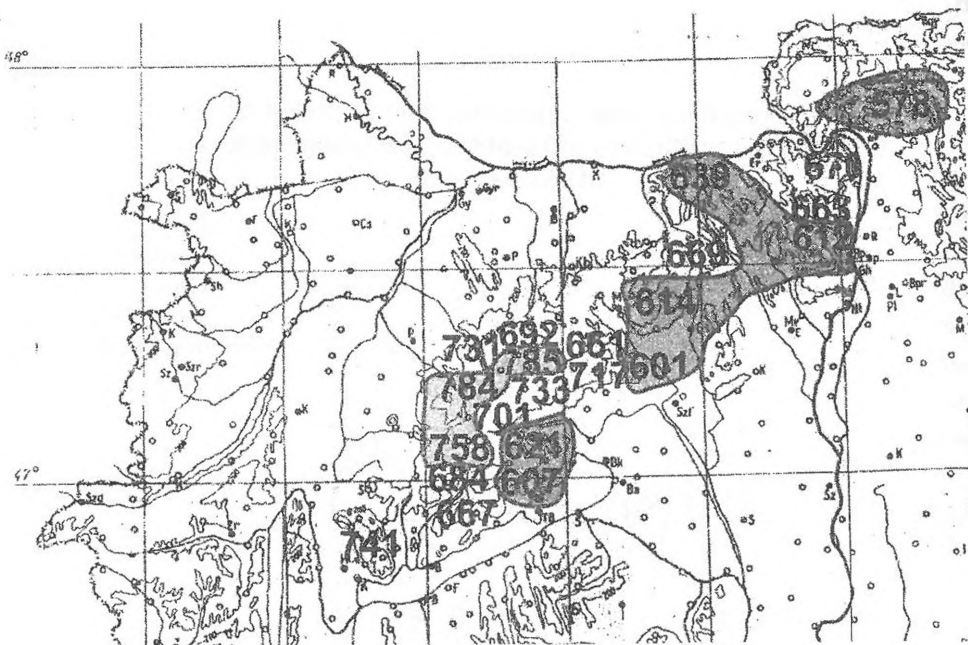
Több esetben is kénytelen volt ugyanis extrapolálni, és ennek alapja a csapadékos 1925-45-ös időszak volt.



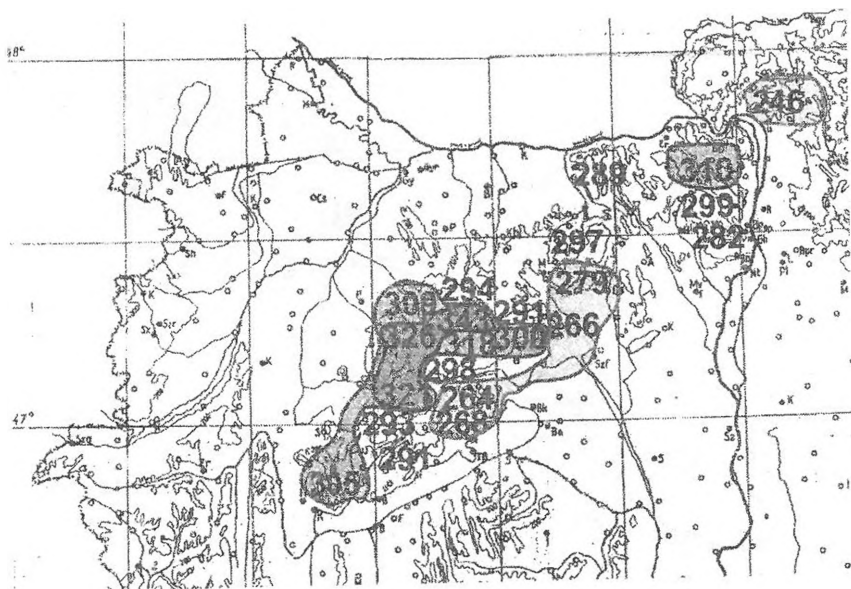
4. ábra Grafikon a területarányos évi- és téli csapadék, valamint beszivárgás változásáról 1951-97 között
 Fig. 4: Diagram showing the area proportional changing of annual and winter precipitation as well as infiltration between 1951-97.



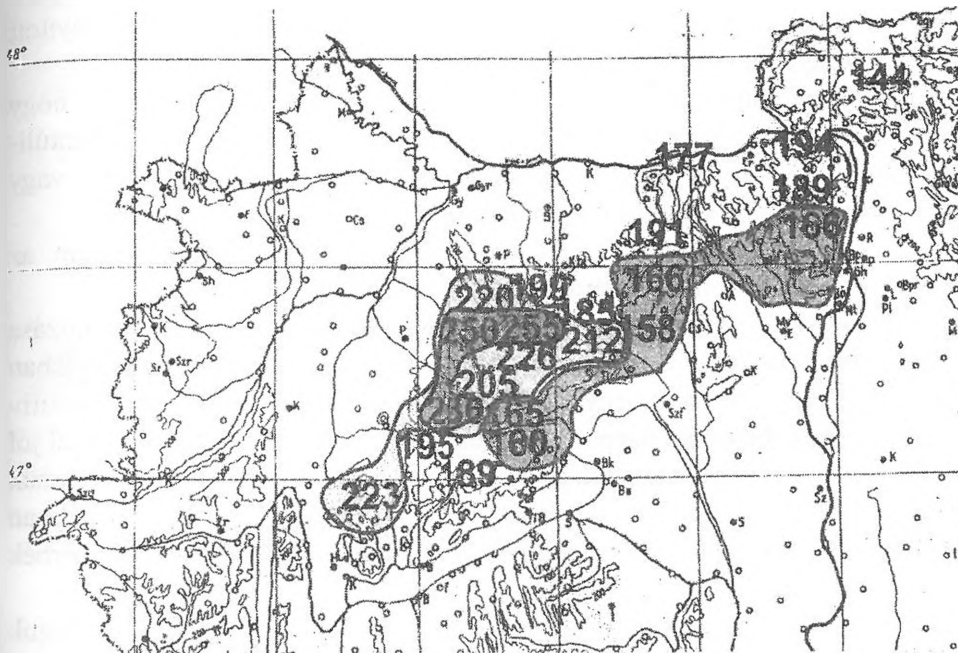
5. ábra A Dunántúli-középhegység évi csapadékátlagai PÉCZELY GY. nyomán (1901-50)
 Fig. 5: Annual precipitation averages of the Transdanubian Mts. after GY. PÉCZELI (1901-50).



6. ábra Az évi csapadék átlagai a Dunántúli-középhegységben (1951-97)
 Fig. 6: Annual precipitation averages in the Transdanubian Mts. (1951-97).



7. ábra A téli csapadék átlagai a Dunántúli-középhegységben (1951-97)
 Fig. 7: Averages of winter precipitation in the Transdanubian Mts. (1951-97).



8. ábra A beszivárgás átlagai a Dunántúli-középhegységben (1951-97)
 Fig. 8: Averages of infiltration in the Transdanubian Mts. (1951-97).

Ezen változások kimutatásához azt kellett felfedni, hogy milyen volt egy térség relatív súlya a beszivárgásban az adott évben a csaknem 50 évi átlaghoz viszonyítva. Ez a szám adott helyen, adott évben a következő képlettel került meghatározásra:

- adott hely adott évi beszivárgása / Dunántúli-középhegység adott évi területarányos beszivárgása,
- adott hely 1951-97 évi átlagos beszivárgása / Dunántúli-középhegység 1951-97 évi területarányos átlagos beszivárgása.

Az így kapott eredmény tehát azt mutatja meg, hogy az adott területnek az egész rendszer beszivárgásában elfoglalt átlagos (relatív) súlya hogyan módosult az adott évben. Az így meghatározott értékek hasonló eloszlást mutatnak az adott hely sokévi átlagához viszonyított adott évi beszivárgással, viszont a vizsgálat szempontjából karakterisztikusabbak. Ennek oka, hogy előbbi számítási mód esetén egy száraz vagy egy csapadékos évben a terület nagy részén negatív vagy pozitív eltérés alakul ki, a különbségek azon a tartományon belül mutatkoznak és a beszivárgás adott

állomás átlagához viszonyított változásait is mutatják. Ez a képlet viszont - miután a bázisszámban és az aktuális évi értékben is a teljes Dunántúli-középhegység ugyanazon időszakra vonatkozó területi átlagához viszonyít - biztosítja, hogy a kapott értékek csak a területek egymáshoz viszonyított eltéréseit világítsák meg.

Az így kapott pozitív vagy negatív eltérés tehát azt mutatja, hogy adott hely adott évi beszivárgásának aránya a teljes terület (Dunántúli-középhegység) adott évi, területarányos beszivárgásához több vagy kevesebbet volt az 1951-97 közötti átlaguk arányánál.

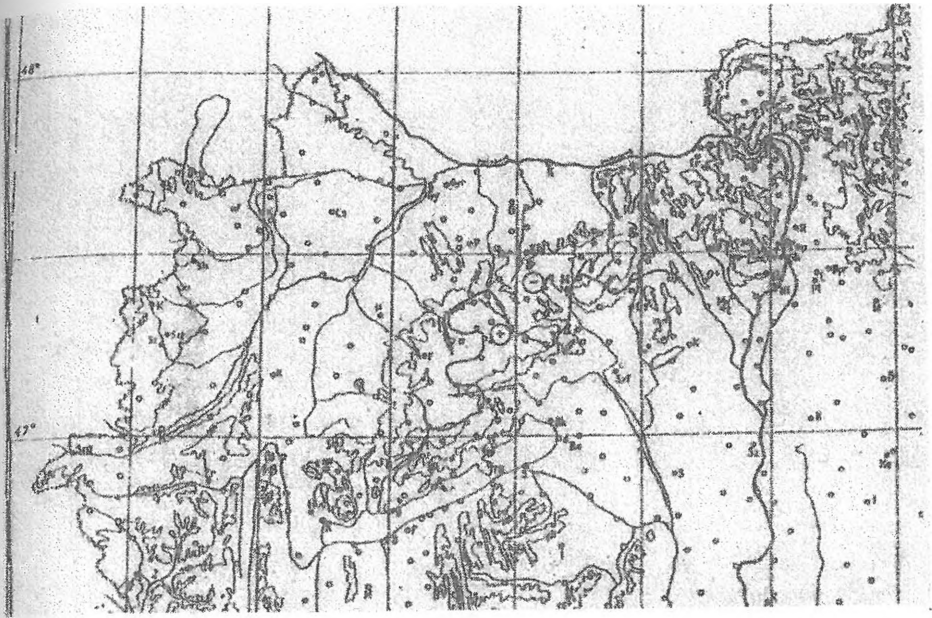
Ezeknek az anomália mezőknek az eloszlása (9. ábra) nem az előzetesen feltételezett eredményt hozta.

Az 1950-es években a pozitív és negatív sávok váltakozása északnyugat-délkelet irányú volt, a relatív nagyobb súly a beszivárgásban évről évre kiegyenlítődött, egy évvel több esetben volt délnyugaton pozitív eltérés, és egy esetben a középső területeken. Az átlagot jelentő 1-es vonal jól szétbontható két félre különítette a Dunántúli-középhegységet (ezt nevezzük „klasszikus eloszlás”-nak), 2 évet kivéve. Egyik esetben 3 terület, a másikban 3 terület és egy folt keletkezett az egyes anomália területeket határoló görbék mentén.

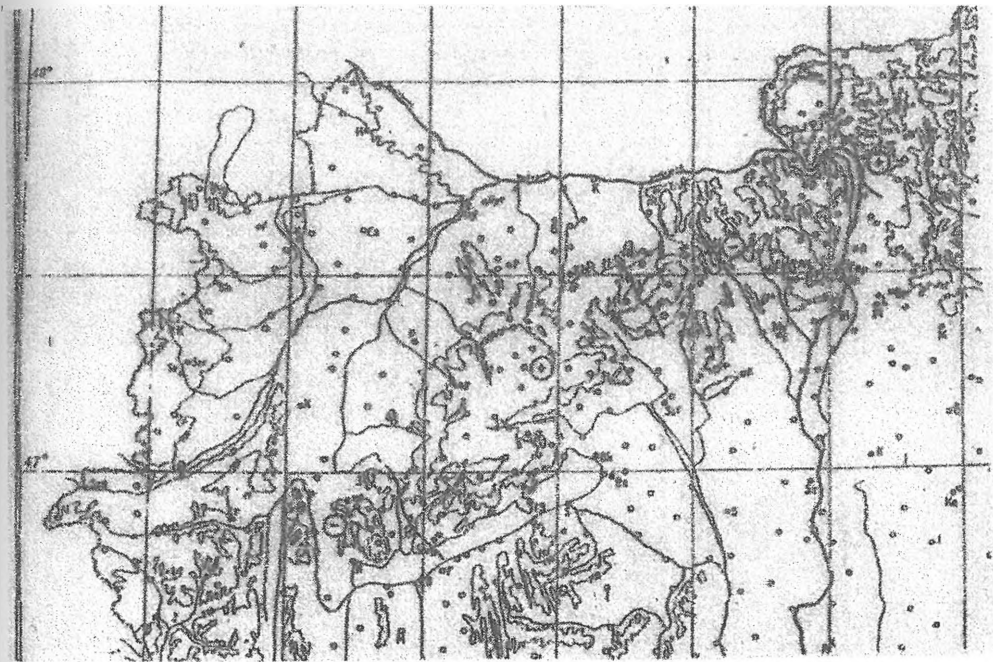
Az 1960-as években megváltozott a sávok eloszlása, irányítottságuk délnyugat-északkeletre módosult az esetek többségében. Itt is 1-gyel több esetben volt maximum a déli területeken, és egyszer volt megfigyelhető a központi térségben. Ami feltűnő változás az előző évtizedhez képest, hogy az anomália területek szórtsága rendkívül megnövekedett. Az 1950-es eloszlásokban döntő többségben tapasztalható 2 nagy mező az esetek felében volt csak megfigyelhető (1 esetben itt is volt egy folt), a másik felében kimondottan kaotikus eloszlásokat találtam.

Ez a tendencia folytatódott az 1970-es években is. A kaotikus eloszlások száma nem emelkedett ugyan, azonban 3 esetben már olyan mértékben volt szórt az anomália mező, hogy nagyobb egységes területeket és így irányultságukat sem lehetett megállapítani. A többi esetben a korábbi időszakhoz hasonlóan délnyugat-északkelet irányítottságú eloszlások voltak, eggyel több északias pozitívummal.

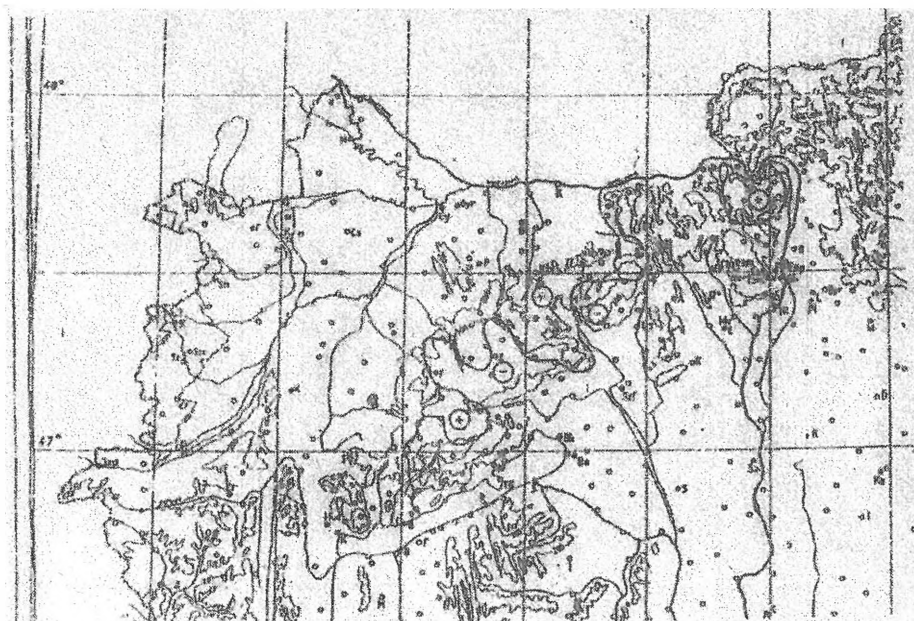
Az 1980-as években már csak 1 esetben nevezhető „klasszikus”-nak az eloszlás. Az évtized első felében dél-északi, másodikban délnyugat-északkeleti eloszlások voltak tapasztalhatók.



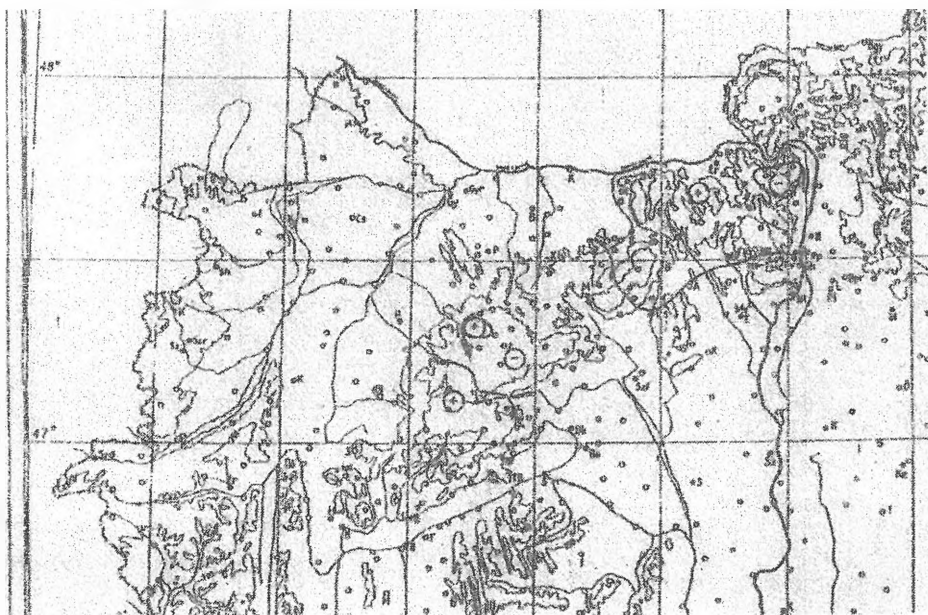
9a. ábra. Beszivárgási anomália mezők a Dunántúli-középhegységben az 1950-es években (1960)
 Fig. 9a. Infiltration anomaly fields in the Transdanubian Mts. in the 1950-s (1960).



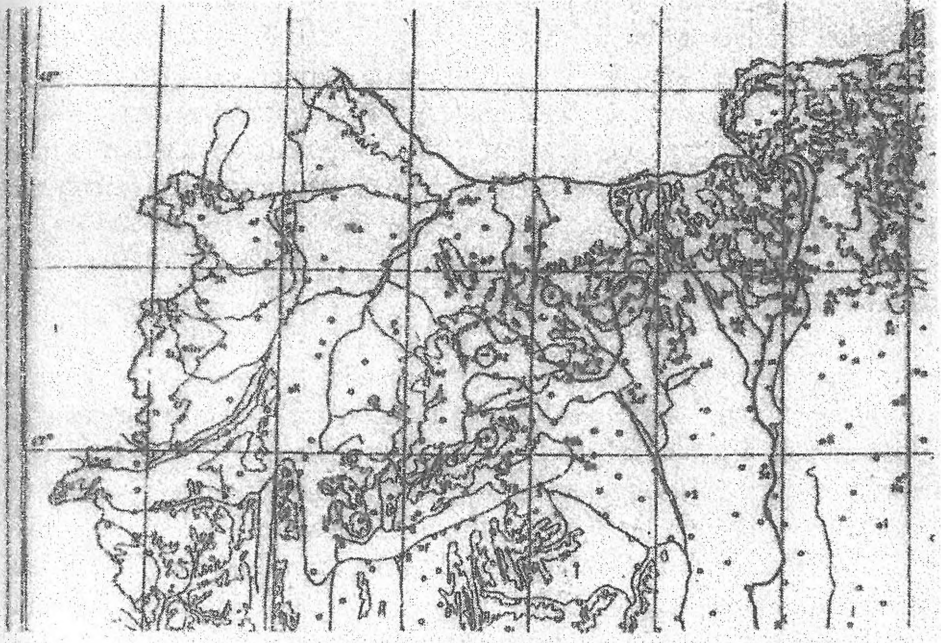
9b. ábra Beszivárgási anomália mezők a Dunántúli-középhegységben az 1960-as években (1963)
 Fig. 9b. Infiltration anomaly fields in the Transdanubian Mts. in the 1960-s (1963).



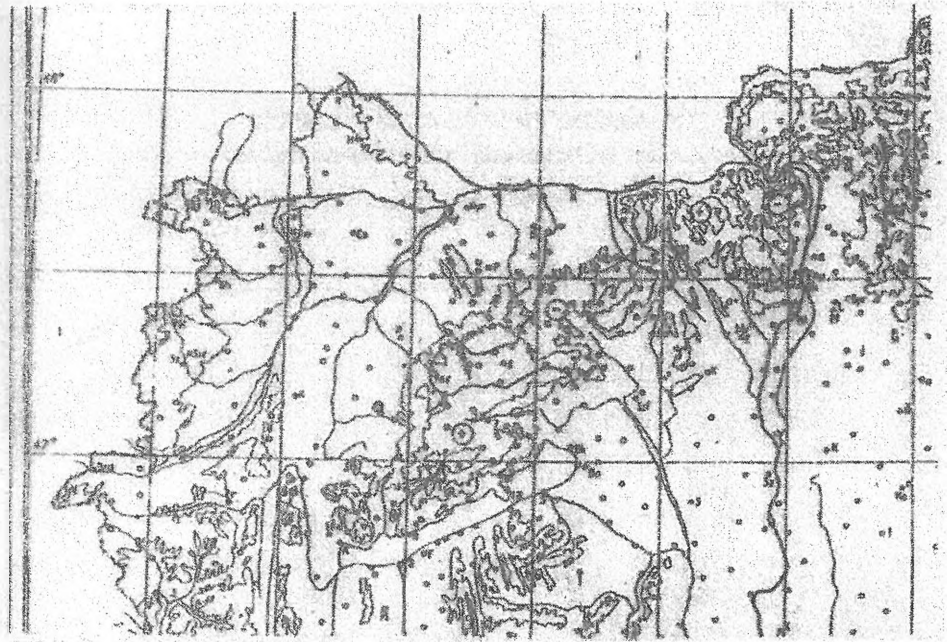
9c. ábra Beszivárgási anomália mezők a Dunántúli-középhegységben az 1970-es években (1978)
 Fig. 9.c. Infiltration anomaly fields in the Transdanubian Mts. in the 1970-s (1978).



9d. ábra Beszivárgási anomália mezők a Dunántúli-középhegységben az 1980-as években (1990)
 Fig 9d. Infiltration anomaly fields in the Transdanubian Mts. in the 1980-s (1990).



9e. ábra Beszivárgási anomália mezők a Dunántúli-középhegységben az 1980-as években (1984)
 Fig. 9e. Infiltration anomaly fields in the Transdanubian Mts. in the early 1980-s (1984).

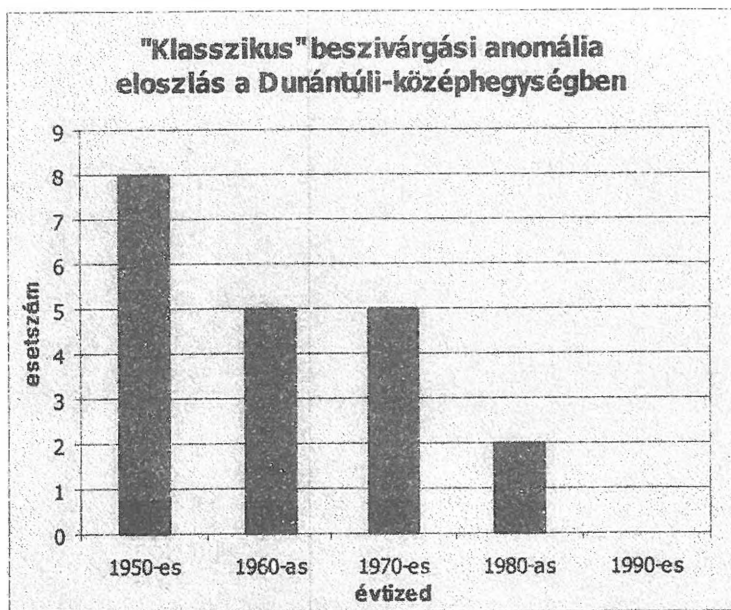


9f. ábra Beszivárgási anomáliek mezők a Dunántúli-középhegységben az 1990-es években (1995)
 Fig. 9f. Infiltration anomaly fields in the Transdanubian Mts. in the 1990-s (1995).

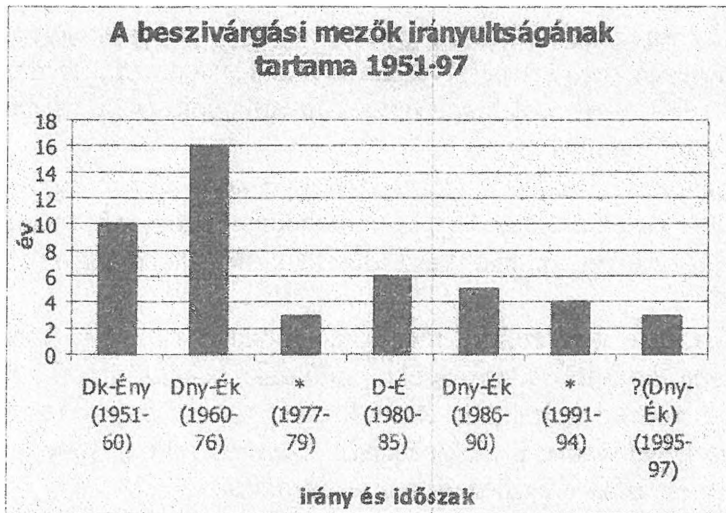
Ez vezette be az 1990-es éveket, amikor is a mezők néhány évre nyugat-keleti irányítottságúvá váltak, majd ismét délnyugat-északkeletire változtak. Az évtized közepétől a maximum a hegység középső területein alakult ki. Az időszak első harmadának végén bekövetkezett váltás következtében tehát a beszivárgási mezők jellemző irányáról nem beszélhetünk. Másik jellemzője az 1990-es éveknek, hogy nem fordult elő „klasszikus” eloszlás.

Összegzés

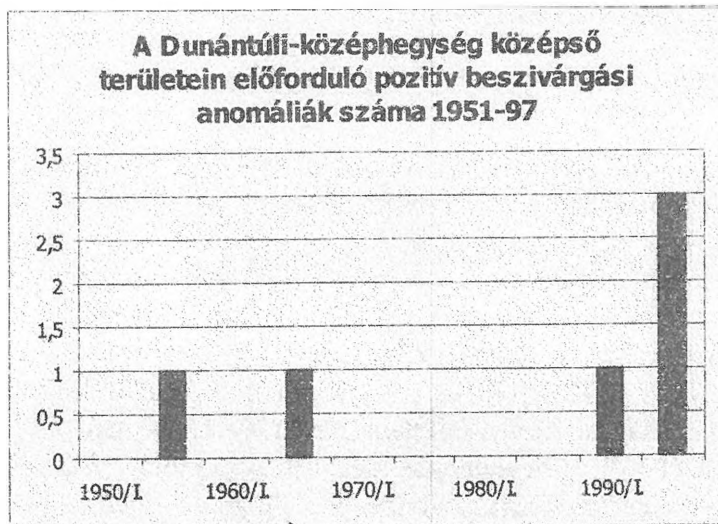
A munka eredményeként azt állapíthatjuk meg, hogy a hegység beszivárgásából nem valamelyik oldal súlya nőtt meg, hanem egyrészt az anomália mezők egyre inkább szétöredeznek, kaotikussá válnak, (10. ábra), másrészt pedig irányultságuk is egyre gyakrabban változik (11. ábra; az 1950-es évekre jellemző mező irányultság időtartama lehet, hogy hosszabb, ugyanis a korábbi időszokról nincsenek adataink, tehát fehér folt). Az utolsó három évben egymás után korábban rendkívül ritkán előforduló anomália eloszlás jelentkezett: a középső területeken voltak pozitív értékek. (1950-es években 1-szer, 1960-asban 1-szer, 1990-es évek elején 1-szer és 1995-97-között minden évben.) (12. ábra.) Ez a térképek tanúsága szerint semmiképpen sem magyarázható orográfiai okokkal.



10. ábra A "klasszikus" beszivárgási anomália eloszlások száma a Dunántúli-középhegységben (1951-97)
 Fig. 10: Number of classic infiltration anomaly diffusions in the Transdanubian Mts. (1951-97).



11. ábra A beszivárgási mezők irányultságának tartama (1951-97)
 Fig. 11: Duration of direction of the infiltration fields (1951-97).



12. ábra A Dunántúli-középhegység központi területein előforduló pozitív beszivárgási anomáliák száma (1951-97)
 Fig. 12: Number of positive infiltration anomalies on the central area of the Transdanubian Mts. (1951-97).

Tipikusan elkülönült anomália mezőt alkot a Keszthelyi-hegység, a Naszály és a Pilis. Ennek oka valószínűleg az egyes évek csapadékának

területi különbségeiben keresendő. A Pilis elkülönülésének az is lehet az oka, hogy ez az egyetlen valóban hegyvidéki megfigyelőállomás és az egyes évek csapadék különbségei nemcsak horizontálisan, hanem vertikálisan is jelentősek lehetnek. A számítási módszer szerint pedig az átlagtól eltérő magassági csapadék- és így beszivárgás növekedés anomáliát eredményez. A változások tehát nem a feltételezettnek megfelelőek és a csapadékosabb időszakokkal sem fordultak vissza.

A kaotikus eloszlások (1977-79) egyébként időben egybe esnek a száraz időszak kialakulásával. Úgy is mondhatnánk, hogy a hosszú periódusú eloszlás változásokat a kaotikus időszakot követően egyre rövidülők váltották fel.

A középső területeken megjelenő pozitív anomália mező pedig összefüggésbe hozható a csapadékos időszak beköszöntével. A területi változások bizonyos mértékben hasonlítanak a beszivárgás területarányos abszolút értékének időbeni alakulásához: nem állapítható meg egyértelmű tendencia, az eloszlások rendezetlensége viszont nő.

A kutatás következő lépése az 1997-et követő időszakra vonatkozó vizsgálatok elvégzése, – továbbra is fennáll-e az előbb említett folyamat -, illetve a változások közvetlen okainak meghatározása lehet.

IRODALOM

BÖCKER T. (1974): A beszivárgás meghatározása karsztvidéken a negyedévi határcsapadék módszerével - VITUKI beszámoló.

CSEPREGI A. (1985): A karsztos beszivárgás számítási módszereinek összehasonlítása a vízszintváltozások eredményeivel, Hidrológiai Közöny, 3.

FELMÉRY L.-PÉCZELY GY.-ZÁCHNÉ RUTHNER M. (1971): Tanulmány a Bakony éghajlatáról - Budapest, 1971.

HORUSITZKY H. (1925): Tata és Tóváros hévforrásainak hidrogeológiája... - Különnyomat, Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, Bp.

KESSLER H. (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken ; Vízügyi Közlemények, 2.

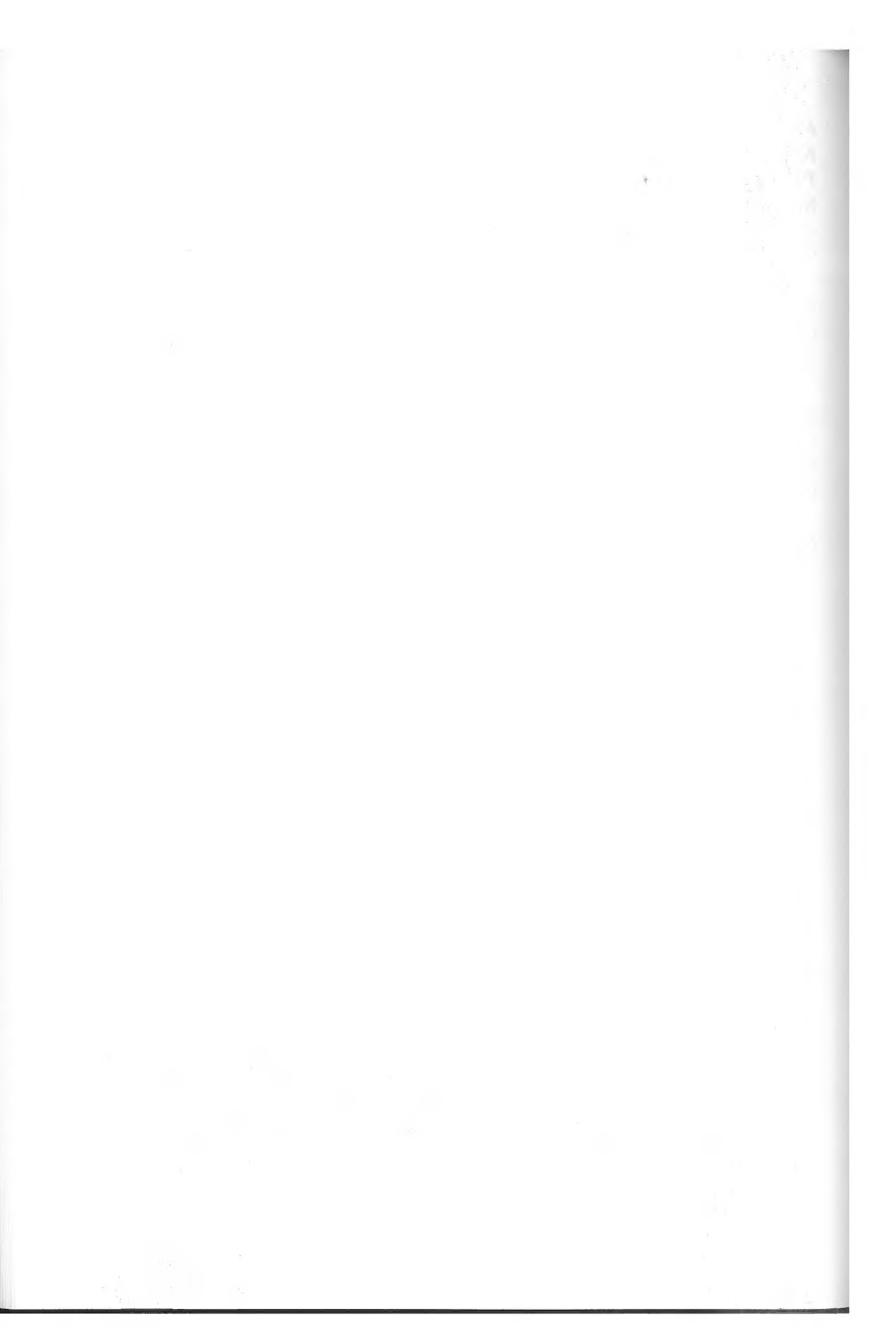
KESSLER H. (1956): Karsztvidékek lefolyására és beszivárgására vonatkozó újabb vizsgálatok - VITUKI Beszámoló.

LORBERER Á. (1986): A Dunántúli-középhegység karsztvíz földtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése a döntés előkészítő értékelése - VITUKI témajelentés.

Magyarország kistájainak katasztere I-II. Szerk.: Dr. Marosi Sándor, Dr. Somogyi Sándor; MTA Földrajztudományi Kutatóintézet; Budapest, 1990.

MAUCHA L. (1990): A karsztos beszivárgás számítása - Hidrológiai Közlöny, 3.

PÉCZELY GY. (1962): A 80 mm-t meghaladó napi csapadék gyakorisága Magyarországon területén - Időjárás 66. p. 197-204.



A MÉSztUFAGÁTAk SZEREPE A BÉKE-BARLANG ÁRHULLÁMAINAK LEVONULÁSÁBAN

SZUNYOGH GÁBOR

Berzsenyi Dániel Főiskola, Fizika Tanszék,
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

Abstract: This paper shows the pure physical model of the Baradla cave's lakes hydrological system formed by rimstone bars. We create the non-linear differential equation system defining the lake's water balance, which takes into account the non-linear connection between the discharge of the water tumbling over on the rimstone bars and the water depth measured above the top of the bar. The equation system – in absence of analytic solution – has been solved with the help of a computer. It is out, that the velocity of the flood wave strongly depends on the water discharge, and its value in all cases is lower than 2,5 m/s calculated with "traditional" formulas relative to flood waves. The temporal conformation of the theoretically determined water discharge of the spring strongly approaches the effective rating curves of the Komlós spring.

Ismeretes, hogy a karsztforrások árvízi tevékenysége fontos szerepet játszik egy-egy földalatti vízrendszer hidrológiai megítélésében, hiszen vizük fizikai-kémiai elemzésével számos, a karsztvíztározóik működésére vonatkozó ismeret nyerhető. A források vízhozamgörbéjéből egyebek mellett következtetni lehet pl. a karsztos vízvezető járatok méretére, esetleges elágazásaira (JAKUCS, L. 1953, 1956, 1960), szivornyás felépítésére (MAUCHA L. 1967), vagy pl. a víztározó mészkőoszletet átjáró hasadékrendszerek jellemzőire (MAUCHA L. 1989, IZÁPY G. – MAUCHA L., 1993). A források és víztározóik kapcsolatára vonatkozó megállapítások azonban az esetek többségében közvetlen megfigyelésekkel és mérésekkel nem igazolhatók, mert a forrásokhoz általában nem kapcsolódnak ismert, ember számára is járható, átmenő patakos barlangok. Következésképp egy-egy földalatti vízrendszer megismerése általában ún. „fekete doboz” problémaként kezelendő: a víznyelőkön át be-, ill. a forrásokon kijutó víz analíziséből kell következtetni a karszthegységek belsejében lezajló folyamatokra.

Különleges jelentőségű ezért a jósvafői Komlós-forrás, mert vizének földalatti útja (a Béke-barlangnak köszönhetően) gyakorlatilag teljes hosszában ismert. Minthogy az elmúlt években elkészült a Béke-barlang 1:100 méretarányú, minden részletre kiterjedő térképe (bele értve a Komlós-patak földalatti medrének valamennyi, hidrológiai szempontból lényeges elemének felmérését), lehetőség nyílt e vízrendszer folyamatainak közvetlen

méréseken alapuló modellezésére. Egy ilyen modellezéssel értelmezhetők a már korábban felvett forrásdiagramok sajátosságai, ill. számszerűen alátámaszthatók a karsztforrások árvízi tevékenységére vonatkozó hipotézisek-elméletek. E kérdéskörhöz kapcsolódva jelen cikkben bemutatunk egy olyan matematikai-fizikai modellt, mely alkalmas a Béke-barlangi mésztufagátak árhullám-módosító szerepének számszerű megítélésére.

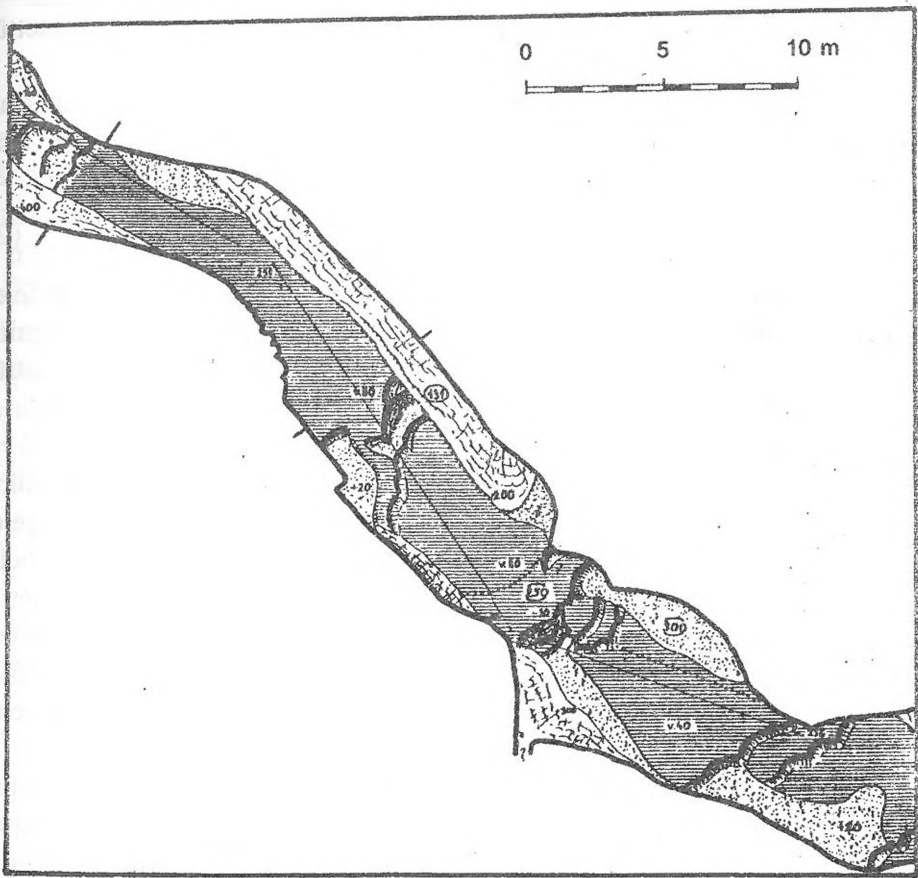
Tapasztalat szerint (JAKUCS L. 1960) a Béke-barlangon végig vonuló árhullámok lényegesen lassabban haladnak, mint azt az árhullámok sebességére vonatkozó „szokásos”

$$c = \sqrt{gH} \quad (1)$$

képlet alapján várni lehetne ¹. (Az (1)-ben g a nehézségi gyorsulást, H a víz mélységét jelöli). A Béke-barlang 0,6-méteres átlagos vízmélységét alapul véve az (1)-szerint ui. 2,5 m/s-os hullámsebesség volt várható, a tényleges mérések (a Nagy-völgyi-víznyelő működésének megindulásától a Komlós-forrás vízhozam-emelkedéséig terjedő idő alapján számítva) viszont mindössze 0,8 m/s-ot mutattak. (A gátakkal kialakított tömedencék feltöltődési idejét figyelmen kívül lehet hagyni, mert az árvizeket mindig megelőzi egy olyan csapadékos időszak, ami alatt a tavak már feltöltődnek. (JAKUCS, 1960)). Alább arra keressük a választ, hogy ez a szignifikáns eltérés magyarázható-e a mésztufagátak fékező hatásával.

A Komlós-patak felső (azaz a Nagy-völgyi víznyelő felé eső) végétől a Nagytufáig egyenletes esésű; hidrológiai szempontból "hagyományos" pataknak tekinthető. Ezzel szemben a Nagytufától az Óriás-teremig — néhány, rövid szakaszt leszámítva — a patak összefüggő "kaskád-láncot" alkot, azaz 0,5–1,5 méter mély tavak sorozatából áll. E tavakat (melyek száma 123) a vízből kirakódó, folyamatosan növekedő mésztufagátak duzzasztják fel.

Az (1) által megadott összefüggés az árvíz hullámsebességére vonatkozik, mely az árhullám valamely jellemző paraméterének, pl. tetőzési pontjának, vagy (özönár szerű árvíz esetén) a hullám frontját képező függőleges vízfal haladási sebességeként értelmezhető. (A hullámsebesség természetesen nem tévesztendő össze a víz áramlási sebességével, amely a patak vízrészecskéinek mozgási sebessége.) Jelen esetben az utóbbi értelmezést használjuk.



1. ábra. A Béke-barlang mésztufagátaikkal díszített egyik járatszakszának térképe
 Fig. 1: Map of a passage section decorated by rimstone bars in the Béke cave.

Amint az 1. ábra mutatja, a mésztufagátak többségének nyomvonala kanyargós, sok esetben a járat hossz tengelyével hegyes szöget bezáró, vagy nem ritkán azzal párhuzamosan futó. A gátak által felduzzasztott tavak alaprajza is szabálytalan, mind területükben, mind mélységükben rendkívül különbözők. Az Öt-tufa által létrehozott tó felszíne pl. $29,2 \text{ m}^2$, a Szép-tufa mögött viszont $168,4 \text{ m}^2$ -es medence alakult ki. A legnagyobb tó (mely a Vaskaput megelőzőleg terül el) $458,3 \text{ m}^2$, a legkisebb (a Nagy-omlás alatti medencék egyike) mindössze 3 m^2 .

A barlang térképezéséhez kapcsolódóan elkészítettük e tórendszer hidrológiai szelvényét is (KISBÁN J.—SZUNYOGH G. 1998), melynek keretében meghatároztuk (szintezéssel) az egyes tavak tengerszint feletti magasságát, alapterületét, gátkoronáinak hosszát és átlagos- ill. legnagyobb mélységét. Mindezen adatokat részben a barlang hosszmetsetén tüntettük fel, részben táblázatosan dolgoztuk fel.

Az árhullám eiméleti modellezése nyomán arra vagyunk kíváncsiak, hogy miképp változik az egyes tavak vízállása az idő függvényében, azaz keressük a

$$H_i = H_i(t) \quad (2)$$

függvényt, ahol H_i jelenti az i -edik tó duzzasztó gátjának koronája felett átbukó víz mélységét. (Más szavakkal: H_i a telítődött tavak nyugalmi vízszintjéhez viszonyított vízállását jelenti). Mármost ha egyszerre tekintjük valamennyi tó vízállását, akkor kirajzolódik előttünk az árhullám alakja az adott időpillanatra vonatkozólag.

Számításaink során eltekintünk a tavak felszínének hidraulikus esésétől, azaz felszínüket vízszintesnek vesszük. Ez az elhanyagolás jelen problémánál megengedhető, hiszen a hidraulikus esés egy-egy tapon belül mindössze néhány milliméter, tehát elhanyagolható a az árvizek idején a gátak koronája felett átbukó víz 10-20 centiméteres mélysége mellett. (Természetesen a tavakon belüli áramlási sebességek meghatározásánál a hidraulikus esés már feltétlenül figyelembe veendő lenne. Ez azonban jelen esetben nem célunk.)

A mésztufagátakat igen jó közelítéssel un. téglalap alakú bukónak tekinthetjük, mert koronahosszuk nagyságrendekkel meghaladja a rajtuk átömlő víz mélységét, és —megfigyelésink szerint— a vízszög-kontrakció is elenyésző.

Modellünkben eltekintünk attól az extrém esettől, amikor a barlangi árvíz függőleges vízfalat alkotva rohan végig a barlangon, és egy-egy tapon belül is jelentős vízálláskülönbségeket eredményez. Ilyen jellegű árvizek

elsősorban olyan barlangokban (pl. a Baradlában) fordulnak elő, ahol az áradások szabad levonulását keresztgátak nem akadályozzák. A Béke-barlangi árvizek arculatát mindenek előtt a vizesés-tevékenység látványos felerősödése jellemzi.

A modellezés során felhasználjuk a bukógátakra vonatkozó

$$Q = \alpha B \sqrt{2gH^3} \quad (3)$$

összefüggést, ahol Q az átbukó víz hozama, B a gát koronahossza, g a nehézségi gyorsulás, α pedig az ún. átbukási tényező, mely függ egyrészt a bukó előtti M vízmélységtől és az átbukó vízréteg H vastagságától. Értéke az

$$\alpha = 0,615 \left(1 + \frac{1}{1000H + 1,6} \right) \left[1 + \frac{H^2}{(M + H)^2} \right] \quad (4)$$

összefüggéssel számítható (NÉMETH E. 1954). Jelen tanulmány megírásának idején a (4) összefüggés érvényének a Béke-barlangi körülményekre vonatkoztatott kísérleti ellenőrzésére még nem került sor. Elképzelhető, hogy az α tényezőben szereplő számadatok értéke esetleg némileg módosul, de az $\alpha(H, M)$ függvény jellege feltehetőleg ugyan olyan marad, azaz a számértékekben mutatkozó differencia következtetéseink lényegi részét nem érinti.

A modellezés során induljunk ki abból, hogy a tömegmegmaradás törvénye értelmében valamely tó vízkészletének Δt idő alatt bekövetkező ΔV bővülése egyenlő az ezen idő alatt a tóba befolyó ill. a tóból kifolyó víz V_{Be} ill. V_{Ki} térfogatának különbségével:

$$\Delta V = V_{Be} - V_{Ki} \quad (5)$$

Ha a Δt idő eleendően rövid, akkor V_{Be} és V_{Ki} a tufagátakon átömlő víz hozamának ismeretében

$$V_{Be} \cong Q_{Be} \cdot \Delta t, \quad (6)$$

ill.
$$V_{Ki} \cong Q_{Ki} \cdot \Delta t, \quad (7)$$

melyeket az (5)-be helyettesítve:

$$\Delta V \cong (Q_{Be} - Q_{Ki}) \Delta t. \quad (8)$$

A közelítés annál jobb, minél rövidebb Δt .

Ha a (8)-at az i -edik tó feltöltődésére alkalmazzuk, akkor a befolyó víz hozamának számításánál az előző ($i-1$ -edik) tó gátján átbukó víz hozamát kell számításba vennünk, mely a (3) alapján

$$Q_{Be} \cong \alpha_i B_{i-1} \sqrt{2gH_{i-1}^3}. \quad (9)$$

Hasonlóképp a kifolyó víz hozamát az

$$Q_{Ki} \cong \alpha_i B_i \sqrt{2gH_i^3} \quad (10)$$

szolgáltatja, ahol

$$\alpha_i = 0,615 \left(1 + \frac{1}{1000H_i + 1,6} \right) \left[1 + \frac{H_i^2}{(M_i + H_i)^2} \right] \quad (11)$$

A tó vize nyilván csak úgy tud bővülni, ha vízállása növekszik. Jelölje a Δt idő alatt bekövetkezett növekedést ΔH_i . Így a vízkészlet növekménye

$$\Delta V_i = A_i \cdot \Delta H_i. \quad (12)$$

Q_{Be} , Q_{Ki} és ΔV kifejezéseit a (8)-ba helyettesítve:

$$A_i \cdot \Delta H_i \cong \left(\alpha_{i-1} B_{i-1} \sqrt{2gH_{i-1}^3} - \alpha_i B_i \sqrt{2gH_i^3} \right) \Delta t. \quad (13)$$

Mindkét oldalt elosztva Δt -vel

$$A_i \cdot \frac{\Delta H_i}{\Delta t} \cong \alpha_{i-1} B_{i-1} \sqrt{2gH_{i-1}^3} - \alpha_i B_i \sqrt{2gH_i^3} \quad (14)$$

kifejezést nyerjük. Mivel a fent írottak értelmében e közelítés annál jobb, minél kisebb Δt , ezért ha Δt -vel minden határon túl nullához tartunk, akkor a (14) közelítés hibája eltűnik, azaz egyenlőséggé válik. Tehát

$$A_i \cdot \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta H_i}{\Delta t} = \alpha_{i-1} B_{i-1} \sqrt{2gH_{i-1}^3} - \alpha_i B_i \sqrt{2gH_i^3}. \quad (15)$$

Mivel a bal oldalon álló határérték éppen H idő szerinti deriváltját jelenti, ezért a (15) átírható

$$A_i \cdot \frac{dH_i}{dt} = \alpha_{i-1} B_{i-1} \sqrt{2gH_{i-1}^3} - \alpha_i B_i \sqrt{2gH_i^3}. \quad (16)$$

alakba. A (16) megadja az i -edik tó vízállásának differenciálegyenletét.

Az első tó esetében a beömlő víz hozamát nem az előző tóból átömlő víz határozza meg, hanem a barlangi patakot tápláló víznyelő Q_0 hozama:

$$Q_{Be} = Q_0(t). \quad (17)$$

Ennek megfelelően az első tó vízállását a

$$A_1 \cdot \frac{dH_1}{dt} = Q_0(t) - \alpha_1 B_1 \sqrt{2gH_1^3} \quad (18)$$

differenciálegyenlet szolgáltatja.

A tórendszerből a forráson át kifolyó víz Q_F hozama pedig az utolsó (N -edik) tó gátján átömlő víz hozamával egyezik meg, azaz:

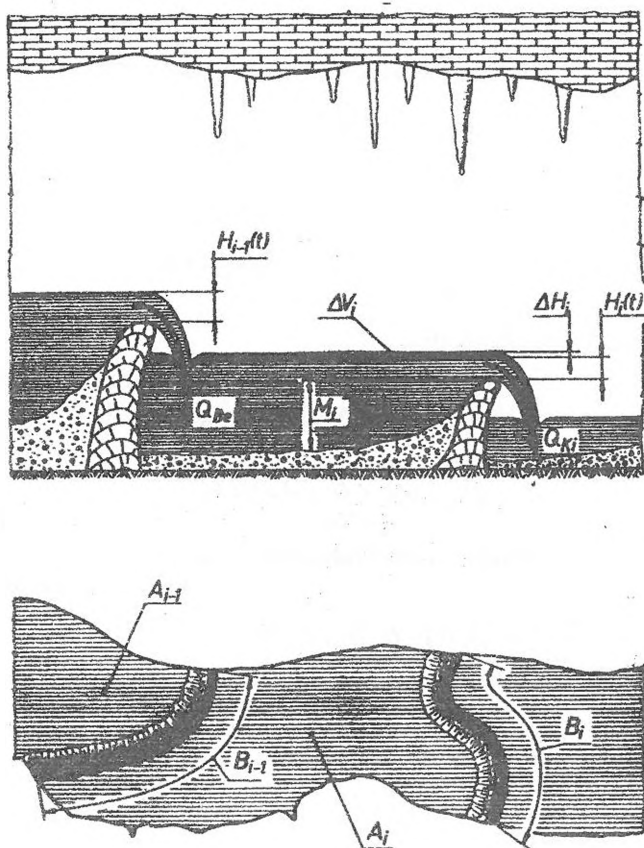
$$Q_F = \alpha_N B_N \sqrt{2gH_N^3}. \quad (19)$$

A tórendszer hidraulikai működése tehát az

$$\left\{ \begin{array}{l} A_1 \cdot \frac{dH_1}{dt} = Q_0(t) - \alpha_1 B_1 \sqrt{2gH_1^3} \\ A_2 \cdot \frac{dH_2}{dt} = \alpha_1 B_1 \sqrt{2gH_1^3} - \alpha_2 B_2 \sqrt{2gH_2^3} \\ A_3 \cdot \frac{dH_3}{dt} = \alpha_2 B_2 \sqrt{2gH_2^3} - \alpha_3 B_3 \sqrt{2gH_3^3} \\ \vdots \\ A_i \cdot \frac{dH_i}{dt} = \alpha_{i-1} B_{i-1} \sqrt{2gH_{i-1}^3} - \alpha_i B_i \sqrt{2gH_i^3} \\ \vdots \\ A_N \cdot \frac{dH_N}{dt} = \alpha_{N-1} B_{N-1} \sqrt{2gH_{N-1}^3} - \alpha_N B_N \sqrt{2gH_N^3} \end{array} \right.$$

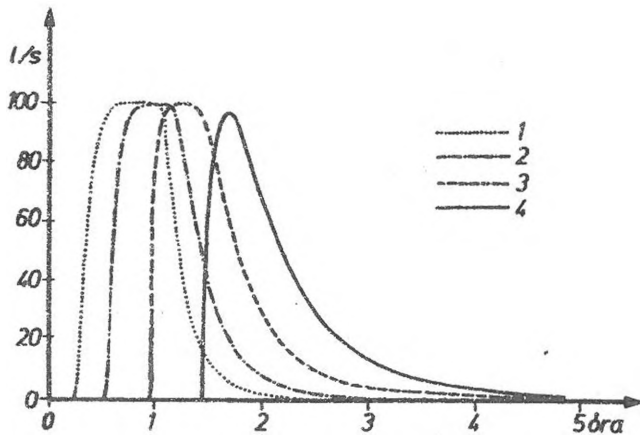
N -ismeretlenes, közönséges, nemlineáris differenciálegyenlettel modellezhető. Kezdeti feltételül az egyes tavak $t=0$ időpontbeli vízállása adandó meg:

$$H_i(t)|_{t=0} = H_{i0}, \quad i = 1, 2, 3, \dots, n. \quad (21)$$



2. ábra. Egy mésztufagátakkal lehatárolt tómedence feltöltődési folyamatának matematikai jellemzéséhez szükséges mennyiségek

Fig. 2: The necessary quanta for the mathematical characterisation of the filling up process of a lake-basin bordered by rimstone bars.



3. ábra. A Béke-barlangon végigvonuló árhullám vízhozama a barlang néhány nevezetes pontjánál egy $Q_0=100$ liter/sec vízhozamú, egyórás időtartamú víznyelőműködés következtében
 (1: Ót-tufa; 2: Kötélhágcsós-szifon; 3: Búvárruhás-szifon; 4: Komlós-forrás)
 Fig. 3: Water discharge of a flood wave marching through the Béke cave at some significant points in consequence of a one hour sinkhole drainage with a discharge of $Q_0=100$ l/s.
 Legend: 1. Ót-tufa, 2. Kötélhágcsós-siphon, 3. Búvárruhás-siphon, 4. Komlós-spring.

Megoldása zárt alakban csak speciális esetekben lehetséges. VÁGÁS I. (1990) pl. ennek linearizált változatával foglalkozott, ami jó közelítést szolgáltat akkor, ha a vízállásnövekmény csekély a gáton átömlő víz kezdeti vízállásához képest. Jelen esetben azonban ezzel a feltételezéssel nem élhetünk, mert az árhullámok fékeződését ill. elhúzódását éppen az okozza, hogy viszonylag kis vízállások esetén a vízhozam hatványozottan kisebb, mint a linearizált modell szerint. Következésképp a Béke-barlangi árhullámok modellezésénél számítógépi (numerikus) megoldást kellett keresni.

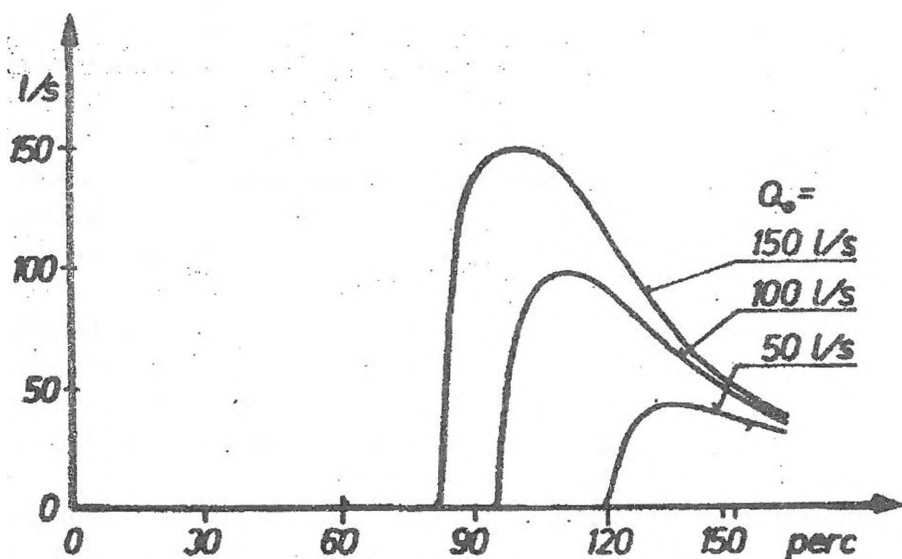
A számítógépes megoldás (A_i, B_i, M_i) bemenő adatait a Béke-barlang 1:100-as térképéről olvastuk le, és foglaltuk táblázatba. A víznyelő $Q_0(t)$ vízhozamát szintén bemenő paraméterként kezeltük, de lehetővé tettük változtatását, azaz a program a víznyelő működésének bármilyen időbeli alakulását figyelembe tudja venni.

Elsődleges kimenő paraméter a Komlós-forrás (19)-cel megadott vízhozama (az idő függvényében), de a program lehetőség ad az árhullám barlangbeli haladásának a modellezésére is, a (10) összefüggés alkalmazása révén.

Jelen tanulmányban olyan víznyelőműködések esetére mutatjuk be a Béke-barlang árhullámainak modellezését, melyek egy órás időtartamúak, és vízhozamuk ezen időszakon belül állandó.

A 3. ábra a Béke-barlangon végigvonuló árhullám vízhozamát mutatja egy $Q_0=100$ liter/sec vízhozamú, egyórás időtartamú víznyelőműködés következtében. Látható, hogy a barlang víznyelőhöz közeli részén (az Öt-tufánál) a vízhozam viszonylag gyorsan felfut a maximális értékre, majd egy közel egyórás stagnálás után viszonylag gyorsan lecsökken. A víznyelőtől távolabbi pontokon (a Kötélhágcsós- ill. a Búváruhás-szifonok közelében) a legnagyobb vízhozam elérése lassúbb ütemű felfutás eredményeképpen jelenik meg, és tovább tart az apadási időszak is. A Komlós forrásra vonatkozó görbe pedig már egyáltalán nem emlékeztet a víznyelő (konstans) vízhozam görbéjére, hanem időben hosszan elnyúló lecsengéssel jellemezhető.

A 3. ábrából kiolvasható az is, hogy a Komlós-forrásnál mintegy másfél órás késéssel jelentkezett az első vízhozam-növekedés (a víznyelőműködés kezdetétől számítva), és majdnem két óra telt el, míg a vízhozam elérte maximumát. Az elméleti modell tehát számot ad a tufagátak árhullám-módosító szerepéről.



4. ábra. A Komlós-forrás vízhozamának alakulása különböző vízhozamú víznyelőműködések esetén
 Fig. 4: Conformation of water discharge of the Komlós-spring at sinkhole drainage of different discharge.

A 4. ábra a Komlós-forrás vízhozamát különböző ($Q_0=50$ -, 100- és 150 liter/sec) hozamú víznyelóműködések esetére vonatkozólag szemlélteti. Feltűnő, hogy a nagyobb vízhozamú árhullámok hamarabb megjelennek a forrásnál, azaz az árhullámok tényleges sebessége függ az árvizek méretétől. Ez meglepő, hiszen az árhullámok terjedési sebességére általában használatos (1) összefüggés a vízhozamot nem tartalmazza paraméterként, azaz vízhozamfüggetlen.

A mésztufagátáknak a fent bemutatott egzakt, matematikai úton nyomon követett fékező hatása verbálisan úgy magyarázható, hogy tavaikba bezúduló vizet visszatartják, mert csak annyi vizet engednek tovább, amennyi a pillanatnyi vízállásuk alapján (a (3) képlet szerint) átereszthető. Ha több víz ömlik egy tóba, mint amennyi gátkoronája felett (adott vízmélység mellett) kiereszthető lenne, akkor a befolyó víz felhalmozódik. E felhalmozódás természetesen a vízállás növekedését, és így a tavat elrekesztő tufagát áteresztőképességét is megnöveli, de —a tó felszínének területétől függően— késleltetve.

Az elméleti—fizikai analízis által nyert vízhozamgörbék jó egyezést mutatnak a Komlós-forrás vízhozamának a szakirodalomban közzétett görbéivel.

IRODALOM

IZÁPY, G.-MAUCHA, L. (1993): Hydrochemisry of the karst springs in the Jósvafő region (A Jósvafő környéki források vízkémiája) - Conference on the Karst and Cave Research Activities of Educational and Research Institutions in Hungary (Az oktatási és Kutatási Intézmények III. Országos Találkozója. Jósvafő), 1993. p. 91-101

JAKUCS, L. (1953): A Béke-barlang felfedezése - Művelt nép könyvkiadó, Budapest, 1953

JAKUCS, L. (1956): A barlangi árvizekről — Földrajzi közlemények, 1956. 4. p. 381-400.

JAKUCS, L. (1960) Az aggteleki barlangok genetikája a komplex forrásvizsgálatok tükrében — Karszt és Barlangkutatás. Budapest, p. 37-67

KISBÁN, J.-SZUNYOGH, G. (1995): A Béke-barlang 1:100 léptékű atlasza — Barlangtani Intézet. Budapest

MAUCHA, L. (1967): Karsztos szivornyák, mint hidraulikai jelfogók— Karszt és barlang, I. p. 11-16

- MAUCHA, L.* (1989): Karst water resources research in Hungary and its significance— *Karszt és Barlang. Special Issue, Budapest, p. 39-50*
- NÉMETH, E.* (1954): *Hidrológia és hidrometria— Tankönyvkiadó, Budapest.*
- SZUNYOGH, G.* (1997): A Review and Evaluation of the Speleological Values of the Béke Cave Aiming at a Comprehensive Scientific Research Program —Proceedings of the "Research, Conservation and Management" Conference Aggtelek, 1996. V. 1- 5. 1997. é. II. k. p. 241-247
- VÁGÁS, I.* (1990): Egységes valószínűségi leírás vízmozgások Froude-féle állapotaira, a Doppler-hatásra, a lineáris kaszkádmoddellre és a vonal menti bolyongás egyes eseteire—*Hidrológiai közlöny. p. 65-69.*

A HORDALÉKERÓZIÓS BARLANGFOLYOSÓK ÖBLÖSSÉGÉNEK KÉRDÉSE

JAKUCS LÁSZLÓ

6723 Szeged, Szilléri sor 1/b

Abstract: This study analyses the speleogenetic factors on which the passage width of an alluvial-erosional cave-branch depends. The research results of the author indicate that (with only rare exceptions) the karst-water that originates from the limestone catchment basin surfaces and seeps below the surface through the network of cracks in the rock does not play an appreciable role in the formation of the network of cavities in the underlying cave systems. In contrast, the most important factor determining the width of stream-erosional cave-branches is the maximum water yield of the floodwaters that originate from the non-karstic (extra-karstic) water catchment areas of the cave system and pour in below the surface via the open-mouthed swallow-holes. Accordingly, there is a direct and well-quantifiable correlation between the extent of the non-karstic surface water catchment area which governs the erosional dynamism of the water flow and the passage width of the cave-branch connected to it that leads off the water. The author refers to this correlation as the law of the catchment area equivalence of the cross-section of a cave. This law states that, if the average width (in mm) of the passage sections of an erosionally produced cave-branch (which have not suffered subsequent deformation in consequence of roof collapse) is divided by the area (in m²) of the non-karstic surface water catchment basin relating to it, the result is the average width (in mm per m²) of the cave underlying this catchment system. If the mother-rock of cave passages under comparison is the same, if the petrological structures of the non-karstic water catchment areas are identical, and if the relief energies of the slopes of the catchment areas are similar, this index must be virtually constant for a wide variety of cave-branches and water catchment areas that developed in the same period and under the same climatic conditions. The law of catchment area equivalence is documented with measurement data and results of calculations relating to concrete examples.

Bevezetés

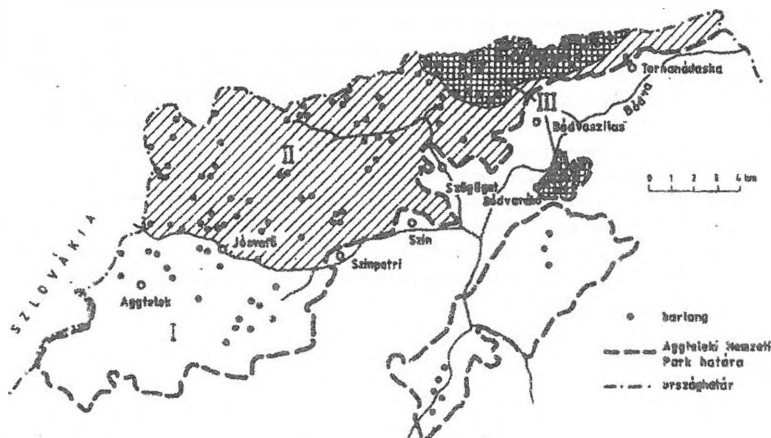
A hazai és a nemzetközi karsztmorfológiai szakirodalomban közzétett korábbi értelmezések szerint valamely eróziós barlangcsatorna szélességi paramétereit a barlangot kimunkáló földalatti vízfolyás átlagos hozambősége determinálja. Azaz egyenes arányú progresszivitás mutatható ki a folyosók diaméter karakterisztikája és a barlangüreg exkavációjában meghatározó szerepű barlangi patak (folyó) hosszabb időszaki közép-vízmennyisége között.

Kutatási eredményeim ezzel szemben azt látszanak megerősíteni, hogy a fenti összefüggés ennyire szoros megfogalmazásban nem feltétlen érvényű törvényszerűség. Az Aggteleki-karsztban, de egyéb hazai és külföldi mészkőkarsztokban gyűjtött mérési adataim is azt bizonyítják, hogy a barlangjáratok öblösségét több – egymástól függetlenül is hatni képes – tényező befolyásolja. Tanulmányom ezeket a tényezőket, s ezek hatásérvényesülési módjait igyekszik bemutatni. Általánosítható karsztmorfológiai szabálysze-

rüségként is megfogalmazható tézisemet az Aggteleki-karszt barlanggenetikai elemzésén keresztül szemléltetem.

Az Aggteleki-karszt geomorfológiai tengelye

Az északmagyarországi Aggteleki-karszt barlangvilágának területi szóródását tanulmányozva azonnal szembetűnik, hogy a karsztvidék egyes résztersegeiben nagyfokúan különbözik a barlangelőfordulási sűrűség. Feltűnően nagy barlangsűrűség mutatkozik a karsztvidék ÉK-i kiemelkedésében, a Bódvaszilastól É-ra emelkedő Alsó-hegyen, közepesnek mondható a barlangsűrűség a Bódvaszilastól Ny-ra és a Jósva-patak völgyétől É-ra található Nagy-oldal–Haragistyai mészkővezetben, s viszonylag kis barlangsűrűség mutatkozik a Kecső-völgy–Jósva-völgy vonaltól délre eső területrészen, a szűkebb értelemben vett Aggteleki-karszton (1. ábra).



1. ábra. Az Aggteleki-karszt eltérő barlangsűrűségű és barlangtípusú körzetei. I. = Legkisebb barlangsűrűségű körzet hosszú és tágas patakos barlangrendszerekkel, II. = Közepes barlangsűrűségű körzet, kevésbé tágas patakbarlangokkal, rombarlangokkal és kismélységű aknabarlangokkal, III. = Nagy barlangsűrűségű körzet, főleg vertikális kiterjedésű és jelentős mélységű inaktív vagy aktív nyelőbarlangokkal és mély zsombolyokkal.

Fig. 1. Aggtelek Karst areas differing in cave density and cave type. I: Area with lowest cave density, with systems of long and wide stream-caves; II: area with moderate cave density, with less wide stream-caves, collapsed caves and low-depth shaft-caves; III: area with high cave density, mainly with inactive or active swallow-caves extending vertically and of considerable depth and with deep avens.

Érdeemes figyelemmel lenni arra a körülményre is, hogy a jelek szerint a fenti alkörzetekben fordított arányosság mutatkozik egyrészt a barlangok nagyságrendje, más-részt pedig előfordulási sűrűségük között. A leghosszabb kiterjedésű és legtágasabb üreghálózatú barlangrendszerek a Kecső-völgy–Jósva-völgy tengelyvonalától délre fejlődtek ki, vagyis a legkisebb barlangsűrűségű körzetben. Ebben a térségben ellenben alig fordulnak elő a nagy üregháló-

körzetben. Ebben a térségben ellenben alig fordulnak elő a nagy üreghálózatoktól független kialakulású aknabarlangok vagy más kisebb üregek.

A közepes barlangszűrűségű Haragistya–Nagyoldali blokkok barlangjai ugyanakkor eddigi ismereteink szerint kevert méretűek és vegyes típusúak, amennyiben itt is található még hosszabb, de kevésbé öblös patakos barlangrendszerek, ám mellettük nagyobb számban előfordulnak vertikális kiterjedésű aknabarlangok, sőt kisebb rombarlangok is.

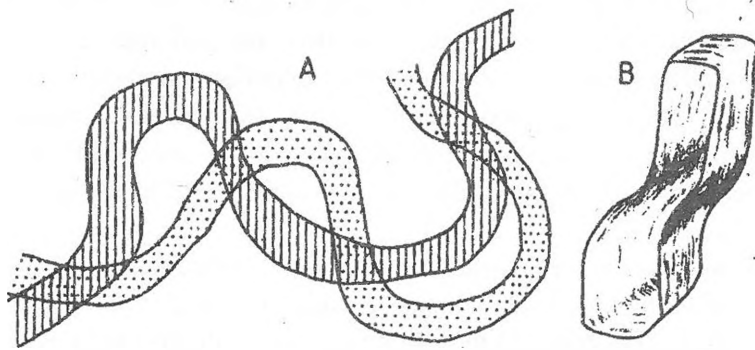
Végezetül a legnagyobb barlangszűrűséggel jellemezhető Alsó-hegyi- (Vecsem-bükki-) területrész (értelemszerűen ide értendő a Bódva-völgy átellenes oldalán emelkedő Esztramosi-rög is!) barlangjai uralkodóan vertikális kifejlődésű – inaktív vagy aktív víznyelő funkciót is ellátó – aknabarlangok, amelyeknek nem a nagy horizontális kiterjedés a meghatározó bélyegük, hanem a jelentős mélységű függőleges, vagy közel függőleges helyzetű járatok dominanciája.

Üregszerkezeti és szpeleomorfológiai szempontból is nagy és jellegzetes különbségek mutatkoznak a fennebb tárgyalt három területegység barlangjainak arculatában. Mindenekelőtt a Jósva-völgytől délre eső és az attól északra fekvő térség barlangjai között pregnánsak a morfológiai különbségek.

A déli területegységben kígyózóan tekergő (meanderező) nyomvonalal haladó patakos (aktív vagy inaktív) barlangfolyosók jellemzik az üreghálózatok alaprajzi térképeit. A barlanghálózatot alkotó ágak eleje felszíni vakvölgyek végén található víznyelőkhöz (ponorokhoz) kapcsolódik, s e víznyelőket tápláló (állandó vagy időszakos) vízfolyásoknak jelentős nagyságú, vízzáró kőzetekkel lezárt felületű – u.n. nemkarsztos – vízgyűjtő területük van. A nemkarsztos vízgyűjtő térszínek állandóan vagy csak időszakosan részt vesznek a barlangi patakok táplálásában, s ilyenkor felszíneikről különböző karsztidegen hordaléktömegek (iszap, homok, kavics) is besodródhatnak a ponorokon át a földalatti járatokba. A közethordalék szemcséi a felszín alatt – főleg árvízi időszakokban – továbbcsodródva, helyenként lerakódhatnak, máshol pedig nagydinamikájú kinetikai eróziójukkal jelentősen résztvesznek az üreghálózat mélyítésében és tágításában.

A Jósva-völgytől délre emelkedő mészkőtérség patakos barlangjártaiban (Baradla, Béke-barlang, Égerszögi-barlang, Dancza-barlang) szembe-szökően látható, hogy e barlanghálózatok kialakulásában a mederben áramló lineáris vízfolyások mederfejlesztő mechanizmusának eredményei jutottak meghatározó szerephez. A barangalagútak utólagos kőzetomlásokkal nem deformált szelvénykarakterei, a folyosókanyarulatok ívelései, a hordalék-torlatok felhalmozódási helyei, az oldalalámosások (sziklapadmalýok, színlővályulatok és a sodorvonal vándorlásainak egyéb félreismerhetetlen

bélyegei) mindenütt a medret vájó folyóvizek meanderezése jól ismert hidrodinamikai törvényszerűségeinek felelnek meg. Egyben azt is bizonyítják, hogy ezeket az üregrendszereket gyorsfolyású földalatti lineáris vízáramlások (szabad felszínű vagy leszorított víztükrű folyóvizek) ereje mosta ki, elsősorban a vízben szállított szilárd hordalékszemcsék kőzetkoptató, medervéső mechanikai munkájával (2. ábra).



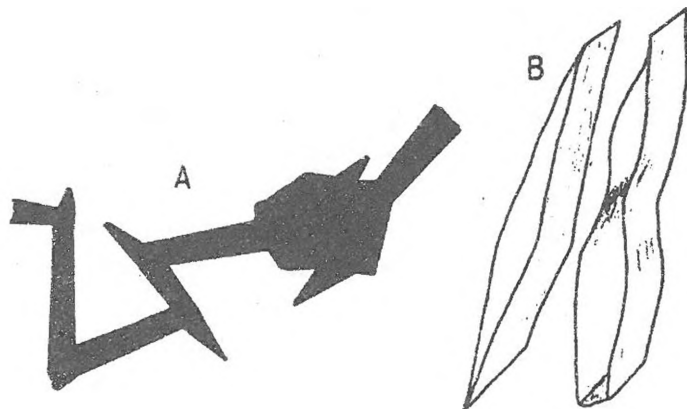
2. ábra. Egy barlangszakasz alaprajzának (A) és járatszelvényének (B) jellegzetességei a "Jósvavölgyi geomorfológiai tengely"-től délre fekvő patakeróziós barlangokban: a folyósó több helyen kígyózószerűen kanyarog, a kanyarulatok ívelték és meanderezően helyváltoztatók. Sokfelé előfordul, hogy a barlangjárati különböző magassági szintjei ugyanabban a barlangszakaszban is egymástól eltérően ívelnek.

Fig. 2. Features of the ground-plan (A) and passage cross-sections (B) of a cave section in the stream erosional caves lying to the south of the Jósua Valley geomorphological axis: the passage winds snake-like in a number of places, and the bends are arched and change place in a meander-like way. At many sites, it occurs that the levels of the cave passage at different heights exhibit different arcs even in one cave section.

A jósvavölgyi tengelyvonalától északra fekvő térség patakos barlanghálózatai ezzel ellentétben vagy egyáltalán nem rendelkeznek nemkarsztos felszíni vízgyűjtőterületekkel (pl. Kossuth-barlang, Babot-kúti-barlang), vagy csak kicsiny kiterjedésűek ezek a vízgyűjtők, s így a felszínükről besodródott szilárd hordalékok mennyisége is jóval kevesebb, esetleg kisebb kopáskeménységű szemcsékből adódik össze (pl. a Vass Imre-barlangnál). Következésképpen ezeknek az üreghálózatoknak a kialakításában az áramló vízfolyások által szállított hordalékok agresszív hatású koptatóeróziója alárendeltebb szerephez jutott. Bennük tehát a mészkő szénsavas oldódási folyamatainak kevésbé dinamikus ütemű üregtágító tényezője, a karsztvíz korróziója válhatott meghatározóbb üregefejlesztő tényezővé.

Az északi térfél főleg korróziós üregegenetikájú barlangjainak prototípusául a Kossuth-barlang tekintendő, mert ennek gyakorlatilag nincs nemkarsztos felszíni vízgyűjtő területe. Az ilyen barlangok alaprajza sokkal sarkosabb, szögletesebb, a járatok egyes szakaszai jól érzékelhetően a kőzet szerkezeti

irányait követik. Sokhelyen a közettörések síkjai, vagy a közetrétegek egyenes lapjai alkotják a barlangüreg oldalfalait. Ritkák a kerek szelvényformák és a többszörösen görbült falfelületek. A barlangi pataknak számottevő szilárd hordaléka nincs, az üregben nem képződnek tehát hordaléktorlaszok, és hiányzik a meanderező mederfejlődés valamennyi jellegzetessége (3. ábra).



3. ábra. A jósvavölgyi geomorfológiai tengelytől északra eső patakbarlangok alaprajzának (A) és üregszelvényének (B) főbb sajátosságai. A folyosók futása szögletes, gyakoriak a sarkos járatirány változások. Jellemzők az egyenes, sík oldalfalak, a magas, de keskeny, alul és felül összeszűkülő üregszelvények

Fig. 3. Main features of the ground-plan (A) and cavity cross-section (B) of the stream-caves lying to the north of the Jósua Valley geomorphological axis. The course of the passageways is angular; sharp changes in direction are frequent. Straight, smooth-sided walls and high, but narrow cavity sections (becoming narrower both below and above) are characteristic.

Tekintve, hogy a kőzet természetes réteghézagai, illetve a tektonikus mozgások során keletkezett repedések és hasadékok főleg korróziósan tágult nyílásai képezik a barlangjáratokat, a folyosók keskenyek és magasak. Sőt a szelvény alsó és felső metszetrészei fokozatosan elkeskenyednek, összezárulnak. Ezáltal gyakoriak bennük az u.n. zabszemformájú üreg-keresztmetszetek.

A jósvavölgyi tengelytől északra illetve délre fekvő karsztterségek patakos barlangjai között mutatkozó nagyfokú morfológiai különbözőségeknek azonban az eddig tárgyalt "eróziós faktorarány" különbségeken túlmenő egyéb okai is vannak. Közülük legfontosabbak a kiüregesedés korának és a szállított vízhozam-maximumok nagyságrendjének a különbségei. Tanulmányom következő fejezetei ezeknek a tényezőknek a mérlegeléséhez kívánnak szempontokat adni.

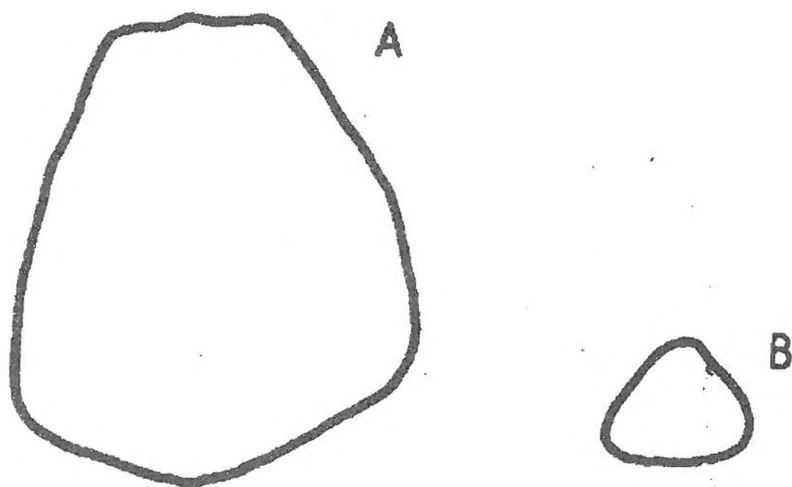
Kapcsolatok a barlang kora és arculata között

Összehasonlító barlangmorfológiai kutatási tapasztalataim szerint a patakos karszt-barlangok arculati karakterisztikájának meghatározásában eltérő nagyságrendű, de általában fontos szerepe van az üregképződés korának és időtartamának. Csakis ezzel a progresszív jellegű kapcsolatrendszerrel értelmezhető például a Baradla-barlang Fő-ága és a Rövid-Alsó-barlang üregparamétereinek feltűnő különbözősége azokban a szakaszokban, ahol a hivatkozott barlang-szintek egymás közelében és egymással közel párhuzamosan haladnak. Ismeretes ugyanis, hogy mindkét barlangfolyosót ugyanannak a nemkarsztos és karsztos felszíni vízgyűjtőtérsgének a vízproduktumai alakították ki, azonos kőzetanyagban, s egymással teljesen megegyező kőzetrétegződési, rétegdőlési és kőzettektonizáltsági adottságok megléte mellett. A Fő-ág megfelelő szakasza mégis nagytágasságú és a legtöbb helyen jelentős magasságú folyosók vagy impozáns méretű omladékos barlangtermek láncolata. Az Alsó-barlangnak azonban csupán szaggatott sziklájú apró üregei, alacsony és szűk járatai vannak, amelyekből helyenként jelentős mennyiségű kőzetomladékot kellett kitermelni a továbbjutás érdekében. Az Alsó-barlang még akkor is csak ügyel-bajjal járható végig, ha a vizet leszivattyúzzuk belőle.

A két barlangszint közötti – nagyságrendinek minősíthető – üregfejlettségi különbség oka jórészt abban keresendő, hogy a Rövid-Alsó-barlang a barlangrendszer fejlesztő Styx-patak vizének egészen fiatalkorú (valószínűleg würm- ill. holocénkori, azaz legfeljebb 110 ezer éves) járata. Üregfejlődési ciklusa tehát még korántsem jutott el arra a szintre, mint ameddig a Baradla Fő-ágának 40-50 m-rel magasabb talpszintű főági járatrendszere elérkezett az Óriások-termétől a Jósvalői természetes végpontig terjedő szakaszban, a jóval hosszabb – több mint 1,5 millió évre visszanyúló – pleisztocén kori nagy glaciálisok során (főleg a riss-ben) (4. ábra).

Egyébként az Aggteleki-karszt horizontális kiterjedésű nagy barlangrendszerei az egész térségre jellemző két meghatározó kiüregesedési szintben jelennek meg. Ezek közül a magasabb szint a 270-280 m-es középmagassági horizonthoz kötődik, míg az alacsonyabb a jelenlegi karszterózióbázishoz (ez Jósvalő térségében ma kb. 220 m-en van) kapcsolódik. A felsőbb szinthez igazodva fejlődtek ki a hegység nagytágasságú patakbarlangjai, míg az alsó szinthez kapcsolódnak a kisebb tágasságú és kevésbé fejlett, recens aktivitású alsó-barlangi emeletek. A Kossuth-barlang (a Baradla Alsó-barlangjaihoz, vagy a Babot-kúti-barlanghoz hasonlóan) az alsó emelethez tartozik. Sajátos szepleomorfológiai bélyegei feltételezhetően

ennek a körülménynek is köszönhetőek. (A témakör behatóbb taglalását lásd "A Kossuth-barlang még ismeretlen, feltáratlan részei" c. tanulmányomban: Kossuth-emléknapok – Aggtelek-Jósvafő 1992. szept.18-20. c. MKBT kötet 105-114. oldalain).



4. ábra. A Baradla jósvafői szakasza és a Rövid-Alsó-barlang ugyanannak a patakbarlangnak a különböző kori és szintbeli kifejlődésű teraszai. Szélességük és öblösségük mégis nagyságrendi különbséget mutat. A felső szint (A) tágas folyosókból és nagy termekből fűződik össze, az alsó szint (B) azonban főként csak szaggatott sziklájú szűk bújójárat, legfeljebb kisebb szobanagyságú üregek fizére.

Fig.4. The Jósvafő section of the Baradla Cave and the Short Lower Cave are terraces of the same stream-cave that are of different ages and different levels of development. Their widths and cross-sections differ in order of magnitude. The upper level (A) is a chainwork of wide passages and large halls, whereas the lower level (B) consists mainly of crevice-like narrow passages between the rocks, with periodic cavities at most the size of only a small room.

A tárgyalt problémakörben egyébként körültekintően kell állást foglalni, hiszen nem kellően tisztázott kérdés még az sem, hogy lehet-e, és ha lehet, úgy mekkora lehet a szerepe a klímaváltozásnak az éppen aktivációs szinten és fázisban fejlődő barlangüregek méreteinek meghatározásában. Ezt a kérdést azért kell itt mindenképpen felvetnünk, mert a felsőbb barlangszintek kifejlődési időszakában (zömmel a glaciálisokban) egészen más klímaviszonyok uralkodtak hazánkban, mint napjainkban, amikor az alsó barlangemeletek exkavációja zajlik.

Ebben a kérdésben a végleges szót csak további részletes vizsgálatok alapján lehet kimondani, s az is valószínű, hogy még egyugyanazon karszton belül sem szabad majd sematikusan általánosítani.

Vízhozam és barlangméret kapcsolata

Az Aggteleki-karszt aktív patakos barlangrendszerei kitűnő lehetőséget nyújtanak a bennük áramló vízfolyások nagyságrendje és az adott barlangjárat nagyságrendje közötti összefüggések természetének tanulmányozására.

Első megközelítésben kézenfekvő gondolat lehetne, hogy a két paraméter között egyszerű egyenesirányú progresszivitás érvényesülhet. Vagyis minél bővebbvízű egy barlangi patak, annál tágasabb barlangjáratot alakít ki a hegység belsejében.

Nos, ez a következtetés az Aggteleki-karszt példájánál olykor beigazoldódik, olykor azonban nem. Itt ugyanis valóban előfordulnak bővízű barlangi patakok, amelyek sokkal tágasabb üregrendszert alakítottak ki a náluk kevesebb vizet szállító keskenyebb barlangfolyosó patakjánál. Előfordulnak azonban olyan bővízű barlangi patakok is, amelyek – a fenti szabályszerűségből következő elvárásokkal ellentétben – csupán szűk és keskeny barlangjáratot formáltak maguknak. Elegendő ilyen tekintetben a különböző barlangokból kifolyó patakok (karsztforrások) átlagos víztömegprodukciónál összevetni az adott forráshoz tartozó barlangrendszer legfontosabb méretparamétereivel.

A szabályt erősítő példák a következők: A roppant bővízű Jósvalé-forrásban (alapvízhozama 250 l/sec) a nagytágasságú Baradla-rendszer vizei kerülnek napvilágra. A jóval kisebb víztömegprodukciónál Komlós-forráshoz (alapvízhozama 10 l/sec) viszont a számottevően kisebb méretparaméterű Béke-barlang tartozik. Hasonlóan kisebb vízhozamú karsztforrás a Kis-Tohonya (alapvízhozama 6 l/sec), amelyhez az ugyancsak arányosan szűkebb méretjellemező Vass Imre-barlang járatai kapcsolódnak. Még alacsonyabb átlagos vízbőségű karsztforrás a Kecskékút (alapvízhozama 2 l/sec), s barlangrendszerének (égerszögi Szabadság-bg.) folyosói is arányosan egészen szűkek.

A szabálynak ellentmondó példák az alábbiak: A Béke-barlang Komlós-forrásának vagy a Vass Imre-barlang Kis-Tohonya-forrásának átlagos (évi összes) vízprodukciónál jóval kisebb, mint a nagyon bővízűnek mondható Kossuth-barlangi Nagy-Tohonya-forrás vízprodukciónál (alapvízhozama 60 l/sec). A Béke-barlang és a Vass Imre barlang folyosóinak szélességi paramétere mégis jóval meghaladják a Kossuth-barlang öblösségi méreteit.

Még szélsőségesebb ellentmondást figyelhetünk meg, ha a nagyon bő vízhozamú, de szűk folyosójú Kossuth-barlang üregparamétereit az igazán gyér vízszállítású, és mégis hatalmas méretű üregekkel rendelkező Meteor-barlanggal vetjük össze.

A fenti példák meggyőző érvek lehetnek a vízhozam és barlangméret között feltételezett egyértelműen progresszív hatáskapcsolat hibásságáról. Másrészt bizonyítékot nyújtanak arra, hogy a patakos barlangok üregrendszerének kialakulásában nem a patak átlagos vízhozambősége az egyetlen, vagy akár csak a legfontosabb genetikai tényező.

Az áradási vízhozamcsúcsok nagyságrendjének szerepe az üregképződésben

Vizsgálataim eredményeim alapján bizonyosnak látszik, hogy a barlangöblösséggel nem a földalatti vízfolyás átlagos hozambősége áll meghatározó fontosságú kapcsolatban, hanem az adott barlangban lehetséges legnagyobb B-típusú árvízi hozambőségek. Más szóval ez azt jelenti, hogy minél nagyobb tömegű áradmányvíz képes rendkívüli időjárási alkalmak során az adott barlang nemkarsztos vízgyűjtő térségeiről beömleni a barlangrendszerbe, annál nagyobb szélességű barlangfolyosót hoz létre a földalatti árvizek hordalékeróziója. A patakeróziós barlangágak szélessége tehát alapvetően a nemkarsztos (karszton kívüli) vízgyűjtőkről származó maximális árvízi hozamok által meghatározott paraméter.

A fenti kapcsolatrendszer megfogalmazását általános érvényű axiómának célszerű tekinteni, ha ellentmondásmentesen kívánjuk megérteni a felszíni vízgyűjtőtérsegek szerepét a felszínalatti barlanghálózatok üreggenetikájában. A hangsúly a szabályban a ponorokon át késleltetés nélkül beömlő B-típusú áradmányvizek hozamnagyságrendjein van. A karsztos vízgyűjtőkről származó és beszivárgással felszín alá került A-típusú karsztvíz hosszabb időtartamú – késleltetett – patakhozam növekményeinek ugyanakkor nincs érdemleges szerepe az üregfejlődésben.

Hozzátartozik ehhez a kérdéshez a különböző származású barlangi vizek sajátos kémiai karakterisztikája is. A mészkő réshálózatán keresztül történő alászivárgással bekerülő valódi karsztvizek (A-típusú vizek) ugyanis rendszerint magas oldott mésztartalmúak (kemény vizek), minthogy volt idejük a szivárgás időtartama során a velük nagy felületeken érintkező mészkőből szénsavkészletükkel arányos mennyiségű karbonátot feloldani. Ez az oka annak, hogy az A-típusú karsztok forrásainak vízkeménysége csak szűk határok között változik meg, ezek a karsztforrások tehát viszonylag állandó

vízösszetételűek. Az Aggteleki-karsztban ilyen karsztforrásnak tekintendő pl. a Kossuth-barlangból származó Nagy-Tohonya-forrás.

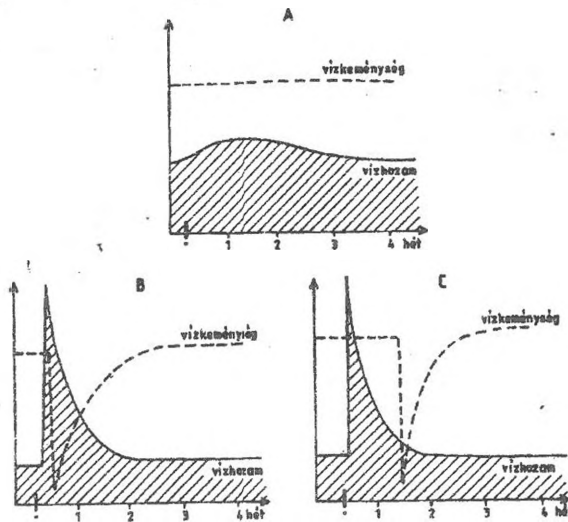
A nemkarsztos vízgyűjtőkről származó víztömegek (B-típusú vizek) azonban lágy vizek, amelyek még a mészkőbarlangon való átfolyásuk során sem oldanak fel érdemleges mennyiségű mészkövet. Ennek egyrészt az az oka, hogy viszonylag kis felületen és rövid ideig érintkeznek a barlangi mederágiban mészkővel, másrészt pedig nincs is a mészkő feloldásához szükséges érdemleges mennyiségű szénsavkészletük. Így még a barlangon végigfolyva, a karsztforrásban való felszínreömlésükkor is lágy vizek maradnak.

Mínthogy az Aggteleki-karsztban a víznyelők működése csak időszakos jelenség, azaz a barlangrendszereknek a nemkarsztos vízgyűjtőkről lefolyt lágyvíz nyereségük csak esetenként van, e B-típusú karsztokból eredő források vízminősége roppant változékony lehet. Előfordulnak területünkön olyan B-típusú karsztforrások is, amelyeknek a vize akár néhány perc alatt képes vegyileg gyökeresen megváltozni. A Komlós-forrás vízkeménysége pl. 1955. augusztus 6-án reggel 5 óra tájban 3 perc alatt 16 német keménységi fokkal csökkent. Ugyanekkor (5 és 6 óra között) a Jósva-forrás vízhozama 400 l/sec-ről 24,000 l/sec-re növekedett.

A B-jellegű megáradás vízhozamcsúcsa és a forrás vizének kilágyulási maximuma lehet egyidejű (vízfolyás nélküli barlangoknál), és lehet fáziseltolódásos (a vízfolyásos barlangoknál).

A hozamcsúc és a kilágyulási csúc közötti időtartam a víznyelők és a forrás közötti karsztcsatornák karsztvízkészletével arányos. Egy barlangi vízmeder karszt-víztároló kapacitása tehát a forrás vízhozamgörbéjéből és a vízkilágyulási csúc eltolódásának időkülönbségéből kiszámítható (5. ábra).

A Béke-barlangból származó Komlós-forrás B-típusú áradásainak törvényszerűségeit, s ezen keresztül a B-jellegű karsztforrások árvizeinek sajátosságait szerző már 1955-ben meghatározta, amikor egy áradási ciklus során félóránkénti adatrögzítésekkel végigkísérte a forrás vízhozam-változása és a forrásvíz kémiai összetétele közötti szoros párhuzamokat. (Lásd JAKUCS LÁSZLÓ: "Az aggteleki barlangok genetikája a komplex forrásvizgálatok tükrében" c. tanulmányt (Karszt- és Barlangkutatás, 1959. I. pp. 37-67.). Megjegyzendő, hogy a kérdéskör tanulmányozásával foglalkozó más hazai kutatók is hasonló eredményekre és következtetésekre jutottak. (Lásd MAUCHA LÁSZLÓ: „Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai, 1958–1993”. VITUKI, Budapest, 1998. p. 414.)



5. ábra. A megáradáskor kémiai összetételüket megtartó (A figura), illetve megváltoztató karsztforrások (B és C figura) vízhozamváltozásának és vegyi jelleg módosulásának sajátosságai. A felkiáltójel az áradást okozó csapadék-esemény időpontját jelöli. Az ábra A figurája a karsztforrás A-típusú áradásának sajátosságait mutatja. A B figura egy karsztforrás B-típusú áradásának jellegzetességeit tünteti fel abban az esetben, amikor az árhullám előtt nem volt vízfolyás a forrás barlanghálózatában. A C figura viszont a B-típusú áradás sajátosságait abban az esetben jellemzi, amelyben a forráshoz tartozó barlanghálózatnak az árvizet megelőzően is volt vízfolyása.

Fig. 5. Features of changes in water yield and modification of the chemical nature of karst springs that preserve (A) or alter (B,C) their chemical composition at times of flooding The exclamation mark denotes the time of a precipitation event that causes flooding. A: This Figure depicts the characteristics of A-type flooding of the karst spring. B: This illustrates the characteristics of B-type flooding of a karst spring when there was no water flow in the cave network of the spring before the floodwave. C: The characteristics here relate to B-type flooding when there was water flow prior to the floodwater in the cave network relating to the spring.

A barlangöblösség területmegfelelési törvénye

Már e tanulmány korábbi fejezetei is érzékeltették, hogy a jósvavölgyi barlangmorfológiai tengelytől D-re található patakeróziós barlangrendszerek folyosóinak jellemző szélessége mindenkor egyenesen arányos az őket kiformáló nemkarsztos térszínekről beömlő áradmányvizek tömegével. Nem kétséges, hogy pl. a Baradla esetében a Fő-ág azért lényegesen szélesebb a Török-mecset-ágnál, mert benne nagyobb B-jellegű árvízhozamok hatalmasabb mennyiségű vize fut le, mint a Török-mecset-ágban. Másszóval fogalmazva: a Fő-ág árvízi csúcsáradás szempontjából – tehát lényegében az eróziós aktivitás rövid időperiódusaiban – számításba vehető nemkarsztos felszíni vízgyűjtő területe lényegesen nagyobb a Török-mecset-ágnál.

Ez az arányossági kapcsolat természetesen nem csupán az Aggteleki-karsztban észlelhető, hanem minden B-típusú karsztnál trendszerű, vagyis az egyéb B-típusú barlangoknál is annyira érvényesül, hogy „területmegfelelési

törvény"-ként minősíthetjük. Az összefüggés a barlangképződés szempontjából nagy aktivitásúnak tekinthető nemkarsztos felszíni vízgyűjtő terület és e vízgyűjtőhöz tartozó barlangág szélessége között olyan progresszív arányosságu, hogy az megfelelő arányszámmal ki is fejezhető.

A területmegfelelési törvény tehát kimondja, hogy ha valamely eróziós úton kialakult barlangág utólagos beszakadással vagy omlással nem deformálódott folyosószakaszainak mm-ben kifejezett átlagszélességét elosztjuk az ághoz tartozó nemkarsztos térszínű felszíni vízgyűjtőterület négyzetmétereinek számával, a mm törtreszeiben kifejezve megkapjuk az egy m²-es vízgyűjtőre eső barlangszélesség átlagértékét. Ennek a jelzőszámnak, ha egyébként a barlangfolyosó anyagöze és a nemkarsztos vízgyűjtőtér közettani felépítése azonos, sőt a vízgyűjtő lejtők relief-energiája is egymáshoz hasonló, az azonos időszakban és azonos klímafeltételek között fejlődött legkülönbözőbb barlangágak és vízgyűjtőtérsegek összevetésében közel azonosnak kell lennie.

Ellenőrizzük példaként, hogyan alakul e szám a konkrét mérések alapján az Aggteleki-hegység különböző eróziós barlangjainál, illetve azok ágainál.

a. A Béke-barlang Felfedező-ágának folyosószélessége, még a mellékágak torkolata előtti szakaszon, 12 mérés átlagából véve 700 mm. Ugyanakkor a Bábic-töbör nemkarsztos felszíni vízgyűjtő területe 272,700 m². A szélességet elosztva a m² számával, 0.00257 mm-t kapunk. Az értékjelző szám tehát ezesetben 257, ha a tizedespontot az egyszerűbb kifejezhetőség érdekében elhagyjuk.

b. A Béke-barlang Fő-ágának a felső szakaszban, ahol a mellékágak a számítást még nem zavarják, 8 mérés átlagából számított folyosószélessége 2,700 mm. A Nagy-völgy nemkarsztos vízgyűjtő területe 1.078,400 m² kiterjedésű. Fenti számértékeket behelyettesítve a

$$\frac{Mb}{Tv} = mb$$

képletbe, ahol Mb a mért folyosószélesség mm-ekben, Tv pedig a nemkarsztos vízgyűjtőterület négyzetmétereinek száma, azt kapjuk, hogy mb (az egy m²-es nemkarsztos vízgyűjtőre eső barlangszélesség) értéke most 0,00250 mm lesz, a békebarlangi Fő-ág jelzőszáma tehát 250.

A fenti ellenőrzést pontos mérések alapján több barlangágnál és nemkarsztos vízgyűjtő területnél elvégezve, az mb értéke mindenütt csaknem

tökéletesen megegyezik a jósvavölgyi geomorfológiai tengelytől délre eső többi barlangfolyosóéval.

c. Így pl. a Béke-barlang baloldali mellékágának (Kígyós-ág) átlagos folyosó-szélessége 500 mm, nemkarsztos vízgyűjtő területének nagysága 200,900 m². A képletbe behelyettesítve 248-as jelzőszámot kapunk.

d. A béke-barlangi Fő-ág rendkívül szűk első jobboldali mellékágának átlagos folyosószélessége 250 mm. Az ághoz tartozó Tv értéke 101,200 m². Az ág jelzőszáma tehát 246.

e. A Baradla Retekágának átlagszélessége a Kúszó-ág felett 2,000 mm. Nemkarsztos vízgyűjtő területének kiterjedése 800,000 m². Jelzőszáma kerekén 250.

f. A Baradla Fő-ágának szélessége a Domic-ág csatlakozásától a Török-mecset-áig végzett 22 szélességmérés átlagértéke szerint 12,5 m. A Fő-ág (beleértve a Domic-ág nemkarsztos felszíni vízgyűjtő területét is) áradmányvizeit 4,8 km² felszínről kapja. Kiszámított jelzőszáma 245. (Megjegyzem, hogy a Baradla Fő-ágát tápláló nemkarsztos vízgyűjtő terület kiszámításánál nem vettem figyelembe a Bábalyuk-víznyelő jókora nemkarsztos vízgyűjtő területét, mert az itt összegyűlt víz zöme a Bábalyuk-nyelőn eltűnve, egyáltalán nem kerül be a Baradla Fő-ágába, s így ennek áradmánypatakját sem növeli.)

A képletek megfordíthatóságából következik, hogy ha ismerem valamely víznyelő nemkarsztos térszínű vízgyűjtő területét és a vidékre jellemző eróziós jelzőszámot, úgy előre kiszámíthatom az esetleg még ismeretlen, feltáratlan, a víznyelőhöz tartozó barlangág szélességi méreteit. Így például előre kiszámítható volt, hogy az égerszögi Szabadság-barlang főfolyosója, ha a 250-es jelzőszámot, mint középértéket vesszük, és a lemérhető 300,000 m²-es felszíni nemkarsztos vízgyűjtő területtel számolunk, 750 mm átlagszélességű lesz. Ez a szám, mint a feltáráskor beigazolódott, nagyjából csakugyan fedi a tényleges értéket. A Szabadság-barlang folyosójának átlagszélessége ugyanis megközelítőleg azonos a békebarlangi Felfedező-ágéval.

Am ha ismerjük egy eróziós barlangág folyosójának átlagszélességét és a terület jelzőszámát, akkor a képlet újabb megfordításával a nemkarsztos vízgyűjtő terület nagysága is kiszámítható lesz. Ekkor a képlet így alakul:

$$\frac{Mb}{mb} = Tv$$

Kézenfekvő feltételezés, hogy a képlet érvényessége fennállhatott a múltban is, tehát a barlangképződés fiatalabb periódusaiban. Azaz, ha egy barlangfolyosó szélességét nem a folyosószelvény alján, hanem valamelyik magasabb szelvénytartományban mérjük le, és ezt az értéket helyettesítjük be a képletbe, akkor annak a nemkarsztos vízgyűjtő területnek a kiterjedését ismerjük meg, amely a szelvénytartományban vett barlangfenékszint képződésének idején látta el áradmányjaival a barlangrendszerét.

Ismeretes, hogy a völgyek hátravágódó eróziójának következtében egy völgy vízgyűjtő területe állandóan növekszik. Ennek a vízgyűjtő terület növekedésnek felel meg az a tapasztalati tény, hogy az eróziós barlangfolyosók függőleges metszeteiben felülről lefelé haladva egyre szélesedő folyosóátmérő mutatkozik. Elméletileg – teljes barlangbevágódási ciklus esetén – a folyosószélességnek a legfelső szelvénytartományban zérusról kell kiindulnia, és – a nemkarsztos vízgyűjtőtér növekedésével párhuzamosan – többé-kevésbé egyenletesen kell a barlangfolyosónak tágulnia a szelvény talpa felé közeledve. Teljes fejlődési ciklus esetén tehát, amikor a nemkarsztos vízgyűjtő terület vakvölgyei együtt fejlődnek és növekszenek a barlangfolyosóval, a barlangmetszet lényegében egyenlőszárú háromszöget mutat. Hogy ez a háromszögszelvény magas, csúcsos, vagy alacsonyabb, tömpébb, az mindössze a meder bevágódási dinamikájának a függvénye.

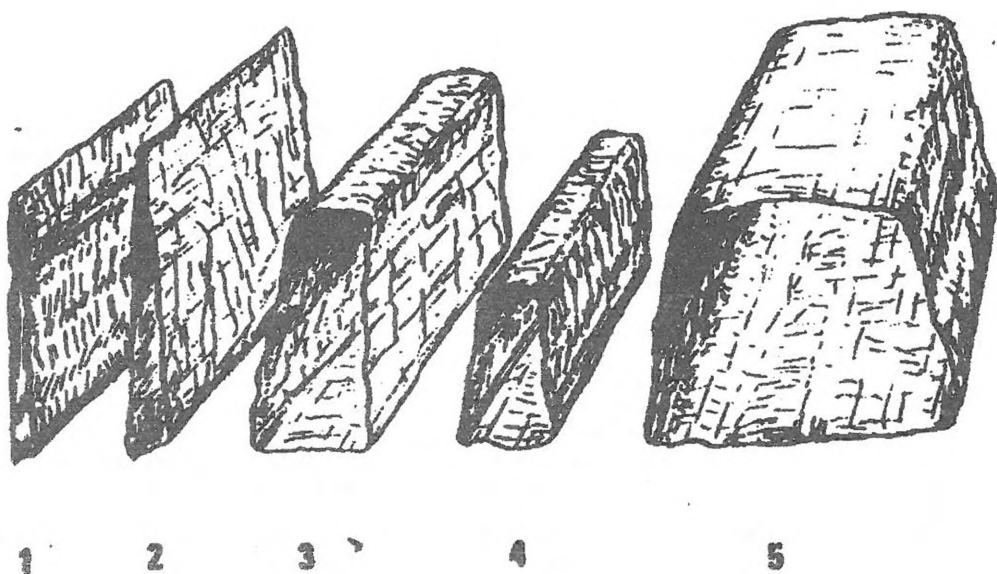
Ha ebből a szempontból is megvizsgáljuk a jósvavölgyi geomorfológiai tengelytől délre található eróziós patakbarlangok folyosóinak keresztmetszetét, azt az igen feltűnő eredményt kapjuk, hogy a háromszögszelvények felső csúcsai a legtöbb helyen hiányoznak. Leginkább csak a keskeny mellékágaknál, például a baradlai Törökmecset-ágnál találjuk meg a kezdettől fogva folyamatos, teljes erózióciklusra utaló, magas, csúcsíves folyosószelvényt. Ugyanakkor a Baradla, vagy a Béke-barlang Fő-ágának, az egész Domicának, a Retek-ágnak, de a Dancza-barlangnak is az átlagszelvényei trapézalakúak. E barlangfolyosókból a bevágódási ciklus korai és középső szakaszai hiányoznak. A Baradla Fő-ágának, de ugyanúgy a Domica-ágnak, Retek-ágnak, vagy a békebarlangi Fő-ágnak széles, lapos, vízszintes tetőzete (*"mennyezeti medre"*) van csaknem minden olyan helyen, ahol az eróziós folyosó nem nyílt tektonikus hasadékból fejlődött ki, vagy ahol utólagos omlás, szakadás az eredeti eróziós szelvényt nem deformálta. Ez a sima, vízszintes, erodált lapos mennyezeti sík még a legmagasabban fekvő szifonkerülő járatok morfológiájára is jellemző (6. ábra).

Igen valószínű, hogy a mennyezet kierodálása a barlangképződés legősibb korszakát, az üregkeletkezés kezdetét jelzi..

A Baradla Fő-ágánál a mennyezeti szelvényben mért átlagszélesség 6-7 m között van, a Béke-barlangnál kb. 220 cm, a Retek-ágnál átlagosan 160 cm. Ez – képletünket alkalmazva – azt jelenti, hogy kialakulási ciklusának kezdetén a baradlai Fő-ág nemkarsztos vízgyűjtő területe már 2,8-3,2 km² körüli kiterjedésű volt, a mai nemkarsztos vízgyűjtő területnek mintegy 0,7 része.

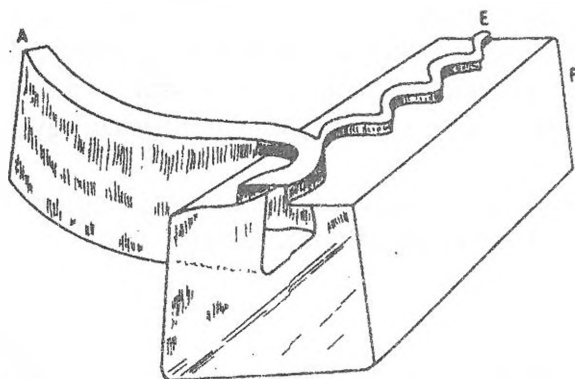
A Retek-ág cikluskezdeti vízgyűjtője 640,000 m² volt, a mai vízgyűjtő terület mintegy 0,8 része. A Béke-barlang Fő-ága ugyanilyen alapon számítva fejlődési ciklusának kezdetén már 880,000 m² felszínű nemkarsztos vízgyűjtő völgyrendszerből kapta vizét. Ez mai vízgyűjtő területének ugyancsak pontosan 0,8 része.

Nagyon tanulságos ilyen nézőpontból megvizsgálni az Arany-utca torkolatánál megfigyelhető mennyezeti medreket (7. ábra):



6. ábra. Eróziós barlangágak típus-szelvényei a jószaíi geomorfológiai tengelytől délre eső patakbarlangokban. 1 = Béke-barlang Vörös-lobogó-ág (teljes ciklus), 2 = Baradla Török-mecset-ág (teljes ciklus), 3 = Béke-barlang Fő-ág (csonka ciklus), 4 = Baradla Retek-ág (csonka ciklus), 5 = Baradla Fő-ág (csonka ciklus). A 3-5. sorszámúak batűkapirás folyós-szelvények.

Fig. 6. Type sections in erosional cave-branches in stream-caves lying to the south of the Jószaí geomorphological axis. 1: Red Banner Branch of the Peace Cave (full cycle), 2: Turkish Mosque Branch of the Baradla Cave (full cycle), 3: Main Branch of the Peace Cave (truncated cycle), 4: Radish Branch of the Baradla Cave (truncated cycle), 5: Main Branch of the Baradla Cave (truncated cycle). Numbers 3-5 are passage sections involving subsurface capture.



7. ábra. A Baradla-barlang Fő-ága (F), Arany-utca newő oldalága (A) és Fő-ág-kezdeménye (E) mennyezeti-medres csatlakozási helyének morfogenetikai modellje. A barlangképződés kezdeti szakaszában a Baradla fő ága az Arany-utca volt. A jelenlegi Fő-ág helyén egészen jelentéktelen vízhozamú, keskeny és alacsony kis kanálisként, mellékágként csatlakozott hozzá az ősi Fő-ág-kezdemény. A jelenlegi nagy víznyelők kialakulásával, a szövegben tárgyalt karszteremi batükapturák létrejöttével az E csatorna időszaki vízszállítására ugrásszerűen megnövekedett, s az Arany-utca rovására kialakult belőle a mai Fő-ág. A barlangfejlődés későbbi szakaszában az Arany-utca inaktíválódott, folyamatos továbbmélyülése megállt, s így ma a Fő-ág "jüggő oldalágának" tekintendő. Ugyanennél a csatlakozásnál jó példáját láthatjuk annak is, hogy minél bővebb vízhozamú valamely barlangfolyosó, annál egyenesebb annak lefutása.

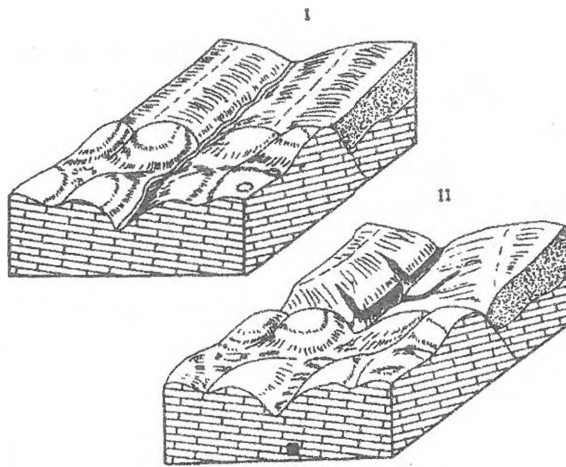
Fig. 7. Morphogenetic model of the sites of roof-and-bed connection of the Main Branch of the Baradla Cave (F), its side-branch known as Gold Street (A) and the initiation of the Main Branch (E). In the initial phase of cave formation, Gold Street was the main branch of the Baradla Cave. At the site of the present Main Branch, it was joined by the ancient initiation of the Main Branch, as a narrow and low minor side-branch with a quite insignificant water yield. With the development of the present large swallow-holes and the subsurface capture on the edges of the karst, there was a sudden jump in the quantity of water periodically transported by channel E, and the current Main Branch was formed from it at the expense of Gold Street. In the later phases of cave development, Gold Street became inactivated and the continuous process of its deepening ceased; today, therefore, it is to be regarded as a suspended side-branch of the Main Branch. This connection provides a good example of the fact that, the greater the water yield in some cave passage, the straighter its course.

A felsorolt tények azt bizonyítják, hogy az Aggteleki-karsztot délről határoló, pannon üledékekkel fedett nemkarsztos térszín völgybevágódásai már a barlangképződésnél korábban kialakultak. Eleinte még a karsztfelszínen keresztül volt a mai Jósva-völgy irányába nyitott lefolyásuk.

Csakis a terület fejlődésének jóval későbbi időszakában, valószínűleg a pleisztocén nagy glaciálisában csapolta meg patakjukat alulról a mészkő-tömeg. A karszt tehát mélységi lefejezéssel (batükapturával) nyelte magába a már fejlett patakjait. Ekkor váltak víznyelős vakvölgyekké a pannon takarós

térszín völgyei, s azóta folytatódik az eróziós völgy-bevágódási ciklus lent a karszt mélyében. (8. ábra)

Hasonló mélységi pataklefejezések hazánk területén máshol is ismertek. Egyik legfiatalabb és még kevésbé deformálódott batükapturás völgyünk a Bükk hegység répáshutai Csúnya-völgye, amelyet a Pénz-pataki-barlang víznyelője fejezett le, valószínűleg már a holocén folyamán. A Nyugati-Mecsekben található Szuadó-völgy tengely-vonalában pedig korunkban, a szemünk láttára megy végbe a felszíni patakmeder alulról történő lefejeződése (BARTA K.–TARNAI T. 1999).



8. ábra. Az Aggteleki-karszt fejlődésének két jellemző fázisa

I. = Az eróziós barlangképződési ciklus még nem indult be. Az Aggtelek–Égerszög vonaltól délre elterülő nemkarsztos fedőtakarójú térszínbe beleárkolódó völgyek záporpatakjai a mészkőkarszt felszínén folynak le az ősi Jósua-völgybe.

Eközben természetesen a karszton átvezető folyásszakaszukon is völgyet mélyítenek maguknak.

II. = A vízzáró takarót viselő terület és a mészkőkarszt határvonalán /ponorvonal/ kialakuló víznyelők alulról lefejezik a záporpatakok völgyeit (batükaptúra), s azok patakjai ettől kezdve felszín alatt folynak le a Jósua-völgy irányába. Az eróziós barlangképződési ciklus beindult. A karsztfelszín vízfolyás nélkül maradt mészkővölgyei fokozatosan többsorokká alakulnak át.

Fig. 8. Two characteristic phases in the development of the Aggtelek Karst.

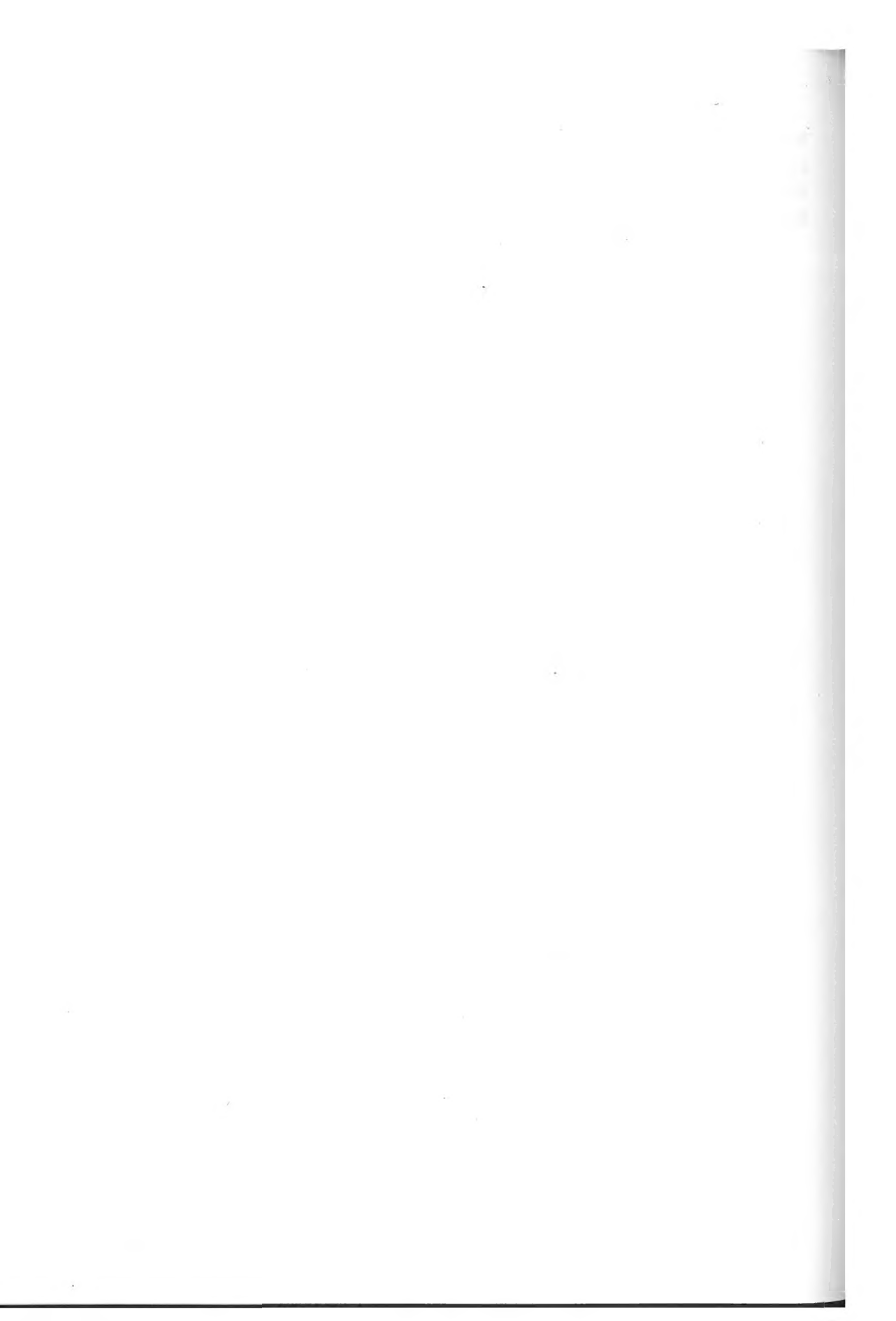
I: The erosional cave-formation cycle has not yet begun. The storm-streams in the valleys cut into the terrain with a non-karstic cover lying to the south of the line between Aggtelek and Égerszög flow down into the ancient Jósua Valley over the limestone-karst surface. Naturally, during this they deepen the valley as they flow over the karst.

II. The valleys of the storm-streams are cut off from below by swallow-holes developing on the boundary line (the swallow-hole line) of the limestone karst and the area with the water-sealing cover, and from this point on these streams flow underground in the direction of the Jósua Valley. The erosional cave-formation cycle has begun. The limestone valleys of the karst surface which remained without a water flow are progressively transformed into series of dolines.

IRODALOM

- BARTA K.-TARNAI T.* (1999): Karstmorphological research in the Mecsek Mountains, South Hungary. - *Acta Carsologica, Krasoslovni Zbornik* 28/1, 1. Ljubljana, p. 13–25.
- CLAYTON, K.* (1984): Karstgeography. - *Landforms and the Quarternary*. 4. p. 264.
- FORD, D.-WILLIAMS, P.W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. - London, Unwin Hyman. 1989. p. 601.
- GÁBRIS GY.* (1987): Gondolatok a folyóteraszokról. - *Földr. Közl.* 1–2. szám, p. 3–15.
- HEVESI A.* (1991): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincsese. - *Földrajzi Közlemények*. Tom. XXXIX. 1-2. és 3-4. p. 25-35. és 99-120.
- JAKUCS L.* (1956): Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. - *Földrajzi Közlemények*, 1.sz. p. 25–38.
- JAKUCS L.* (1959): Az aggteleki barlangok genetikája a komplex forrásvizsgálatok tükrében. - *Karszt- és Barlangkutatás [Budapest]*, 1. évf. p. 37-65.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája (A karsztfejlődés variációi). - *Akadémiai Kiadó, Budapest*. p. 1-310.
- JAKUCS L.* (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. - *Karszt és Barlang*, I-II. p. 1-16.
- JAKUCS L.* (1999): A negyedkori karsztfolyamatok dinamikájának antagonizmusa Magyarországon. *Karsztfejlődés III*. Szombathely, p. 61–70.
- LEHMANN, H.* (1956): Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. *Rep. of the Comp. on Karst Phenomena.* Int. Geographical Society, New York.
- MAUCHA L.* (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai 1958–1993. *VITUKI kiadása, Budapest*. p. 414.
- MIOTKE, F.D.* (1974): Carbon dioxide and the soil atmosphere. - *Abhandlungen zur Karst-, u. Höhlenkunde, Reihe A, Speläologie, Heft 9*. München
- ROGLIĆ, J.* (1960): Das Verhältniss der Flusserosion zum Karstprozess. *Zeitschr. f. Geomorph.* Vol. 4. No. 2. Göttingen.
- SCHWARZBACH, M.* (1974): Das Klima der Vorzeit. - Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, p. 1-380.
- SZABÓ P. Z.* (1957): A karszt, mint klimatikus geomorfológiai probléma. *Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Pécs*.

- WILLIAMS, P.W.* (1983): The Role of the Subcutaneous Zone on Karst Hydrology. *Journal of Hydrology*. Vol 61, Iss. 1-3, p. 45-67.
- WOLDSTEDT, P.* (1969): Quartär, II. Band. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.



KEVEREDÉSI KORRÓZIÓVAL KIALAKULT VESZPRÉM KÖRNYÉKI BARLANGOK MORFOLÓGIAI TÍPUSAI

FUTÓ JÁNOS

Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1.

Abstract: Many remnant caves in the Bakony – formed in upper Triassic dolomite by mixture corrosion and later opened up – can be rated into three morphological types. In thick, homogenous, carbonated rocks, depending on dominant structural relations the cavern can be spheroidal symmetric, lying along a bed, or fissure-like. Each of the three caves fully described on the blocks between Veszprém and Szentgál (Csatár-hegyi, Róka-lyuk, Kő-lik) are one of these types.

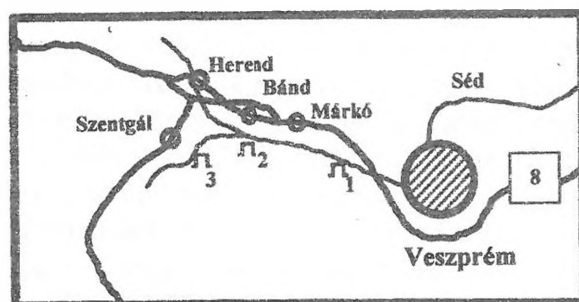
Bevezetés

A Bakonyvidék jelenleg ismert közel ezer barlangjának jelentős része a maradványbarlangok (VERESS M. 1999, 2000) kategóriájába sorolható. E kiemelkedően magas szám több tényező kedvező összhatásának tudható be. Közismert, hogy a Bakony szinte minden részét karsztosodó kőzet alkotja, még a nem karsztosodó laza üledékekkel vagy szilárd kőzetekkel fedett területeken is többnyire mészkő vagy dolomit található a mélyben. Éppen a fedettség miatt –, mely a holocént megelőző földtani korokban még nagyobb volt – számos vízfolyás indult ki a hegység központi részéből a peremvidékek felé, miközben felszínpusztító munkájukkal egyre mélyebbre vészték magukat; hiszen a harmadidőszak vége óta legalább 300 méternyit emelkedett a térség. A fedőüledékeken magukat átfűrészelő kisebb-nagyobb vízfolyások eróziós völgyei átöröklődtek az alattuk fekvő karbonátos kőzetekre, meredek falú, szűk szurdokokat hozva létre.

E felszíni folyamatokkal párhuzamosan a mélyben – a mindenkori áramló karsztvíz zónájában – keveredési korrózióval karsztos üregek, járatok keletkeztek. A terület tektonikus megemelkedésével a karsztvízszint is lejjebb szállt és egy újabb, alsóbb szinten indult be a mélységi karsztosodás. Ugyanakkor – az emelkedés miatt – a felszínhez közelebb került és szárazzá vált zárt üregeket idővel elérték a felszínen bevágódó eróziós völgyek talpai és felnyitották azokat. A meg-megújuló földszerkezeti mozgások következtében e jelenségsor többször ismétlődött a negyedidőszak során, így egyazon völgyben is több szintben fordulnak elő maradványbarlangok.

A térség leglátványosabb és egyben legmélyebb szurdokvölgyei a Magas-Bakonyban fordulnak elő, így érthető, hogy a témát alaposan

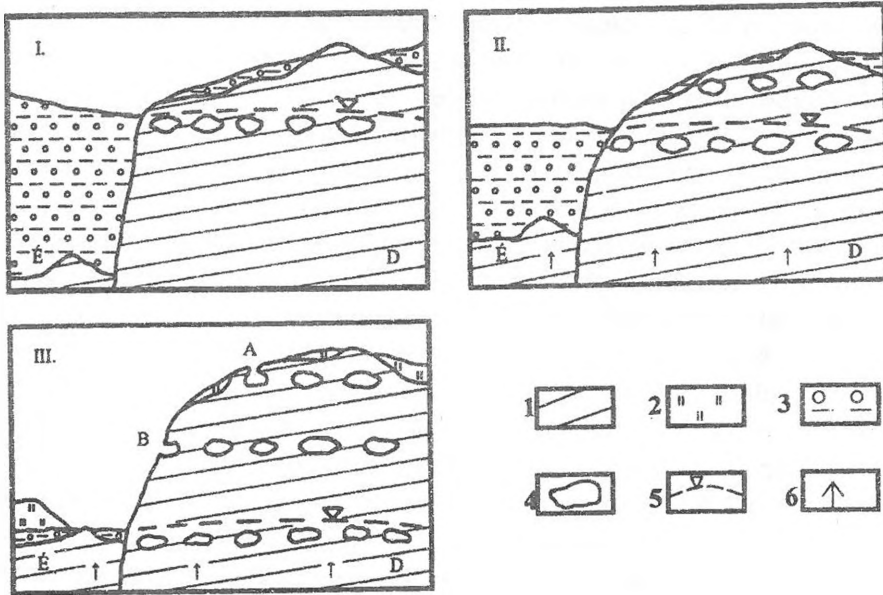
körbejáró kutatók is itt kezdték el munkájukat (VERESS M. 1977, 1978, 1980a, 1980b, 1981). Kétségtelen, hogy a Csesznek környéki Ördög-árok, Kő-árok és Kőmosó-szurdok a Bakony – egységnyi területre vetítve – legsűrűbben maradványbarlangos részei közé tartoznak. Az itt szerzett ismereteket felhasználva a hegység más területein is tanulmányozták e képződményeket (VERESS M. 1982, VERESS M.–FUTÓ J. 1987, FUTÓ J. 1992, 1998, 1999, FUTÓ J.–SCHÄFER I. 2000). Legutóbb VERESS (1999, 2000) az Északi-Bakony fedett karsztját bemutató monográfiájában tér ki részletesen e kérdéskörre: völgyi, fennsíkperemi és tetőhelyzetű maradványbarlangokat különít el. Kialakulásuk módját részletesen tárgyalja, majd felsorolja a korróziós forrásbarlangok és a maradványbarlangok megkülönböztető jegyeit; határozottan érvelve azon makacs hazai karsztos szemlélet ellen, miszerint a bakonyi völgyoldalokban nyíló üregek egykori forrásbarlangok kiszáradt maradékai.



1. ábra: A vizsgált barlangok elhelyezkedése. 1. Csatár-hegyi-barlang; 2. Róka-lyuk; 3. Kő-lik
Fig. 1: Location of researched caves. 1. Csatár-hegyi cave; 2. Róka-lyuk; 3. Kő-lik.

Terepbejárásaink során számos keveredési korróziós genetikájú maradványbarlangot láttunk és ezek közé soroltuk a Veszprém–Szentgál között húzódó dolomitvonulat mintegy kéttucatnyi üregét is. A Déli-Bakony maradványbarlangokban jóval szegényebb északi és keleti szomszédjánál; néhány kivételtől eltekintve talán ezért sem méltatták igazán figyelemre e kisméretű üregeket a korábbi kutatók. Egyedül BERTALAN K. - KRETZOI M. (1960) végeztek ásatást a Veszprém melletti Tekeres-völgyi-kőfülkében, illetve a MARKÓ L. (1960) vezette csoport próbálkozott a Csatár-hegyi-barlang feltárásával. Az elmúlt évtized vizsgálatait aztán rácaffoltak e mellőzöttségre: mind régészeti (ILON G. 1992), mind üledékföldtani (FUTÓ

J. 1992, 1999; FUTÓ J.-SCHÄFER I. 2000) szempontból rendkívül értékes adatokhoz jutottunk, és őslénytani eredmények is várhatók a közeljövőben.



2. ábra: A veszprémi Séd völgyét kísérő dolomitrögökben képződött barlangok fejlődéstörténeti vázlata. Jelmagyarázat: 1. Fődolomit; 2. lösz; 3. Csátka Formáció; 4. barlangüreg; 5. karstvízszint; 6. tektonikus emelkedés

Fig. 2: Evolutionary sketch of caves formed in dolomite blocks in the Séd valley.

Legend: 1: Main Dolomite, 2: loess, 3: Csátka Formation, 4: cavern, 5: karst water level, 6: tectonic elevation.

Míndez a veszprémi egyetemi barlangkutatók évek óta tartó intenzív feltáró munkájának köszönhető. Tevékenységük nyomán három figyelemre méltó barlang bontakozott ki az üledéktakaró alól. Ma már világosan látszik,

hogy e sok tekintetben hasonló képződmények a maradványbarlangok 3 jól elkülöníthető morfológiai típusát képviselik.

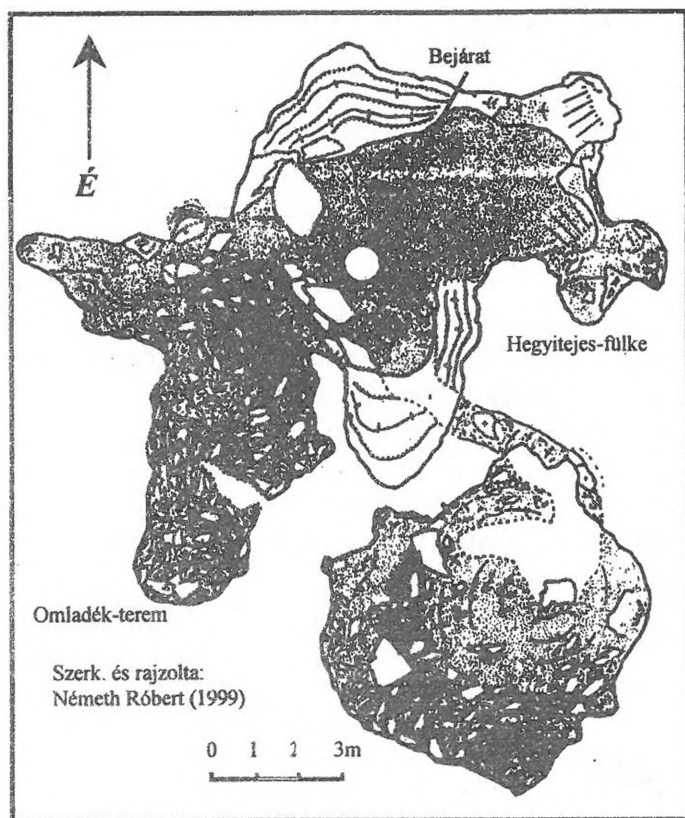
A barlangtípusok földtani-morfológiai viszonyai

A Veszprém melletti Csatár-hegyi-barlang, a Bánd határában nyíló Róka-lyuk és a szentgáli Kő-lik (1. ábra) mindegyike a Séd jobb oldalán sorakozó, felső-triász földolomit rögök oldalában helyezkedik el, különböző (300 m, 370 m) tengerszint feletti magasságban. Genetikájuk is közös a tekintetben, hogy – a bevezetőben már vázolt módon – keveredési korrózióval keletkeztek és a térség szakaszos, változó mértékű tektonikus emelkedése során kerültek mai helyzetükbe. Időközben felnyíltak (2. ábra) és bakonyi viszonylatban jelentős belső tereiket laza üledékek töltötték ki. Éppen e közel azonos háttértényezők miatt figyelemre méltó az üregek morfológiájában megmutatkozó igen erős eltérés.

VERESS M. (1999) említett monográfiájában részletesen kitér arra az esetre, amikor két különböző kőzet (triász dolomit és eocén mészkő) határán oldódnak ki az üregek és járatok, itt viszont ez a kémiai, szöveti és települési körülmény nem befolyásolhatta a korróziót, mivel egyformán felső-triász, vastagpados földolomitban jöttek létre a barlangok, tehát feltehetően csak a közetszerkezeti viszonyokból következő kitüntetett irányok és a tektonika módosították az üregképződést. Az egyneműnek tekinthető kőzetösszleten belül a réteglapok és a különféle szerkezeti vonalak – „kitüntetett helyekként” – mint felszín alatti vízvezető pályák működnek. A kőzettömeg más részeihez viszonyítva ezek mentén erőteljesebben érvényesül az oldódás: a gyorsabb vízmozgás miatt hamarabb távozik a telített oldat, helyet adva az érkező, még oldóképes víznek. E vízvezető felületek metsződési zónáiban pedig különösen felerősödik az üregesedés, mivel feltehetően különböző keménységű vizek találkoznak egymással, ami újabb keveredési korróziót eredményez.

Ha alaposan szemügyre vesszük a Csatár-hegyi-barlang alaprajzát (3. ábra), akkor feltűnő az üregcsoport gömbszimmetrikus jellege. A VERESS M. (1977) által leírt bakonyi hidegvizes, gömbüstös oldódás során az egyes gócpontokból kiinduló térfogatnövekedés azt eredményezi, hogy az üregek, barlangrészek összeoldódnak, ezeket összetett, másodlagos üregeknek nevezik (VERESS M.–PÉNTEK K.–HORVÁTH E. T. 1992a, 1992b; VERESS M.–PÉNTEK K. 1994). Az általunk vizsgált Csatár-hegyi-barlangban még a későbbi omlások rombolása ellenére is jól felismerhető az ily módon – két, 5 m-nél nagyobb óriás gömbüstből – létrejött, közel 10 m átmérőjű forma, a Nagy-terem. Az összeoldódás további bizonyítéka, hogy e nagyméretű

képződményhez oldalról egy kb. 1-1,5 m átmérőjű „háromnegyedes” gömbüst részlet kapcsolódik, a Hegyitejes-fülke.



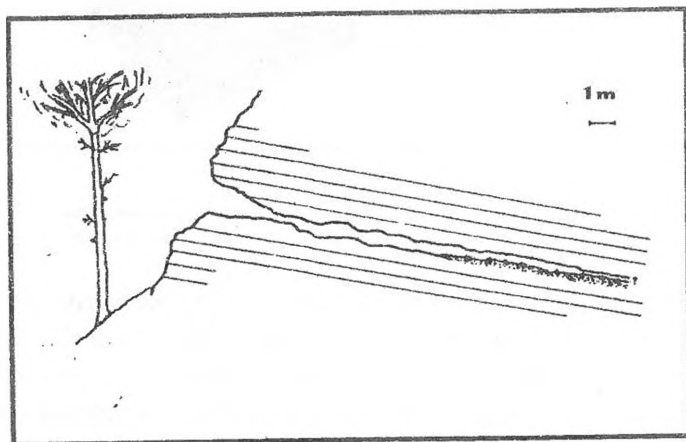
3. ábra: A Csátár-hegyi-barlang alaprajza – gömbszimmetrikus típus
Fig. 3: Plan view of Csátár-hegyi cave – spheroidal symmetric type.

Az egyik legutóbbi feltárás alkalmával egy keskeny, szálkőzet falú kúszójáraton át, alulról sikerült bejutni egy újabb, hasonló méretű (5 m átmérőjű) óriás gömbüstbe, ez a Felső-terem. Ennek mennyezetét és részben falait is – a felszín közelsége miatt – az omlások már jelentősen átformálták. A Nagy-terem, illetve a kúszójárat mennyezeti részén néhány kisméretű (dm-es átmérő, m-es hosszúság), vakon végződő kürtő nyílik, a felszín alatti oldódás bizonyítékeként.

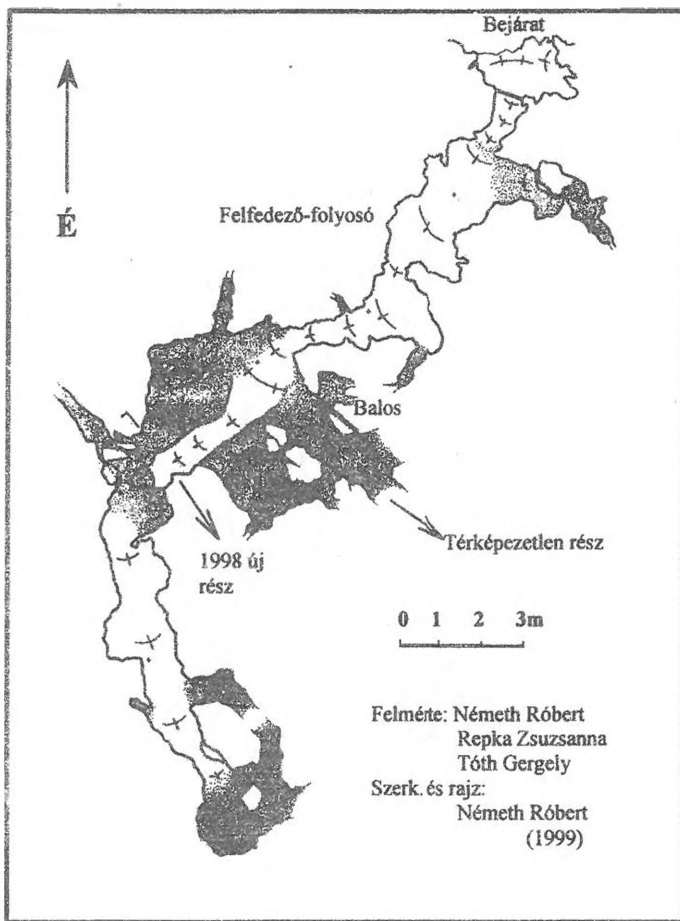
E határozottan gömbszimmetrikus, összetett formaegyüttes megítélésünk szerint annak tudható be, hogy a rétegzettségi és közetszerkezeti tényezők nagyjából kiegyenlítik egymás hatását. A Csátár-hegyi-barlang esetében a bezáró kőzet közel szintes településű, csak enyhe dőlést mutat,

ugyanakkor egy függőleges és több ferde síkú törésvonal és tektonikusan zúzott zóna harántolja a vastagpados dolomitot. Az ezek mentén, mint vízvezető pályák segítségével történő térbeli oldódás közel gömbszimmetrikus üregeket eredményezett.

Bánd községtől délre, a híres tiszafást hordozó Miklóspál-hegy aljában nyíló Róka-lyuk járatainak és termeinek morfológiája számottevő mértékben különbözik a Csatár-hegyi-barlangtól (4, 5. ábrák). Az alapvetően gömbüstös formakincs természetesen itt is felismerhető, de az üregrendszer a pados földolomit egyetlen (nagyobb mésztartalmú?), közel 1 m vastagságú rétegében alakult ki (SCHÄFER I.–FUTÓ J.–TÓTH J. 2000). A DNy felé kissé megdőlt (15-20°), „kitüntetett” réteg sokkal erőteljesebben oldódott a fekü- és fedőrétegnél. Az önálló, kisméretű gömbüstök füzérszerű, valamint oldalirányú összeoldódásával „sarkított ellipszis” keresztmetszetű folyosók, illetve lapos termek jöttek létre. A bejáratától befelé lejtő főág a réteg dőlésirányának megfelelően DNy felé halad, majd később fokozatosan elfordul délkelet felé. A több helyen mutatkozó keresztfolyosók csapásirányúak (ÉNy–DK), valószínűleg kisebb haránttörésekhez igazodnak. Némi függőleges oldódást bizonyít a folyosó mennyezetén felfelé induló, kb. 25 cm átmérőjű és 2 m magas kürtő.



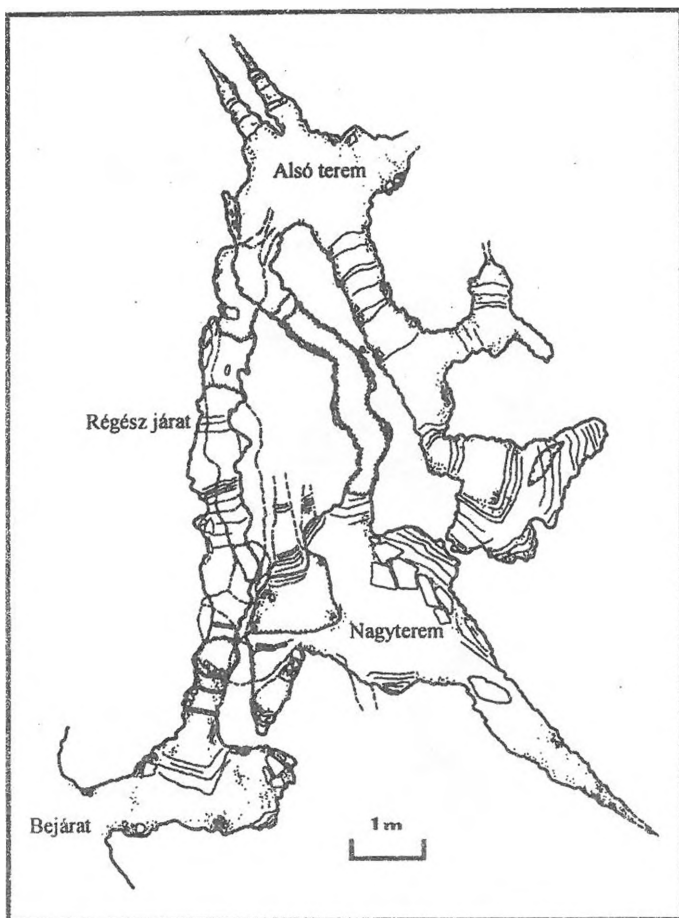
4. ábra: A bándi Róka-lyuk hossz-szelvényre – a réteg menti oldódás tipikus példája
 Fig. 4: Longitudinal section of Róka-lyuk at Bánd – typical example of solution along bed.



5. ábra: A Róka-lyuk alaprajza
Fig. 5: Plan view of Róka-lyuk.

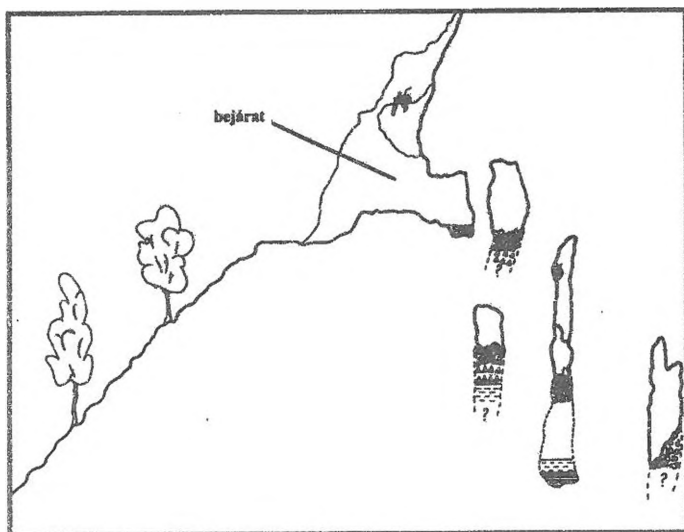
Jelenleg 40 m összhosszúságban ismerjük a barlangot, de az – üledékkitöltés és a főte között – oldalirányban sok helyen látható légrések még további kiterjedt üregrendszer létezését sejtetik. Csak ennek feltárása után rajzolhatjuk majd meg a barlang végső morfológiai képét, de a mostani állapot egyértelműen réteg dominanciát mutat az oldódásban; úgy tűnik a szerkezeti vonaloknak itt másodlagos szerep jutott.

Nem úgy mint a szentgáli Kő-lik esetében, ahol a függőleges törések, oldaleltolódások és vetők játszották a döntő szerepet a barlang hasadékszerű folyosóinak kialakulásában. A Mecsek-hegy magasra kiemelt rögének nyugati oldalában egymást keresztező, illetve közel párhuzamosan haladó szerkezeti vonalak, tektonikusan zúzott zónák sokasága biztosította egykoron az oldóképes víz függőleges és csapásmenti áramlását (6, 7. ábrák).



6. ábra: A szentgáli Kő-lik alaprajza – tektonikus vonalak mentén kialakult, hasadék jellegű üreg
 Fig. 6: Plan view of Kő-lik at Szentgál – fissure-like cavern formed along tectonic lines.

A kezdeti gömbüstös formakincs talán a Régész-járat ferdén lefelé tartó, befűződésekkel tarkított, ovális keresztmetszetű folyosóján látható legjobban. Másutt a méteres szélességű és néha 5–10 m mélységű, szomszédos hasadékok kőzefalainak átlukadása jelzi az intenzív oldódást. A mintegy 100 m-nyi összhosszúságban ismert labirintusszerű folyosóhálózatban számos álfenékszint nehezíti a lefelé irányuló feltárást. Ezt a vertikális dominanciát magasra felnyúló kürtők (8 m) és a hasadékok kereszteződésénél kialakult, – néha teremmé bővülő – aknaszerű képződmények is mutatják. Ezek teremhetnek kapcsolatot a mélység felé – meggyőződésünk szerint – folytatódó kiterjedt függőleges járatrendszerhez. A karsztvízszint jelenleg a barlang alatt mintegy 60–70 m-rel húzódik.



7. ábra: AKő-lik keresztmetsvénye
Fig. 7: Cross-section of Kő-lik.

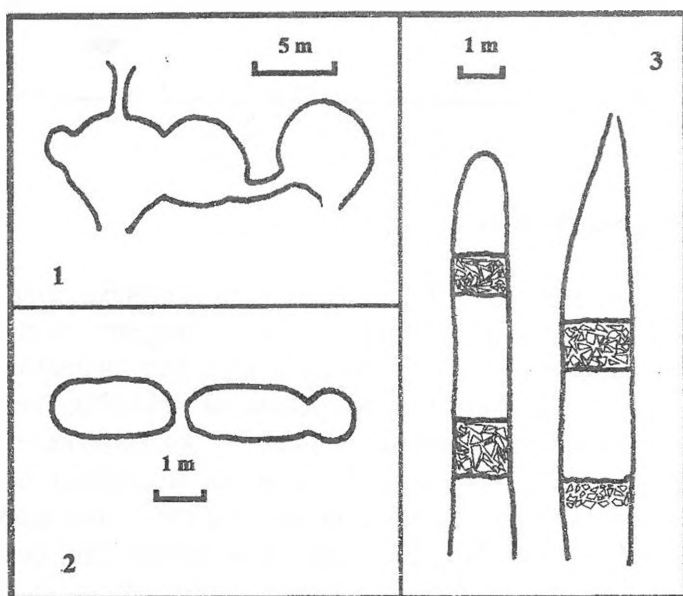
Általános következtetések

A Bakony karsztjával foglalkozó kutatók korábban viszonylag kevés figyelmet fordítottak a dolomitban képződött üregekre, holott a hegység maradványbarlangjainak jó része ebben a kőzetben található. Az általunk fentebb leírt három barlangot olyan példáknak tekintjük, amelyekben jól kifejlődve, látványosan tanulmányozható a kőzetszerkezeti viszonyok befolyásoló szerepe a keveredési korrózió során. Különösen meghatározó ez a szerep nagyobb vastagságú, egynemű kőzet esetén, mint amilyen a felső-triász földolomit. Attól függően, hogy a kőzettömegben belül az egyes vízvezető pályák milyen térbeli helyzetet foglalnak el és melyikük az uralkodó jellegű, a gömbüstös oldódással kifejlődő barlangok – morfológiájuk alapján – három típusba sorolhatók (8. ábra).

1. Gömbszimmetrikus, egymáshoz kapcsolódó üregrendszer (Csatár-hegyi-barlang – Veszprém), létrejöttének feltétele a kőzet közel vízszintes rétegzettsége és ugyanakkor nagy szögben metsződő szerkezeti vonalak, tektonikusan zúzott zónák jelenléte egymás közeli szomszédságában.

2. Rétegzettséghez igazodó barlang (Róka-lyuk – Bánd), létrejöttének feltétele a nem túl nagy (30° alatti) rétegdőlés és a függőleges törésvonalak hiánya, illetve meglétük esetén egymástól való nagyobb távolsága.

3. Hasadékrendszer jellegű barlang (Kő-lik – Szentgál), létrejöttének feltétele a függőleges vagy nagy dőlésű (60° -nál nagyobb) szerkezeti vonalak (törés, vető, oldaleltolódás) dominanciája a rétegzéshez viszonyítva. Ezek sűrűn (egymástól néhány méterre), párhuzamosan, illetve egymást kis szögben metszve fordulnak elő.



8. ábra: A barlangok elvi morfológiai típusai – keresztmetszetben. 1. Gömbszimmetrikus; 2. Rétegzettséghez igazodó; 3. Hasadékjellegű

Fig. 8: Conceptual morphological types of the caves – in cross-section. 1. Spheroidal symmetric, 2: Bedding-oriented, 3: Fissure-like.

A bakonyi maradványbarlangok e három típus valamelyikébe vagy esetleg ezek együttes kombinációjába sorolhatók be.

Nem vitatva a közethatáron lezajló keveredési korrózió szerepét (VERESS M. 1999), itt csupán arra szeretném felhívni a figyelmet, hogy egynemű kőzetben a rétegzettségnek és a szerkezeti vonalnak jut a meghatározó szerep, ezek befolyásolják az üregesedés térbeli terjedését, és az időközben lezajló tektonikus mozgásokkal együtt megszabják a barlangok rögön belüli elhelyezkedését is. Véleményem szerint nem dominánsabb a Bakonyban a horizontális üregesedés, a vertikális is legalább olyan gyakori, csak különböző okok miatt egyelőre nem eléggé ismerjük (pl. álfenék szintes járateltömődés, hasadékok függőleges szűkületei).

Feltűnő, hogy a Bakonyban milyen sok, dolomitban képződött, kisméretű barlanggal találkozhatunk. Ennek egyik oka talán az előbbieken említett jelenségekben kereshető: a dolomitra jellemző sűrű litoklázis-rendszer, a tektonikus zónák menti morzsolódásra való hajlam, és a kőzetben belüli – fent részletezett – vízvezető pályák együttesen ellensúlyozni tudják a kémiai összetételből adódó hátrányt, a gyengébb oldódást a mészkőhöz képest.

Megítélésem szerint a VERESS M. (1999) által leírt völgyi, fennsíkperemi és tetőhelyzetű maradványbarlangok elkülönítése csak jelenlegi helyzetükre ad útmutatást. A genetikai szempontból azonos képződmények egy-egy karsztosodási szinten belül a már említett kitüntetett szerepű helyeken kialakulva „várják” felszínre nyílásukat. A völgyformáló vonalas erózió és a rögtető areális lepusztulásának egymáshoz viszonyított mértéke, valamint az üregeknek az emelkedő kőzetblokk eredeti peremétől való távolsága, illetve a karsztosodott szintek függőleges távolsága szabja meg, hogy éppen melyik típusba kerülnek, hiszen e tényezőktől függően a későbbiekben egyaránt lehet belőlük völgyoldali, fennsíkperemi vagy tetőhelyzetű barlang is.

Összefoglalás

A többnyire szurdokvölgyek oldalában nyíló bakonyi maradványbarlangok morfológiájuk alapján 3 típusba sorolhatók. A Déli-Bakony Veszprém és Szentgál között húzódó rögsorozatában közel 20 kisebb-nagyobb üreg ismert. Mindegyikük felső-triász földolomitban keveredési korrózióval keletkezett. A nagy vastagságú egynemű kőzet és a közel azonos karsztosodási háttérviszonyok lehetővé tették, hogy a kőzet szerkezeti jellemzői közül

egy-egy meghatározóan befolyásolja az üregképződés jellegét, ami a barlangok morfológiájában élesen tükröződik.

A Csatár-hegyi-barlang esetében a bezáró kőzet csaknem szintes települése, az egymást és a rétegeket nagy szögben metsző törési síkok, tektonikusan zúzott zónák – mint jó vízvezető pályák – egymáshoz kapcsolódó, nagyméretű gömbszimmetrikus formák létrejöttét eredményezték.

A Róka-lyuknál a réteg menti horizontális kioldódás dominált; egymásba fűződő gömbüstökből összenőtt, sarkított ellipszis keresztmetszetű folyosók és lapos termek keletkeztek. Csak néhány mellékág és egy felfelé nyíló kürtő mutatja a törésvonalak alárendelt szerepét.

A Kő-lik kiterjedt vertikális hasadérendszerének létrejöttét az egymással párhuzamosan futó szerkezeti vonalak összeoldódása és az egymást kis szögben metsző törések, oldaleltolódások találkozásánál képződött aknáknak tették lehetővé.

A rögök belsejében több szintben és térben elszórva – a kitüntetett helyeken – kioldódott üregek azonos genetikájúak, csak a vonalas és az areális erózió egymáshoz viszonyított mértéke dönti el, hogy ma völgyoldali, fennsíkperemi vagy tetőhelyzetű egy-egy maradványbarlang.

IRODALOM

BERTALAN K. – KRETZOI M. (1960): A Tekeressvölgyi-barlangok Veszprém mellett és az örvös lemming legdélebbi előfordulása – Karszt- és Barlangkutató II. évf., p. 83-91.

FUTÓ J. (1992): Adatok a szentgáli Kő-lik-barlang fejlődéstörténetéhez – Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis 11., p. 21-27.

FUTÓ J. (1998): Újabb földtani adatok a Csatár-hegyről – A Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei 1997, p. 15-17.

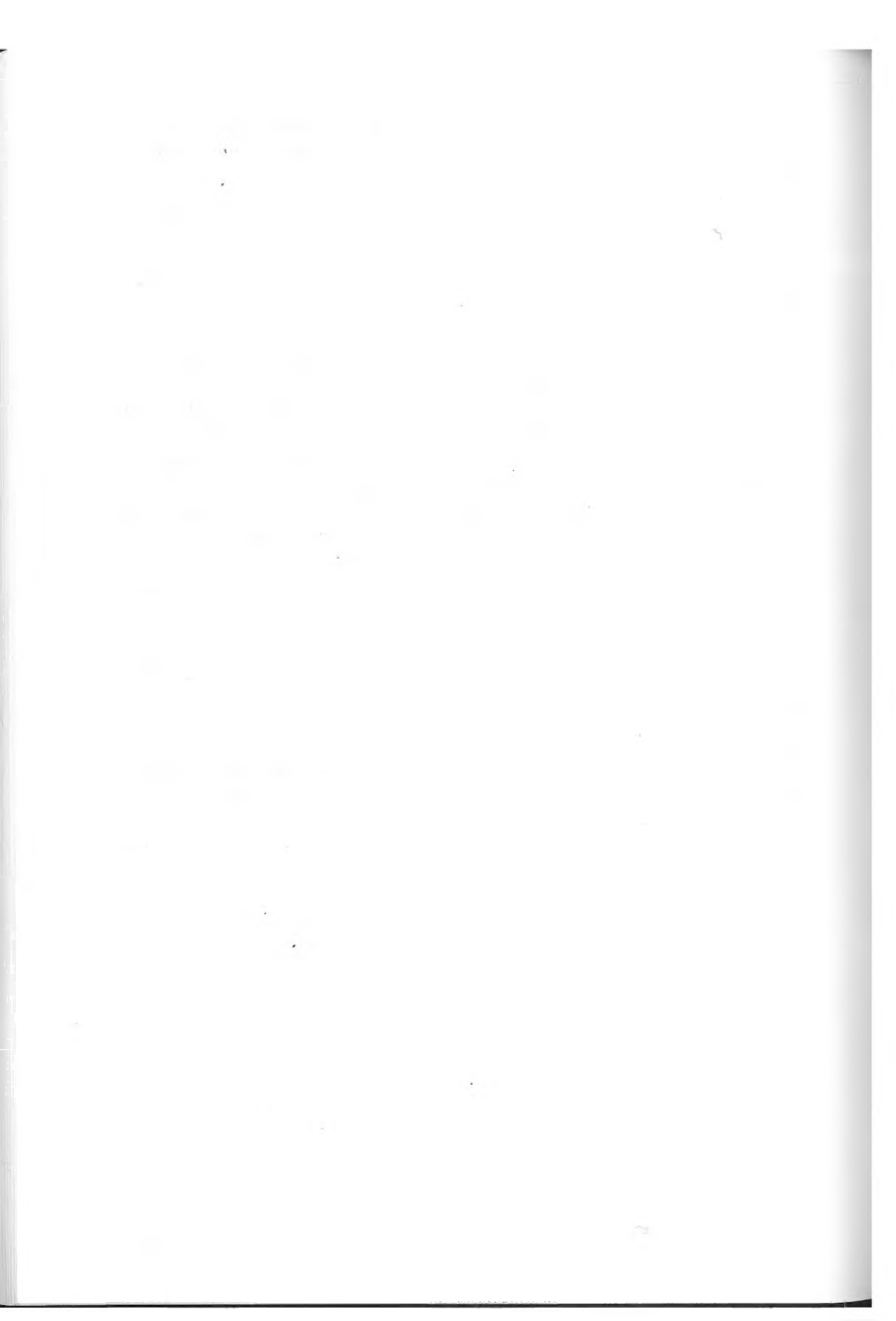
FUTÓ J. (1999): A Csatár-hegyi barlang üledékei I. – Fol. Mus. Hist.-Nat. Bakonyiensis 14., 1995., p. 7-19.

FUTÓ J. – SCHÁFER I. ZS. (2000): Új terem feltárása a Csatár-hegyi-barlangban – A Veszprémi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei 1998-1999, p. 5-14.

ILON G. (1992): A Szentgál Mecsek-hegyi Kő-lik-barlang régészeti emlékei – Tapolcai Városi Múzeum Közleményei 2. 1991., p. 83-96.

MARKÓ L. (1960): Új barlang nyílt meg a veszprémi Csatár-hegyen – Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató 12, 3-21.

- SCHÄFER I. ZS.–FUTÓ J.–TÓTH J.* (2000): A Miklóspál-hegyi Róka-lyuk kutatásának újabb eredményei – A Veszprémi Barlangkutató Egyesület Munkájának Eredményei 1998-1999, p. 21-27.
- VERESS M.* (1977): Adatok a dudari Ördög-árok és barlangjainak morfológiájához – A hatodik Bakony-kutató Ankét, Zirc, p. 10-13. Stencilkiadvány
- VERESS M.* (1978): Jelentés az Északi-Bakony karsztján végzett kutatási eredményekről (1977-1978) – A hetedik Bakony-kutató Ankét, Zirc, p. 7-11. Stencilkiadvány
- VERESS M.* (1980a): A Csesznek környéki völgyoldalak barlangtorzóiinak vizsgálata – Karszt és Barlang II. p. 65-70.
- VERESS M.* (1980b): Adatok a dudari Ördög-árok barlangjainak morfogenetikájához – A Veszprém megyei Múz. Közl. 15 p. 49-66.
- VERESS M.* (1981): A Csesznek környéki barlangok genetikájának vizsgálata – A Bakony természettudományi kutatásának eredményei XIV.
- VERESS M.* (1982): Hajdani üregrendszerek az Északi-Bakonyban – A Magas-Bakony természettudományi kutatásának újabb eredményei, p. 21-28., Zirc
- VERESS M.* (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja – A Bakony természettud. kut. eredményei XXIII., Zirc.
- VERESS M.* (2000): Covered karst evolution in the Northern Bakony Mountains, W-Hungary – A Bakony természettud. kut. eredményei XXIII., Zirc
- VERESS M.–FUTÓ J.* (1987): Adatok a Hódos éri Likas-kő morfogenetikájához – Karszt és Barlang I-II. p. 9-16.
- VERESS M.–PÉNTEK K.* (1994): Néhány karsztos folyamat leírása a fizikai-kémiai hidrodinamika alapján – BDTF Tudományos Közleményei IX., Természettudományok 4., Szombathely, 1994. p. 145-172.
- VERESS M.–PÉNTEK K.–HORVÁTH E. T.* (1992a): Keveredési korróziós barlangok kioldódástörténetének vizsgálata a Sűrű-hegyi Ördög-lik példáján – Karszt és Barlang I-II. p. 21-26.
- VERESS M.–PÉNTEK K.–HORVÁTH E. T.* (1992b): Evolution of Corrosion Caverns: Ördög-lik Cave, Bakony, Hungary – Cave Science 19 p. 41-50.



GYÖKÉRSZTALAGMITEK EGY MAGYARORSZÁGI MÉSZKŐBARLANGBAN

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

Abstract: An rare biospeleological phenomenon, the so-called root stalagmites, were found in few caves. These were found in the Döme Cave, right next to village Balatonederics. In the cave there are two well-developed root forms and a young root stalagmite. To the previous knowledge there are the root stalagmites mostly the roots of pine or birch in the sandstone caves. The root formations of the Döme Cave there are the roots of the oak and the cave is in the limestone. Probably this is the reason why the root stalagmites in the dome Cave different shape and structure.

Bevezetés

A gyökérszstalagmitok meglehetősen ritka természeti jelenségek. Ezek a barlangok, sziklaereszek felszínközeli részében található, többnyire sztalagmit formájú, élő és lassan növekedő gyökérfonadékok. Egyes fák gyökerei vizet keresve a kőzetréseken át a barlangtér törmelékes aljzatába hatolnak. Ha a törmelék között nem találnak elegendő vizet, de éppen a barlang mennyezetéről lecsepegő víz alatt kúsznak, akkor a nedvességforrás irányába, tehát ez esetben felfelé kezdenek burjánzani, kialakítva egy sztalagmit formájú képződményt.

A jelenségről az első megbízható adatot J. RUSCHER (1931) közölte. Ő 1931 áprilisában készített fényképet a szász-svájci Bellhöhle-ben egy kicsiny gyökérszstalagmitról, melyet saját gyűjteményében „Saug-Wurzel-Stöcke” (szívó gyökértuskó) szövegálírással helyezett el. Az 1970-es évek elején egyre több helyen - Németországon kívül már Csehországban is - találtak ilyen gyökérszstalagmitképződményeket. A korai, bizonytalan, körülhatároló elnevezésük után a német kutatók kezdték használni a „Wurzelstalagmit” szót, ezt fordították cseh nyelvre, mint „kořenový stalagmit”. Tehát kézenfekvő, hogy e kifejezést tegyük át magyar nyelvre is „gyökérszstalagmit”-ként (ESZTERHÁS I. 1992).

A gyökérszstalagmitok többségét a német és cseh homokkőhegységek barlangjaiban regisztrálták, így kutatásuk is e helyeken indult meg. 1992-ben Teplice nad Metují-ben (Csehország) tartott „A gyökérszstalagmitok kutatása, dokumentálása és védelme” című szimpóziumon megvitatották a felmerülő

problémákat és elfogadták a kutatás elveit, irányait és azok dokumentálási formáit (MÜLLER, H. 1993). Rengeteg mérést, összehasonlítást végeztek, de ennek ellenére a gyökérsztalagmitékkal kapcsolatban felmerülő problémák jelentős részét még nem lehet megnyugtatóan lezárni, sőt az 1998-ban egy szlovákiai bazaltbarlangban (GAÁL L. 1999), valamint az 1999-ben egy magyarországi mészkőbarlangban (ESZTERHÁS I.-JOHN 1999a, 1999b) és egy spanyolországi gránitbarlangban (VAQUEIRO R. M. 2000) felfedezett gyökérsztalagmiték újabb problémákat vetettek fel.

A dolgozat további részében a problémakör megfelelő áttekintése végett kívánom bemutatni a külföldi kutatások eddigi eredményeit, melyeket összevetek a Bakonyban legutóbb felfedezett gyökérsztalagmitékkal.

A gyökérsztalagmiték jelenleg ismert előfordulási helyei

Gyökérsztalagmitéket 1998-ig csak a homokkőhegységek kisebb szakadékbárángjaiban, tömbközi álbárángjaiban, fülkéiben, rétegréseiben, illetve sziklaereszeiben találtak.

Ezek döntő többsége Csehországban (KOPECKÝ, J. 1990b) és Németországban (MÜLLER, H. 1993) került elő. Csak egy-egy előfordulási hely vált ismertté Lengyelországban (KOPECKÝ, J. 1995), valamint Dél-Afrikában (RAU, R. 1964). A másféle kőzetekben képződött bárángok közül máig csak a már említett szlovákiai bazaltbárángban (Nyáryho jaskyňa), a spanyol gránitbárángban (Cueva Cunchosa) és egy magyarországi mészkőbárángban (Döme-báráng) találtak gyökérsztalagmitéket.

Jelenleg világszerte is csak mintegy 50 bárángban, sziklaeresz alatt hozzávetőleg 200 gyökérsztalagmitet ismerünk. Ezek a következő vidékeken fordulnak elő:

Csehország*:	
Broumovi-hegység	22 bárángban kb. 86 képződmény
Adršpach-Teplicei-sziklák	
Broumovi-fal	
Machovskai-hegy	
(felső kréta homokkő)	
Cseh-Szudéták nyugati tájai	7 bárángban kb. 15 képződmény
Děčini-falak	
Lužicei-hegység	
Cseh-paradicsom	
Ralskoi-dombság	
(felső kréta homokkő)	
Németország*:	
Elbai-homokkőhegység	11 bárángban kb. 48 képződmény
(felső kréta homokkő)	
Lausitzi-hegyvidék	
Zittai-hegység	5 bárángban kb. 11 képződmény

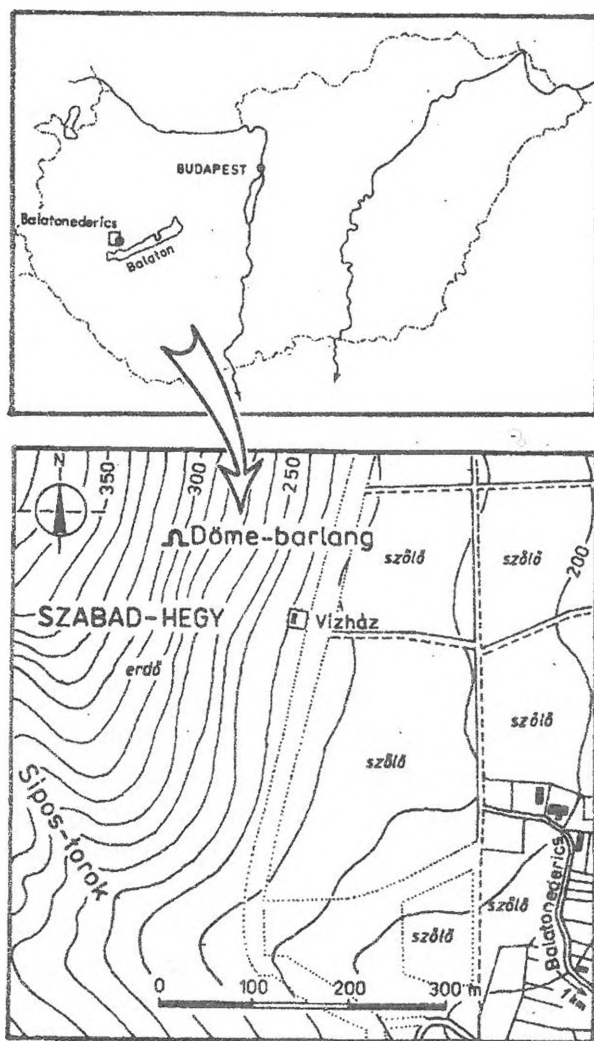
(felső kréta homokkő)	
Saar-vidék	
Pfalzi-erdő	3 barlangban kb. 28 képződmény
(triász tarkahomokkő)	
Lengyelország*:	
Lengyel-Szudéták	
Stołowi-hegység	
(felső kréta homokkő)	
Dél-Afrika*:	
Fok-vidék	1 barlangban kb. 14 képződmény
Tábla-hegy	
(szilur-devon homokkő)	
Szlovákia:	
Medves-Ajnácskői-hegység	
Pogányvár	1 barlangban 3 képződmény
(pliocén bazalt)	
Spanyolország:	
Galicia	
Morazo-félsziget	1 barlangban 4 képződmény
(karbon gránit)	
Magyarország:	
Bakony	
Keszthelyi-hegység	1 barlangban 3 képződmény
(felső triász mészkő)	

* A csillaggal jelzett országok tájainak adatai valószínűleg nagyobbak, mert az ide vonatkozó információim az 1995 előtti időkből származnak.

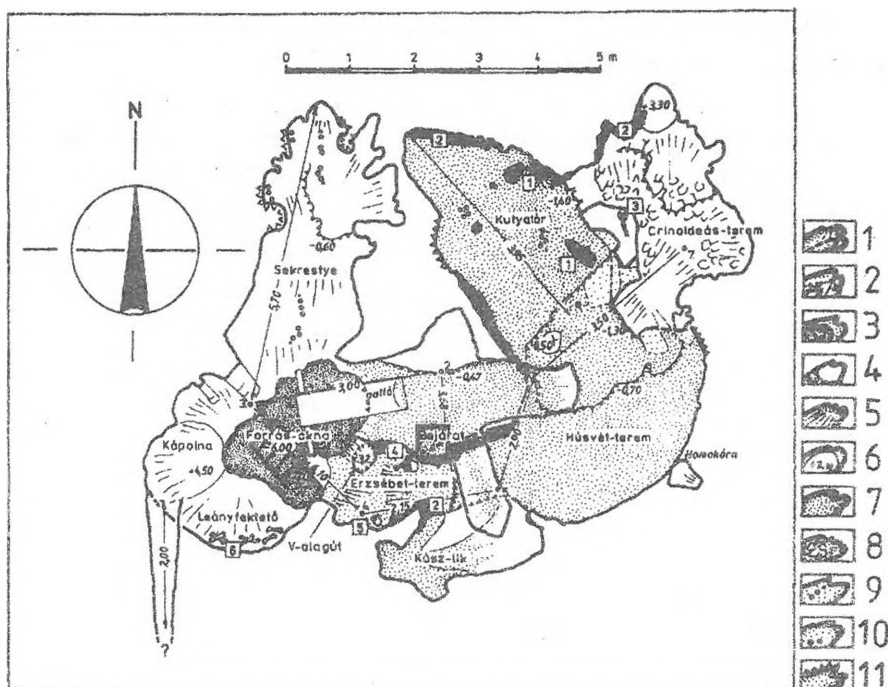
A Döme-barlang (1. ábra)

Magyarországon először a Döme-barlangban sikerült gyökérsztaglarmiteket észlelni. ezen regionális elsőségen túl nagyobb jelentőségű, hogy világszerte elsőként regisztrálhattunk ilyen gyökérképződményeket mészkőben alakult barlangban, valamint első alkalommal bizonyosodhattunk meg arról, hogy a tölgy, pontosabban a molyhos tölgy gyökerei is képesek sztaglarmitszerű fonadékot alkotni.

A Döme-barlang a Keszthelyi-hegység keleti letörését alkotó Szabad-hegy (408 m) oldalában kb. 300 m tengerszint feletti magasságban nyílik, mintegy 400 m-rel északabbra a Sípos-torok szurdokvölgyétől. A barlangot 1998 tavaszán bontással kezdte feltárni a balatonedericsi „Styx” Barlangkutató Csoport. Korábban a barlang ismeretlen volt, a mai bejáratot jelentő akna és a barlangtér még számos része földes-köves törmelékkal volt kitöltve (RÉDA L.-RÉDA Z. 1999). A barlang jelenleg (1999. nov.) 55,6 m hosszúságban és 12,8 m mélységig ismert, illetve lett kibontva, de valószínű, hogy a törmelékkal még mindig kitöltött részek folyamatban levő bontásával e méretek nőni fognak.



1. ábra. A Döme-barlang földrajzi helye
 Figure 1. The geographical location of Döme cave



2. ábra. A Döme-barlang alaprajza (szerk.: Eszterhás István 1999.10.23-án)

Jelmagyarázat: a. barlangjárat vetülete, szaggatott vonallal az alsó járat, b. felmérési pont és felmért szakasz (m-ben), c. jelentős mélységű akna, d. kisebb letörés (m-ben), e. enyhe lejtő, f. kúrtó (magassága m-ben), g. finom törmelék az aljzaton, h. kődarabok alkotta kitérés, i. kalcitstalakittek, j. kalcitstalagmiték, k. egyéb cseppkőképződmények a falon, l. gyökérsztagmit, 2. gyökérrojt, 3. tengeri lilium, 4. emberi csontok helye, 5. ősi cserépkánál helye, 6. fosszilis állatsontok helye

Figure 2. The sketch of Döme cave (edited by István Eszterhás on 10.23.1999)

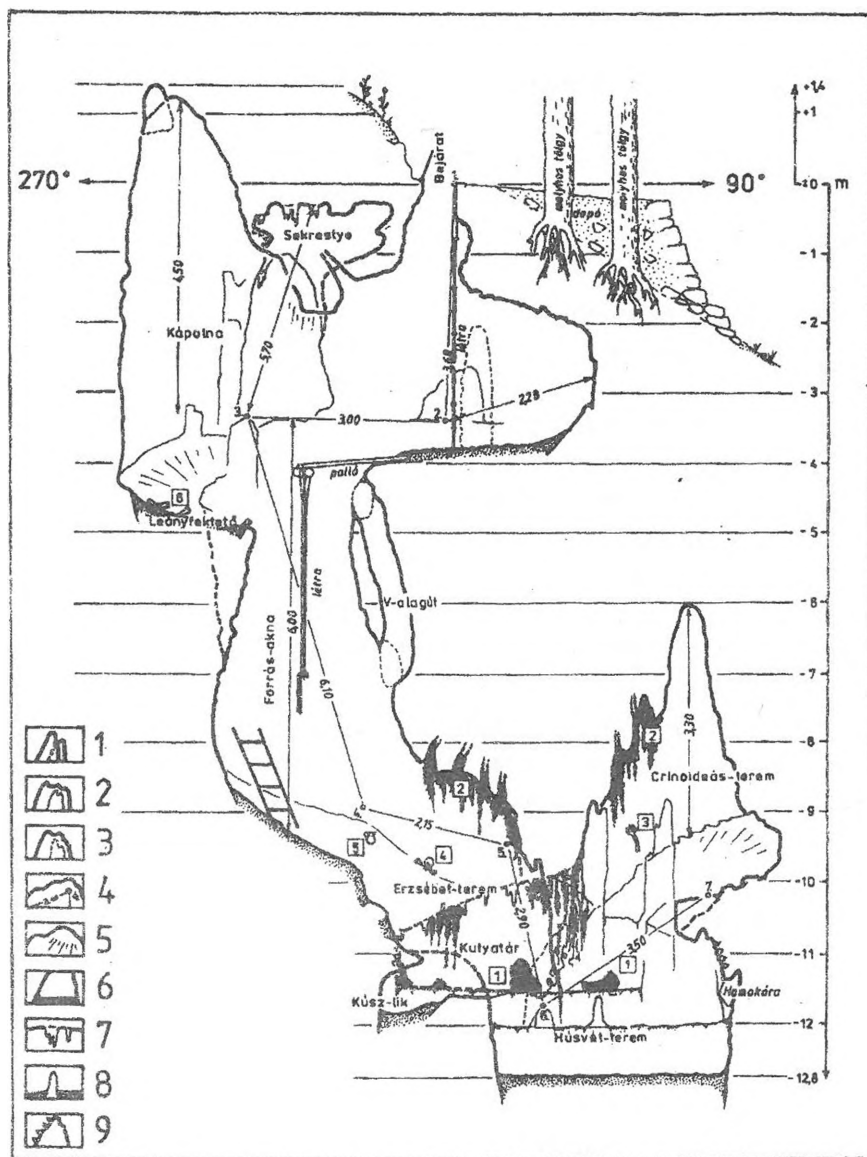
Legend: a. projection of the cave level, the lower level is marked with a broken line, b. point of measuring and the measured section (in meters), c. mine with significant deepness, d. smaller breaking off (in meters), e. light slope, f. chimney stack (its height in meters), g. fine rubble on the socket, h. filling made of stones, i. kalcit stalakites, j. kalcit stalagmites, k. other dripstone formations on the wall, l. root stalagmite, 2. root tassel, 3. sea lily, 4. place of human bones, 5. place of ancient crock spoon, 6. place of fossil animal bones

A Keszthelyi-hegység déli részét nagyobbreszt felső triász kori földölomit alkotja, csak kisebb részben fordulnak elő a felszínen ennél idősebb korú üledékes kőzetek. Ezek egyik, néhány km²-es része a Döme-barlangot is magába foglaló edericsei mészkő. Az edericsei mészkő a felső triász karni emeletében képződött, még vitatott besorolású mészkőféleség (BUDAI et al

1999, JUHÁSZ Á. 1987). Hozzájárulhat a vitatott kérdések eldöntéséhez a barlang Crinoideás-termének falában észlelt, kipreparálódott tengeri liliumnyél és kartöredékek.

A barlang termeinek, kürtőinek formája arra utal, hogy az üregrendszer elsődlegesen hévizes oldással keletkezett (2, 3. ábrák). Ez megint eltér a korábban megismert képtől, mely szerint a Keszthelyi-hegység keleti régiójában idáig csak tektonikusan preformált hidegvizes oldódású barlangokat ismertünk. A barlang alakításában a közelebbi múltban és jelenleg is van szerepe - ha másodlagosan is - a felszínről beszivárgó hidegvizeknek, melyek oldott anyaga cseppköveket (sztalaktiteket, sztalagmiteket és drapériákat) képez, illetve az időszakosan nagyobb mennyiségben beömlő vizek a törmelékbe hozzák és rendezik az üregben. A barlang feltárása közben a kitöltésből sok fosszilis nagyemlőscsont, továbbá neolitikus kori ember csontjai és kerámiakanala került elő (a veszprémi Laczkó Dezső Múzeum szóban közölt meghatározása szerint). Ez arra utal, hogy a feltárást megelőzően volt olyan időszak, amikor a barlangnak nyitott bejárata lehetett.

A feltáró csoport tagjai már az üledék kitermelése közben is többször találkoztak a törmelékben kúszó fagyökerekkel, a mennyezet réseiben, oldott lyukain becsüngő gyökérrajtokkal. A 11,5 m-es mélységben lévő, Kutyatárnak nevezett fülke vízszintes felszínű törmelékalkjzatán pedig fölfelé burjánzó gyökérfonadékokat találtak. A gyökérfonadékokat megvizsgálva megállapítottam, hogy azok - a korábbi ezirányú kutatásaimmal (ESZTERHÁS I. 1990, 1992), és a szakirodalommal összevetve - gyökérsztalagmiteknek minősülnek. E gyökérsztalagmiték a korábban külföldön megismert gyökérsztalagmitékkal való hasonlóságon kívül mutatnak eltéréseket is. Ilyen eltérések, hogy mészkőbarlangban alakultak, hogy bázisfajuk a molyhos tölgy (*Quercus pubescens* WILLD.), hogy struktúrájuk lazább és érdekes „kutya formákat” alkotnak. Ezek után az ilyen képződményeket „edericsi típusú” gyökérsztalagmitékeknek javaslom nevezni (ESZTERHÁS I. 1999a, 1999b, ESZTERHÁS I.-JOHN 1999a, 1999b).



3. ábra. A Döme-barlang kelet-nyugati vetülete

Jelmagyarázat: a. a barlang vetülete, szaggatott vonallal a mögöttes járat, b. jobb oldali mellékjárat, c. bal oldali mellékjárat, d. felmérési pont és felmért szakasz (m-ben), e. enyhe lejtő, f. finom törmelék az aljzaton, g. kalcitsztalaktitek, h. kalcitszstalagmitik, i. egyéb cseppkőképződmények a falon, 1. gyökérszstalagmit, 2. gyökérrajt, 3. tengeri liliom, 4. emberi csontok helye, 5. ősi cserépkánál helye, 6. fosszilis állatcsontok helye

Figure 3. The east-west projection of Döme cave

Legend: a. projection of cave entrance, the level behind is marked with a broken line, b. subordinate level on the right, c. subordinate level on the left, d. point of measuring and the measured section (in meters), e. light slope, f. fine rubble on the socket, g. calcit stalactites, h. calcit stalagmites, i. other dripstone formations on the wall, 1. root stalagmite, 2. root tassel, 3. sea lily, 4. place of human bones, 5. place of ancient crock spoon, 6. fossil animal bones

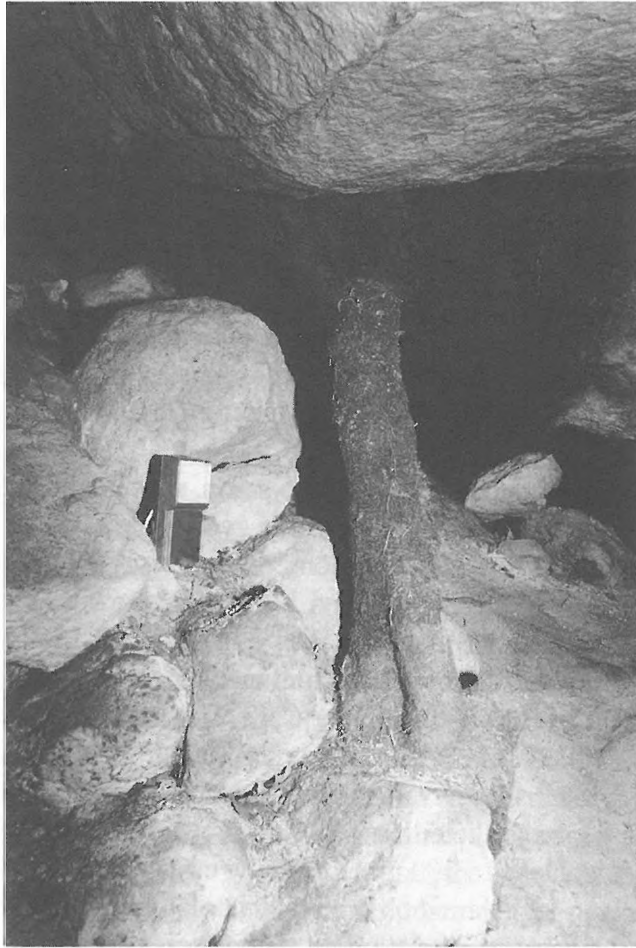
A gyökérsztagmitek kialakulásának feltételei

A gyökérsztagmitek kialakulásához több feltétel egyidejű jelenléte szükséges. Mivel a gyökérsztagmitek elsősorban biológiai jelenségek, mindenek előtt az őket alkotó élő szervezetekről szólok, aztán azokról - sajnálatos módon még csak hiányosan ismert - feltételekről, amelyek elengedhetetlenek e jelenségek kialakulásához.

A gyökérsztagmitek mindegyike meghatározott fajokhoz kötődik. Minden esetben találunk egy-egy domináns fafajt, a „bázisfát”, melynek gyökerei a képződmény felépítésében meghatározóak, valamint az ezekhez kapcsolódó egyéb lágyszárú fajokat. Ez utóbbiak a teljes sötétségben kifejlődött gyökérsztagmitek esetében többnyire gombák, a félhomályban alakultaknál pedig mohák (JENÍK-KOPECKÝ 1989, MÜLLER, H. 1993).

A legtöbb gyökérsztagmit a Broumovi-hegységből és az Elbai-homokkőhegységből ismert. Ezek bázisfái négy faj közül kerülnek ki, úgymint: közönséges nyírből (*Betula pendula* ROTH.), pelyhes nyírből (*Betula pubescens* ECHRH.), egy hibrid nyírből, mely az előbbi kettő kereszteződés (*Betula aschersoniana* HAY.), vagy a közönséges lucból (*Picea abies* LINK.). Néhány Elbai-homokkőhegység- és Zittai-hegységbeli barlang gyökérsztagmitjeinek bázisfája a vörös fenyő (*Larix decidua* MILL.). A Saar-vidéki barlangok gyökérfonadékainak alkotásában a közönséges nyír (*Betula pendula* ROTH.) illetve az európai bükk (*Fagus sylvatica* L.) vesz részt, Dél-Afrikában pedig egy fásszárú szittyóféle (*Prionium* sp.).

A Keszthelyi-hegység Döme-barlangjában megismert gyökérsztagmitek az előbbiektől eltérően molyhos tölgy (*Quercus pubescens* WILLD.) gyökerei alkotják (1. kép). A barlang fölötti délkeleti lejtőt molyhostölgy szálerdő (*Vicio sparsiflorae-Quercetum pubescentis*) borítja mérsékelten vegyes faállománnyal. A barlang fölött, a bejárat közvetlen közelében két nagyobb (kb. 40 cm törzsátmérőjű) és két kisebb (kb. 15 cm törzsátmérőjű) molyhos tölgy, valamint három fiatal virágos kőris (*Fraxinus ornus* L.) és egy húsos som-bokor (*Cornus mas* L.) van. A bejáratától 8 és 10 m közötti mélységben, a barlang Erzsébet-, Húsvét- és Crinoideás-termében, de leginkább a Kutyatár nevű fülkében, melyek a felsorolt fák alatt helyezkednek el, a mennyezet és az oldalfalak egy részén sűrű gyökérrojt-szövevények csüngenek alá. A 11,5 m-es mélységben pedig három gyökérsztagmit emelkedik a Kutyatár hordalékaljzatán. Szerkezeti- és testnedvvizsgálatok szerint valamennyi gyökérképződményt tölgy alkotja, melyek valószínűleg a két idősebb tölgy részei.



I. kép: A legnagyobb ismert gyökérsztagmit, a 60 cm magas „Király” a homokkőben képződött csehországi Korenka-barlangban

Picture 1. The largest known root stalagmite, the 60 cm high „King” was formed in sandstone in the Czech Korenka cave

A gyökérsztagmitet alkotó fafajok mindegyike hajlamos szimbiózisban élni bizonyos gombákkal. Mint ismeretes, ez az együttélés, főként savanyú talajok esetében felületi gyökérkapcsolatban, ektotrof mikorrhizában testesül meg. Az eddigi tapasztalatok szerint a gyökérsztagmittal rendelkező barlangok közelében mind a talajok, mind a szivárgó, csöpögő vizek savanyúak, tehát a növények nitrogénmegkötése csak gombák segítségével lehet elégséges. A Broumovi-hegység barlangjainak gyökérsztagmitjeiben sikerült is már jó néhány mikorrhizában élő gombafajt (*Clitocybe laccata*, *Fayodia gracilipes*, *Naucoria sphagnum* stb.) meghatározni (JÉNÍK-

KOPECKÝ 1989). Másutt az ilyen irányú tevékenység még csak a kezdetén van, vagy el sem kezdődött. Így csak szemrevételezéssel tapasztaljuk, hogy a legtöbb esetben valamiféle gombafonalak is vannak a fonadékot alkotó hajszálgyökereken. A Döme-barlangi gyökérsztagmitéket sem vizsgáltuk még mycológiai szempontból.

A félhomályos barlangterek gyökérsztagmitjeit szinte minden esetben mohapárna burkolja, de itt erről többet nem kívánok szólni, mert a Döme-barlang gyökérsztagmitjei teljes sötétben vannak és így mohákat sem tartalmaznak.

A korábbi tapasztalatok szerint a gyökérsztagmiték számos állatnak (ízeltlábúaknak, csigáknak, sőt apró emlősöknek stb.) búvóhelyet, életteret adnak. A felfedezés óta eltelt rövid idő miatt a Döme-barlang ezirányú átkutatása még szintén hátra van.

A felszíni klímaviszonyok végső soron, áttételesen hatással vannak a gyökérsztagmitékre is. Máig valamennyi gyökérsztagmités barlang a mérsékelt övből ismert. Ezek fölött a hőmérsékleti viszonyok meglehetősen tágak. Az Elba mentén 7,5-8 °C az évi hőmérsékleti átlag és a téli minimum 2,5-3 hónapig a fagyponthoz alul van. Dél-Afrikában 17-18 °C-os az átlaghőmérséklet. A csapadékviszonyok viszont már közelebb állnak egymáshoz. A Zittai-hegységben 700-800 mm, de Cape Town-nál is 600 mm körüli az éves mennyiség. A csapadék éves megoszlása is hasonló, valamennyi „gyökérsztagmités tájon” van csapadékosabb és szárazabb évszak. Ebbe a klimatológiai képbe jól beleilleszkedik a Keszthelyi-hegység is a 10,5 °C-os átlaghőmérsékletével és a 700 mm körüli évi csapadékmennyiségével.

A barlang legjellemzőbb mikroklimatológiai sajátossága a fényhiány, a viszonylag magas páratartalom, a felszínhez képest lényegesen kisebb hőingás. Gyökérsztagmiték viszont csak a felszínközelségben, a gyökerek lehatolási mélységéig fordulnak elő, ilyen esetekben megeshet és meg is esik, hogy a fényhiány nem teljes és akár több hónapig is fagyponthoz alatti a hőmérséklet (SCHÖNE-WUTZIG-MENGES 1988). A tapasztalatok szerint ez viszont nem akadályozza a gyökérsztagmiték fejlődését. A gyökérsztagmiték kifejlődése szempontjából igen lényeges a csöpögésből származó erős vízkinálat. Csak ott alakulnak ki gyökérsztagmiték, ahol a gyökérre csepegőhelyenként és percenként legalább 8-10 csepp esik, maximálisan ez akár 50 csepp/perc is lehet (SCHÖNE-WUTZIG-MENGES 1988). A Döme-barlang egyik gyökérsztagmitje egy valódi kalcitcseppköszlopot ölel át, ami arra mutat, hogy a törmelékaljzatban kúszó gyökér rátalált egy korábban is intenzíven csepegő helyre és ott burjánzásnak indult. Számos mérés szerint a gyökérsztagmitékre csepegő víz többnyire savanyú, átlagosan 5-5,5 pH-

értékű, de ez helyenként is jelentősen változik a vízkínálat mennyiségi változásaitól függően (KOPECKÝ, J. 1989). A Broumovi-hegységben mértek már 3,7 pH-t is, a Saar-vidéken pedig 6,8-7,6 közti pH-értékek ismertek (MÜLLER, H. 1993). A Döme-barlangban még csak egy alkalommal (1999. IX.) mértünk pH-t és ez 6,6 értékűnek mutatkozott.

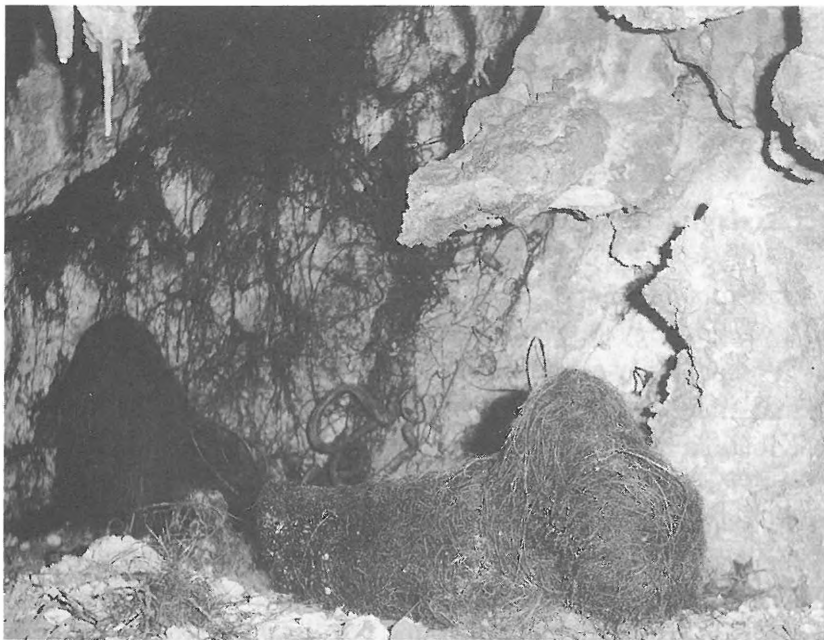
A gyökérsztagmiték fejlődése

A szálkőben lévő repedéseken, vagy oldott csatornákon át a barlangba behatoló gyökerek egy része az üreg alját kitöltő törmelékben kúszik. Ha valamelyik csepegőhely alá kerül, akkor mind több hajszálgökyeret fejlesztve burjánzásnak indul és mivel a vizet felülről kapja, egyre inkább felfelé növekszik. Kibújik a törmelékréteg felszínére és ott továbbra is a nedvességforrás irányába, felfelé növekszik előbb egy kis párnaszerű fonadékot alkotva, majd egyre magasabbra. Ezt az ingermozgást nevezzük hidrotropizmusnak. A gyökerekre általánosan a lefelé való mozgás, a geotropizmus a jellemző, de mint számos laboratóriumi kísérlet is igazolta (MOLISCH, J. 1926), az ellentétesen ható geo- és hidrotropizmus közül a hidrotropizmus kényszere az erősebb.

A Broumovi-hegység és az Elbai-homokkőhegység barlangjainak kutatói (JENÍK-KOPECKÝ 1989, SCHÖNE-WUTZIG-MENGES 1988) mérésekkel is igazolták, hogy a gyökérsztagmiték növekednek. Az éveken át tartó megfigyelések szerint átlagosan 2-5 mm növekedést regisztráltak. E növekedés periodikus. A valódi növekedés júliusban új gyökerek fejlesztésével indul és őszig tart, télen egy az előbbieket túlszárnyaló passzív térfogatduzzadás következik (kb. 7 mm), mely aztán tavaszra vissza is esik az előző nyár végének szintjére (JENÍK-KOPECKÝ 1989, SCHÖNE-WUTZIG-MENGES 1988). A regisztrálás végett a gyökérsztagmitéket barlangonként sorszámozni szokták, de egyes érdekesebb formájú, vagy nagyobb képződmény külön nevet is kap, így a legnagyobb (60 cm) ismert, kb. 100 évesre becsült képződmény a Korenka-barlangból a „Király” nevet kapta.

A Döme-barlang ún. edericsei típusú gyökérsztagmitjeit is elneveztük (2, 3, 4, 5. képek). Ezeknek 1999. Őszén a következő volt a méretük:

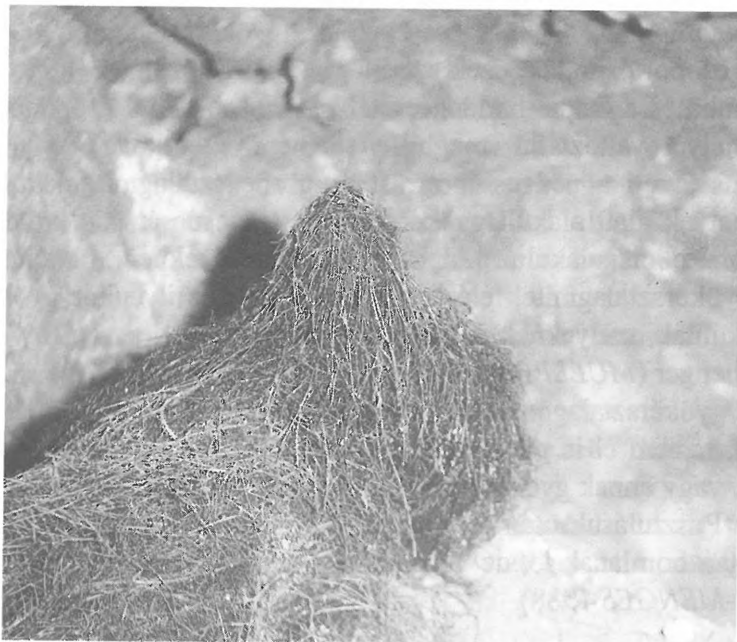
		magasság	hosszúság	szélesség
1.	„Pulí”	44 cm	35 cm	25 cm
2.	„Snauzer”	29 cm	52 cm	12 cm
3.	„Kiskutyá”	10 cm	18 cm	8 cm



2. kép: Kutyafarmájú edericst gyökérsztagmitek 11,5 m mélyen a Döme-barlangban
Picture 2. The dog-shaped root stalagmites of Ederics 11,5 m deep in Döme cave



3. kép: A 44 cm magas „Puli” mögött gyökérrajtók látszanak
Picture 3. Behind the 44 cm high „Puli” root tassels can be seen



4. kép: A 29 cm magas „Snauzer” a csepegés felé csúcsosodik
Picture 4. The 29 cm high „Shnauzer” tapers towards the drip



5. kép: Fiatalabb, 10 cm magas gyökérsztagmit a „Kiskutya”
Picture 5. Younger, 10 cm high root stalagmite is the „Little dog”

A gyökérsztagmitek makroformáinak gazdagsága vetekszik a valódi kalcitsztagmitekével. Nincs két egyforma gyökérsztagmit. A különböző formákat csoportosították, ezek szerint van: párna, szőnyeg, kúp, rúd, buzogány, gomba és a Döme-barlang esetében „kutya”. Ha a csöpögőhely fokozatosan helyét változtatja (megbillen a mennyezet köve), úgy a gyökérsztagmit követi a nedvességforrást és görbe sztagmit alakul. Intenzív csöpögőhelyek alatt alakult gyökérsztagmitek csúcán kis krátterszerű bemélyedés szokott alakulni. Alacsony sziklaereszekben, barlangrészekben fejlődő gyökérsztagmitek elérik a mennyezetet és ilyenkor gyökérsztagnáttá alakulnak, melyeknek szintén több formacsoportja van, így: fűrő, homokóra, henger (MÜLLER, H. 1993).

A gyökérsztagmitek mint biogén struktúrák nem csak keletkeznek, fejlődnek, hanem el is pusztulnak. Elpusztulnak, ha a formációkat döntően alkotó fa, vagy annak gyökere elpusztul, ha megszűnik a csepegés, ha fényre kerülnek. Pusztulásuk után még néhány évig megőrzik formájukat. Fás részeik lassan bomlanak le, de végül is egy humuszkúppá válnak (SCHÖNEWUTZIG-MENGES 1988).

Összegzés

A gyökérsztagmitek egy igen bonyolult ökológiai rendszert alkotnak, melyben több élőlény szimbiózisban él együtt számos külső feltétel egyidőben való jelenléte esetén. Így nem csoda, hogy viszonylag kevés helyről ismerünk gyökérsztagmiteket. A Bakonyban, a Döme-barlangban talált gyökérképződmények tovább gazdagították ezirányú ismereteinket és egyben a megoldásra váró problémák sorát. Ezen írást is kettős céllal adom közre – egyrészt, hogy legalább részben megosszam ismereteimet a szakközönsséggel – másrészt, hogy újabb híveket toborozzak ezen összetett kutatási területre. Továbbá szeretném felhívni a figyelmet egy Magyarországon korábban ismeretlen és világszerte is ritka természeti jelenség védelmére.

Irodalom

BUDAI *et al* (1999): A Balaton-felvidék földtana – Budapest
ESZTERHÁS I. (1990): Beszámoló a 4. Pszeudokarszt Szimpóziumról – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárban, Budapest, p. 145-150.

- ESZTERHÁS I.* (1992): Homokkőbarlangok különlegességei a gyökérsztalagmiték – kézirat a Vulkánszpeológiai Kollektíva Évkönyvében a MKBT és a BI adattárában, Budapest, p. 66-84.
- ESZTERHÁS I.* (1999): Wurzelstalagmiten auch in Ungarn – Jahresbericht der Höhlenforschergruppe Rhein-Main, Frankfurt a. M.
- ESZTERHÁS-JOHN* (1999a): Gyökérsztalagmiték egy magyarországi barlangban – MKBT Tájékoztató (nov-dec.) Budapest, p. 11-12.
- ESZTERHÁS-JOHN* (1999b): Gyökérsztalagmiték a Döme-barlangban – Barlangkutatók Szakmai Találkozója Tatabánya p. 8.
- GAÁL L.* (1999): Kurznachrichte – Nachrichtenbrief des Kommissions über den Pseudokarst Nr. 3. (März.) Isztimér p. 6.
- JENÍK- KOPECKÝ* (1992): (1989): Korenoe stalagmity v piskovcových jeskyních – Proceedings of 2nd Pseudokarst Symposium of Broumov 1985, Knihovna ČSS SV. 10. Praha p. 26-34.
- JUHÁSZ Á.* (1987): Évmilliók emlékei – Gondolat Kiadó, Budapest, p. 343.
- KOPECKÝ, J.* (1989a): Vyzkum korenovych stalagmitu a stalagnatu – Speleoforum, Brno p. 68
- KOPECKÝ, J.* (1989b): Stov a problematika výzkum pseudokrasu v kvodrovych piskovych Broumovské vrchovina – Proceedings of 2nd Pseudokarst Symposium in Broumov 1985, Knihovna ČSS SV. 10. Praha p. 127-133.
- KOPECKÝ, J.* (1990a): Příkladý mapování a dokumentace pseudokrasových jeskyni a tvaru se v nich vystytujících na příkladu Broumovské vrchoviny – Priručka Mapování Pseudokarasu, Praha
- KOPECKÝ, J.* (1990b): Současný stav výzkumu pseudokrasu piskovcového reliéfu Broumovské vrchoviny – Proceedings of 4th Pseudokarst Symposium in Podolánky, Knihovna ČSS Svazek 23, Praha p. 61-71.
- KOPECKÝ, J.* (1995): Současný stav výzkumu pseudokrasu v České republice – Proceedings of International Working Meeting Prserving of Pseudokarst Caves, Rimavská Sobota – Salgótarján p. 88-95.
- KOPECKÝ-JENÍK* (1988): Erforschung und Dokumentation der Wurzelstalagmiten – Vorträge aus 3. Pseudokarst Symposium, Kulturband der DDR, Dresden p. 35.
- MOLISCH, J.* (1926): A növénytan mint a kertészet elmélete – in Hortobágyi T. (1962): Növénytan – Tankönyvkiadó, Budapest p. 398-408.
- MÜLLER, H.* (1993): Biogene Strukturen des Kreidsand- und Buntsandsteines – Mitteilungen der Höhlenforschergruppe Karlsruhe, Heft 12. Karlsruhe p. 1-44.

- RAU, R.* (1964): Ein Säulenfeld aus Moos – Natur und Museum 94 (1.11.), Frankfurt a.M. p. 435-437.
- RÉDA L.-RÉDA Z.* (1999): Döme-barlang – Kézirat a Styx Bariangkutató Csoport bemutakozó anyaga a csoport adattárában Balatonederics p. 3.
- RUSCHER, J.* (1931): Photo aus „Saug-Wurzel-Stöcke” – Privataarchiven
- SCHÖNE-WUTZIG-MENGES* (1988): Wurzelstalagmiten in der Sächsischen Schweiz und Zittauer Gebirge – Vorträge aus 3. Pseudokarst Symposium, Kulturband der DDR, Dresden p. 26-27.
- VAQUEIRO R. M.* (2000): Wieder neue Wurzelstalagmiten (Again new root stalagmites – Nachrichtenbrief des Kommissions über den Pseudokarst Nr. 5. (März.) Isztimér p. 7.

RADONMÉRÉSEK DUNÁNTÚLI BARLANGOKBAN

HAKL JÓZSEF¹ - VÁRHEGYI ANDRÁS²

¹MTA Atommagkutató Intézete, 4001 Debrecen Bem tér 18/C.

²Mecsekérc Környezetvédelmi Kft., 7633 Pécs, Esztergár L. u.19.

Abstract. The effect of water intrusion and air current changes on temporal variation of airborne radon concentration was studied in Alba-Regia, Tapolca Tavas and Csodabogyós cave, Transdanubium, Hungary. We have shown, that the appearance of water in cave can increase significantly airborne radon levels on hourly-weekly time scales in the Alba-Regia cave. The effect was attributed to the water forced infiltration of radon rich fracture air into cave environment at upper levels of the cave and to a long lasting decrease of extra radon sources at deeper levels of the cave. The reappearance of karst water in the Tapolca Tavas cave decreased the magnitude of annual airborne radon concentration changes as well the mean radon levels. The effect was attributed both to the decrease of ventilation and to the closing of paths to the possibly localized more strong radon sources. We have identified airborne radon concentration transient caused by the collapse of ceiling in the Csodabogyós cave. Surprisingly, airborne radon levels in this cave in addition to the typical cave-outside temperature difference control were influenced as well as by barometric pressure variations.

Bevezetés

Magyarországon ezidáig lefolytatott barlangi levegő radonkoncentráció mérések döntő többségükben a külszíni meteorológiai paraméterek felszín alatti klíma befolyásoló szerepét mutatták. Jellemzőek a tisztán felszín-barlang hőmérsékletkülönbség, mint kontrollparaméter által vezérelt esetek, de megfelelő üregkonfiguráció esetén a felszíni légnyomás változások hatása is jelentős. Mindezen esetekben a radioaktív radon gáz rendkívül érzékeny nyomjelzője a felszín alatti levegő mozgásának (HAKL J., 1997; HAKL J.-HUNYADI I.-VÁRHEGYI A. 1997).

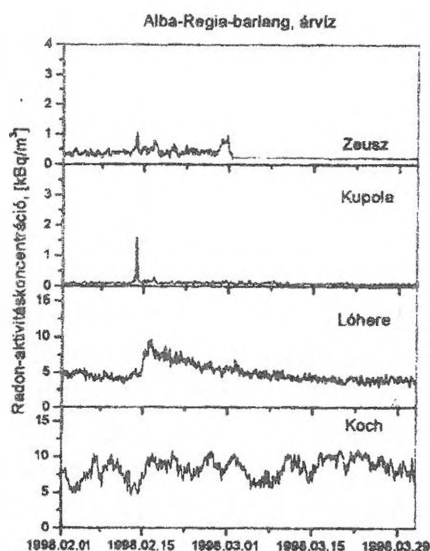
A barlang egy adott helyén megfigyelt időbeni radon képen azonban változások is állhatnak be, ha a légmozgások pályája vagy erőssége változik akár mesterséges (bontás) akár természetes (omlás, karsztvízszint emelkedés) okokból, de akkor is, ha a radon források elérhetősége változik (árvizek). Cikkünkben ezen jelenségeket vizsgáljuk néhány dunántúli barlangban felvett radon idősor példáján, ismertetve az adott barlangban tapasztalt tipikus radon alapképet és a tranziens jelenséget egyaránt.

A radonkoncentráció mérések Dataqua egy- vagy többszörös radon monitorokkal illetve nyomdetektorokkal folytak. A vizsgálatokhoz az OTKA 2011, 3005, T016558 és T017560 nyújtott anyagi támogatást. Köszönetünket

fejezzük ki Rénes László, Szolga Ferenc és Varga Miklós barlangászoknak önzetlen segítségükért.

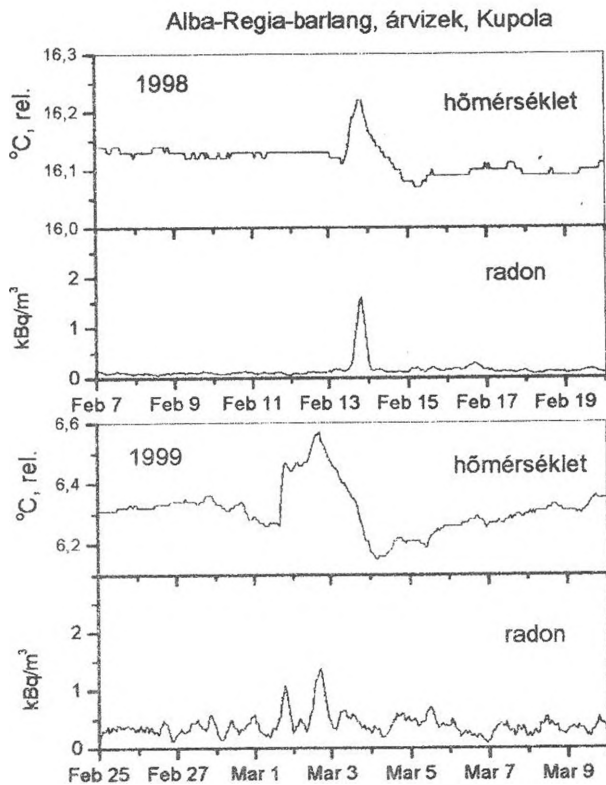
Alba-Regia-barlang

A Tési fennsíkon található Alba-Regia-barlangban 1994. márciusa és 1998. májusa között összesen 8 mérési helyen (folyamatosan 3-5 Dataqua műszerrel) folyt radonkoncentráció mérés. Méréseink alapján elmondható, hogy a barlang légkörzés szempontjából összetett rendszer és nem írható le egyszerű modellekkel. Ennek oka lehet, hogy a barlang rendkívül bonyolult szerkezetű. A felső szinten található Zeusz-Kupola szakaszon a radonkoncentrációt a felszín-barlang hőmérsékletkülönbség szignifikánsan befolyásolja. Az itt jellemző téli alacsony radonszintek a beömlő hideg levegő hatására alakulnak ki. A gyors téli hatásokat a radonkoncentráción túl a Kupolánál elhelyezett hőmérő is egyértelműen jelzi. A másik bejárat (Gubanc, Első-terem) környezetében szintén van évszakos trend, de Gubancnál a változások a felső szakasz többi pontjához képest rendkívül simák. A barlang mélyebb szakaszán (Koch, Lóhere, Fehér-terem, Kínkapu) az előzőekkel ellentétben semmilyen hosszabb távú radonkoncentráció változás iránya nem jósolható, sőt ezen a részen a közeli helyek radonkoncentráció változásai sem korrelálnak egymással (persze még itt is vannak változások, azaz a felszíni hatások lejutnak).



1. ábra. A radon szint időbeli változása az Alba-Regia-barlangban a befolyó víz útja mentén
Figure 1. Temporal change of radon concentration along the way of the cave flood.

Ezt a „sztatikus” képet zavarja meg a tél végi gyors lefutású árvizek hatása. A barlangi idősorokon jól megfigyelhető a víz hatására kialakuló zavar terjedése és annak lecsengése. A barlang felső szakaszán a téli időszakra jellemző alacsony radonszintet egy rövid időre túlkompenzálta a víz hatására megjelenő radon csúcs (1. ábra: Zeusz, Kupola), de a folyamatosan beömlő hideg levegő hamarosan eltüntette ezt a jelet.



2. ábra. A Kupolánál mért hőmérséklet és radonkoncentráció időbeli változása a két téli árvíz során az Alba-Regia-barlangban. A hőmérsékleti adat csak relatív pontosságú.

Figure 2. Temporal variation of radon concentration and ambient air temperature at Kupola in the Alba-Regia cave during the two floods. Note, that temperature scale is only of relative accuracy.

A folyamat részletei jól tanulmányozhatók a Kupolánál felvett radon és hőmérséklet idősorokon (2. ábra). A radonnal szemben a hőmérséklet először csökken, majd nő (ekkor jelenik meg a radon), újból csökken és egy újabb enyhe növekedés után mintegy $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ fokkal alacsonyabb szinten stabilizálódik a kiindulási értéknél. Ez a folyamat úgy is értelmezhető, hogy a barlang főjratán végigrohanó hideg víz hűteni kezdi a mérési hely

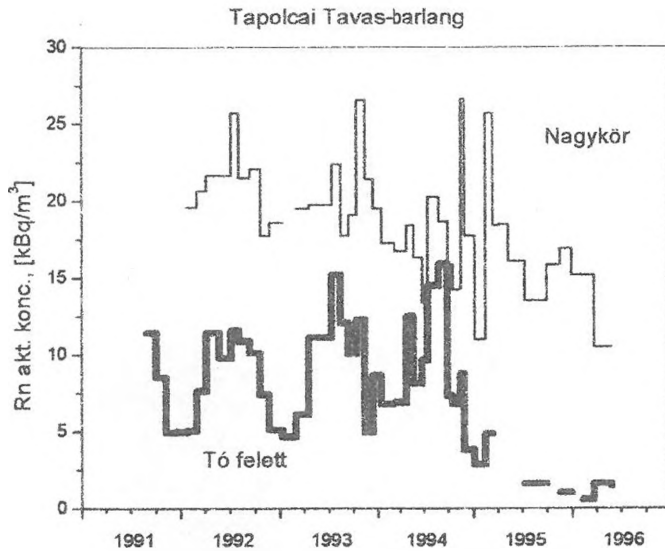
környezetét, amely folyamatot a nagyobb hőkapacitású vékonyabb hasadékokon késéssel érkező víz átmeneti melegítő hatása szakít meg, miközben kipréseli a repedésekből a radonban dúsabb póruslevegőt. A vékonyabb hasadékok áthűlése után folytatódik a lehűlés, majd az árvízi hozam csökkenése után a környezet beáll a kissé magasabb egyensúlyi hőmérsékletre. A barlang mélyebb részén csak a Lóherénél állt be változás. Itt az árvíz megjelenésének hatására néhány napon belül kétszeresére nőtt a radon szint, majd kb. 1 hónap alatt, a radon bomlási állandójának felével, 10^{-6} s^{-1} időállandóval vissza állt az eredeti radon szint. Ez azt mutatja, hogy nem egyszeri radon beömlés szellőzésmentes lecsengésével állunk szemben, hanem egy extra radon forrás erőssége csengett le időben. Ez a forrásváltozás kapcsolatban lehet az árvíz után még csendesen folydogáló barlangi patak fokozatos eltűnésével.

A jelenség megismétlődött egy év múlva, kétszeres csúcsot okozva (azaz kétszüksú volt az árvízi hozam is).

Tapolcai Tavas-barlang

A Tapolcai Tavas-barlang több pontján éveken keresztül folyt nyomdetektoros radonkoncentráció mérés. Tipikusan magas nyári és alacsony téli radonkoncentráció értékeket tapasztaltunk (3. ábra). A barlang elhelyezkedéséből kifolyólag a téli hideg levegő hígító hatását tapasztaljuk itt is. Nyáron a pillanatnyi radonszinteket valószínűleg, a Tapolcai Kórház-barlangban tapasztaltaknak megfelelően, a légköri nyomás erőteljesen befolyásolja.

Ez az évszakos radon kép változott meg fokozatosan a víz újbóli lassú megjelenésével. A 3. ábrán két tipikus adatsort tüntettünk fel. Jól látható, hogy a radonszintek évszakos váltakozása megszűnt és a radonszintek fokozatosan csökkentek. A vízszint emelkedésének hatása itt kettős. Egyrészt csökkenti a barlangi terek átszellőzésének lehetőségét azzal, hogy bizonyos barlangszakaszokat lezár (lehetetlenné téve a detektorcserét) s ezzel csökkentve az évszakos változások erősségét, másrészt szemmel láthatólag csökkenti az átlagos radonszintet, azaz a radon források erősségét is. Ez utóbbi jelenség azt jelzi, hogy a barlangi radon források nem egyenletes eloszlásúak és esetleges távolabbi illetve alacsonyabban fekvő barlangi részek jelentősebben járultak hozzá a barlangi radon háztartáshoz.



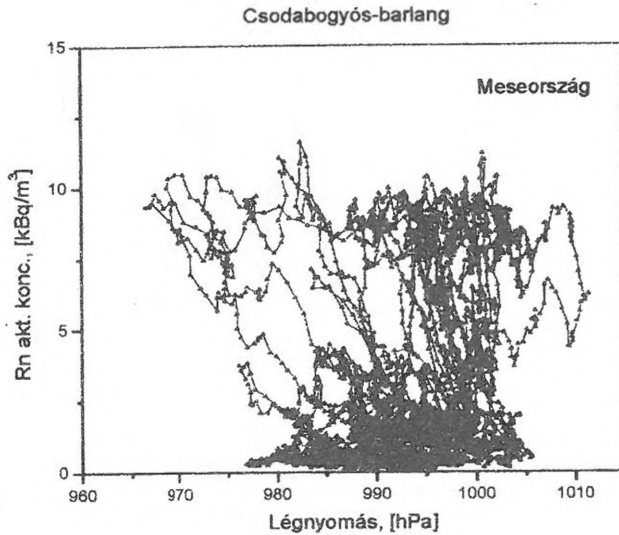
3. ábra. A havi átlagos radonkoncentráció változása a Tapolcai Tavas-barlang két pontján. A víz 1994/95 fordulójától kezdve tetten fokozatosan lehetetlenné a mérést.

Figure 3. The temporal variation of monthly average radon concentration at two measuring sites in the Tapolca Tavas cave. The increasing water level has made the measurements impossible starting from the turn 1994/95.

Csodabogyós-barlang

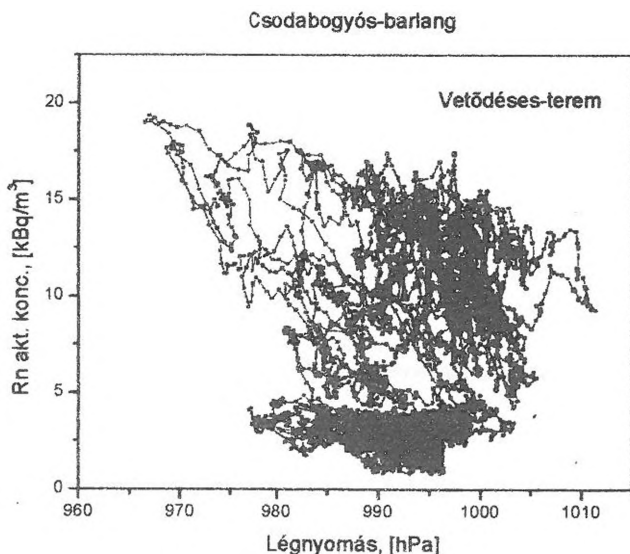
A Keszthelyi-hegységben Balatonederics mellett található Csodabogyós-barlang két pontján (Meseország, Vetődéses-terem) 1994. júniusa és 1995. márciusa között folytattunk radonkoncentráció méréseket. Ez időszak alatt (is) a barlangban erős feltáró munka folyt, párhuzamosan építve és bontva az alsóbb szinteket. A radonkoncentráció változások jellege alapján tipikusan hőmérsékletvezérelt felső jellegű barlangról van szó, azaz télen magas, nyáron pedig alacsony radonszintet tapasztaltunk. Ez egyértelműen azt mutatja, hogy a rendszer átszellőzik az alsó bejáratán keresztül. Tapasztalataink alapján hőmérsékletvezérelt erős légjárás esetén a légnyomásváltozások hatása általában marginális a radonszintekre. Jelen esetben mindezek ellenére rendkívül érdekes a radon-légnyomás fázisdiagram. A magasabb szinten (Meseország) az elvárásnak megfelelően a radonszint nem nagyon függ a légnyomástól, azaz a mérési pontok burkolójának vízszintes az irányultsága. Ezzel szemben mélyebben, a Vetődéses-teremben, határozottabb nyomásfüggést tapasztalunk (aminek a nyomai azért már felfedezhetők a Meseországban is). Ez azt jelenti, hogy

felszín-barlang hőmérsékletkülönbségen túl ezt a rendszert az atmoszférikus légnyomás változások és (a hegy kitettsége miatt) a szél is befolyásolja.



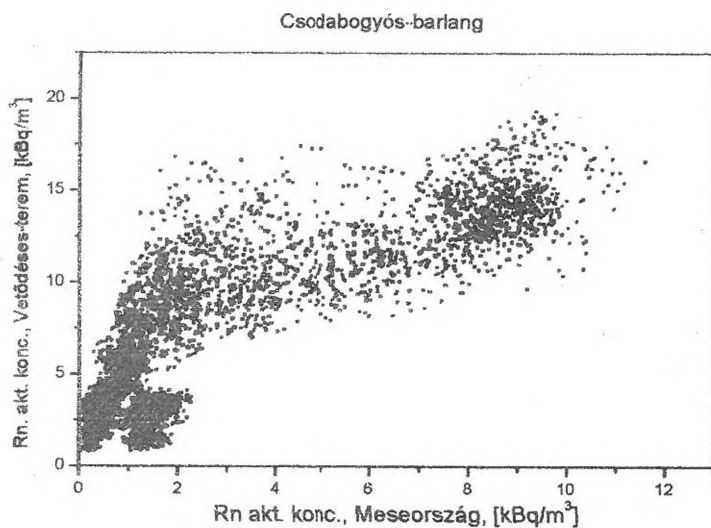
4. ábra. Radonszint a külső légnyomás függvényében a Meseországban. Figyelemre méltóak a lefele irányultságot mutató trajektóriák. Az ábrázoláshoz az adatokat öt pontos mozgó átlaggal simítottuk.
 Figure 4. Radon concentration vs. ambient air pressure at the Meseország. Remarkable are trajectories showing downward direction. The data were smoothed by five point moving averaging.

Ábrázolva a két mérési helyen tapasztalt radonszinteket egymás függvényében (6. ábra) a pontok tendenciájukban két különböző meredekségű egyenes mellett szóródnak, az évszakosan változó légmozgási módnak megfelelően. A görbe azt mutatja, hogy a Vetődéses-teremben a magas téli radonszintek sokkal szűkebb intervallumban mozognak, mint a felszínhez közelebb lévő Meseországban, azaz a Meseország sokkal érzékenyebben reagál a környezetében beálló változásokra. Ezt az érzékenységet tükrözi a többi ponttól határozottan elkülönülő pontthalmaz léte is, amelyből a rendszer szinte pillanatszerűen „esett ki” egy alacsonyabb nyári szintre. E pillanatnyi nyár közepi változás okai ismeretlenek, de emberi beavatkozást sejtünk a háttérben. Ősszel a rendszer felfelé mozogva a fázistérben eléri a téli magas radonszinteket.



5. ábra. Radonszint a külső légnyomás függvényében a Vetődéses-teremben. Figyelemre méltó a 'ponthalmaz' dőlése a Meseországban tapasztaltakhoz képest. Az ábrázoláshoz az adatokat öt pontos mozgó átlaggal simítottuk.

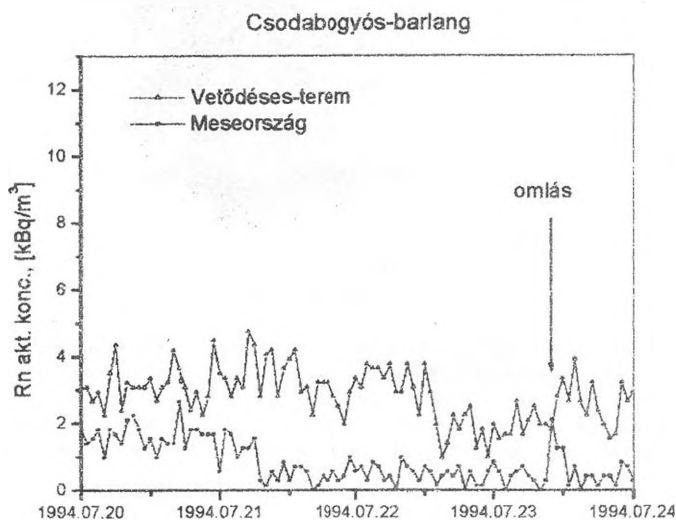
Figure 5. Radon concentration vs. ambient air pressure at the Vetődés hall. Remarkable is the tilt of 'data pile' in contrast to data obtained at Meseország. The data were smoothed by five point moving averaging.



6. ábra. A Meseországban és a Vetődéses-teremben mért radonszintek egymás függvényében. Az ábrázoláshoz az adatokat öt pontos mozgó átlaggal simítottuk.

Figure 6. Radon concentration at Meseország vs. radon concentration at Vetődéses hall. The data were smoothed by five point moving averaging.

Ebben a rendszerben határozottan azonosítani lehet egy terem mennyezet beszakadásának hatását, amely egy nyári tábor alatt fordult elő. A 7. ábrán jól látható módon a beszakadás idején a radonszint megemelkedett a Meseországban, de ez a hatás három óra alatt gyakorlatilag eltűnt, a szellőzés kisöpörte a leszakadás során felszabadult radont. Az ábrán a június 21-i esés az előzőekben ismeretlen eredetű hatásként említett változás kezdő szakasza.



7. ábra. Radonszint változása a két mérési ponton a barlangban tapasztalt két tranziens idején.
Figure 7. Temporal change of radon concentrations in the cave in the time of two sudden events.

Összefoglalás

Az Alba-Regia-, a Tapolcai Tavas- és a Csodabogyós-barlangokban vizsgáltuk a víz megjelenésének illetve a felszín alatti légáramlás változásának hatását a barlangi levegő radonkoncentrációja. Az Alba-Regia-barlangban a víz megjelenése a barlang felső részén órás, az alsó részén hetes időskálán növelte meg a radonszintet. A jelenséget a barlang felső részén a víz által kiszorított radondús levegőnek, míg az alsóbb részen a víz által modulált extra radon forrás lassú lecsengésének tulajdonítottuk. A Tapolcai Tavas-barlangban a víz újbóli megjelenése csökkentette az évszakos változások erősségét és az átlagos radon szintet. A jelenséget a szellőzés csökkenésének és a radon források elzáródásának tulajdonítottuk. A Csodabogyós-barlangban mennyezetomlás hatására kialakuló radon tranzienszt azonosítottunk. Meglepő módon ezt a felszín-barlang

hőmérsékletkülönbség által erősen vezérelt rendszert az atmoszférikus légnyomás változások is jelentősen befolyásolják.

IRODALOM

HAKL J. (1997): Application of Rn-222 as a natural tracer in environmental studies. - PhD értekezés. Debrecen, Kossuth Lajos Tudományegyetem

HAKL J.-HUNYADI I.-VÁRHEGYI A. (1997): Radon monitoring in caves. - In: Radon Measurements by Etched Track Detectors. Applications in Radiation Protection, Earth Sciences and the Environmental. Eds: S.A.Durrani, R.Ilic. Singapore, World Scientific, p. 261-283

Handwritten text at the top of the page, possibly a title or header, which is mostly illegible due to fading.

BARLANGI TEREK KUTATÁSA RADON SEGÍTSÉGÉVEL¹

MOLNÁR LAJOS² - DEZSŐ ZOLTÁN³

²Debreceni Egyetem Izotópkalmazási Tanszék 4010 Debrecen Egyetem tér 1.

³Debreceni Egyetem Izotópkalmazási Tanszék 4010 Debrecen Egyetem tér 1.

Abstract: In the years 1998 and 1999, radon measurements in the Hajnóczy cave (Bükk Mountains, Hungary) were done using high sensitivity real time radon monitors. On the basis of the short term radon time series obtained, a revision of the horizontal cave model has been proposed. The analysis of radon data measured at well selected locations was used to explore the cave structure. With this radon tracer method, in just a few days time one new chamber, two chimneys and one shaft were found.

Bevezetés

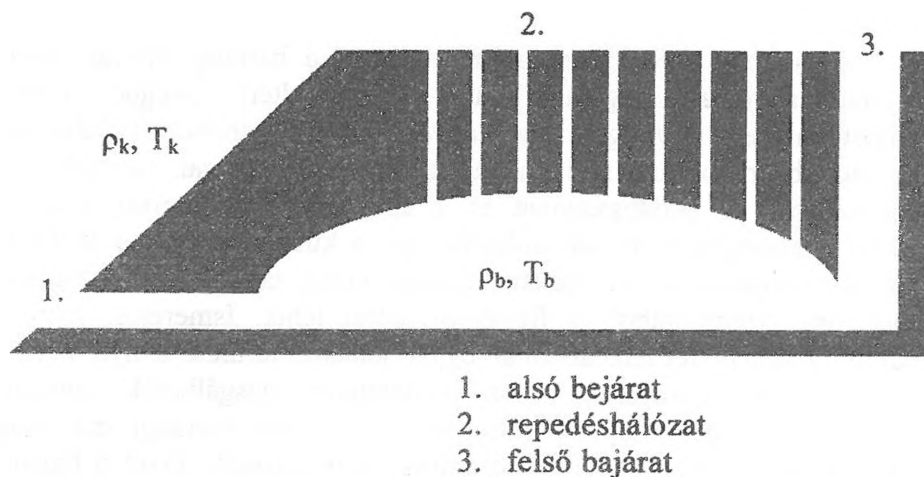
Napjainkban széles körben ismert, hogy a barlangi levegő radon koncentrációja jóval magasabb, mint a szabadtéri levegőé. Ennek köszönhetően szerte a világon, így Magyarországon is többen foglalkoztak már a nagyobb radonszint kialakulásának elméleti leírásával, mérésével és dozimetriájával. A barlangászokat és a társadalmat elsősorban a radon környezet-egészségügyi hatásai érdeklik, így a kutatók főként e területen folytatnak vizsgálatokat. A barlangi levegő radon tartalmának vizsgálata azonban más szempontból is figyelemreméltó lehet. Ismeretes, hogy a radioaktív izotópok felhasználásának egyik jelentős területe a nyomjelzés. Igen sok transzportfolyamat, azok paraméterei vizsgálhatók izotópok segítségével. A radon izotópos nyomjelzésen alapuló barlangi transzport vizsgálatok előnye, hogy nem kíván emberi beavatkozást, mivel a barlang maga termeli ki a nyomjelzőt. Ha mérjük a radon aktivitáskoncentrációjának időbeli és térbeli változását, akkor következtetni tudunk a légmozgás irányára. Ezen keresztül szerencsés esetben rejtett geológiai struktúrák feltérképezése, a barlangi szerkezet kutatása is lehetővé válik.

A „felső bejáratos” barlangmodell

Magyarország számos barlangjában több évtizeden keresztül folytak a barlangi radonnal kapcsolatos adatgyűjtések (HAKL J. 1997). Ezen mérések alapvető tapasztalata, hogy a legtöbb barlangban a radonszint

¹ készült a 023181 sz. OTKA pályázat támogatásával

időben változik és ez a változás éves periodicitást mutat, mégpedig oly módon, hogy nyáron magasabb a radon koncentráció, mint télen. Ebből arra lehet következtetni, hogy a külső hőmérsékletnek igen fontos szerepe van a barlang légközében és ezen keresztül a kialakuló radonszintben. A jelenség pontos leírására elmélet és modell is született (ATKINSON, T. C. et al 1983). Azon barlangok esetében, ahol az úgynevezett vízszintes barlangmodell alkalmazható – ezt mutatja az 1. ábra – a levegő mozgató ereje a külső és belső hőmérséklet különbsége. Ennek megfelelően a nyári időszakban ezekben a barlangokban a levegő az alsó bejáraton kifelé, télen pedig befelé áramlik. A modellhez kapcsolt elmélet azzal magyarázza a radonszint nyári maximumát, hogy a levegő felülről, a karsztos kőzet repedéshálózatán át szűrődik be a barlangba, eközben mintegy kimossa a pórus-térfogatból a radon gázt, így az bedúsul a barlangi terekben. Télen a levegő a bejáraton keresztül áramlik be és a repedéshálózaton távozik, ezért

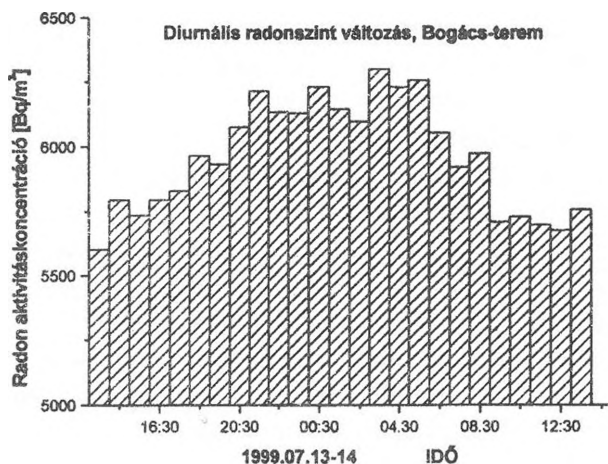


1. ábra. Vízszintes barlangmodell
Figure 1 Horizontal cave model

ilyenkor a barlangban a radonszint alacsonyabb.

Megfelelően nagy érzékenyséű detektorral azonban a radonszint éves trendje mellett napi (ún. diurnális) változások is észlelhetők. Ilyen figyelhető meg a 2. ábrán, amit az odorvári Hajnóczy-barlangban sikerült kimérni. Jól látható, hogy a radon koncentráció egy határozott nappali minimummal rendelkezik, valamint egy maximummal, ami az éjszakai órákban áll be. Ezek a mérési eredmények megerősítik azt a fenti tapasztalatot, hogy a barlangi radonszint korrelációban áll a felszíni

hőmérséklettel. Nyáron napközben a sűrűbb, hideg barlangi levegő valóban kifelé áramlik az alsó bejáraton, azonban a radonszint csökkenése



2. ábra. Hajnóczy-barlang, Bogács-terem diurnális radonszint változása
Figure 2 Diurnal radon variation in Bogács Hall of Hajnóczy cave

arra utal, hogy nem a repedéshálózaton, hanem egy nagyobb keresztmetszetű felső „bejáraton” keresztül tör be a levegő a barlangba. Így a friss, majdnem radonmentes levegő beáramlása csökkenti a barlangban a radonszintet. Az éjszaka kialakuló magasabb radonszint okára könnyen megtaláljuk a magyarázatot, ha végiggondoljuk a dinamikát. Egy térben kialakuló koncentráció nagyságát a források és nyelők száma, és azok fizikai paraméterei határozzák meg. Esetünkben a forrást a barlangi kőzetek radon exhalációja jelenti, nyelőnek pedig azok a jelenségek tekinthetők, melyek hatására a barlangi levegőből eltűnik a radon. Utóbbinak a két legfontosabb eleme a radon radioaktív bomlása és a légcseré. Míg az exhaláció és a radioaktív bomlás időben állandó folyamatok, addig a légcseré intenzitása nem. Így a barlangban kialakuló radonszintet ez utóbbi szabályozza, ezt viszont a külső meteorológiai viszonyok, elsősorban a külső hőmérséklet irányítja. Mivel nyáron éjszaka kisebb a külső-belső hőmérséklet különbsége, mint nappal, a légcseré is ilyenkor a kisebb. Ennek köszönhetően nyáron, éjszaka magasabb lesz a levegő radon aktivitáskonzentrációja. Az éves periodicitás, azaz a nyári és téli átlagos radon koncentrációban mutatkozó különbség is magyarázható a fentebb leírt, úgynevezett „felső bejáratos” barlang modellel. A téli hőmérsékleti viszonyok azt eredményezik, hogy a légkörzés iránya megfordul: az alsó bejáraton áramlik be a friss, tiszta levegő és a felső „bejáraton”, mintegy kéményen át távozik a barlangi

melegebb levegő. Az átlagosan alacsonyabb radonszintnek pedig az az oka, hogy a légcseré télen intenzívebb. Ekkor ugyanis a külső-belső levegő hőmérséklet különbsége átlagosan nagyobb. Várható az is, hogy a napi változás is megfordul, mert télen éjszaka nagyobb a hőmérséklet különbség, és ennek megfelelően intenzívebb a légcseré, tehát alacsonyabb a radonszint. Télen egy éjszakai minimum és egy nappali maximum várható a levegő radon koncentrációjában.

Ez a modell, amit kísérleti tapasztalatok részben már megerősítenek lehetőséget kínál arra, hogy a radonszint térbeli és időbeli változásait feltérképezve megkeressük a barlang esetleg eddig nem ismert nagyobb keresztmetszetű felszínre nyíló járatait. Ehhez pedig nem kell mást tenni, mint a radonszint csökkenését követni, figyelembe véve a diurnális változást és azt az időeltolódást, amit a bejáratától való távolság és a légmozgás sebessége okoz. Megfelelő érzékenyséű detektorral elvégzett radon koncentráció mérésekkel azonban nemcsak a radonszint csökkenését, hanem növekedését is követhetjük. Ha elfogadjuk azt az elméletet, hogy a barlangi radon elsőrendű forrása az agyag (DEZSŐ Z. 2000), akkor a barlangon belül azok a területek, amelyek agyagban igen gazdagok térbeli forráscentrumok szerepét tölthetik be. Ilyenek lehetnek alsó, ismeretlen barlang részek, amelyekhez lejáratot találhatunk a radonszint mérésével. Ilyen vizsgálatok indultak meg az aggteleki Baradla-barlangban, 1999-ben.

Mérések a Hajnóczy-barlangban

Nagyobb keresztmetszetű felső bejáratot a radon koncentráció mérésének segítségével a Hajnóczy-barlangban kerestünk. Azért indult meg itt ilyen jellegű méréssorozat, mert egy 1997 nyarán más célból végzett radon mérés (ÖRKÉNYI H. 1998) meglepő eredményeket mutatott. Ezeket az eredményeket foglaltuk össze az 1. és 2. táblázatban. Mint a táblázatokból látható két barlangban végeztük a méréseket. Az Odor-hegy gyomrában két, az eddigi ismeretek szerint egymástól különálló barlang helyezkedik el. Az egyik az Odor-vári cseppkőbarlang, amely ma mintegy 210 méter hosszban ismert és járható. A másik a Hajnóczy-barlang, melyet 1971-ben fedeztek fel és mára már több mint 2 km hosszú járatrendszere ismert. Mindkét barlang bejárata az Odor-hegy ugyanazon oldalán helyezkedik el úgy, hogy a Hajnóczy-barlang bejárata fekszik alacsonyabban. Mindig is foglalkoztatta a barlangkutatókat, hogy van-e belső összeköttetés a két rendszer között? Az 1997-ben végzett radon mérések, melyeket egyébként dozimetriai célokból végeztünk felcsillantották a reményt, hogy az utóbbi kérdés megválaszolásra kerülhet. Ha ugyanis elfogadjuk a „felső bejáratos” barlang modellt, akkor a

két barlangban mért igen jelentős diurnális változás megmagyarázható, amennyiben nem két különböző, hanem azonos légkörzessel rendelkező rendszerként tekintjük a két barlangot. Azaz feltesszük, hogy egy vagy több járaton keresztül kommunikál egymással a két alrendszer.

I. táblázat Radon aktivitáskoncentráció az Odor-vári-csepkőbarlangban, 1997. július 4.

Table 1 Radon activity concentration in Odor-vár-cave

Mérés ideje Time of meas.	C_{Rn} [Bq/m ³]
11:28	5832
11:43	2572
11:58	2087
12:13	1177
12:28	668
12:43	333

II. táblázat Radon aktivitáskoncentráció értékek a Hajnóczy-barlang Rom-terében, 1997. július 3.

Table 2 Radon activity concentration in Rom Hall of Hajnóczy cave

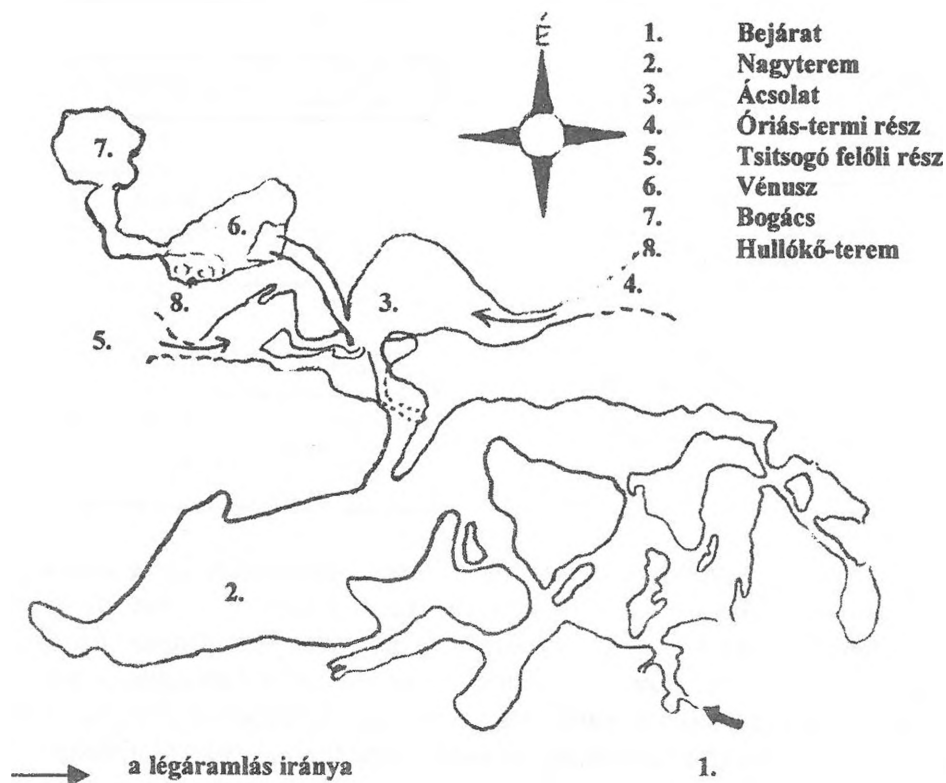
Mérés ideje Time of meas.	C_{Rn} [Bq/m ³]
11:45	11174
12:00	8429
12:15	7773
12:30	7092
12:45	6639
13:00	6104
13:15	6168

1998-ban kezdődtek el azok a mérések, melyeknek célja ennek az átjárónak a megkeresése. A mérésekre két különböző radon detektort használtunk. Az egyik a német Genitron GmbH által gyártott radon monitor, az AlphaGUARD PQ2000 volt. Ennél a készüléknél a detektálásra ionizációs kamrát használnak. A kamra radonnal való feltöltődése diffúzió révén történik. A műszert Németországban radon kamrában a gyártó kalibrálta. A készülék képes a környezet egyéb paramétereinek (hőmérséklet, páratartalom, légnyomás) mérésére, regisztrálására is. A másik detektor az olasz Silena cég által kifejlesztett PRASSI márkanévet viselő készülék volt, melyben egy szcintillációs kamra (ún. Lucas-cella) szolgál a detektálásra. Mivel ezt a detektort a méretei miatt nem tudtuk bevinni a barlangba, ezért a készülék beépített légszivattyúja egy PVC cső segítségével szívta a levegőt a barlang megfelelő részéből.

Kiindulási pontnak a Nagytermet tekintettük, mert az aktív légmozgás csak a terem szélét érinti, s a terem méretére való tekintettel csak igen kis légcserét tud biztosítani. Az itt mért radon koncentráció jól reprezentálja a barlangra jellemző nyári maximumot arra az esetre, amikor a barlangrész nincs az aktív légmozgásban. Feltételezésünket, miszerint ennek

a teremnek kicsi a légcsereje, méréseink megerősítették: a radonszint állandó volt, nem mutatott jelentősebb napi ingadozást.

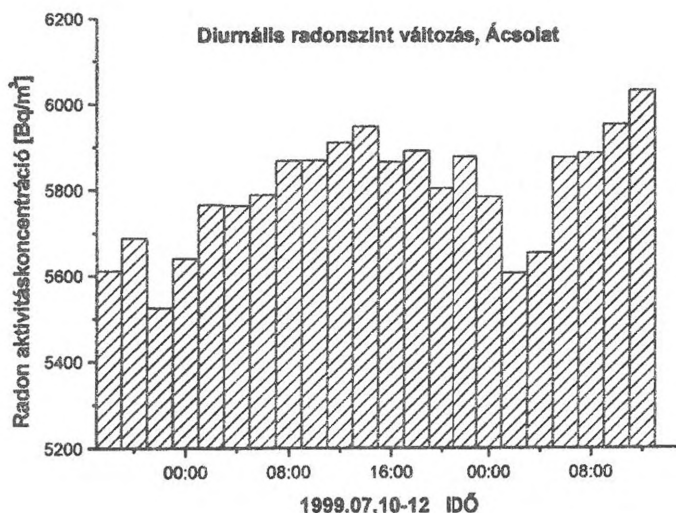
Egy 1975-77 között itt végzett légáramlásmérésből (MIKLÓS G. 1978) az derült ki, hogy két fő iránya van a légkörzésnek: az egyik az Óriás-terem felől jön, a másik a Tsitsogó irányából érkezik, s mindkettő az Ácsolatnál fut össze, majd a Mandulán át megy tovább a kijárat felé (3. ábra).



3. ábra. Hajnóczy-barlang vázlatos térképe
Figure 3 Sketch of Hajnóczy cave

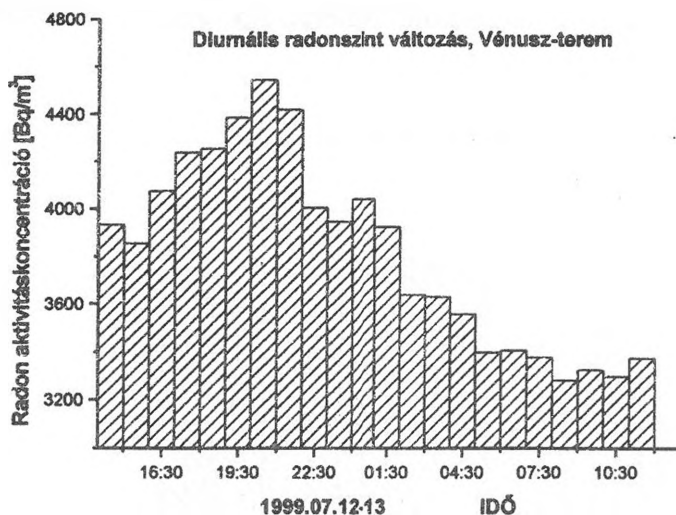
Először az Ácsolatnál kezdtünk egy 48 órás mérésorozatra, amelynek eredményét a 4. ábrán tüntettük fel. A mérések kiértékelésénél meglepő eredményeket kaptunk. Kiderült ugyanis, hogy ez a terem – igaz kis mértékben – de a radonszint napi menetében a fentebb leírt nyári rezsimhez képest fordított viselkedést mutat. Ezt talán azzal lehet magyarázni, hogy az említett két ismert, feltételezett áramlási irányon kívül a Nagyterem és Ácsolat közötti szűkületben (Mandulában) egy további (harmadik) irányból is van légáramlás, ami azonban csak felülről jöhet, a '80-as években

felfedezett négy teremből álló rendszerből, s ez a nappal itt átáramló friss levegő gyakorlatilag nem érinti az Ácsolat légterét, így abban a radonszint emelkedhet napközben is.



4. ábra. Hajnóczy-barlang, Ácsolatnál mért diurnális radonszint változás
 Figure 4 Diurnal radon variation in Ácsolat of Hajnóczy cave

E rendszer Ácsolathoz legközelebbi terme a Vénusz. Az itt mért radon koncentráció értékeket az 5. ábrán követhetjük nyomon. Látható, hogy egy igen nagy napi változás történt, több mint 20%-kal esett a radonszint. Ez nem csak a hőmérséklet különbségből, hanem hirtelen időjárás változásból is adódhatott. Az azonban kétségtelenül elgondolkodtató, hogy a radonszint maximuma jóval az eddig mért értékek alá esett. Bizakodva haladtunk tovább a már ismert két termen keresztül az utolsó teremig, a Bogácsig. Az itt mért eredményeket a 2. ábrán már korábban bemutattuk. Szép diurnális változást mutat a radonszint. A teremben láthatók voltak friss beomlások is. Minden jel arra utalt, hogy a terem kisebb légjáratokon keresztül kommunikál a felszínnel, ám a teremre jellemző magas koncentráció értékéből arra lehet következtetni, hogy nem itt van az ún. felső bejárat, amin keresztül az intenzív légcseré zajlik. A mérések szerint a Vénusz teremben kellett tovább indulni, de nem az előbbi, már ismert irányba. Az egyetlen lehetőséget az jelentette, ha felfelé indulunk el. Ennek a teremnek a jellegzetessége, hogy nagy mennyiségű törmelék ömlött bele. A törmelék



5. ábra. Hajnóczy-barlang, Vénusz-terem diurnális radonszint változása
 Figure 5 Diurnal radon variation in Vénusz Hall of Hajnóczy cave

beömlésének feltételezett irányába indultunk. Mintegy 10 méter magasságban egy kisebb, ismeretlen termet találtunk, amelyet Hullókő-teremnek neveztünk el. A radon aktivitáskoncentráció értéke egy kicsit kevesebb volt, mint a Vénuszban. Ez arra enged következtetni bennünket, hogy megtaláltuk a jó irányt az átjáró felé. A Hullókő-teremből két kürtő indult felfelé, melyeket mi Ördögszarva és Becquerel kürtőknek kereszteltünk el. A terem szájánál lefelé egy akna indul, mely a Lapulevél akna nevet kapta. Az elkövetkező évek munkája lesz a két kürtő kibontása, ugyanis néhány méter után mind a kettő beszűkül és törmelékes lesz. A lefelé menő akna mintegy 5 méteren keresztül mászható, ám onnantól kezdve törmelék lepi.

Összefoglalás

A Hajnóczy-barlang több termében végzett radon mérések azt mutatják, hogy a barlang szerkezetétől és a radon forrásoktól függően, a radonszint jellemző napi változásokat mutat. Jól kiválasztott monitorizálási pontokon egyidőben gyűjtött radon adatok idősorainak analizálásával megismerhető a barlang mikroklíma rendszere és ezen keresztül eddig rejtve maradt barlangi terek kutathatók fel. Néhány napos munkával a kutatott barlangban egy új termet és három kürtőt sikerült felfedezni.

A szerzők ezúton is megköszönik Varga Csabának a tiszaföldvári Hajnóczy Barlangkutató Csoport vezetőjének, hogy lehetőséget biztosított kutatómunkánk végzéséhez. Köszönet illeti a csoport valamennyi tagját, hogy aktív közreműködésükkel segítették munkánkat. Köszönettel tartozunk Mányai Zoltán, Kugyela Lóránd és Rántó András barlangászkatatóknak, akikkel a felfedezés örömet együtt élhettük át.

IRODALOM

- ATKINSON T.C.-SMART P.L.-WIGLEY T.M.L.* (1983): Climate and natural radon levels in Castleguard cave, Columbia icefields, Alberta, Canada. - *Artic and Alpine Research* 15, p. 487-502.
- DEZSŐ Z.* (2000): A barlangi radon eredetének vizsgálata. II. Karsztfejlődés Konferencia, Szombathely.
- HAKL J.-HUNYADI I.-VÁRHEGYI A.* (1997): *Radon monitoring in caves.* In: *Radon measurements by etched track detectors. - Applications in Radiation Protection, Earth Sciences and the Environment.* Eds: S.A.Durrani, R.Ilic, World Scientific Publishig Co., Singapore, p. 261-283.
- MIKLÓS G.* (1978): A Hajnóczy-barlang mikroklímája. - *Karszt és Barlang*, 1978/1-2, p. 11-18.
- ÖRKÉNYI H.* (1998): Radon és leánytermékei közötti egyensúly vizsgálata az odorvári Hajnóczy-barlangban. - Szakdolgozat, KLTE, Debrecen.



A BÁNYÁSZAT SORÁN FÖLTÁRULT ESZTRAMOSI BARLANGOK MEGISMERÉSÉNEK TÖRTÉNETE A KEZDETEKTŐL 1965-IG

KOLESZÁR KRISZTIÁN

3763 Bódvaszilas, Akácós út 5.

Abstract: The Esztramos hill, belonging to the Aggtelek-Rudabánya Mts is situated between Tornaszentandrás and Bódvarákó villages. Its name became widely known in the 60's. In this period, in the course of limestone mining a cave has been found, later named Földvári Aladár cave. In this paper we wish to introduce the caves opened up by mining until 1965, with the help of mining history items. Most of the caves in this hill, including the four acutely protected caves were opened up by this way in this period.

Előzmények

Azt megállapítani, hogy a Bódvarákó és Tornaszentandrás között emelkedő Esztramos hegyen elsőként mikor fedeztek föl bányászat során barlangot, ma már lehetetlen. Tudjuk viszont: a hegy természetes bejárható üregeinek ismerete egyidős a tájon egykor élt emberiség történetével. Ennek ékes bizonyítéka a 80-as évek elején régészetileg is kutatott Szentandrás-barlang leletanyaga¹ és korban közelebbi példaként Szentandrás és Rákó jegyzőjének a Pesty Frigyes-féle helynévgyűjtés kérdéseire adott kitűnő te-répismeretről tanúskodó válaszai az 1800-as évek második feléből.²

Az Esztramos és környékének vasérc-előfordulásait kiaknázni az őskor embere kezdhette meg, aztán a kora Árpád-kor vasművesei bányászhat-tak ércet a területen.³ A fejtes – az esztramosi bányászat ezen szakaszában –

¹ *Simán Katalin* 1982-ben ásatott a hegyen, az akkor szervezett barlangfeltáró és régészeti leletmentő tábor keretében. A leletanyag publikálása a régészeti tollából a következő munkákban történt meg: *A Herman Ottó Múzeum ásatásai és leletmentései 1980–82.* = *A Herman Ottó Múzeum Évkönyve.* 21. [1982] pp. 109–124., *Ásatás az Esztramoson.* = *Búvár.* 1983. 10. pp. 464–465. és *B. Hellebrandt Magdolna: A Bódva-völgy története az őskor utolsó évezredében.* = *Tanulmányok a Bódva-völgye múltjából,* szerk. Bodnár Mónika és Rémiás Tibor. Putnok, 1999. pp. 93–120.

² *Bellus Mihály* jegyző a Pesty-féle 1864-es helynévgyűjtés során az Esztramos név eredetére adott válaszában írja: „több üregeiben ember és állatok csontvázai találtak”. Így ezt tekinthetjük az esztramosi barlangok – és azok leletanyagának – első írásos említésének. Az OSZK-ban őrzött kézirat részleteit közli *Dénes György: Az Esztramos és környéke történeti földrajzához* = *Topographia Mineralogica Hungariae.* 5. [1997] pp. 15–30. munkájában.

³ Az Esztramos és környéke korai ércbányászatát tárgyaló munkák: *Heckenast Gusztáv: A magyarországi vaskohászat története a korai középkorban.* (Akadémiai Kiadó, 1968, Budapest), *Dénes György: Középkori vastermelés a Bódvától keletre és a tornaszentandrás ikerszentélyes templom.* = *A Herman Ottó Múzeum Évkönyve.* 11. [1972] pp. 83–103., *Dénes György: A Bódvaszilasi-medence 700 éves története.* (Borsodi kismonográfiák. 19., Herman Ottó Múzeum, 1983, Miskolc), *Hadobás Sándor: A martonyi vasércbányászat.* = *Közlemények a magyarországi*

a felszínhez közeli érctelepét érinthette, azaz külszíni bányák létesültek (a későbbi I-es szint környezetében). A bányavágatok, kutatótörők kihajtását csak jóval később kezdték meg, az elsöket a XIX. század végén.⁴

A Diósgyöri Vasgyár tulajdonában lévő vasérctelep bányászata az I. világháborút követően nyert ismét nagyobb figyelmet az ércvagyonát veszített országban, és 1928-ra vált igazán kiépítetté. Bár ekkor is még csak kisüzemként működött, körülbelül 70 bányászt alkalmazva. Az 1940-es évekre a Bódva völgye felé néző oldalon már hét szinten folyt az ércbányászat: a hegy taipától (VII-es szint, kb. 180 m tszf.) egészen annak „*derekáig*” (I-es szint, kb. 280 m tszf.).⁵ Az I-es szinten külszíni ércfejtés folyt, a köztes szinteken 2 m-es osztásközű főtépásztás fejtéseket alakítottak ki a tárókból kiindulva. A szinteken kialakított feladóállomásokat az 1928-ban készült siklópálya kötötte össze egymással, és ugyanekkor készült el a bányatelepet Bódvaszilással összekötő vasútvonal az érc diósgyöri kohókba való továbbszállítására.⁶ Az I-es szinten fölépült fékházból irányították a sikló működését és a szinteken kiépített feladókon cserélték ki az állványkocsin álló üres csilléket ércel teli csillékre. Az ércbányászat 1951-ig működött, majd 1956 és 1960 között még egy utó kutatást és termelést végeztek. Valójában ez utóbbi munkálatok során tárták föl a VII-es szint legismertebb barlangját, a Rákóczi-barlangot. Azonban a Rákóczi-barlang fölfedezése az utolsó közlök közül való a sorban, azt megelőzően már számos barlangról tudtak a bányászok.

Az első bányászat során fölfedezett barlangnak a hegy érctelepének műveléséhez kellett kapcsolódnia.⁷ A bányászok egy-egy barlang előbukka-

ásványi nyersanyagok történetéből. 3., pp. 163–173. Nehézipari Műszaki Egyetem. 1988, Miskolc, *Dénes György*: Az Esztramos és környéke történeti földrajzához. = *Topographia Mineralogica Hungariae*. 5. [1997] pp. 15–30.

⁴ *Turtegin Elek*: Az esztramos-hegyi vasércbányászat története ievéltári források alapján. = *Topographia Mineralogica Hungariae*. 5. [1997] pp. 31–36.

⁵ Az Esztramos eredeti magasságát 380 m tszf. magassági adattal szokták megadni.

⁶ *Turtegin Elek* 1997. i. m. pp. 34. A siklópálya tervezője Vánkó Rezső, az Újpesti Bányagépgyár mérnöke. (*Id. Molnár László* közlése, 1999 – A lábjegyzet nélküli bányásztörténeti adatok forrása a továbbiakban *id. Molnár László*, a mészkőbánya nyugalmazott üzemvezető helyettesének 1998 és 2000 között tett visszaemlékezése, amiért ezúton is köszönettel tartozom neki).

⁷ *Pantó Gábor* említi elsőként a hegyről bányászat során előkerült barlangokat földtani munkáiban (Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a rudabányai vasércvonalon. = A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése. 1948. B. Beszámoló a vitatésekről. 10. pp. 77–106., A rudabányai vasércvonalat földtani felépítése. = A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve. 49. (1956) 2. pp. 340–482. és *Balogh Kálmán – Pantó Gábor*: A Rudabányai-hegység földtana. = A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1949. évről. 1952. pp. 135–154.), ugyanis a limonitos érc áthalmozódását barlangokhoz kapcsolódnak tartja. *Kordos László* utalása szerint (Adatok az Esztramos barlangjainak ismeretéhez. = *Karszt és Barlang*. 1973. 1–2. pp. 7–12.) a *Pantó Gábor* által „*Okker-barlangok*”-ként leírt üregek a dolomit és mészkő vetőzónája mentén helyezkedtek el, ez jól látszik *Kordos László* későbbi rajzán (Az Esztramos barlanggenetikai, hegység szerkezeti és üledékföldtani vizsgálata. = *Karszt és Barlang*. 1974. 1. pp. 21–26.), melyen „*Fossilis barlang*”-ként jelöli a kitöltött vetőzónát. Ezen ábra alapján *Lénárt László* (Az Esztramos-hegy hidrogeológiai és szpeleológiai kutatásának eredményei. = *Topographia Mineralogica Hungariae*. 5. [1997] pp. 55–74.) két különböző bariangként („*Okker-bg.-k*”, „*Fossilis-bg.*”) említi azokat, holott azok eszerint azonosak.

násakor azt többnyire bejárták és gyűjthettek annak képződményeiből is, ezután az üreget sorsára hagyták, vagy a főtepásztás művelés folytatásaként betömedékelték. Így az ércbányászat időszakából, annak a szervezett hazai barlangkutatót megelőző volta miatt nem ismerünk pontosan fölmért vagy leírt barlangot, csak érintőleges említéseket. Külszíni ércfejtés közben előkerült barlangról nem tudunk. Azonban ismerve a hegy barlangjainak elhelyezkedését, feltételezhető, hogy léteztek ilyen üregek.⁸

A jelenleg ismert, dokumentált (meglévő vagy elpusztult) barlangok⁹ közül néhányat az ércbányászat vágathajtásai során fedeztek föl a bányászok. Minden bizonnyal ezek között van néhány olyan jelenleg ismert üreg is, melyek az Esztramoson folytatott bányászati tevékenységnek köszönhetően a hegy legkorábban fölfedezett barlangjainak tekinthetők (*I. táblázat, 1. ábra*). Ilyenek a VII-es ércbányászati (kb. 180 m tszf. magasságban elhelyezkedő) szint Ny-i és DNy-i tárójában lévő, kevésbé jelentős névtelen üregek¹⁰ [L-6, L-8]¹¹ és a VI-os szinti táróból (a kb. 200 m tszf. magasságban, az ún. Flórián-táróból) nyíló „*Fekete-Rendszer barlangjai*” [L-27]. Utóbbiak jelentős és kevésbé bolygatott üregrendszert jelentenek, föltárásuk fölfedezésük óta nem történt meg.¹²

Itt jegyzem meg, hogy bár a későbbiekben meginduló mészkőbányászatot szokás a hegy barlangjainak megsemmisítéséért okolni, azonban a vasércbányászat során eltömött, illetve lefejtett barlangok száma is többszöröse lehet annak a mennyiségnek, amelyeket ma tárókból ismerünk (kb. 19 barlang¹³).

⁸ Talán eredetileg nem is barlang, hanem táró lehetett a tornaszentandrási oldalon nyíló *Kereszt-feletti-barlang* [I-26] is, melyben utólag cseppkőlefolysások képződtek (leírásukat lásd *Majoros Zsuzsanna: Esztramosi barlangok. = A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei, I. sorozat, Bányászat. 33. [1986], pp. 189–195. Nehézipari Műszaki Egyetem, Miskolc*). Egyébként amennyiben barlangként vesszük számba, úgy a hegy egyetlen dolomitban képződött barlangja! Vö. *Less György et al.: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. 1:25 000. (Magyar Állami Földtani Intézet, 1988) munkával.*

⁹ A publikációban hozzáférhető, 52 barlangot feldolgozó legújabb barlangkataszter *Lénárt László 1997. i. m. pp. 72–73.* található.

¹⁰ Első irodalmi említésük *Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 192.*

¹¹ *Lénárt László 1997. i. m. pp. 72–73.* barlangkataszterét fölhasználva számozásuk a továbbiakban L-szám.

¹² Első irodalmi említésük *Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 193.* A későbbi föltárást nehezíthette, hogy az üregeket kizárólag a robbanóanyag-raktárként használt tárón keresztül lehetett megközelíteni – melyhez engedély volt szükséges. Jelenlegi állapotuk *Salamon Gábor közlése (1999) szerint omladékos, megközelíthetetlen, nehézkes vagy lehetetlen.*

¹³ *Lénárt László 1997. i. m. pp. 74.*

I. táblázat
Table I.

Az Esztramos hegyen bányászat során feltárult és dokumentált barlangok adatai 1965-ig¹⁴
Data of caves opened by mining on Esztramos hill and documented until 1965.

L-sz.	a barlang első említett neve egyéb neve, forrás	lej. m szf	feltár. mód	hoasz	mét ys	litérj.	első említője	feltárult/ elpuszt.
26	Keresztes-bg. Kereszt-feletti-bg., M.Zs. 1986.	213	term.	18		13×4	KORDOS 1972.	□
50 (=52)	Fossilis-bg.(ok) (K.L.) Okker-bg.k, P.G. 1948	245	vbv.- vbk.	30	80		PANTÓ 1948.	?/□?
27	Fekete-Rendszer bg.jai	200	vbv.				MAJOROS 1986.	30s/□
6	- (Ny-i táró, 130 m-nél)	180	vbv.	3		2,5×4	MAJOROS 1986.	30s/□
8	- (DNy-i táró, 220 m-nél)	180	vbv.	18		13×5	MAJOROS 1986.	30s/□
22 (=24)	Hasadék-bg. (M.Zs.) Osztramos 1-es szint bg.-ja, K.L. 1972.	277	mbv.	25	15	17×8	KORDOS 1972.	49k/□
23*	Kristály-bg.	277	mbv.	8			MAJOROS 1986.	49k/□
11	I. omlás bg.-ja (Rákóczi-táró 1. sz. ürege 53 m-nél)	180	vbv.	40	10	15×17	MAJOROS 1986.	56k/□
12	Rákóczi-táró 2. Sz. ürege 115 m-nél	180	vbv.	3			KVM BI 1990.	56k/□
13*	Rákóczi-bg. (M.Zs.) Ostromosi Rákóczi bg.csop., Sz.Gy. 1965. Óreg bg, M.I. 1972. Rákóczi bg.csop. 1. sz. bg, K.L. 1972. Rákóczi 1. sz. bg., K.L. 1984.	180	vbv.	218	79	50×70	SZILVÁSSY 1965.	58/□
14	II. omlás bg.-jai (1.) (Rákóczi-táró 3. sz. ürege 180 m-nél)	180	vbv.	2			MAJOROS 1986.	58k/□
15	II. omlás bg.-jai (2.) (Rákóczi-táró 4. sz. ürege 192 m-nél)	180	vbv.	20	6	9×3	MAJOROS 1986.	58k/□
16	Rákóczi-táró 5. Sz. ürege 220 m-nél	180	vbv.	26	6	20×6	MAJOROS 1986.	58k/□
17	„Kiszéledés”-bg.jai Rákóczi-táró 6. Sz. ürege 240 m-nél	180	vbv.	28	10	12×18	MAJOROS 1986.	58k/□
18	„Reprendszer”-bg. (1.) (Rákóczi-táró 7. Sz. ürege 280 m-nél)	180	vbv.	25	40		MAJOROS 1986.	58k/□
19	„Reprendszer”-bg. (2.) (Rákóczi-táró 8. Sz. ürege 300 m-nél)	180	vbv.	3			MAJOROS 1986.	58k/□
20	Rövid táró első bg.ja	180	vbv.	14	6		MAJOROS 1986.	58k/□
21	Rövid táró hátsó bg.ja	180	vbv.	30	23		MAJOROS 1986.	58k/□
42	Bódvarákói cseppköbg.	340	mbk.	28	10	28×4	BORBÉLY 1962.	61/61
40* (=47)	Földvári Aladár-bg. (M.Zs.) Esztramosi-bg., D.Gy. 1964. Esztramos-felső 1. bg., K.L. 1972.	312	mbk.	220		85×40	DÉNES 1964.	64/□
9	Ledobó-aknai-bg. (M.Zs.) „nagy surrantót építik, ... van egy ... barlang”, Sz.Gy. 1965.	244	mbv.	30	12	25×6	SZILVÁSSY 1965.	64/□
10*	Surrantós-bg. (K.L.) „a vágat végén ... nyílt ... barlang”, Sz.Gy. 1966. Rákóczi bg.csop. 2. sz. bg, K.L. 1972. Rákóczi 2. sz. bg., K.L. 1984. Rákóczi II.-bg., M.Zs. 1986.	180	mbv.	324	53	140×70	SZILVÁSSY 1966.	65/□

¹⁴ Lénárt László 1997. i. m. pp. 72–73. alapján, kiegészítésekkel.

Jelölések, megjegyzések:

- L-sz, azaz *Lénárt László* (1997) számozása, (=L-sz), azonosság a számozáson belül
- L-sz* = fokozottan védett barlang
- az első sorban szereplő barlangnév az első említőtől való, ha nem, utána zárójelben jelzem a névadó monogramját
- a második sorban lévő, idézőjel közé zárt barlangleírások a barlang nevét nem említik, viszont a barlang első leírásai
- ha a barlangnak nincs neve, akkor „-” jelet kapott
- névfeloldások: D.Gy. = *Dénes György*, K.L. = *Kordos László*, M.I. = *Murinai I.*, M.Zs. = *Majoros Zsuzsanna*, P.G. = *Pantó Gábor*, Sz.Gy. = *Szilvássy Gyula*
- a mennyiségi adatok különböző szakirodalmi forrásokból származnak
- feltárási módok jelölései: term. = természetes bejáratú, vbv. = vasércbányászathoz kötődő, vágattal, vbk. = vasércbányászathoz kötődő, külszíni fejtéssel, mbv. = mészkőbányászathoz kötődő, vágattal, mbk. = mészkőbányászathoz kötődő, külszíni fejtéssel
- feltárási/elpusztulás jelölései: □ = meglévő barlang, pl. 80s = 1980-as években, 56k = 1956 körül, ? = kérdéses meglét (vagy megvan, vagy lebányászták), a bizonytalanság oka lehet a barlang törmelékkel elfedettsége, eltömöttsége.

A mészkőbányászat megindulása

A II. világháborút követően egyre nyilvánvalóbbá vált az esztramosi vasércbányászat gazdaságtalansága. Ezzel veszélybe került az ott dolgozó bányászok megélhetése is. Kiút volt számukra, hogy bár a vasbánya még 1951-ig működött, azonban 1948-tól termelni kezdték a hegy mészkövet az ózdi vasolvasztók számára.¹⁵

Az 1948-tól megszülető kőbányászat rátelepedett az ércbánya kiépített eszközeire. A mészkő termelése az I-es ércbányászati szinten indult meg az I-es, II-es és III-as bányával (az első kettő a siklófékháztól keletre, az utóbbi attól nyugati irányban helyezkedett el), majd a hegy csúcsának eltüntetése következett (IV-es bánya) 1949-ben.¹⁶ Mivel az első három bánya talpszintje megegyezett az I-es ércbányászati szint talpszintjével, ezért a letermelt mészkövet továbbra is csillék segítségével, emberi erővel szállították a siklopályához. Azonban a siklófékház szintje és a hegy csúcsa közötti közel 100 méteres szintkülönbséget valahogy le kellett győzni. Ezért 0.5 m átmérőjű acél csőcsúszda készült a tetőszint (kb. 370 m tszf.) és a kb. 310 m tszf. magasságú szint között. A csőcsúszdát gurítóval (későbbi nevén I-es gurítóval) kötötték össze az I-es szinten, a siklófékház mögött kihajtott táróval. Így a tetőszinten robbantással termelt mészkő a csőcsúszdán és a gurítón keresz-

¹⁵ *Turtegin Elek* 1997. i. m. pp. 34–35.

¹⁶ Sztálin generalissimus 70. születésnapja (1949. december 21.) tiszteletére följánlva.

tül az I-es szint tárójába jutott, ahol a mészkövet billenőcsillékbe csapolták. A csilléket a kettős vágányú tárón keresztül hozták ismét felszínre, a siklófékház mögött, majd a bányasikló állványkocsijára tolták. Onnan a sikló szállította le a mészkövet a VII-es szintre, ahol továbbították a tárolóbunke-
rok felé. A bunkerokból vasúti kocsikba csapolták a kohókövet és vasúton szállították tovább Ózdra.

Az I-es ércbányászati szint siklófékház mögött nyíló tárójából két barlangot¹⁷ ismerünk: a gurító nyílását elhagyva a Hasadék-¹⁸ és a Kristálybarlangot¹⁹ [L-22(=L-24), L-23]. Mindkét barlangot 1948 körül fedezték föl a táró kihajtásakor. A mészkőbányászati szállítóvágat kialakításakor az első barlangot a fejtés egyszerűen átlyukasztotta: a táró északi és déli oldalán, valamint a főtében is követhető a kb. 30 × 10 × 12 méteres üreg. Az 5 m hosszú és 8 m magas Kristály-barlang viszont csak érinti a vágat északi oldalát 0.6 × 0.8 m átmérőjű bejáratával. A rendkívüli formagazdagságú falborítás valószínűleg e kis bejárat miatt maradt oly sokáig ismeretlen a barlangászok előtt.²⁰

A csőcsúszdát 1952–53 körül szétszedték, szerepét a tetőszint (kb. 370 m tszf.) és a kb. 310 m tszf. magasságú szint közötti „tölcsérfejtés” vette át, amely bányaszámozást nem kapott. A felsőbb részekben robbantással jövesztett kőzet a tölcser alján gyűlt össze, amely a főt említett gurítóval volt összekötetésben a 300 m tszf. magasságban újonnan kihajtott köztes szint tárójával. A köztes szinti táróban dolgozó bányászok a kőzetoszlopot vashorog („hák”) segítségével a gurítóba beépített törőrostára piszkálták és a nagyobb átmérőjű darabokat a továbbjutás érdekében azon nagykalapáccsal összetörték. Ezzel elérték, hogy az I-es szinti csapolónyíláson keresztül csak megfelelő (max. 300 mm) átmérőjű kőzet távozott.

Az üzem történetének új fejezete 1953 március 1-jével kezdődik, amikor is az „Ózdi Kohászati Üzemek Nagyolvasztómű Gyárrészleg Torna-szentandrás Mészkőbányájává” vált.

Az I-es szinti, fékház mögött nyíló táró a barlangokat elhagyva tovább is folytatódik. Ugyanis 1954-ben a bánya továbbhajtotta a vágatot, a végére

¹⁷ Lénárt László i. m.-ben három barlangot említ az I-es szinti táróból. Azonban adatfölvétele téves, a 24. sorszám alatt közölt barlang azonos a 22. sorszámú barlanggal. Ez mindjárt látszik, ha megnézzük Kordos László földhasznált térképét (Adatok az Esztramos barlangjainak ismeretéhez. = Karszt és Barlang. 1973. 1–2. pp. 7–12.), melyen – igaz, alig észrevehetően – a bejáratától nem kb. 10 m-re, hanem szaggatott vonalás jelöléssel távolabbra jelöli ki a barlangot.

¹⁸ Első irodalmi említése Kordos László: Jelentés a Szpeleológia Barlangkutató Csoport 1972. évi munkájáról (Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató. 1972. 7. pp. 31–33.) munkájában, ebben „Osztramos I-es szint barlangja” néven.

¹⁹ A két barlang ilyen néven való irodalmi említése Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 192. tünik föl elsőként.

²⁰ Első irodalmi említése Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 192., 1972-ben és 1973-ban Kordos László nem közli.

gurítót terveztek ugyancsak a kb. 310 m tszf. magasságú szint összekötésére. Végül ez a gurító nem készült el, mivel erősen meddős (agyagos) anyagba ütköztek.

Mindeközben tovább folytatták a II-es és III-as bánya művelését (az I-es bánya művelését a nagy szállítási távolság és a jelentkező meddő miatt korábban, 1949 körül főlhagyták) egészen 1954-ig, amikor is a tölcserfejtés és a két említett bánya művelését megtiltják a magasművelés veszélyessége miatt. Ezután az eddigi tölcserfejtést magasságában kettéosztották. A roston való kézi anyagtörés és a köztes táró szerepe ezzel megszűnt. A 340 m tszf. magasságú szinten egy új fejtési udvart alakítottak ki, amit ugyancsak kettéosztottak: egyik oldala Bódvarákó irányába haladt (V-ös bánya), míg a másik Tornaszentandrás irányából haladt (VI-os bánya) előre, a tölcserfejtés felé. Utóbbi, „fordított” fejtési módra az ott jelentkező meddőbeágyazás a magyarázat. Ezen a szinten fejlődött ki a VII-es és VIII-as bányák udvara is. A termelt mészkő I-es szintre való leszállítására pedig továbbra is a tölcserfejtés megmaradt részsűjét használták.

Az 1950-es évek végi érckutatás és -termelés

Az 1956-ban újból erőre kapott érckutatás során az Ércbányászati Feltáró Vállalat nekifogott a megmaradt vasércvagyon bányászatának.²¹ Bányászkodást az V–VI-os, VI–VII-es szintek között és a VII-es szint alatt végeztek.

A VII-es szinten 1956 és 1958 között az ÉK-i táró folytatásával, az „ereszkefeje” elhagyva újabb érckutató tárót (későbbi nevén Rákóczi-tárót) hajtottak ki a II-es kőbányában mutatkozó hematitnyomok mélyszinti kutatására. Ennek nyomán ma még tíz barlangot ismerünk. A táró hajtása során talált első két barlang sorban fölfűzve: a Rákóczi-táró 1. számú ürege²² [L–11] 40 m hosszú, 10 m mély és 15 × 17 m kiterjedésű üreg, majd a 3 m hosszú barlangocska, a Rákóczi-táró 2. számú ürege²³ [L–12] következik.

A táró nevét adó Rákóczi-barlang²⁴ [L–13] 1958 körül nyílt meg („lyukadt ki”) egy belművelési robbantás során. A karsztvízszintet elérő (tavas-)barlang megnyílt szakadékát egyszerű megoldással (két villanyoszloppal) áthidalták és tovább folytatták az érckutató táró hajtását. Az „ércesek”

²¹ Turtegin Elek 1997. i. m. pp. 35.

²² Első irodalmi említése Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 192, 194., „I. omlás barlangja” néven.

²³ Első irodalmi említése Lénárt László 1997. i. m. pp. 72.

²⁴ Szilvássy Gyula: A Vámórségi Barlangkutató Csoport 1964. évi beszámolója. = Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató. 1965. 1-2. pp. 16–18. Lásd még később is!

nem foglalkoztak különösebben a barlang jelentőségével, bár bejárati szakaszáról Venkovits István geológus azon nyomban térképet is rajzolt,²⁵ ha úgy tetszik, a barlang első térképét, illetve az első esztramosi barlangtérképet. Lejárati szakaszának környéke erősen törmelékes, mivel a vágat továbbhajtásakor az onnan kikerülő mészkövet a bányászok már nem hordták ki külszíni meddőhányóra, hanem azt ide, azaz a barlangba zúdították, azaz a barlang belső meddőhányóként funkcionált.

A Rákóczi-barlang áthidalása után folytatódó bányavágat még további hat barlangot érint, illetve vág át. Ezek sorra: Rákóczi-táró 3. számú ürege²⁶ [L-14] 180 m-nél, Rákóczi-táró 4. számú ürege²⁷ [L-15] 192 m-nél, Rákóczi-táró 5. számú ürege [L-16] 220 m-nél, Rákóczi-táró 6. számú ürege²⁸ [L-17] 240 m-nél, Rákóczi-táró 7. számú ürege²⁹ [L-18] 280 m-nél és Rákóczi-táró 8. számú ürege³⁰ [L-19] 300 m-nél. A barlangok általában kicsinyek, hasadék mentén alakultak ki és maximálisan 25–28 m hosszúak.

A Rákóczi-barlang nyílásánál, azzal szemközt újabb bányavágatot nyitottak ÉK felé a falon látható hematitosodás továbbkutatására. Majd az érc elhanyagolható mennyisége miatt a továbbkutatást rövidesen főlhagyták. Az alig több mint 50 m hosszú táró még további két barlangot tárt fel. A Rövid táró első barlangja³¹ [L-20] 14 m hosszú és 6 m mély, a Rövid táró második barlangja³² [L-21] 30 m hosszú és 23 m mély üreg. A két borsóköves barlang szintén hasadék mentén alakult ki.

Az esztramosi vasérc termelését 1960 végén fejezték be, és a Miskolci Kerületi Bányaműszaki Felügyelőség még az év decemberében végleg törölte az üzemet a bányahatósági nyilvántartásból.³³

Az első „*publikált*” barlang

Az 1950-es évek végének ércföltáró és érctermelő munkálatai alatt a mészkőbánya egyre növekvő termelési mutatókat produkált. Ekkorra, mint elmondottuk, az Esztramos már csúcsátvesztetten állt. A kb. 340 m tszf. ma-

²⁵ Kordos László: Magyarország barlangjai. (Gondolat. 1984, Budapest) pp. 268.

²⁶ Első említése Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 192, 194., „*II. omlás barlangjai*” néven a következő üreggel.

²⁷ Lásd az előző lábjegyzetet.

²⁸ Első említése Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 192., „*„kiszélesedés” barlangjai*” néven

²⁹ Első említése Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 193, 194., „*„Reprendszer”-barlang*” néven a következő üreggel.

³⁰ Lásd az előző lábjegyzetet.

³¹ Első említése Majoros Zsuzsanna 1986. i. m. pp. 192, 194., „*A 190 m tszf-i magasságban levő rövid táró barlangjai*”-ként a következő üreggel.

³² Lásd az előző lábjegyzetet.

³³ Turtegin Elek 1997. i. m. pp. 35.

gasságú bányatéren ekkor középpűt egy 20–40 méter széles agyagos hasadék-
kitöltés (meddő) akadályozta a termelést, így azt az Ózdi Kohászati Üzemek
megbízásából a Bányászati Földkotró Vállalat takarította le a hegy déli lejtő-
jén kialakított meddőhányóra.

Az 1950-es évek végén a Bódva-völgyi oldalon újabb tölcserfejtést
(IX-es bánya) alakítottak ki, a korábbi tölcserfejtéstől Bódvarákó felé eső
irányban, 312 m tszf. magasságú talppal. Gurító (II-es gurító) készült a 312
és 280 m tszf. magasságú szintek között, melynek végpontjából az ekkor
hajtott tárón keresztül dízelmozdony szállította a termelt mészkövet a sikló-
pálya I-es szinti feladójára.

1960 körül a VIII-as bányából déli irányban (a jelenlegi Földvári Ala-
dár-barlang védőpillére fölé) tárót hajtottak, majd a déli oldalon való „*kilyu-
kadás*” után ott megnyílt a X-es bánya³⁴ (kb. 340 m tszf. magasságban) és a
táró mindkét oldalán megkezdték a kőfejtést. Meddőjének egy része a később
előkerült Földvári Aladár-barlang védett védőpillérére került (ma is ott van).
A vágaton keresztül dízelmozdonyal szállították a II-es gurítóhoz a termelt
mészkövet, miközben a bányaudvar fokozatosan a Bódva-völgy irányába
harapódzott.

1961. szeptember 29-én, az említett meddőletakarító munkálatok so-
rán, a 340 m tszf. magasságú szint valamelyik bányaudvarán találtak egy
barlangot [L-42], amely a bányászat során előkerült barlangok közül első-
ként került be a „*barlangász köztudatba*”. Borbély Sándor jelentését még
1961-ben közölte.³⁵ Ebben leírja, hogy „*a Bányászati Földkotró Vállalat
dolgozói a legfelső szinten robbantásokat végeztek. A lerobbantott mészkő
eltakarítása közben egy üreget találtak. Juhász Tibor és Sebők László be-
máskáztak a megnyílt barlangüregbe és az első törmelékes szakasz után megle-
pődvé tapasztalták, hogy gyönyörű cseppköves barlangot tárt fel a robban-
tás. Az esetet jelentették Császár János műszakvezető bányásztechnikusnak,
aki október 1-én megtekintette a barlangot és látva annak szép képződmé-
nyeit felhívta az «Északmagyarország» napilag szerkesztőségét és kérte,
hogy az esetet hozzák barlangkutatók tudomására.*” Ami meg is történt:
Borbély Sándor és Várszegi Sándor barlangkutatók bejárták a barlangot, el-
készítették az első, barlangász által rajzolt, esztramosi barlangtérképet, fo-
tókkal és leírással dokumentálják az üregek képződményeit. A barlang utolsó
termében megdöbbentő tapasztalatot szereztek: „... *puha talajon járunk.*

³⁴ A X-es bánya ma is lehatárolható maradványa a védett bódvarákói oromrész felső, 312-es szint felőli oldalán
található néhány négyzetméteres csonka bányaudvar.

³⁵ Borbély Sándor: A bódvarákói cseppkőbarlang. = Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató. 1961. december. pp.
9–11. A jelentést – és a további munkák részleteit is – eredeti formájában, hibáival együtt közlöm.

Hozzáérünk a Ny-i fal cseppköveihez, elhajlanak, nem törnek el. Megszorítjuk ezeket a «cseppköveket», vastagon spriccel ki a víz belőlük.” Ma már tudjuk, amit ők akkor még nem: hegyitejes cseppkövekkel találkoztak, ami a hegy felsőbb barlangjainak egyik különlegessége.

Néhány évnek azonban el kell még telnie és külszíni művelés során előkerül az a barlang, amely kiváltja a természetvédelem és a bányászat valódi konfliktusát: azt a nehezen föl- – vagy talán föl sem – oldható problémát, amely a hegy megtartásában vagy „*elhordásában*” gyökerezik.

A Földvári Aladár-barlang előkerülése

Az 1960-as évek elején a „*földkotrósok*” megbízatása megszűnt, mivel letakarították a 340 m tszf. magasságú szinten elhagyott meddőszávot és megnyílhatott a XI-es bánya a tornaszentandrási oldalon.

1964-ben a 312-es tszf. magasságú szinten, a IX-es bányából dízelmozdony-szállítás számára készült duplaszelvényű táróval É–D-i irányban átlukasztották a hegyet. (Megmaradt töredékét az 1980-as években kőzetraktárként használta a természetvédelem.) Így az egyre terjeszkedő IX-es bányával és a táró déli végén megindult kőfejtéssel (XII-es bánya) a teljes 312-es szintet megtámadták.

Az „*Esztramos-ügy*” tulajdonképpen valamikor 1964 nyarán, kora őszén kezdődött.³⁶ A 312 m tszf. magasságú szinten, a XII-es bányarészben, a Bódva-völgy irányába haladó fejtés egyik robbantása után nagyobb barlang [L-40(=L-47)] bejárata került elő.³⁷ A bátrabb bányászok a törmeléken keresztül bemásztak az üregbe, azt bejárták és – miért is ne tették volna, hiszen mindahányszor ilyesmi történt, ez természetes volt – törtek a képződményekből, majd azokat, valamint a robbantás során lepergett mutatósabb cseppkövek egy részét felszínre hozták.

Az üzem vezetése azon nyomban tudott a barlang létezéséről, de nem különösebben törődtek vele, hiszen a barlang jelentőségét nem kívánták fölértékelni, bár ekkor még aligha sejtették, hogy mekkora „*nyűgöl*” szabadított nyakába a bánya a fölfedezés tényének „*kiszivárogtatásával*”. Így a barlang a

³⁶ A barlang előkerülésének pontos ideje bizonytalan. Dénes György a vele készült beszélgetésben (Az Esztramos kincsei. Rendezte: Feigel Lóránd, Nyíregyházi Televízió, 1998. Bemutatás: Duna Televízió, 1999. április 23. 19.40) a következőket mondja: „*Ami odairányította az ország figyelmét, az 1964-ben történt. 64' – ha jól emlékszem – október 22-én a robbantások során fölnyílt egy barlangüreg...*”, majd később „*Szilásról kaptam a telefont akkor szeptember végén, hogy valami csodálatos barlang nyílt meg...*”. Ugyanakkor 1964 júliusát jelöli meg levelében Papp Ferenc (címezte az Országos Természetvédelmi Hivatal, datálása 1965. jan. 24.).

³⁷ Eiső publikált említései: –*ivánszk-*: Barlang a Mészköbányában. = Ózdi Vasas. 1964. nov. 22. (7. évf. 48. szám) pp. 1., Dénes György: Esztramosi-barlang. = Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató. 1964. 4. pp. 79.

bánya számára eleinte csak egy újabb cseppköves üregnek számított a lerobbantható barlangok sorából.

Az egyik bányász, aki éppen akkor Ózdon járt, jelentette a barlangot a vezetőségnek, mire az Ózdi Kohászati Üzemek (ÓKÜ) jelezte a Kohó és Gépipari Minisztériumnak (KGM), amely továbbította az ügyet az Országos Természetvédelmi Hivatalnak (OTvH).³⁸ Ennek következtében a barlang környezetében a fejtés rövidesen leállt.

Eredetileg a vezetés talán úgy képzelhette, hogy miután elcsitult a barlang fölfedezésének szenzációja, a barlang képződményeit kitermelik és ezután magát az üreget is lerobbantják, hiszen az a hegy átvágásának irányába esett.

A Rákóczi-táró barlangjainak megismételt fölfedezése

Az Ércbányászati Feltáró Vállalat – mint azt korábban elmondottuk – még 1960-ban főlhagyta az általa kutatott tárókat. Ugyanakkor a vállalat által nem kutatott, felsőbb szintű tárók még korábbról, az 1940-es évek végétől sorsukra hagyottan álltak. A tárókban bennmaradtak a bukócsillék, helyenként a rabolatlan ácsolatok is.

Az 1960-as évek közepére az ózdi kohók egyre nagyobb mészkeigénnyel jelentkeztek. Az esztramosi bánya teljesítményét pedig csak úgy lehetett fokozni, ha javulnak az üzemen belüli szállítás feltételei is. Nyilvánvalóvá vált, hogy a kohászat megnövekedett kohóköigényét a kisüzemi célra méretezett siklopálya már nem tudja ellátni. Megoldásként újra fölvetődött a hegy felső szintjének (IX-es bánya, 312 m tszf.) összekapcsolása a VII-es (180 m tszf.) szinttel. Az ÓKÜ megtervezte a Bányászati Tervező Intézettel,³⁹ majd 1964 körül az Aknamélyítő Vállalat hozzákezdett a kivitelezéshez. Így 4 m átmérőjű függőleges surrantó (ledobóakna) készült és mélyítése közben fölfedezték a Ledobóaknai-barlangot⁴⁰ [L-9].

A Vámórségi Barlangkutató Csoport⁴¹ 1964 végén járt az Esztramoson. Szilvássy Gyula kutatási beszámolója⁴² szerint elsőként a hegy tetejét

³⁸ *Sárdi Imre* üzemvezető helyettes levele a miskolci KBF-hez (datálása: 1965. okt. 30.)

³⁹ A Csillés-táró bejárata fölötti táblán olvasható: „B. Á. T. 1964”.

⁴⁰ Első említése *Szilvássy Gyula*: A Vámórségi Barlangkutató Csoport 1964. évi beszámolója. = Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató. 1965. 1-2. pp. 16–18. „Ledobó-aknai-barlang” néven való említése elsőként *Majoros Zsuzsanna* 1986. i. m. pp. 191, 194. Lásd még a szöveget és a 45. lábjegyzetet!

⁴¹ 1965-től új neve: Pénzügyőr Sport Egyesület Természetbarát Szakosztálya Barlangkutató Csoportja.

⁴² *Szilvássy Gyula*: 1965. i. m. pp. 16–18. Idézi még *Kordos László*: Magyarország barlangjai. (Gondolat. 1984, Budapest) munkájában, pp. 267–270.

járták be, ahol „*mintegy 15 m hosszú, 3 m széles szenilis aragonitos*⁴³ *barlangra hívták fel a bányászok a figyelmünket. Ez a barlangrész belesik a bányaművelés irányába. További járatokat benne nem találtunk.*”⁴⁴ Arról nem szól a jelentés, hogy a 312-es szinten újonnan fölfedezett barlangban jártak-e, azonban a következő évben megjelent kutatási jelentés egyértelművé teszi, hogy kutattak abban.⁴⁵ Első ottlétükkor leszálltak viszont az akkor készülő ledobóaknába: „*Egy szinttel lejjebb, (értsd: a 312-es szinten, a szerző) hol a nagy surrantót építik, középmagasságban, (értsd: a surrantó középmagasságában, a szerző) van egy ugyancsak a bányászok által ismert, kb. 30 m hosszú és 10 m széles barlang.*”⁴⁶

A vasércbánya táróinak bejárásakor újból fölfedezik a Rákóczi-barlangot: „*Ottlétünk alkalmával a VII. szinten lévő egyik táróból köd gomolyagra emlékeztető párák levegő áramlott kifelé. Kalocsay bányatechnikus,*⁴⁷ *aki kisért bennünket a bánya területén, kérdésünkre elmondotta, hogy semmilyen szellőztető berendezés nem dolgozik, és a mesterséges táró több irányba is elágazik.*” Ezután már a megismételt „*fölfedezés*” következett: a barlangászok elértek a barlang hasadékaához és biztosítókötél segítségével leengedték egyik társukat (Kertész Tamást) aki odalent tavacsát talált. Így a következő alkalommal (1964. november 5-én) „*kutató csoportunk kötelekkel, hágcsókkal, gumicsónakkal, fényképezőgéppel, stb. kellőképpen felszerelve megérkezett...*”, majd „*... meggyújtottuk lámpáinkat és megkezdtük a leszállást.*” Aztán megtörtént az első vízreszállás, az első tóban 11.5 m vízmélységet mértek.⁴⁸

Beszámolójában Szilvássy Gyula a falakon látott képződmények közül többek között heliktitet és elsőként „*tűs aragonit*”-ot⁴⁹ említ. Elérték a később Aranykalitkának elkeresztelt szakaszt, melyből rögös volt a tovább-

⁴³ Szilvássy Gyula 1965. i. m. pp. 18. érhető tetten az első aragonit-említés. Megjegyzendő, hogy az újabb, 90-es évekbeli ásványtani kutatások az Esztramosról aragonitot nem mutattak ki. Lénárt László 1997. i. m.-hez frott lábjegyzetben Szakáll Sándort idézve: „... hiába említi számos szerző aragonitot az Esztramos-hegy barlangjaiból, magunk – több mint 40 karbonátos képződmény röntgen diffrakciós vizsgálata alapján – nem találkoztunk vele, és a mutatott «aragonitok» minden esetben kalcitok voltak.”

⁴⁴ A Lénárt László 1997. i. m. pp. 73. által, Szilvássy Gyula 1965. i. m.-re való hivatkozásában „Hegy-teteji-bg.”-ként említi.

⁴⁵ Szilvássy Gyula: A Pénztügyőr S. E. Természetbarát Szakosztálya Barlangkutató Csoportjának 1965. évi beszámolója. = Karszti- és Barlangkutató Tájékoztató. 1966. pp. 28–31.

⁴⁶ Kordos László 1973. i. m. pp. 9. az I-es szintű, fékház mögött nyíló táróval azonosítja, amely téves – ez látszik a barlang közölt méreteiből is. Lénárt László 1997. i. m. pp. 72. a Surrantós-barlanggal véli azonosnak, azaz a Rákóczi 2. számú barlanggal. Ez azonban szintén téves, hiszen az csak a következő évben kerül elő, továbbá a leírás is egyértelművé teszi a Ledobóaknai-barlanggal való egyezést. A Surrantós-barlang neve itt egy további kérdést is fölvet: vajon nem az idézett Szilvássy-féle leírásból vették át a későbbiekben a Surrantós nevet és alkalmazták azt a Rákóczi 2. számú barlangra?

⁴⁷ Pontosabban: Kalocsai Géza művezető.

⁴⁸ Szilvássy Gyula 1965. i. m. pp. 17.

⁴⁹ Lásd 42. számú lábjegyet!

jutás útja: „... felsőbb szintre jutottunk, ahol kb. 1 méter magas, 2.5 m széles cseppkőfüggöny zárta el előlünk a továbbjutás lehetőségét. A cseppkőfüggönyön keresztül erős huzat áramlott. Fájó szívvel a függöny közepéből – mivel a járat ott haladt tovább – kitörtünk három db egy méter hosszú hófehér cseppkövet, hogy tovább haladhassunk. Egy hatalmas teremben találtuk magunkat. Alattunk 20 méterre egy másik tó vizükre csillant meg lámpáink fényében.” A később 2-es számú tónak elkeresztelt tóban is vízre eresztették csónakjukat, majd innen már visszafordultak.⁵⁰

A barlang és képződményeinek keletkezését alulról föltörő, egymást váltogató hideg- és melegvíz hatásának tulajdonítja. A barlangot, illetve – az eredeti megfogalmazás szerint – a hegy összes barlangját „*Ostromosi Rákóczi-barlangcsoport*” névre keresztelték, mivel hogy – szerintük – „*ezen a területen éltek valamikor a Rákócziak*”.⁵¹

A Földvári Aladár-barlang hányattatása

1965. január 7-én az Országos Természetvédelmi Hivatal (OTvH), a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, a Magyar Természetjáró Szövetség és az Ózdi Kohászati Üzemek együttes kiszállása alkalmával az OTvH a 312-es szinten fölfedezett barlang ideiglenes megtartása mellett döntött.⁵²

A helyszíni bejárást követően, 1965. január 18-án az OTvH bányaművelő szakértője – talán éppen dr. Papp Ferenc – azt javasolja az üzemnek, hogy a barlang védelme érdekében a hegy átvágását tolja el 20 méterrel ÉK-i irányba, valamint a barlang 10 méteres környezetében megtiltja a robbantásokat és csak 50 méteren túl enged nagyobb tölteteket elrobbantani.⁵³

Az MKBT Műszaki Szakosztálya az OTvH-tól kapott megbízást – derül ki dr. Papp Ferenc leveléből⁵⁴ – a feltárt barlang értékének és védelemre érdemességének megállapítására. A Sárváry István és Varga Magdolna által készített fölmérésből megállapítható, hogy „*4 terem alakú barlangüreg csatlakozik egymáshoz. (...) A bejárat rész sajnos a kőbányászat robbantásai miatt sérült...*” A barlangot védelemre javasolják, mivel „*a környék barlangjaitól teljesen eltérő cseppkőképződményeket rejtő barlang üregrendszer alakult ki e helyen*”. Továbbá védelme érdekében megjegyzik: „*Feltétlenül szükséges a bejáratot megfelelő betonkeretes, jól elzárható ajtóval ellátni.*”

⁵⁰ Szilvássy Gyula 1965. i. m. pp. 17–18.

⁵¹ Szilvássy Gyula 1965. i. m. pp. 18.

⁵² Sárdi Imre üzemvezető helyettes levele a miskolci KBF-hez (datálása: 1965. okt. 30.)

⁵³ Sárdi Imre üzemvezető helyettes levele a miskolci KBF-hez (datálása: 1965. okt. 30.)

⁵⁴ Papp Ferenc levele a budapesti OTvH-hoz (datálása: 1965. jan. 24.)

A jelentés nem említi tördelésnyomokat, viszont a védelmet már szükségesnek mondja. Ebben a levélben érhető tetten az első bányabezárási (pontosabban áthelyezési) javaslat, kívánatosnak érzik az OKÜ részéről más bányával kiváltani a hegyet és „... *terv készítendő, hogy fokozatosan hogyan állítható ez be az idegenforgalom szolgálatába; kétségtelen, hogy a közeli években legfeljebb egy kutató csoport dolgozhatna ott, hogy a minden bizonnyal jelenlevő újabb barlangokat azok feltárják.*”

Még egy barlang, a „Surrantós”

1964 körül, a 312 és 180 m tszf. magasságú szintet egymással összekötő gurító készítésekor vágatot hajtottak a Csillés-táróból DK felé, a fölülről mélyített gurító végpontjához. Mindezt teszik azért, hogy a 312-es szinten gurítóba öntött mészke 180 m tszf. magasságú táróba surrantása után dízelmozdony-szállítással jusson ki ismét a felszínre, a Csillés-táró vágányán. A bányavasút belső csillerendező pályaudvarának kialakításakor tovább folytatták a DK-i vágatot, amely végül 1965 első felében belelyukadt egy nagyobb barlangba [L-10]. Így a bányának nem kellett szellőztetőcsöves légcserét kiépítenie, ehelyett a barlang természetes légcseréje biztosította a vágat szellőztetését. A barlang szájához két axiálventillátor („*egy téli és egy nyári*”) került beépítésre, melyek a külső hőmérséklet változásával követte a huzat irányváltozását.

1965-ben a Pénzügyőr S. E. barlangkutatói tovább kutattak az 1964-ben újra fölfedezett barlangban, ahol a Bódva vízszintje és a barlang tavainak vízszintje közötti kapcsolatot sikerült föltárni. Geodéziai mérésekkel bizonyították, hogy a Bódva duzzasztott vízszintje megközelítően egyezik a barlangban mérhető vízszinttel. A barlangrészek közötti lehetséges kapcsolatok föltárására megvizsgálták a vasércbánya táróit is, amelyek ekkorra – a leírás szerint – jórészt beszakadtak, ácsolataik összedőltek és korhadtak voltak.⁵⁵

Az év legkiemelkedőbb fölfedezése azonban a följebb említett barlang. A beszámoló szerint: „... *új vágatnak a behajtásakor, a vágat végén, hasadék nyílt meg, amelyen keresztül szinte sivitva tört fel a légáramlat. 8 métert leereszkedve törmelék kupra jutunk, amely enyhén lefelé halad kb. 10 métert, amikor egy egyenlő oldalú háromszög alakú nyílássá szűkült össze a járat, amelyet a könnyebb közlekedés céljából kirobbantottunk, úgy hogy kb. 1,5 x 2,0 méteres nyílást kaptunk. (...) Ebben a barlangban is több helyen megtaláltuk a karsztvízszintet. (...) Az eddig feltárt barlangrész iránya a be-*

⁵⁵ *Szilvássy Gyula*: 1966. i. m. pp. 29.

számlóm elején említett tavas barlang felé tart és minden remény megvan arra, hogy a két barlang között az összeköttetést mielőbb megtaláljuk. Ennek az új barlangnak a bejárt hossza meghaladja kb. az 500 métert. (...) A felmérést Ambrus Gábor, Kalinovits Sándor, Szloboda Ferenc és Szilágyi Péter kezdték...

A korábbi évben előkerült barlang kapcsán Szilvássy Gyula egy sztalaktit tarajszerű kinövéseit magyarázza hosszasan. Majd leírja a barlangkutatók bányának nyújtott segítségét: „... akkor került volna sor a több száz méter hosszú, kb. két centiméter vastag földkábel kiépítésére, amely a bányában használatos elektromos berendezések balesetmentes használatát biztosítja. Szilvássy Andor kutatótársunk szakszerű irányításával a bánya műhelyében elkészült a megfelelő méretű (1.50 x 0.80 m) 8 mm vastagságú földlemez, amelyre több helyen ráhegesztették a vastag, többerű földkábeli, amelynek hossza így csak kb. 40 méter volt. (...) A jó földelés biztosítása érdekében a vaslemezt az egyik kis tavacskába 4 méter mélyre eresztettük le. Így a bányát többszáz méter földkábel kiépítésétől mentesítettük, ami tetemes költségmegtakarítást jelentett a bányának.”⁵⁶

Ez az eset hosszú időre példaértékű maradhatott volna, azonban sajnos az 1960-as évek végétől egyre inkább elmergesedni látszott a helyzet. Egymás érveinek meg nem értése, a kölcsönös tiszteletlenség hosszú időn keresztül egyik félnek sem kedvezett. Az üzem úgy érezte, illetve érezte a felsőbb vezetés felé, hogy nem hagyják dolgozni, ugyanakkor az akkor erőteljesen lábakon álló hazai természetvédelem pedig a hegy megmentéséért hiába valóan gyártotta a javaslatokat, szakértői véleményeket. Mire megtanultak volna együttműködni egymással, addigra a bánya is tönkrement.

Jelenleg a bánya, eszközeivel együtt a pusztulás képét mutatja. Azonban amennyiben ismét előtérbe kerül – és immár megvalósul – a korábban említett terv, mely szerint az Esztramoszt az idegenforgalom szolgálatába állítják, úgy a hegy az Aggteleki Nemzeti Park és ezzel együtt az egész vidék egyik legfőbb látványosságává válik.

⁵⁶ Szilvássy Gyula: 1966. i. m. pp. 30.

